UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

MARCELO DE ALMEIDA BALBINO

**Gênese de solos afetados por sais no entorno de uma lagoa salobra
no Pantanal da Nhecolândia, Mato Grosso do Sul**

(Versão corrigida)

São Paulo

2017

MARCELO DE ALMEIDA BALBINO

**Gênese de solos afetados por sais no entorno de uma lagoa salobra
no Pantanal da Nhecolândia, Mato Grosso do Sul**

(Versão corrigida)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientadora: Profa. Dra. Sheila Aparecida Correia
Furquim

De acordo:

São Paulo

2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação Serviço de
Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

B172g Balbino, Marcelo de Almeida
 Gênese de solos afetados por sais no entorno de
 uma lagoa salobra no Pantanal da Nhecolândia, Mato
 Grosso do Sul / Marcelo de Almeida Balbino ;
 orientadora Sheila Aparecida Correia Furquim. - São
 Paulo, 2017.
 147 f.

 Dissertação (Mestrado)- Faculdade de Filosofia,
 Letras e Ciências Humanas da Universidade de São
 Paulo. Departamento de Geografia. Área de
 concentração: Geografia Física.

 1. Solos halomórficos. 2. Solodização. 3. Dinâmica
 fluvial. 4. Áreas úmidas. I. Furquim, Sheila
 Aparecida Correia, orient. II. Título.

BALBINO, Marcelo de Almeida. **Gênese de solos afetados por sais no entorno de uma lagoa salobra no Pantanal da Nhecolândia, Mato Grosso do Sul.** Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Aprovado em: 24/11/2017

Banca Examinadora

Prof. Dr. Carlos Roberto Espindola

Instituição: UNICAMP

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Profa. Dra. Déborah de Oliveira

Instituição: USP

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

Instituição: UNIFESP

Julgamento: _____ Assinatura: _____

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus pela companhia durante todo tempo, principalmente por me oferecer condições de ter chegado a um dos momentos mais importantes da minha vida.

Agradeço a todos que diretamente ou indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho de pesquisa, especialmente;

A minha mãe, Marlene, que nunca deixou de me apoiar em minhas jornadas.

A professora Sheila, pela orientação no Mestrado e pelos ensinamentos durante toda essa caminhada. Foi uma honra poder aprender tanto contigo durante todo esse tempo!

Aos amigos que fiz na capital, especialmente os que residem comigo no CRUSP (Rodrigo e Vander), pela boa convivência e principalmente pela grande amizade que será levada para a vida toda.

Agradeço também aos amigos do grupo “Subindo pela Concha”, principalmente pela parceria nas cervejas, sinucas e cenas lamentáveis, das quais serão sempre lembradas por boas risadas.

Aos amigos do Laboratório de Geomorfologia da USP e do Laboratório Multidisciplinar em Mineralogia, Água e Solos (LAMAS) da UNIFESP – Diadema, em especial ao meu grande amigo Thiago Vidoca, que em tantos momentos me apoiou durante as etapas da pesquisa.

Ao pessoal do NATEPE/UNIFESP por todo apoio no período da pesquisa.

A EMBRAPA Pantanal e a Universidade Federal do Mato Grosso do Sul por me acolher durante o período de trabalho de campo na Nhecolândia.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pelo bolsa de estudo concedida que foi essencial no apoio da realização deste trabalho.

A Superintendência de Assistência Social da Universidade de São Paulo, pelo apoio de ceder uma vaga na moradia do Conjunto Residencial da USP (CRUSP).

RESUMO

No Pantanal da Nhecolândia, há a presença de milhares de lagoas de água salgada (salinas), doce (baías) e lagoas de água salobra, sendo estas associadas a elementos geomorfológicos localmente típicos, denominados cordilheiras e vazantes. Apesar de geralmente haver uma curta distância entre estes elementos, as características geoquímicas de suas águas superficiais e subsuperficiais variam fortemente, influenciando na formação dos solos associados a estes ambientes. Os solos das baías e vazantes são predominantemente profundos, arenosos e sem estrutura, enquanto os solos do entorno das lagoas salinas apontam diferentes características morfológicas, físicas e químicas, com variação textural ao longo do perfil do solo, valores de pH entre 9 e 10 e porcentagem de sódio trocável (PST) superior a 80%, sendo estes considerados como solos afetados por sais (halomórficos), podendo ser classificados especificamente como Salino-Sódicos. As lagoas salobras geralmente apresentam características geoquímicas intermediárias entre as salinas e as baías e são constituídas por solos com horizonte semelhante ao Btnx das salinas (horizontes subsuperficiais esverdeados, areno-argilosos e extremamente duros). Em comparação aos solos Salino-Sódicos associados às salinas, os solos das lagoas salobras apresentam considerável aumento de $H^+ + Al^{3+}$ trocáveis e diminuição de pH, PST e condutividade elétrica (CE), principalmente nos horizontes superficiais, sendo enquadrados também como solos halomórficos, porém classificados como Solos Sódicos e Solos Sódicos degradados, decorrentes respectivamente dos processos pedogenéticos de solonização e solodização. Diante disso, o objetivo desta pesquisa consiste em aprofundar o estudo das características morfológicas, granulométricas e químicas dos solos halomórficos no entorno de uma lagoa salobra na Nhecolândia (lagoa da Cerca), situada na Fazenda Nhumirim. Em campo, foi realizado o levantamento da cobertura pedológica por meio de tradagens e trincheiras ao longo de uma topossequência, seguida da descrição morfológica dos perfis e coleta de amostras de solo, que posteriormente foram submetidas a análises laboratoriais [pH, bases trocáveis, Al^{3+} , $H^+ + Al^{3+}$, pasta saturada (CEp, pH da pasta e do extrato, Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}) e granulometria]. Os parâmetros morfológicos, granulométricos e químicos, se comparados aos de uma lagoa salina preservada, sugerem que no passado os solos da lagoa estudada eram provavelmente do tipo Salino-Sódicos, típicos da salina. Nos horizontes mais profundos à jusante da topossequência (Pedon 4 e Pedon 3) podem ser observadas características similares aos solos das salinas, enquanto que nos horizontes superficiais de toda topossequência e nos mais profundos à montante (Pedon 2 e Pedon 1), os solos estão se tornando mais degradados, com a substituição do processo de solonização pelo de solodização, formando assim Solos Sódicos degradados tanto em superfície como em todo perfil. Possivelmente essas mudanças devem ser ocasionadas pela entrada atípica de águas doces de inundações decorrente da erosão das áreas de cordilheiras arenosas e a formação de novas vazantes, ocorridas nos últimos 3000 anos, quando o clima no Pantanal tornou-se mais úmido.

Palavras-chave: solos halomórficos; solodização; dinâmica fluvial; áreas úmidas.

ABSTRACT

The Nhecolândia, sub-region located in the Brazilian Pantanal wetland, is distinguished by the existence of thousands of alkaline-saline lakes (*Salinas*), fresh water lakes (*baías*) and brackish lakes these being associated with geomorphological elements locally typical, called *cordilheiras* (elongated sand hills) and *vazantes* (intermittent watercourses). Although there is generally a short distance between these elements, the geochemical characteristics of their surface and subsurface waters vary strongly, influencing the formation of soils associated with these environments. The soils associated to fresh water lakes and intermittent watercourses are dominantly deep, sandy and without structure, while the soils around the saline lakes show different morphological, physical and chemical characteristics, with textural variation along the soil profile, pH values between 9 and 10 and exchangeable sodium percentage (ESP) higher than 80%, being considered as salt affected soils (halomorphic), and can be classified specifically as Saline-Sodic soils. Brackish lakes generally present intermediate geochemical characteristics between the saline lakes and fresh water lakes, which consist of soils similar to the Btnx horizon of the saline lakes (subsurface horizons, sandy-clayey and extremely hard). Compared to Saline-Sodic soils associated with saline lakes, the soils of brackish lakes present a considerable increase in exchangeable $H^+ + Al^{3+}$ and decrease of pH, ESP and electrical conductivity (EC), mainly in the surface horizons, being also considered halomorphic soils, but classified as Sodic and degraded Sodic soils, respectively arising from the pedogenic processes of solonization and solodization. Based on this, the objective of this research is to study further the morphological, granulometric and chemical characteristics of the halomorphic soils around a brackish lake in Nhecolândia (Lagoa da Cerca), located in Fazenda Nhumirim. In the field, it was carried out the survey of the pedological cover through trades and trenches along a toposequence, followed by the morphological description of the profiles and soil samples collection, which were later followed by laboratory analysis [pH, exchangeable bases, Al^{3+} , $H^+ + Al^{3+}$, saturated paste (CEp, paste and extract pH, Na^+ , Ca^{2+} and Mg^{2+}) and granulometry]. The morphological, granulometric and chemical parameters, when compared to those of a preserved saline lake, suggest that in the past the soils of the studied brackish lake were probably of the Saline-Sodic type, typical of saline lakes. In the deeper horizons downstream of the toposequence (Pedon 4 and Pedon 3) similar characteristics can be observed to the saline soils, whereas in the surface horizons of all toposequence and in the deepest upstream (Pedon 2 and Pedon 1), the soils are becoming more degraded, with the substitution of the solonization process by the solodization, thus forming degraded Sodic Soils both in the surface and in any profile. Possibly these changes must be caused by the atypical entrance of fresh water from floods due to the erosion of sand hills and the formation of new intermittent watercourses that occurred in the last 3000 years, when the climate in the Pantanal became more humid.

Keywords: halomorphic soils; solodization; fluvial dynamic; wetlands.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Localização do Pantanal em território brasileiro e suas sub-regiões, abrangendo partes das áreas dos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul _____	13
Figura 2. Compartimentação geomorfológica da Nhecolândia _____	15
Figura 3. Esquema de distribuição das principais unidades de paisagem do Pantanal da Nhecolândia _____	17
Figura 4. Mapa geológico simplificado do Pantanal e arredores _____	21
Figura 5. Lineamento Transbrasiliano e sua ocorrência na Bacia do Pantanal _____	23
Figura 6. Compartimentos da unidade geomorfológica Planaltos e Planícies Mato-Grossenses, conforme relatório do Radambrasil _____	27
Figura 7. Localização dos principais elementos hidrográficos do Pantanal: a) principais cursos d'água e grandes lagoas perenes; b) sistema natural de vertedouros entre os rios Miranda e Aquidauana _____	33
Figura 8. Mapa pedológico do Pantanal _____	38
Figura 9. Croqui de solos do leque do Taquari _____	39
Figura 10. Províncias fitogeográficas circundantes à Bacia do Alto Paraguai e da planície pantaneira. _____	44
Figura 11. Sucessão vegetal do Cerrado _____	46
Figura 12. Modelo da distribuição da fisionomia do Cerrado na Baixa Nhecolândia _____	48
Figura 13. Delimitação do megaleque do Taquari e seus respectivos lobos deposicionais. _____	51
Figura 14. Processos de avulsão no rio Taquari. a) Ponto de rompimento de dique marginal; b) Formação de novos canais distributários na margem direita do rio Taquari. _____	53
Figura 15. Mapa de localização da lagoa da Cerca _____	70
Figura 16. A) Vegetação de Campo próximo à lagoa, e, ao fundo, de Cerradão na Cordilheira; B) Nível d'água na lagoa da Cerca. _____	72
Figura 17. Localização da área da lagoa da Cerca, na Fazenda Nhumirim - Embrapa Pantanal. Abaixo, a delimitação do transecto, indicando o início da cordilheira e o fundo da lagoa. _____	73
Figura 18. Topossequência da lagoa da Cerca _____	85
Figura 19. Horizontes mais representativos na Unidade 1 da topossequência da lagoa da Cerca. _____	86
Figura 20. Horizontes mais representativos na Unidade 2 da topossequência da lagoa da Cerca. _____	90
Figura 21. Granulometria detalhada dos Pedons 2 e 1 _____	99
Figura 22. Granulometria detalhada dos Pedons 4 e 3 _____	100
Figura 23. Granulometria geral dos Pedons 2, 1, 4 e 3 _____	102
Figura 24. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (pH-H ₂ O, pH-CaCl ₂ e pH-KCl) _____	104
Figura 25. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (CTC) _____	106
Figura 26. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (Al ³⁺ e + H ⁺ + Al ³⁺) _____	107
Figura 27. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (Ca ²⁺ e Mg ²⁺) _____	109

Figura 28. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (Na^+ e K^+)	110
Figura 29. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (S, V% e PST)	111
Figura 30. Parâmetros químicos da pasta saturada - lagoa da Cerca (CEp, PST e SAR)	115
Figura 31. RST em função do SAR e equação de regressão linear	116
Figura 32. Perfis das trincheiras com a classificação dos horizontes e dos solos da lagoa da Cerca	118
Figura 33. Topossequência da lagoa Salina do Meio	123
Figura 34. Topossequência da lagoa da Cerca com solos classificados	125
Figura 35. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca comparados com o Pedon 3 – Salina do Meio (pH, CEp e PST)	127
Figura 36. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca comparados com o Pedon 3 – Salina do Meio (Al^{3+} e $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$)	128
Figura 37. Localização das lagoas salobras (Cerca, Banhado e Carandazal) e da Salina do Meio na Fazenda Nhumirim	131
Figura 38. Prováveis direções preferencias das águas de inundações nas proximidades da lagoa da Cerca	134
Figura 39. Prováveis direções das águas em canais irregulares não lineares próximos à lagoa da Cerca	135

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Esquema de sequência clássica dos processos e etapas da formação dos solos halomórficos.	60
Quadro 2. Características morfológicas dos solos da topossequência - lagoa da Cerca – pedons 2, 1, 4 e 3	95

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores médios de parâmetros climatológicos registrados na Estação Climatológica da Fazenda Nhumirim, sub-região da Nhecolândia, Pantanal-MS, para o período de 1977 a 1998	31
Tabela 2. Dados de análise granulométrica na lagoa da Cerca	98
Tabela 3. Dados de análises químicas na topossequência lagoa da Cerca	103
Tabela 4. Dados químicos da pasta saturada	113

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	Características gerais do Pantanal e arredores	12
1.2	A sub-região da Nhecolândia	14
1.3	A degradação das lagoas salinas na Nhecolândia	18
1.4	Objetivo geral e hipótese	19
1.5	Objetivos específicos	20
2	CARACTERIZAÇÃO DO MEIO FÍSICO	20
2.1	Geologia	20
2.2	Geomorfologia	24
2.3	Clima	29
2.4	Hidrografia	31
2.5	Solos	36
2.6	Vegetação	43
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	49
3.1	Processos hidrológicos na planície pantaneira e as relações com as mudanças na paisagem em períodos pretéritos	49
3.1.1	Processos hidrológicos na Nhecolândia	55
3.2	Processos de formação dos solos halomórficos	59
3.2.1	Salinização e a formação dos Solos Salinos	60
3.2.2	Solonização e a formação dos solos Salino-Sódicos e Sódicos	62
3.2.3	Solodização e a formação dos Solos Sódicos degradados em superfície e dos Solos Sódicos degradados em todo o perfil	64
3.3	Análise estrutural da cobertura pedológica e contribuição histórica ao estudo dos solos	66
4	MATERIAL E MÉTODOS	69
4.1	Levantamento topográfico e caracterização da cobertura pedológica	69
4.2	Preparo das amostras	74
4.3	Caracterização granulométrica	74
4.4	Caracterização química	75
4.4.1	pH em H ₂ O, CaCl ₂ e KCl	75
4.4.2	Alumínio trocável (Al ³⁺)	76
4.4.3	Acidez Total (H ⁺ + Al ³⁺)	77
4.4.4	Na ⁺ e K ⁺ trocáveis	78
4.4.5	Ca ²⁺ e Mg ²⁺ trocáveis	78
4.4.6	Pasta Saturada	80
4.4.7	Sodium Adsorption Ratio (SAR), Relação de Sódio Trocável (RST) e Porcentagem de Sódio Trocável (PST) da Pasta Saturada	81
4.4.8	Cálculos dos parâmetros químicos	83

5	RESULTADOS	84
5.1	Caracterização morfológica dos solos	84
5.2	Caracterização granulométrica dos solos	97
5.3	Caracterização química dos solos	101
5.3.1	pH-H ₂ O, CaCl ₂ , KCl	101
5.3.2	Cátions trocáveis e parâmetros calculados (CTC, S, V%, PST, m%)	105
5.3.3	Parâmetros químicos da pasta saturada	112
6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	116
6.1	Classificação dos solos de acordo com o SiBCS	116
6.1.1	Pedon 2	116
6.1.2	Pedon 1	117
6.1.3	Pedon 4	117
6.1.4	Pedon 3	119
6.2	Classificação dos solos halomórficos e processos pedogenéticos atuantes	119
6.3	Interpretação da gênese e evolução dos solos halomórficos na Nhecolândia	122
6.4	Relação entre a dinâmica fluvial na sub-região da Nhecolândia e os processos pedogenéticos atuantes na lagoa da Cerca	132
6.5	Outros processos pedogenéticos atuantes	136
7	CONCLUSÃO	138
	REFERÊNCIAS	140

1 INTRODUÇÃO

1.1 Características gerais do Pantanal e arredores

Situado no setor central da América do Sul, o Pantanal possui extensas áreas inundáveis, com a presença de muito lagos e lagoas, além de campos inundáveis, rios perenes e rios intermitentes. É uma das maiores áreas úmidas do mundo, sendo considerado como Patrimônio Natural da Humanidade pela UNESCO (*United Nations Education, Scientific and Cultural Organization*) e como Área de Importância Internacional pelo *Ramsar Convention on Wetlands*.

O Pantanal é parte integrante da bacia hidrográfica do Alto do Rio Paraguai e está localizado entre os paralelos 15°30' e 22°30' S e entre os meridianos 54°45' e 58°30' W (Figura 1). Abrange áreas da Bolívia, do Paraguai e, principalmente, do Brasil, apresentando uma área de 138.183 Km², distribuída em sete municípios do Estado de Mato Grosso e nove municípios do Estado do Mato Grosso do Sul (Silva & Abdon, 1998).

A Bacia do Pantanal é coberta por uma espessa camada de sedimentos quaternários, caracterizada por processos atuais de subsidência e sedimentação e que está sendo preenchida por um amplo trato deposicional dominado por sedimentação aluvial, tendo o rio Paraguai como o rio-tronco coletor de vários leques fluviais. Estes leques representam sistemas que promovem a distribuição de águas oriundas dos planaltos adjacentes sobre a planície de inundação (Assine, 2004; Assine & Soares, 2004; Assine & Silva, 2009).

No estudo geomorfológico do Pantanal realizado pelo Radambrasil, o complexo de áreas-úmidas embasado pela Formação Pantanal foi agrupado em uma unidade geomorfológica denominada Planícies e Pantanaís Mato-Grossenses, caracterizada como áreas periodicamente inundáveis de topografia plana, com cotas altimétricas variando entre 60 e 150 metros e declividades extremamente baixas ($\leq 0,05\%$), o que condiciona um lento escoamento das águas (Franco & Pinheiro, 1982; Alvarenga *et al.*, 1984).

As terras mais altas circundantes ao Pantanal, compostas essencialmente por serras e chapadas, possuem altitudes entre 200 e 900 metros e são formadas principalmente por rochas cristalinas Pré-Cambrianas e por rochas sedimentares mesozóicas (Adámoli, 1986). A evolução do Pantanal submete-se às condições dessas áreas mais elevadas como áreas-fontes não apenas de água, mas também de sedimentos para as planícies pantaneiras (Godói Filho, 1986).

Figura 1. Localização do Pantanal em território brasileiro e suas sub-regiões, abrangendo partes das áreas dos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul

Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (2013).

1.2 A sub-região da Nhecolândia

A área de estudo situa-se na sub-região do Pantanal denominada de Nhecolândia, localizada no setor centro-sul do Pantanal e limitada ao norte/noroeste pelo Rio Taquari, ao sul/sudoeste pelo Rio Negro e a oeste pela Serra de Maracaju. Apresenta uma área de 27.000 km², abrangendo 19,48% da área do Pantanal Mato-Grossense (Silva & Abdon, 1998) (Figura 1).

A Nhecolândia está inserida no compartimento geomorfológico denominado Pantanal do Taquari, um dos oitos compartimentos que pertencem à unidade geomorfológica do Pantanal denominada de Planícies e Pantanaís Mato-Grossenses, conforme o mapeamento do Projeto Radambrasil, abarcando os municípios de Rio Verde de Mato Grosso, Aquidauana e Corumbá (Franco & Pinheiro, 1982; Silva & Abdon, 1998).

Este compartimento corresponde, em grande parte, a um megaleque aluvial muito arenoso formado pelo rio Taquari e seus defluentes, sendo esse o principal responsável pela configuração atual na área central da bacia sedimentar do Pantanal (Godoi Filho, 1986; Assine *et al.*, 2005). A Nhecolândia é a parte do sul do megaleque, sendo que a Formação Pantanal nessa sub-região é composta de 95% de sedimentos arenosos finos, com teores muito baixos de argila, depositados pelo rio Taquari no Quaternário.

A partir de interpretação de imagens e trabalhos de campo, Fernandes (2000) subdividiu a Nhecolândia em 6 compartimentos: Planície Aluvial do Rio Taquari; Pantanal do Rio Negro; Área da Vazante do Corixinho; Alta Nhecolândia; Área de Transição da Baixa e Alta Nhecolândia e a Baixa Nhecolândia (Figura 2).

A Baixa Nhecolândia tem como característica de destaque a presença de aproximadamente 7000 lagoas de água doce (baías), associadas a vazantes e 1500 lagoas de água salgada (salinas), associada a cordilheiras, além da presença de lagoas salobras, sendo sua estimativa de ocorrência pouco estudada na região (Fernandes, 2007; Silva *et al.*, 2013).

As cordilheiras são cordões arenosos estreitos e alongados, sendo de 3 a 5 metros mais elevadas em relação aos demais elementos da paisagem local. As lagoas salinas são depressões arredondadas ou ovaladas, situadas no interior das cordilheiras, com profundidade máxima de 4 metros e o eixo maior com até 1000 metros. Tanto as cordilheiras quanto as salinas não são tipicamente atingidas pelas águas de inundações

Figura 2. Compartimentação geomorfológica da Nhecolândia

Fonte: Adaptado de Bacani (2006).

sazonais do Pantanal. As vazantes, por sua vez, são canais de drenagem naturais geralmente situados entre as cordilheiras, representando cursos d'água intermitentes que conectam as baías na época das inundações. Por fim, as baías são depressões localizadas no interior das vazantes, encontrando-se cheias durante o período chuvoso e secas na

época de estiagem (Franco & Pinheiro, 1982; Barbiéro *et al.*, 2002; Fernandes, 2007; Furquim, 2007; Parizotto, 2012) (Figura 3).

Por sua vez, as lagoas salobras são elementos que apresentam condições intermediárias entre baías e salinas, correspondendo respectivamente à sistemas ácidos e alcalinos. Estas lagoas são formadas pela entrada atípica de águas das inundações nas lagoas salinas, devido à erosão das cordilheiras arenosas e a formação de novos canais de escoamento das cheias (vazantes), provavelmente nos últimos 3000 anos, quando o clima se tornou mais úmido (Almeida *et al.*, 2003; McGlue *et al.*, 2012; Furquim, 2017).

Apesar de geralmente haver uma curta distância (≥ 200 m) entre estes vários elementos geomorfológicos da Nhocolândia, as características geoquímicas de suas águas superficiais e subsuperficiais variam fortemente. Enquanto as águas superficiais das baías/vazantes e subsuperficiais das cordilheiras apresentam pH entre 3,5 e 8,0, condutividade elétrica (CE) entre 0,01 e 1,8 dS m⁻¹ e domínio de CO₃²⁻/Cl⁻ e Na⁺ e K⁺, as águas das lagoas salinas apresentam pH entre 8,5 e 10,1, CE entre 6 e 68 dS m⁻¹ e domínio de CO₃²⁻ e Na⁺ (Barbiéro *et al.*, 2002; Almeida *et al.*, 2003; Parizotto, 2012). Os estudos de Barbiéro *et al.* (2002) e Furquim *et al.* (2010) mostraram que as águas salinas estão sendo formadas atualmente a partir das águas doces, sendo as mudanças geoquímicas das águas relacionadas essencialmente à precipitação dos íons dissolvidos em fases minerais, devido à concentração evaporativa das águas.

Os solos associados a esses elementos geomorfológicos acompanham esta variabilidade geoquímica das águas. Nas baías, vazantes e cordilheiras os solos são predominantemente profundos, arenosos e sem estrutura, essencialmente classificados como Neossolos Quartzarênicos (Barbiéro *et al.*, 2008). No entorno das lagoas salinas, os solos são completamente diferentes, apresentando um horizonte A bruno-escuro, arenoso e sem estrutura, substituído lateralmente (nas áreas atingidas pelas águas das salinas) por um horizonte H cinzento-escuro, argiloso e de estrutura prismática. O horizonte E, subjacente aos horizontes superficiais supracitados é claro, arenoso, sem estrutura e é caracterizado pela presença de volumes verticais enriquecidos em matéria orgânica. Abaixo, ocorre um horizonte B cinzento, areno-argiloso e com nódulos esbranquiçados. Em maior profundidade é atestado um horizonte B esverdeado, argilo-arenoso, extremamente duro e muito pouco permeável (Sakamoto, 1997; Furquim, 2007).

Figura 3. Esquema de distribuição das principais unidades de paisagem do Pantanal da Nhecolândia

1- Baía; 2- Vazante; 3- Cordilheira; 4- Salina; 5- Campos. Fonte: Furquim (2007).

Em sua condição natural, os solos do entorno das lagoas salinas possuem especificidades relacionadas com as características das águas associadas a essas lagoas. A variação sazonal de umedecimento e ressecamento das lagoas salinas, juntamente com as oscilações do lençol freático do seu entorno, condicionam solos parcial ou completamente submersos no período das cheias e expostos ao ar de modo parcial ou completo no período seco (Furquim, 2007). Aqueles associados às lagoas salinas apresentam, em todo perfil, pH alcalino (entre 9 e 10), porcentagens de sódio trocável (PST) superiores a 80% e condutividade elétrica na pasta saturada (CEp) superior a 10 dS m^{-1} . (Furquim *et al.*, 2010).

Com tais características, eles são enquadrados como solos halomórficos ou solos afetados por sais.

Os solos associados às lagoas salobras também são constituídos por horizontes subsuperficiais esverdeados, areno-argilosos e extremamente duros, semelhantes ao Btnx das salinas. Entretanto, se comparados aos solos salino-sódicos, apresentam aumento do Al^{3+} e H^+ trocáveis e diminuição de pH, PST e CE, majoritariamente nos horizontes mais superficiais. Essas características químicas ainda os mantêm como solos afetados por sais, mas os enquadram especificamente como Solos Sódicos (PST > 15%, CE < 4 dS m⁻¹, pH > 8,5) e sódicos degradados (*Solonetz Solodizados* e *Solodis* - PST entre 5 e 10%, CE < 4 dS m⁻¹, pH variável) (Furquim *et al.*, 2017).

Os solos halomórficos podem ser classificados em Salinos, Sódicos e Salino-Sódicos. Os Solos Salinos originam-se a partir do processo de salinização, onde há acúmulo de sais solúveis de Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ nos horizontes do solo; apresentam pH < 8,5, Condutividade Elétrica (CE) ≥ 4 dS m⁻¹ e Porcentagem de Sódio Trocável (PST) < 15%. Os Solos Sódicos originam-se a partir do processo de solonização, caracterizado pela lixiviação de Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ e, conseqüentemente, acúmulo de Na^+ no complexo de troca; caracterizam-se por um pH entre 8,5 e 10, CE < 4 dS m⁻¹ e PST $\geq 15\%$. Já os solos Salino-Sódicos apresentam características intermediárias entre os anteriores, já que tanto os teores de Na^+ quanto os de Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ encontram-se elevados; apresentam, em geral, pH $\leq 8,5$, CE ≥ 4 dS m⁻¹ e PST $\geq 15\%$ (USSL Staff, 1954; Ribeiro *et al.*, 2009). Os solos estudados por Furquim (2007) são classificados como Salino-Sódicos, estando sujeitos ao processo de salinização, mas principalmente ao de solonização.

1.3 A degradação das lagoas salinas na Nhecolândia

Estudos recentes de Barbiéro *et al.* (2008) e Furquim *et al.* (2013) mostraram a ocorrência de resquíços do horizonte esverdeado, tipicamente formado no entorno das lagoas salinas, em baías, sugerindo que as lagoas salinas estão sofrendo degradação, provavelmente devido à entrada atípica de águas doces superficiais das inundações. Este fato é corroborado por Fernandes (2007) e Almeida *et al.* (2003), que identificaram lagoas salobras com pH e CE intermediários entre as baías e salinas, sendo estas localizadas no interior de cordilheiras parcialmente erodidas, já com indícios da chegada de inundações.

Furquim *et al.* (2013) destacam a dominância do processo de solodização sobre a solonização no solo de uma lagoa desmatada, sendo esse processo caracterizado pela perda de Na^+ por lixiviação no complexo de troca, onde esse cátion é substituído

principalmente por H^+ e Al^{3+} . De acordo com os autores, a ocorrência nesses ambientes desmatados de um horizonte subsuperficial rico em carbono orgânico sobre o horizonte B esverdeado dos solos Salino-Sódicos é provavelmente o responsável pela destruição de horizontes alcalinos mais profundos, principalmente por hidrólise e oxidação da argila, indicando, desse modo, a degradação de solos típicos das lagoas preservadas. O horizonte esverdeado denominado pelos autores “B_{nxg}”, cujas características principais são a textura franco-arenosa e muito baixa permeabilidade, tem papel importante na origem da salinidade nas lagoas da Nhecolândia, pois permite o isolamento sazonal das águas e consequentemente altas taxas de evapotranspiração na depressão da lagoa (Barbiéro *et al.*, 2008). Com isso, a destruição deste horizonte pode promover a degradação completa das lagoas salinas (Furquim *et al.*, 2013).

As mudanças do regime hidrológico derivadas da provável transformação das salinas em baías, não apenas por causas antrópicas, mas também pela própria evolução geomorfológica da Nhecolândia, seriam capazes de induzir intensas transformações químicas e físicas nos solos associados às salinas. O ingresso das águas superficiais das inundações promoveria a lixiviação dos cátions mono (Na^+) e bivalentes (Mg^{2+} , Ca^{2+}) do complexo de troca dos solos Salino-Sódicos. Com isso, tais solos ficariam pouco ou não mais sujeitos ao processo de solonização e passariam a ser predominantemente regidos pelo processo de solodização, que representa a degradação dos Solos-Sódicos a partir inicialmente da acidificação dos horizontes superficiais.

OBJETIVOS E HIPÓTESE

1.4 Objetivo geral e hipótese

O objetivo desta pesquisa consiste em estudar as características morfológicas, granulométricas e químicas dos solos halomórficos no entorno de uma lagoa salobra na Nhecolândia (lagoa da Cerca), que apresenta resquícios de solos Salinos-Sódicos tipicamente formados no entorno das lagoas salinas.

A hipótese deste trabalho é de que a degradação das lagoas salinas devido à entrada de água doce esteja modificando o ciclo geoquímico desses ambientes, alterando consequentemente a evolução e as características morfológicas, físicas e químicas dos solos associados às lagoas em transformação. A acidificação das águas está provavelmente provocando uma transformação dos solos salino-sódicos em solos-

sódicos degradados, caracterizados não mais pela atuação dos processos de solonização, mas sim pela dominância do processo de solodização.

1.5 Objetivos específicos

1- Caracterizar e classificar os solos por meio do levantamento e descrição morfológica de uma topossequência situada numa lagoa com características geoquímicas intermediárias entre baías e salinas.

2- Caracterizar a partir de análises laboratoriais a granulometria e a química dos solos amostrados no entorno da lagoa estudada.

3- Comparar os dados da descrição morfológica e os resultados das análises laboratoriais dos solos amostrados com os respectivos dados já estabelecidos de lagoas salinas representativas, como a lagoa denominada Salina do Meio.

4- Identificar os mecanismos de transformações morfológicas, granulométricas e químicas dos solos da lagoa estudada e do atual estágio de degradação dos solos Salino-Sódicos.

2 CARACTERIZAÇÃO DO MEIO FÍSICO

2.1 Geologia

A Bacia do Pantanal é considerada uma bacia moderna e ativa, caracterizada por processos atuais de subsidência e sedimentação, sendo uma bacia intracratônica individualizada no final do Mesozóico, cuja a extensão é de cerca de 250 km na direção Leste-Oeste e 450 km na direção Norte-Sul. Seu embasamento é constituído principalmente por rochas metamórficas de baixo-grau e magmáticas neoproterozóicas do Grupo Cuiabá (Godoi Filho, 1986; Assine, 2003).

De modo geral, na borda oeste da Bacia do Pantanal, em discordância sobre os metamorfitos do Grupo Cuiabá ocorrem também rochas neoproterozóicas pouco deformadas do Grupo Corumbá, sub-horizontais e com leve caimento para o sudoeste da bacia, formando o Maciço do Urucum (Planalto Residual do Urucum-Amolar). Na borda leste da bacia, sobre as rochas cristalinas pré-cambrianas ocorrem sequências paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná, que constituem os planaltos do Taquari-Itiquira e Maracaju-Campo Grande (Assine, 2003). Por sua vez, na borda norte, ocorrem as rochas

do Pré-Cambriano do Grupo Alto Paraguai e do Complexo do rio Xingu, além da formação de natureza toleítica composta pelo Basalto Tapirapuã. Por fim, na borda sul, ocorrem as rochas do Pré-cambriano do Grupo Corumbá e Jacadigo e do Complexo do rio Apa (Godoi Filho, 1986). Estas formações geológicas podem ser observadas na Figura 4.

Figura 4. Mapa geológico simplificado do Pantanal e arredores

Fonte: adaptação a partir de Godoi Filho (1986) e Agência Nacional de Águas (ANA).

Organização: Furquim (2007).

A formação geológica do Pantanal está relacionada a eventos orogênicos atuantes nos Andes, em especial à uma subsequente subsidência tectônica decorrente do soerguimento do geossinclínio andino durante o Cenozoico, propiciando a formação da

Bacia do Pantanal e de outros terrenos deprimidos, como os Pampas Argentinos e a Depressão do Chaco (Del'Arco *et al.*, 1982).

Esta concepção acerca de eventos orogênicos nos Andes atuando como mecanismos responsáveis pela subsidência da bacia é a hipótese mais adotada na literatura. Neste contexto, a Bacia do Pantanal faria parte do *foreland* andino, ou seja, uma bacia de antepaís cuja subsidência estaria associada a fases de compressão e distensão nos Andes, estando inserida num sistema de bacias formadas por sobrecarga litosférica de um cinturão de cavalgamento/dobramento e caracterizadas pela presença de um arco flexural (*forebulge*) (Assine, 2013).

Analisando estudos a respeito da origem da Bacia do Pantanal, Assine (2013) destaca que não há uma concordância sobre o ponto de formação da bacia (no *backbulge*, atrás do arco flexural, ou no *forebulge*, sobre o arco flexural) em razão de que a posição arco flexural não é conhecida com precisão, fato que leva o autor a considerar que os modelos baseados na premissa de que a subsidência no Pantanal é derivada de transmissão de esforços oriundos do cavalgamento e sobrecarga do orógeno andino ainda carecem de comprovação.

Desta forma, a questão sobre a origem da Bacia do Pantanal não é explicada de modo satisfatório pelos modelos apresentados até o presente. Diante desta problemática, três aspectos merecem ser destacados: i) a bacia encontra-se muito distante da frente de cavalgamento, o que implica a necessidade de considerar uma litosfera muito espessa; ii) a bacia possui forma elíptica, com depocentro alongado na direção N-S e eixo com cerca de 200 km; iii) a bacia é estruturada por falhas, cuja geometria não está satisfatoriamente delineada em razão da inexistência de dados confiáveis que permitam estabelecer a configuração estrutural da bacia (Assine, 2013).

De um modo geral, falhas são evidentes em subsuperfície e também em superfície, especialmente na borda oeste da bacia que é definida por falhas de direções NE-SW e WNW-ESE (Assine, 2003; Assine & Soares, 2004). A borda leste da bacia é estruturada por falhas NNE-SSW que são recobertas por sedimentos aluviais quaternários da Formação Pantanal, sendo que na borda oeste há falhas na direção NE-SW que condicionam a rede atual de drenagem no interior da bacia, na qual a maior parte delas está associada ao Lineamento Transbrasiliiano (Assine, 2013) (Figura 5).

No entanto, os abatimentos de blocos de falha no contato entre rochas cristalinas pré-cambrianas e rochas sedimentares mesozóicas da Bacia do Paraná foram provavelmente ocasionados pelo soerguimento da litosfera decorrente de anomalia

térmica no manto, podendo este evento ser uma hipótese capaz de elucidar as causas que deram origem à bacia (Silva, 1986; Assine, 2013). A paleosuperfície deste contato constitui atualmente o piso da bacia sedimentar do Pantanal.

Figura 5. Lineamento Transbrasiliano e sua ocorrência na Bacia do Pantanal

Fonte: Assine (2003).

A deposição de sedimentos nesta bacia sedimentar iniciou-se com a abertura da Depressão do Rio Paraguai, em um processo que possivelmente originou-se no Plio-Pleistoceno e até o momento está em curso. Estes sedimentos integram a Formação Pantanal, que ocupa uma área que corresponde aos depósitos cenozóicos do mapa geológico da Figura 4. Essa formação é caracterizada por uma espessura máxima de 550 metros (Silva, 1986; Ussami *et al.*, 1999; Assine & Soares, 2004) e é composta por sedimentos fluviais, lacustres e flúvio-lacustres, inconsolidados ou semiconsolidados, com granulometria arenosa, siltico-argilosa ou argilosa, mas com presença bastante comum de areias predominantes de quartzo, fato previsível pela composição das rochas das áreas fornecedoras de material (Godoi Filho, 1986).

A espessura sedimentar de cerca de 550 metros foi mensurada graças à utilização da técnica sísmica realizada por Ussami *et al.* (1999). Na década de 60, informações da subsuperfície da Bacia do Pantanal foram obtidas por meio de perfurações realizadas pela Petrobras nas proximidades do rio Taquari e estas não conseguiram atingir o embasamento rochoso no interior da planície, atingindo a profundidade máxima de 412,5 metros (Weyler, 1962).

A partir dos resultados obtidos nas perfurações, o empilhamento estratigráfico mostra afinamento para o topo, predominando na parte inferior arenitos grossos e conglomerados e areias predominantes de quartzo finas a médias e localmente grossas na

parte superior, ocorrendo intervalos em vários níveis com cores avermelhadas devido à presença do óxido de ferro, constituindo por vezes lateritas (Werley, 1962; Assine, 2003).

De acordo com o Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP, 1997), a Formação Pantanal constitui a unidade litoestratigráfica de maior extensão compreendida pela Bacia Hidrográfica do rio Paraguai. Os depósitos fluviais e lacustres da Formação Pantanal ocorrem em áreas periodicamente inundáveis e/ou sujeitas à inundações ocasionais, sendo que o tempo de permanência das inundações oscilam entre 3 a 4 meses.

Para esta formação, Figueiredo & Olivati (1974) classificaram três níveis referente ao material sedimentado, sendo que o primeiro nível corresponde a áreas de topografia mais elevada, constituída por areias inconsolidadas de granulometria fina à média. O segundo nível remete a formação dos terraços aluviais sub-recentes, constituídos por siltes e areias finas. Por fim, o terceiro nível é constituído por uma planície rebaixada formada por depósitos irregulares siltico-argilosos e grossos, depositados recentemente pelo rio Paraguai e seus afluentes.

Na Nhecolândia, as principais ocorrências geológicas são, na ordem decrescente, a Formação Pantanal, que ocupa 96% da superfície, seguida dos Aluviões Fluviais, formados por areias, siltes, argilas e cascalhos oriundos da desagregação química e física das rochas preexistentes, sendo depositados nas planícies de inundação, e das Coberturas Detríticas e Lateríticas Pleitoscênicas, que são depósitos caracterizados pela presença de conglomerados, sedimentos areno-siltosos, parcial ou totalmente laterizados (Abdon & Silva, 2006).

2.2 Geomorfologia

A região da Bacia do Alto Paraguai apresenta grande variedade de aspectos morfológicos, litológicos e estruturais que circundam a extensa superfície baixa composta pela Depressão do Rio Paraguai e pelas Planícies e Pantanaís Mato-Grossenses.

A variação das formas de relevo na Bacia do Alto Paraguai é demonstrada a partir da realização da compartimentação geomorfológica da região, realizada por Franco & Pinheiro (1982) no Projeto Radambrasil, a partir da Folha SE-21 Corumbá. O setor setentrional é representado pelos Planaltos Residuais do Alto Guaporé e pela Província Serrana, ambos esculpidos em litologias pré-cambrianas e que atualmente encontram-se recobertos, em sua maior parte, por vegetação do Cerrado. Por sua vez, no setor leste dominam os Planaltos dos Guimarães, do Taquari-Itiquira e de Maracaju-Campo Grande,

talhados na borda ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná; por fim, o setor oeste é representada pelos Planaltos Residuais de Urucum-Amolar constituídos de litologias pré-cambrianas (Franco & Pinheiro, 1982).

Estas áreas mais elevadas circundantes ao Pantanal, com altitudes entre 200 e 900 e formadas por rochas Pré-cambrianas e mesozóicas são importantes para a evolução do Pantanal, pois se constituem como área-fonte de água e de sedimentos para as planícies (Adámoli, 1986; Godoi Filho, 1986).

A unidade geomorfológica denominada de Planícies e Pantanaís Mato-Grossenses ocupam uma área de 138.000 Km² e é periodicamente inundável na sua topografia plana, formada por aluviões modernos em contínuo processo de acumulação sedimentar, com cotas altimétricas variando entre 80 a 150 metros e com gradientes topográficos muito baixos ($\leq 0,05\%$) (Franco & Pinheiro, 1982; Silva, 1986). Esta uniformidade topográfica e o baixo gradiente do relevo, associados à predominância de litologias sedimentares e a pluviosidade, constituem-se como fatores de ordem natural que dificultam o escoamento das águas superficiais, originando as enchentes periódicas anuais e/ou excepcionais (Almeida, 1965; Franco & Pinheiro, 1982; Alvarenga *et al.*, 1984).

Nesta unidade geomorfológica, o prolongamento dos processos erosivos decorrente da alternância climática é contínuo, além do rebaixamento progressivo das depressões e da predominante deposição de sedimentos, preferencialmente arenosos e procedentes das bordas das bacias sedimentares do Parecis e do Paraná em terrenos mais rebaixados, formando a planície alagável por meio de leques aluviais e ambientes lacustres fluviais (Abdon & Silva, 2006). Entre os leques aluviais presentes, destaca-se o megaleque do rio Taquari, com cerca de 50.000 km², além dos leques do Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Negro, Taboco e do Nabileque.

A partir da compartimentação geomorfológica realizada por Franco & Pinheiro (1982) no projeto Radambrasil, os autores consideraram para esta unidade geomorfológica dois aspectos geomorfológicos distintos: planícies de inundação e áreas de acumulação inundáveis. A planície de inundação corresponde às planícies fluviais e flúvio-lacustres e tem relação com o rio Paraguai e seus afluentes e as áreas de acumulação inundáveis encontram-se em posição interfluvial, em relação à drenagem (Souza *et al.*, 2006).

Estes dois aspectos geomorfológicos foram subdivididos em sete categorias taxonômicas no mapeamento Radambrasil, considerando as diferentes feições morfológicas originadas por processos de acumulação (fluvial, pluvial, coluvial,

lacustre), que refletem os fatores de controle ambiental na área das Planícies e Pantaneis-Mato-Grossenses (Alvarenga *et al.*, 1984; Souza *et al.*, 2006). As áreas de acumulação inundáveis foram hierarquizadas no mapeamento, em ordem crescente e considerando o grau de umidade, da menos úmida para a mais úmida, sendo inundação fraca, inundação média e inundação forte.

As categorias são as seguintes: 1) Planícies fluviais, área aplanada, resultante da inundação fluvial, periódica e permanentemente alagada; 2) Planícies e terraços fluviais, área aplanada resultante da acumulação fluvial e sujeita à inundações periódicas, com comportamento de meandros abandonados eventualmente alagados, unidos com ou sem ruptura a patamar mais elevado; 3) Planície flúvio-lacustre, área plana resultante da combinação dos processos de acumulação fluvial e lacustre, que geralmente comportam canais anastomosados; 4) Terraço fluvial com patamar esculpido pelo rio com declive fraco voltado para o leito fluvial, com cobertura aluvial; 5) Dunas apresentando depósitos de origem continental, modelada pelo vento (feição praticamente inexistente); 6) Áreas de acumulação inundáveis, com ou sem cobertura arenosa, periódica ou permanentemente alagada e precariamente incorporada à rede de drenagem; 7) Áreas de acumulação com alagamento franco (Franco & Pinheiro, 1982).

Considerando estes aspectos e suas diferentes feições morfológicas, a unidade geomorfológica Planícies e Pantaneis Mato-Grossenses foi dividida em 8 compartimentos geomorfológicos, correspondentes a sistemas fluviais formados por bacias dos principais afluentes do rio Paraguai. Os compartimentos desta unidade geomorfológica são: Pantanal do Corixo Grande-Jauru-Paraguai, Pantanal do Cuiabá-Bento-Gomes-Paraguaizinho, Pantanal do Itiquira-São-Lourenço-Cuiabá, Pantanal do Paiguás, Pantanal do Taquari, Pantanal do Jacadigo-Nabileque, Pantanal do Miranda-Aquidauana e Pantanal do Negro (Franco & Pinheiro, 1982) (Figura 6).

Dentre os compartimentos geomorfológicos supracitados, destaca-se a unidade morfoescultural do Pantanal do Taquari, que engloba as planícies fluviais e planícies flúvio-lacustres, atingindo por três níveis de inundação (fraca, média e forte) conforme as categorias taxonômicas propostas na compartimentação geomorfológica da unidade Planícies e Pantaneis-Matogrossenses (Franco & Pinheiro, 1982).

Figura 6. Compartimentos da unidade geomorfológica Planaltos e Planícies Mato-Grossenses, conforme relatório do Radambrasil

Fonte: Adaptado a partir de Franco & Pinheiro (1982) e Agência Nacional de Águas (ANA).
Organização: Furquim, 2007.

Este compartimento possui a maior área no âmbito da Bacia do Alto Paraguai e corresponde a um macro leque aluvial, alimentado por sedimentos arenosos transportados e depositados pelo rio Taquari. Sua extensão e feição particular distingue-o dos demais sistemas de acumulações fluviais do Pantanal, sendo formado provavelmente durante a última fase semiárida pleistocênica, quando havia o predomínio de processos torrenciais (Del Arco *et al.*, 1982; Silva, 1986; PCBAP, 1997; Assine, 2005; Zani *et al.*, 2012).

As áreas de inundação fraca ocorrem mais precisamente no interflúvio Taquari-Piquiri e no setor nordeste do interflúvio Taquari-Negro, além de ocorrer também na borda do rio Taquari e da planície flúvio-lacustre, área correspondente a espriamentos aluviais antigos, com alta e média densidade de canais e leitos anastomosados de escoamento temporário (Franco & Pinheiro, 1982).

Áreas de inundações médias ocorrem nos setores norte, noroeste e sudoeste da planície flúvio-lacustre, sendo o setor sudeste emendado com a Nhicolândia, mais precisamente no interflúvio Taquari-Negro e também ao longo da borda da planície e do delta do Taquari (Franco & Pinheiro, 1982; Silva, 1986).

Por sua vez, as áreas de inundações fortes ocorrem a partir do baixo curso do rio Taquari, zona de contato da planície do rio Negro, em que há o delineamento de uma ampla faixa de depósitos aluviais que se alaga à jusante e que constitui o delta do Taquari, área com diversas lagoas, alguma delas com águas salinas (Franco & Pinheiro, 1982; Silva, 1986).

De modo geral, o médio curso do rio Taquari é caracterizado por alongada faixa de acumulação, onde o rio apresenta um pequeno encaixamento e largura aproximada de 150 metros, sendo que em determinados pontos do seu curso ocorrem drenos advindos de suas margens que seguem a direção sudoeste e noroeste, indicando divagação, em razão do encaixamento do leito e assimetria do vale (Franco & Pinheiro, 1982).

Este fenômeno provavelmente está relacionado com a dinâmica de construção e abandono de lobos distributários que condicionam a evolução do Pantanal do Taquari, onde o processo de avulsão do canal principal propicia o surgimento de paleocanais e consequentemente o surgimento de um novo canal (Assine, 2003). No Pantanal do Taquari, são estabelecidas duas zonas geomorfológicas bem distintas que dividem o leque aluvial: a zona de cinturão de meandros e o lobo de sedimentação atual (Assine, 2003). A dinâmica destes processos será mais discutida brevemente no item 3.1.

No que corresponde às feições menores presentes nas Planícies e Pantanaís Mato-Grossenses, as cordilheiras, vazantes e baías são importantes elementos fisiográficos

presentes na sub-região da Nhecolândia, compartimento geomorfológico que engloba a área de estudo, além da presença de lagoas salinas, sendo esta última uma feição geomorfológica peculiar da Baixa Nhecolândia, conforme já mencionado no 1.2.

2.3 Clima

A Bacia do Alto Paraguai está inserida no Centro-Oeste brasileiro, região que tem clima marcado por períodos secos e chuvosos no transcorrer de cada ano. O período seco ocorre durante o outono e inverno (abril a setembro), tendo sua origem associada à estabilidade gerada pelas altas pressões do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e de pequenas dorsais que se formam sobre o continente. Por outro lado, o período chuvoso ocorre na primavera e verão (outubro a março) devido à influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Nimer, 1989; Hasenack *et al.*, 2003).

No setor central da América do Sul, a ZCIT avança mais para o sul do que para as regiões costeiras, gerando instabilidade em todo o Brasil central nos meses de verão. Nos meses de inverno a ZCIT é deslocada para norte, gerando baixas ou nenhuma precipitação na região (Hasenack *et al.*, 2003). As temperaturas são elevadas durante todo o ano em razão da circulação atmosférica ser fortemente influenciada pelas massas de ar tropical e equatorial (Nimer, 1989; Hasenack *et al.*, 2003).

A pluviosidade do Pantanal apresenta-se de modo sazonal, com o período chuvoso registrando as maiores médias mensais, entre 113 e 217 mm, enquanto no período seco ocorrem médias mensais entre 7 e 51 mm (Alfonsi & Camargo, 1986). Apesar de apresentar um período sazonal de grande disponibilidade de água, o Pantanal é marcado por um déficit hídrico anual de 300 mm nas áreas de planície, decorrente de taxas de evapotranspiração (1.400 mm) e de médias pluviométricas entre 850 a 1100 mm, sendo os valores dessas últimas inferiores aos índices pluviométricos das regiões altas circundantes ao Pantanal, que estão entre 1100 e 1800 mm, indicando que os valores de pluviosidade são maiores em áreas de maior altitude, onde não ocorre um déficit hídrico (Alvarenga *et al.*, 1984; Alfonsi & Camargo, 1986; Por, 1995; Sakamoto, 2001).

A evapotranspiração média anual varia de 3,8 a 4,3 mm/dia. No período de novembro a janeiro, a precipitação excede a evapotranspiração em toda bacia, com o excedente hídrico na ordem de 20 mm em novembro e de 150 mm em janeiro. O inverso ocorre no período de abril a outubro, sendo o déficit hídrico mais acentuado no período mais seco (junho a agosto), com taxas que variam de 80 a 130 mm, chegando localmente a 300 mm (Alfonsi & Camargo, 1986; PCBAP, 1997; Rezende, 2011).

A média de temperatura é de 25°C e é mais elevada na parte setentrional do Pantanal (20 a 28°C). Na parte meridional, as médias de temperaturas estão entre 18 e 27°C (Alvarenga *et al.*, 1984; Alfonsi & Camargo, 1986; Calheiros & Fonseca, 1996). As mínimas absolutas de temperaturas ocorrem entre abril e maio e estendem-se até setembro, com resfriamentos abaixo de 10°C que duram de 2 a 3 dias, produzidos pela rápida passagem dos anticiclones polares continentais. As máximas absolutas ocorrem no final de agosto até novembro, podendo alcançar temperaturas por vezes superiores aos 40°C (Loureiro *et al.*, 1982; Tarifa, 1986; Por, 1995).

O clima tropical com estação seca claramente definida e temperaturas médias elevadas é, segundo a classificação de Köppen, do tipo “Aw” megatérmico tropical de savana, sendo este, portanto, o tipo de clima estabelecido no Pantanal (Alfonsi & Camargo, 1986; Por, 1995; Hasenack *et al.*, 2003). Situado na faixa tropical (16° e 22°S) e distante aproximadamente a 1500 km do oceano Atlântico, o Pantanal é condicionado à ocorrência de altas temperaturas, bem como as maiores amplitudes anuais do território brasileiro; portanto, a latitude tropical e a continentalidade, associadas à condição topográfica deprimida e de baixas altitudes, determinam o caráter megatérmico do Pantanal (Tarifa, 1986).

A partir de estudos climatológicos na Fazenda Nhumirim, localizada na sub-região da Nhecolândia, Soriano (1999) aponta os valores médios de temperatura do ar, precipitação e evaporação para o período de 1977 a 1998 (Tabela 1). A temperatura média anual registrada para período em questão é de 25,4°C, oscilando entre 20,9°C e 27,9°C. Para o mesmo período, a média anual da temperatura máxima é de 31,6°C, sendo que nos meses de setembro a janeiro as máximas absolutas ultrapassam 37°C. Entre os meses de maio a agosto ocorre um declínio considerável da temperatura do ar em razão da entrada de massa de ar frio, sendo a média anual das mínimas de 20,4°C e as mínimas absolutas próximas de 0°C (Soriano, 1996; 1999).

Para os valores médios de precipitação, Soriano (1999) calculou que a média pluviométrica anual é de 1186,5 mm para o período de 1977 a 1998 (Tabela 1), sendo o mês de janeiro mais chuvoso com 216,8 mm e o mês de junho mais seco com apenas 19,7 mm. No período em questão, entre junho e agosto foi registrado apenas 6% da média pluviométrica anual. O valor médio de deficiência hídrica anual foi de 322,3 mm, onde o déficit hídrico ocorreu principalmente entre os meses de abril a novembro, sendo mais pronunciado no período de junho a outubro (Soriano, 1999).

Tabela 1. Valores médios de parâmetros climatológicos registrados na Estação Climatológica da Fazenda Nhumirim, sub-região da Nhecolândia, Pantanal-MS, para o período de 1977 a 1998

Meses	Temperatura do ar (°C)			Precipitação (mm)	Evaporação (mm)
	Temperatura Média Compensada	Temperatura Média das Máximas	Temperatura Média das Mínimas		
De 1977 a 1998					
Jan	27,9	32,9	23,7	216,8	99,6
Fev	27,7	32,6	23,6	150,4	93,3
Mar	27,5	32,5	23,5	151,6	92,5
Abr	26,4	31,6	22,1	92,7	109,1
Mai	23,9	29,7	19,2	60,4	106,4
Jun	21,5	29,7	15,5	24,6	115,7
Jul	20,9	28,7	15,0	19,7	142,4
Ago	22,6	30,7	16,4	25,3	155,2
Set	24,5	31,6	18,7	49,8	159,8
Out	27,0	33,7	21,4	75,0	173,6
Nov	27,5	33,8	22,2	132,1	149,3
Dez	27,9	33,7	23,0	188,1	125,4
Média	25,4	31,6	20,4		
Total				1.186,5	1508,8

Fonte: Adaptado de Soriano (1999). Organização: Balbino (2017).

2.4 Hidrografia

A Bacia do rio Paraguai estende-se através de quatro países - Brasil, Bolívia, Paraguai e Argentina - representando uma das cabeceiras do rio da Prata ao desaguar no rio Paraná na cidade de Corrientes, Argentina. O rio Paraguai nasce no Estado do Mato Grosso e sua bacia faz limites com a Bacia Amazônica (PCBAP, 1997).

A parte superior da bacia é chamada de Alto Paraguai e é limitada pelo posto pluviométrico de Porto Esperança, sendo esta região dividida em duas partes principais: a parte superior, com cotas acima de 200 metros, denominada de Planalto e a parte inferior, com cotas médias de 100 metros, chamada de Pantanal (PCBAP, 1997).

A região do Alto Paraguai tem o seu maior setor em território brasileiro, compreendendo os Estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, ocupando ainda terras paraguaias e bolivianas. Sua área total aproximada é de 496.000 km², sendo 361.666 km² dentro do território brasileiro e o restante da área pertencente à Bolívia e Paraguai (Carvalho, 1986; Silva & Abdon, 1998).

O rio Paraguai é o principal curso d'água no Pantanal, com seus afluentes em maioria localizados na margem esquerda, configurando uma rede de drenagem dissimétrica (Tricart, 1982). O rio tem sua nascente localizada nas encostas da Chapada dos Parecis com o seu curso tomando direção geral norte-sul, seguindo com certa

sinuosidade à direção sul numa extensa e larga planície fluvial meandrante na altura de Corumbá. Em seguida, passa a fluir pela planície pantaneira e sua confluência com a foz do rio Apa delimita o sul do Pantanal e da própria Bacia do Alto Paraguai. Flui então, na direção sul até a confluência com o rio Paraná, sendo que este último desagua em seguida no rio da Prata (Alvarenga *et al.*, 1984; Carvalho, 1986; Por, 1995; Assine, 2013).

Os principais tributários do rio Paraguai que atravessam o Pantanal encontram-se em território brasileiro, sendo cursos d'água permanentes cujas nascentes situam-se principalmente nas terras altas circundantes à planície pantaneira. Na margem direita do rio Paraguai, desaguam as águas dos rios Jauru, Cabaçal e Sepotuba, ambos com nascentes na Chapada dos Parecis, e pela margem esquerda os rios Cuiabá (com seus afluentes São Lourenço e Piquiri), Taquari, Miranda (com seu afluente Aquidauana) e Apa. Outros tributários menores compõem a Bacia do Alto Paraguai, com canais claramente definidos, mas sem vazão permanente, sendo áreas típicas de inundação. Estes tributários são: o rio Negro, afluente da margem direita vindo da Bolívia e os rios Paraguaizinho, Bento Gomes, Negrinho, Negro, Abobral, Aquidabã, Rio Branco, Tererê e Amonguijá (Alvarenga *et al.*, 1984; Carvalho, 1986).

A Bacia do Alto Paraguai é composta de 30 sub-bacias fluviais. De acordo com a análise morfométrica realizada por Alvarenga *et al.* (1984) foram identificados os principais afluentes de primeira ordem de grandeza, sendo os rios Sabão, Brejão, Ribeirão Queimado, Onça Magra, Ixu, Jacobina; como afluentes de segunda ordem estão os rios Santana, Pari, Jaucara, Branco, Vermelho Grande, Cachoeirinha, Paraguaizinho, Tarumã, Jibóia, Tererê, Amonguijá e Córrego Progresso; os rios de terceira ordem são o Bugres, Sepotuba, Cabaçal, Padre Inácio, Jauru, Carixo Grande e Aquidabã; em seguida, são classificados na quarta ordem de grandeza os rios Negro e Apa. Por fim, os rios Cuiabá, Taquari e Miranda são considerados na quinta ordem de grandeza, sendo os principais cursos d'água do Pantanal (Figura 7-a).

Figura 7. Localização dos principais elementos hidrográficos do Pantanal: a) principais cursos d'água e grandes lagoas perenes; b) sistema natural de vertedouros entre os rios Miranda e Aquidauana

Fonte: adaptado de Agência Nacional de Águas (ANA) e Adámoli (1986).

Alvarenga *et al.* (1984) também analisaram as características do sistema de drenagem da Bacia do Alto Paraguai, destacando que na bacia ocorrem trechos de rios consequentes, como os rios Tarumã e Taquari, subsequentes, como o rio Aquidauana em seu percurso sobre o Planalto de Maracaju-Campo Grande, obsequentes, como o Negro, Miranda e Aquidauana (quando estes superimpõem em sentido inverso à inclinação das camadas da Bacia Sedimentar do Paraná) e rios ressequentes, como os afluentes dos rios Piquiri, Negro e Miranda.

O padrão de drenagem da Bacia do Alto Paraguai é do tipo dendrítica, com as correntes tributárias distribuindo-se em todas as direções. Quando estas se unem formam-se ângulos agudos de graduações variadas, com a exceção sendo feita para o rio Taquari, que apresenta padrão do tipo paralelo em razão da presença de corixos e vazantes, que defluem para as margens esquerda do rio Itiquira e direita do rio Negro. Por fim, a bacia foi classificada como do tipo exorreica, ocorrendo em trechos restritos uma drenagem do tipo criptorreica, como nas áreas de planícies fluvio-lacustres a norte do rio Negro e na Serra da Bodoquena (Alvarenga *et al.*, 1984).

Em relação ao rio Paraguai, este se apresenta como um rio de segunda ordem nas áreas de planaltos, deixando as depressões setentrionais da sua bacia como um rio de terceira ordem, tornando-se um rio de quarta ordem ao adentrar na região dos pantanais e de quarta e quinta ordem ao atravessar a área de planícies fluvio-lacustres, sendo que a partir da confluência com o rio Taquari se apresenta como um rio de sexta ordem de grandeza (Alvarenga *et al.*, 1984).

O rio Paraguai apresenta uma compartimentação muito complexa por atravessar distintos domínios geomorfológicos. Apresenta características erosivas em terras baixas da Depressão do Alto Paraguai, situada ao norte de Cáceres e fora da área do Pantanal. Ao adentrar no Pantanal o rio passa a ser um sítio de sedimentação e de captação das águas dos diversos leques aluvias presente na bacia, muito em razão da diminuição drástica no gradiente topográfico (Assine, 2003)

As terras baixas e planas correspondentes ao Pantanal ocupam 40% da área da Bacia do Alto Paraguai, cuja característica corresponde a um sistema hidrológico sujeito a inundações periódicas, determinadas principalmente pelo regime sazonal de oferta hídrica característica da região e pelo lento escoamento das águas superficiais e subsuperficiais, condicionado pelo baixo gradiente topográfico (Franco & Pinheiro, 1982; Silva, 1986; Garcia, 1991).

No Pantanal, as contribuições da vazão no rio Paraguai pelos afluentes vindos do planalto são da ordem de 72% dos fluxos advindos de norte e 28% dos fluxos de sul, sendo a vazão proveniente dos planaltos de 2.058 m³/s e a saída registrada em Porto Esperança é de 2.165 m³/s. A contribuição do Pantanal é de apenas 107 m³/s (PCBAP, 1997).

As fortes inundações decorrentes das cheias do rio Paraguai provocam o extravasamento e o surgimento do padrão anastomosado do curso do rio em razão da alta carga sedimentária, sendo este mesmo padrão conferido também a seus afluentes, principalmente nos rios Taquari e Negro, onde há a presença de muitos meandros abandonados que passam a ser reativados a partir de transbordamentos periódicos dos canais principais (Franco & Pinheiro, 1982; Carvalho, 1986).

Em razão das águas que alimentam as inundações nas planícies pantaneiras serem em grande parte provenientes das cabeceiras de drenagem de rios situados em áreas mais altas que circundam o Pantanal, ocorre uma defasagem temporal das inundações entre várias localidades. Na região de Cáceres, situada ao norte do Pantanal, o pico de precipitação ocorre no período de janeiro e fevereiro, sendo que o pico de inundação ocorre no período de fevereiro a março. O pico de inundação ocorre no final de abril para maio na região de Corumbá e posteriormente no período de maio a junho na região do leque do Nabileque, atingindo a região de Porto Murtinho, no sul do Pantanal, no período de junho para julho, em plena época de estiagem no local (Alvarenga *et al.*, 1984; Carvalho, 1986; Garcia, 1991; Assine, 2013).

A inundação impulsiona a forte sedimentação na planície, conforme a caracterização hidrossedimentológica do Pantanal, sendo calculada para a entrada na planície pantaneira uma produção de sedimentos de aproximadamente 300 ton/ano/km² e uma saída de apenas 40 ton/ano/km². Nos tributários do rio Paraguai, os processos de deposição de sedimentos são ainda maiores do que o próprio rio, chegando a representar 50% do valor de entrada no Pantanal, sendo que o rio Paraguai contribui com menos de 20% do valor de entrada de sedimentos (Abdon & Silva, 2006).

O aumento da sedimentação na planície deteriora a qualidade da água no Pantanal nos primeiros meses de cheia em razão do revolvimento de material de fundo e material novo trazido para a planície, sendo observados o aumento de materiais sólidos em suspensão com o conseqüente aumento da turbidez, fato que culmina no decréscimo de oxigênio dissolvido na água e conseqüentemente eleva a mortandade de peixes.

A caracterização geoquímica das águas também se torna complexa. De acordo com Ab'Saber (1988), as águas oriundas das cabeceiras de drenagens dos rios pantaneiros possuem outra composição hidrogeoquímica, refletindo condições imperantes do domínio dos cerrados e somadas posteriormente às características dos terrenos pantaneiros. Essa ideia é corroborada pelos estudos sobre a variabilidade química das águas na Bacia do Alto Paraguai, realizados por Rezende (2011). Conforme o autor, as águas que alimentam as planícies pantaneiras apresentam uma composição química que pode ser considerada como uma mistura de três perfis químicos definidos pelas áreas fontes (rochas calcárias, areníticas e cristalinas) e pelo uso e ocupação do solo, principalmente por meio da adubação de nitrogênio no planalto.

A dinâmica das inundações na planície pantaneira afeta sobretudo outras unidades hidrográficas menores que se fazem presente nesta área, como as grandes lagoas perenes e o conjunto de pequenas lagoas de água doce (baías) e de água salgada (salinas), além das vazantes. Entre as grandes lagoas perenes, merecem destaque as lagoas Uberaba e Gaíba, (Figura 7-b) situadas no setor noroeste do Pantanal, possuindo água doce e apresentando dimensões em níveis mínimos de 50 a 75 km² respectivamente. Durante as cheias, a área alcança 1000 km² na lagoa Uberaba e 150 km² na lagoa Gaíba, sendo alimentadas neste período por cursos d'água perenes e/ou intermitentes (Carvalho, 1986).

As lagoas salinas e baías encontram-se apenas no setor S-SW da Nhecolândia, onde por meio de imagens satélites foram identificadas 9324 lagoas, sendo que as baías somam 7832 unidades, ou 84% total de lagoas e as lagoas salinas somam 1492 unidades, ou 16 % do total de lagoas (Fernandes, 2007). Os detalhes do funcionamento hídrico destas lagoas serão apresentados no item 3.1.1.

2.5 Solos

Com o objetivo de levantar informações referentes às classes de solos presentes na Bacia do Alto Paraguai, o levantamento feito pelo projeto Radambrasil (1982), na escala 1:1000.000, mapeou as principais ordens e subordens de solos na área da bacia, constituída em sua maior parte pelo Pantanal Mato-Grossense, sendo este estudo considerado uma primeira aproximação no que remete à classificação de solos na região.

Na unidade geomorfológica das Planícies e Pantanaís Mato-Grossense, quase sua totalidade é ocupada por solos hidromórficos, refletindo bem a deficiência de drenagem generalizada. A litologia do Pantanal, constituída por sedimentos aluviais da Formação

Pantanal, associada à dinâmica do regime de alagamento da área contribuem para a existência de diferentes classes de solos na região (Orioli *et al.*, 1982; Amaral Filho, 1986).

No mapeamento do Projeto Radambrasil, Orioli *et al.* (1982) apontam que na parte norte do Pantanal, predominam os solos que possuem horizonte subsuperficial de textura mais argilosa: Laterita Hidromórfica (Plintossolo – Embrapa, 2013), Solonetz-Solodizado (Planossolo – Embrapa, 2013), Vertissolos, Podzólico Vermelho-Amarelo (Luvissolo – Embrapa, 2013), Glei Pouco Húmico (Gleissolo – Embrapa, 2013) e Solos Aluviais (Neossolos – Embrapa, 2013)

A parte central do Pantanal, segundo Orioli *et al.* (1982) é constituída de sedimentos arenosos transportados pelo rio Taquari, sendo o Podzol Hidromórfico (Espodossolo – Embrapa, 2013) o mais predominante na área, seguido das Areias Quartzosas Hidromórficas (Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos – Embrapa, 2013), Planossolo e Laterita Hidromórfica (Plintossolo – Embrapa, 2013).

A parte sul do Pantanal é formada por sedimentos de natureza argilosa, depositados pelos rios Miranda, Aquidauana, Negro e Paraguai, dando origem ao Planossolo, Vertissolo, Solonetz-Solodizado (Planossolo – Embrapa, 2013), Glei Pouco Húmico (Gleissolo – Embrapa, 2013) e Laterita Hidromórfica (Plintossolo – Embrapa, 2013) (Orioli *et al.*, 1982; Amaral Filho, 1986).

Entretanto, de acordo mapeamento do Projeto Radambrasil, as ordens/subordens de solos dominantes em cada setor da planície pantaneira são: Lateritas Hidromórficas ao norte, Podzóis Hidromórficos ao centro e sul (incluindo a Nhecolândia), Solonetz-Solodizados ao sul e Glei Pouco Húmicos nas adjacências do rio Paraguai e seus afluentes (Orioli *et al.*, 1982; Amaral Filho, 1986) (Figura 8). A seguir serão fornecidas explicações a respeito destas principais classes de solos levantadas no projeto Radambrasil (1982), considerando as definições de acordo com o atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (Embrapa, 2013). Além disso, será incluída no detalhamento a seguir a classe Areia Quartzosa, por representar uma grande área da Nhecolândia no mapeamento de Cunha (1981) (Figura 9).

Figura 8. Mapa pedológico do Pantanal

Fonte: adaptado a partir de Orioli *et al.* (1982), Amaral Filho (1986) e Agência Nacional de Águas (ANA). Organização: Furquim (2007).

Figura 9. Croqui de solos do leque do Taquari

Fonte: adaptado a partir de Cunha (1981). Organização: Furquim (2007).

- **Lateritas Hidromórficas** (atualmente Plintossolos – Embrapa, 2013): são solos que tem sua gênese associada a condições de excesso de umidade ou restrição à percolação da água, geralmente imperfeitamente ou mal drenados. Caracterizam-se pela expressiva presença de plintita, apresentando um horizonte B textural sobre ou coincidente com o horizonte plíntico ou com horizonte concrecionário, ocorrendo também solos com horizonte B incipiente, B latossólico, horizonte glei e solos sem horizonte B. São solos diferenciados, com o horizonte A podendo ser de qualquer tipo e com sequência de horizontes que podem variar entre A, AB, Bt, Bw, Bi, C ou F ou ainda A,E, Bt, C ou F. Apresentam coloração bastante variável, com predomínio de cores pálidas com ou sem mosqueados de cores alaranjadas e vermelhas, ou variegada acima do horizonte diagnóstico. No entanto, podem apresentar cores avermelhadas na maior parte do perfil em condições de boa drenagem.

No Pantanal, estes solos apresentam uma sequência de horizonte A, Btpl (B textural plíntico) e C, onde o horizonte A é do tipo moderado ou chernozêmico e de textura arenosa e o horizonte Btpl apresenta estrutura maciça, granular e em blocos subangulares, sendo a textura entre média e muito argilosa (Orioli *et al.*, 1982). No levantamento do Radambrasil, Orioli *et al.* (1982) apontam que estes solos são tanto álicos quanto distróficos e eutróficos, sendo que os distróficos e álicos ocupam uma área total de 31.097 km² na planície pantaneira, enquanto os eutróficos ocupam apenas 62 km² numa área compreendida em uma pequena mancha ao sul do rio Aquidauana. Esta ordem de solos não foi reconhecida para a Nhecolândia, diferentemente do que foi levantado no posterior mapeamento de Cunha (1981), que aponta a sua existência em uma estreita faixa próxima ao limite leste desta sub-região (Figura 9).

- **Podzóis Hidromórficos** (atualmente Espodossolos – Embrapa, 2013): são solos minerais constituídos por um horizonte B espódico imediatamente abaixo de horizonte E, A ou horizonte hístico dentro de 200 cm a partir da superfície, sendo moderados a fortemente ácidos, com drenagem variável em razão da estreita relação entre profundidade, grau de desenvolvimento, endurecimento ou cimentação do horizonte B espódico e drenagem do solo, sendo caracterizados pela acumulação iluvial de matéria orgânica (Bh e ou Bhm) e/ou complexos formados por matéria orgânica e sesquióxidos de ferro e alumínio (Bir ou atualmente Bs) (Embrapa, 2013).

No Pantanal, de acordo com o mapeamento do Radambrasil, Orioli *et al.* (1982) verificaram para estes solos uma sequência de horizontes A, E, B espódico e C, com nítida

diferenciação entre os horizontes. O horizonte A é geralmente do tipo moderado; o horizonte E é de textura arenosa, espesso em alguns casos; o B espódico apresenta cores desde avermelhada até amarelada, evidenciando um acúmulo de óxidos de ferro e alumínio e matéria orgânica; o horizonte C apresenta-se normalmente com cores gleizadas, com mosqueamentos típicos de deficiência hídrica, tendo às vezes um ligeiro incremento de argila. Orioli *et al.* (1982) destacam que a área de maior ocorrência destes solos no Pantanal corresponde à Nhecolândia, fato que é corroborado por Cunha (1981), ocorrendo ao norte, ao sul e ao centro desta sub-região.

- **Solonetz-Solodizado** (atualmente Planossolos – Embrapa, 2013): compreendem solos minerais imperfeitamente ou mal drenados, com saturação em sódio superior a 15% e condutividade elétrica $< 4 \text{ dSm}^{-1}$, com presença de horizonte E imediatamente acima de um horizonte B plânico tipicamente adensado, que se caracteriza pelos teores elevados de argila dispersa, condição que é associada à percolação de água, independentemente da posição do lençol freático, ocasionando a retenção de água por algum tempo acima do horizonte B (Embrapa, 2013). São solos que podem ou não apresentar um horizonte cálcico, caráter carbonático, fragipã, duripã, propriedade sódica, solódica e caráter salino ou sálico, e possuem uma sequência de horizontes que pode ser iniciada pelos horizontes A, AB ou A, E (álbico ou não) ou Eg, seguidos de Bt, Btg, Btn ou Btnng (Embrapa, 2013).

No período anterior à elaboração da 1ª edição do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, lançado no ano de 1999, os Solonetz-Solodizados foram deliberadamente admitidos dentro da classe dos Planossolos (classe do Solonetz-Solodizado e Planosol), conforme o boletim técnico referente ao *Mapa Esquemático dos Solos das Regiões Norte, Meio-Norte e Centro-Oeste do Brasil* (Embrapa, 1975). Diferentemente do que está mencionado no referido boletim, no atual SiBCS as definições dos Planossolos englobam as características dos Solonetz-Solodizados, porém não considerando estes últimos como classe de solo de 1º nível categórico. Correspondentes aos solos halomórficos, os antigos Solonetz-Solodizados passaram a ter suas características reconhecidas através de atributos diagnósticos compreendidos no atual SiBCS (mais detalhes no item 5) sendo esta nomenclatura abolida do referido sistema de classificação de solos.

Deste modo, o mapeamento pedológico do RadamBrasil no Pantanal (1982), utilizando-se como referência o seguinte boletim técnico da Embrapa (1975) para a realização do seguinte levantamento, considerou como critério de diferenciação entre os

Planossolos e os Solonetz-Solodizados o caráter solódico ou sódico, sendo ambos associados aos Solonetz-Solodizados.

Para os Solonetz-Solodizados, Orioli *et al.* (1982) apresentaram uma sequência de horizontes A1, A2, Bt e C (A, E, Bt e C na correspondência aos Planossolos mencionados no atual SiBCS), sendo o horizonte A moderado e a transição entre E e Bt abrupta, com evidência de iluviação de argila. A textura é arenosa no horizonte E e franco-argilo-arenosa a argilosa no Bt, sendo a estrutura do Bt fortemente desenvolvida em blocos subangulares e colunar, com as cores variando entre os matizes 7.5YR a 2.5Y, sendo os cromas geralmente inferiores a 2, evidenciando um hidromorfismo acentuado em razão do impedimento da drenagem (Orioli *et al.*, 1982).

Portanto, conforme o mapeamento do Radambrasil, os Planossolos e Solonetz-Solodizados (classes de solos de acordo com boletim técnico da Embrapa, 1975) são encontrados na Nhecolândia, ocupando faixas que acompanham os rios Taquari e parte do Negro (Orioli *et al.*, 1982). Contudo, o levantamento preliminar de Cunha (1981) apontou que na Nhecolândia ocorrem apenas os Solonetz-Solodizados, localizados também em faixa adjacente à parte do rio Taquari.

- **Glei Pouco Húmicos** (atualmente Gleissolos – Embrapa, 2013): compreendem solos minerais hidromórficos, com ou sem mosqueados, mal a muito mal drenados, com ocorrência de uma forte gleização em razão de um ambiente redutor virtualmente livre de oxigênio dissolvido oriundo da saturação por água durante um longo período (Embrapa, 2013). Apresentam uma sequência de horizontes A-Cg, A-Big-Cg, A-Btg-Cg, A-E-Btg-Cg, A-Eg-Bt-Cg-Ag-Cg, H-Cg, de classes texturais muito variadas, sendo que o horizonte glei pode se apresentar como um horizonte C, B, E ou A, com cores variadas entre acinzentadas, azuladas ou esverdeadas devido à redução e solubilização do ferro motivada pela estagnação prolongada da água (Embrapa, 2013).

Conforme o Radambrasil, apresentam sequência de horizontes A e Cg, com ou sem descontinuidade litológica, sendo estes solos associados às planícies aluviais em todo o Pantanal, entre elas as dos rios Taquari e Negro, que marcam os limites da Nhecolândia, e divididos entre álicos, distróficos e eutróficos, sendo que estes últimos predominam na área da planície pantaneira com 11.319 km², ou 5,83% do total da área mapeada (Orioli *et al.*, 1982).

- **Areias quartzosas** (atualmente Neossolos Quartzarênicos – Embrapa, 2013): apesar de terem sido mapeadas em poucos pontos pelo Radambrasil, merecem destaque nesse trabalho em razão de compor uma grande área no setor sul da Nhecolândia, de acordo com o levantamento de solos realizado por Cunha (1981) (Figura 9). Nesta classe/subordem estão compreendidos solos minerais hidromórficos, pouco desenvolvidos, imperfeitamente a mal drenados, com uma sequência de horizontes A-C, areno-quartzosos, ou seja, apresentando textura areia ou areia franca em todos os horizontes, sendo a fração areia composta por mais de 95% de quartzo (Embrapa, 2013).

2.6 Vegetação

A Bacia do Alto Paraguai é demarcada pela influência das províncias fitogeográficas correspondentes a dois grandes biomas brasileiros, Amazônico e principalmente o Cerrado, estando associada com encaves da Mata Atlântica e do Chaco, sendo este mosaico responsável pela complexidade florística do Pantanal. Para a área da bacia, o Projeto Radambrasil classificou as seguintes regiões fitoecológicas: Savana (Cerrado), Savana Estépica (Vegetação Chaquenha), Floresta Estacional Semidecidual e Floresta Estacional Decidual (Loureiro *et al.*, 1982).

A distribuição destas regiões fitoecológicas variam de acordo com as grandes unidades fisiográficas da Bacia do Alto Paraguai. Deste modo, na região dos Planaltos a cobertura vegetal é em grande parte representada pela Floresta Estacional Semidecidual e Decidual, Savanas e contatos Savana-Floresta Estacional. Nos Planaltos Residuais de Urucum-Amolar, predomina a cobertura vegetal típica de áreas de tensão ecológica e contato Savana-Floresta Estacional (Loureiro *et al.*, 1982; Alvarenga *et al.*, 1984; PCBAP, 1997).

A Savana predomina na Depressão Interplanáltica de Paratininga, ao norte da bacia e na Depressão do Guaporé, a noroeste. Contudo, na Depressão do rio Paraguai a cobertura vegetal varia em resposta aos diferentes tipos de solos presentes na área, compreendendo ao Cerrado, Cerradão e Campo Sujo nas áreas associadas aos Espodosolos e Latossolos, à Floresta Estacional Decidual, Floresta Decidual e Cerrado nas áreas de Terra Roxa estruturada (Nitossolos vermelhos) e aos núcleos de vegetação Chaquenha e Floresta Estacional Decidual que recobrem os Vertissolos (Loureiro *et al.*, 1982; Alvarenga *et al.*, 1984; PCBAP, 1997).

Na área da planície do Pantanal, a cobertura vegetal é composta por uma mistura de campo inundável, vegetação aquática, capão, mata ciliar, cerrado, cerradão e floresta seca. Deste modo, o conjunto vegetacional do Pantanal figura-se bastante complexo, sendo composto por uma diversidade fitogeográfica reconhecida durante muito tempo pelo termo “complexo pantaneiro”, de característica que remete a teoria clássica de Ab’Saber (2003) de que o Pantanal não está inserido em nenhum domínio morfoclimático e fitogeográfico, mas sim dentro de uma faixa de transição aonde são encontrados vários tipos de ecossistemas, ou vários pantanais. Entretanto, este termo que inicialmente foi usado para denominar a vegetação pantaneira atualmente encontra-se inadequado, já que a vegetação é adaptada a ciclos de diferentes regimes hídricos ou aos pulsos de inundação, sendo este mosaico dependente também das diferenças de níveis topográficos e das características pedológicas (Pott & Pott, 2004; Abdon & Silva, 2006).

Na concepção de Adámoli (1986), para a compreensão da diversidade fitogeográfica do Pantanal é necessário um enfoque continental, pois a região está inserida num “*carrefour*” fitogeográfico de primeira magnitude, no qual convergem quatro das principais províncias fitogeográficas da América do Sul: Amazônia, Cerrados, Florestas Meridionais e Chaquenha, sendo essas províncias circundantes ao Pantanal (Figura 10). A maior ou menor expressão dessas províncias no Pantanal vai depender dos condicionantes ambientais que atuam localmente (Adámoli, 1986).

Figura 10. Províncias fitogeográficas circundantes à Bacia do Alto Paraguai e da planície pantaneira.

Fonte: Adaptado de Adámoli (1986).

De um modo geral, estas províncias fitogeográficas estão distribuídas no Pantanal da seguinte forma: as áreas de Floresta Amazônica manifestam-se no setor Noroeste do Pantanal, onde também são evidenciadas transições entre a província da Amazônia e os Cerrados, sendo o vale do rio Paraguai e seus afluentes (rios Sepotuba, Cabaçal e Jauru) as principais áreas de influência amazônica, estando as outras vias possíveis de conexão florística bloqueadas pelas barreiras fitogeográficas representadas pela província Chaquenha e a província dos Cerrados. Por sua vez, a província dos Cerrados situa-se no setor central e leste do Pantanal, área que corresponde aos grandes leques aluviais presente na planície, em especial o leque do Taquari, cujos solos são arenosos e que se desenvolvem a partir dos sedimentos quaternários formadores dos leques aluviais. As Florestas Meridionais, que correspondem às províncias Paranaense e Atlântica, ocupam extensas áreas do sul e do sudeste do Pantanal, em áreas de natureza predominantemente calcária, margosa e dolomítica nas proximidades da serra da Bodoquena e arredores, ocorrendo também nos pantanais do Miranda e Aquidauana em áreas de solos argilosos e francos, nos quais os campos inundáveis se alternam-se com capões de mata. Por fim, a província Chaquenha marca o limite oeste do Pantanal, caracterizando a vegetação das terras mais altas e não inundáveis e de boa fertilidade que se inicia em Corumbá e se expandem a partir da fronteira leste da Bolívia (Adámoli, 1986; Silva *et al.*, 2000).

Das quatro províncias fitogeográficas mencionadas, a província do Cerrado é a mais predominante na área do Pantanal. De modo geral, o Cerrado do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul pode ser definido como uma vegetação xeromórfica, de fisionomia diversificada que varia de arbórea densa a gramíneo-lenhosa, cuja vegetação lenhosa apresenta brotos foliares bem protegidos, de casca grossa e rugosa, com órgãos de reserva subterrânea profundos e folhas desenvolvidas, com estômatos permanentemente abertos e protegidos por pelos (Loureiro *et al.*, 1982).

A diversidade fisionômica do Cerrado foi classificada em estágios sucessionais por Coutinho (1990) (Figura 11) conforme o porte e proporção das espécies herbáceas, arbustos e árvores, sendo estes estágios definidos em campos (limpo e sujo), campo-cerrado, cerrado *stricto sensu*, cerradão e floresta tropical (semi-distrófica e eutrófica), estando todos presentes na área do Pantanal (Por, 1995).

A partir do estudo de distribuição e quantificação de classes de vegetação do Pantanal, Silva *et al.* (2000) identificaram a partir de levantamento aéreo 16 classes de vegetação, baseando-se principalmente em aspectos fitofisionômicos.

Cerca de 70% da vegetação da área é predominada pela região fitoecológica da Savana (Cerrado), sendo esta composta principalmente pela Savana Florestada (cerradão), que recobre 22% da área do Pantanal, Savana Arborizada (cerrado *stricto sensu*) que corresponde a 14% da vegetação pantaneira e Savana Gramíneo-Lenhosa, correspondente à área de campo (campo seco e campo inundado) e que representa 31% da área de vegetação do Pantanal (Silva *et al.*, 2000, Abdon e Silva, 2006).

De acordo com Pott & Silva (2016), há pouco endemismo em razão da idade geológica recente do Pantanal, sendo que a diversidade fitogeográfica presente na área influencia na distribuição de espécies. Segundo os autores, dos 350 tipos de plantas lenhosas existentes no Pantanal, o Cerrado é o grupo mais predominante (66 espécies), tendo em seguida à área de transição entre o Cerrado e a floresta sazonal (47), espécies com distribuição variada (31), espécies pertencentes ao Chaco (29) e a floresta sazonal, com 23 espécies.

Figura 11. Sucessão vegetal do Cerrado

Fonte: Coutinho (1990).

Para a sub-região da Nhecolândia, Abdon & Silva (2006) destacam a predominância do Cerrado, onde as fitofisionomias de maior representação são, em ordem crescente, a Savana Florestada (cerradão), Savana Arborizada (cerrado, campo-cerrado, cerrado-ralo) e Savana Gramíneo-lenhosa (campo, cerrado baixo, campo sujo),

sendo que estas compõem 80,2% da cobertura vegetal nesta área. Além destas fitofisionomias, os autores ressaltam também para a ocorrência de Contatos Florísticos (ecótonos) de Savana (Cerrado) com Formações Pioneiras (vegetação com influência fluvial) e Floresta Estacional Semidecidual com Formações Pioneiras, onde estes contatos representam aproximadamente 6% da área da Nhicolândia.

Na Nhicolândia, associam-se às diferentes unidades morfológicas da paisagem os diversos estágios sucessionais do Cerrado, ocorrendo mudanças fisionômicas em curtos espaços de área, dificultando deste modo o mapeamento em escalas médias e pequenas. No mapeamento da vegetação para a Fazenda Nhumirim, Rodela (2006) classificou unidades de vegetação em função da habitualidade estacional do substrato (seco, úmido e sazonal).

As unidades de vegetação classificadas por Rodela (2006) são: i) *unidade habitualmente seca*, que representa áreas não influenciadas ou muito pouco influenciadas pelos ciclos normais/habituais de cheias, são áreas de maior nível topográfico, representadas pelas cordilheiras, que são recobertas pelas florestas de cerradão + Floresta Estacional Semidecídua e também pelo cerrado *stricto sensu*, com campos cerrados, campos sujos e limpos ocorrendo nas bordas, com destaque para a existência de uma faixa de carandás e caraguatás no limite do solo nu do entorno das salinas com a cordilheira ; ii) *unidade habitualmente sazonal*, correspondente à áreas sujeitas as épocas de cheias e secas, distribuindo-se pelas áreas de nível topográfico intermediário do relevo, entre as cordilheiras-baixas / cordilheiras-vazantes, caracterizando-se pelas fisionomias de campo limpo ou sujo; iii) *unidade habitualmente úmida*, que corresponde às áreas mais baixas do terreno, mais precisamente às baixas e vazantes, áreas cuja permanência da umidade ocorre mesmo em períodos de estiagem, apresentando na época seca fisionomia de campo limpo e por vezes campo, constituída de vegetação herbácea e campo úmido, constituída de vegetação herbácea/aquática.

O mapeamento da vegetação elaborado por Rodela (2006) aprofundou a caracterização da vegetação da Baixa Nhicolândia elaborada por Fernandes (2000), que realizou o levantamento de informações a partir da utilização de imagens de satélite, fotos-aéreas e controle de campo. A partir deste levantamento, foi possível elaborar um modelo da distribuição das fisionomias do Cerrado na Baixa Nhicolândia (Figura 12).

Figura 12. Modelo da distribuição da fisionomia do Cerrado na Baixa Nhecolândia

Fonte: baseado em descrição de Fernandes (2000). Organização: Furquim (2007).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Processos hidrológicos na planície pantaneira e as relações com as mudanças na paisagem em períodos pretéritos

Conforme mencionado no item 1.1, a Bacia do Pantanal caracteriza-se por uma espessa camada de sedimentos quaternários submetidos a processos atuais de subsidência e sedimentação e que está sendo preenchida por um amplo trato deposicional dominado por sedimentação aluvial, tendo o rio Paraguai como o rio-tronco coletor de vários leques fluviais que promovem a distribuição de águas oriundas dos planaltos adjacentes sobre a planície de inundação (Assine, 2004; Assine & Soares, 2004; Assine & Silva, 2009).

Constituído por diferentes sub-bacias hidrográficas de características peculiares, como a natureza e o período de inundação, o Pantanal é subdividido em diferentes pantanais, dentro os quais apresentam diferentes sistemas deposicionais que integram um trato de sistemas deposicionais compostos por vários grandes leques fluviais (Assine, 2013).

Dentre os vários leques existentes na planície pantaneira, o megaleque aluvial do rio Taquari é o que mais se destaca, sendo este sistema construído desde o Pleistoceno, englobando grande parte do tradicional Pantanal do Paiaguás na parte norte e quase a totalidade do Pantanal do Taquari na parte sul (Braun, 1977; Franco & Pinheiro, 1982).

O rio Taquari é afluente da margem esquerda do alto curso do rio Paraguai, sendo um dos principais rios do Pantanal no Estado do Mato Grosso do Sul, cuja extensão a partir de sua entrada na planície pantaneira até a foz no rio Paraguai é de aproximadamente 310 km, com desnível de 100 metros e um declive de 0,32% para este trecho (Fernandes, 2000 & Fernandes & Queiroz, 2000; Assine *et al.*, 2005).

O megaleque do Taquari possui uma área aproximada de 50.000 km², correspondendo a 37% da área total do Pantanal e apresenta uma geometria circular com diâmetro aproximado de 250 km, além de um gradiente topográfico extremamente baixo, com um perfil transversal nitidamente convexo, típico de sistemas de leques aluviais, sendo o megaleque do Taquari considerado como um dos maiores leques aluviais do mundo (Zani *et al.*, 2006; Assine, 2015).

No megaleque do Taquari, é notável a existência de paleorredes de drenagem de padrões distributários, intrincadas e complexas, constituídas por antigos canais de rios,

atualmente abandonados e vegetados, que testemunham as mudanças de curso e abandono de leitos (Assine, 2009).

A construção e abandonos de lobos deposicionais dão a tônica na dinâmica sedimentar do megaleque do Taquari, permitindo evidenciar as formas relictas e presentes na paisagem, que permitem elucidar a evolução geológica e geomorfológica do megaleque (Assine *et al.*, 1997). Por definição, os lobos deposicionais são formas alongadas que expressam o padrão de sedimentação produzido pela rede de drenagem distributária, numa dinâmica sedimentar de construção e abandono de lobos (Zani *et al.*, 2009).

Os processos de sedimentação ativa ocorrem em dois compartimentos geomorfológicos distintos do megaleque do Taquari (Figura 13): 1) um cinturão estreitos de meandros no setor superior do leque, onde o rio apresenta leito encaixado e, portanto, correndo em nível mais baixo que a planície (planície meandrante); 2) um lobo distributário atual nos setores médio/inferior do megaleque (lobo atual), sendo que à jusante do rio Taquari, abaixo do ponto de transbordamento chamado “Arrombado Zé da Costa”, o rio espraia-se devido à perda gradual de energia e o seu curso torna-se anastomosado, com inúmeros braços e correndo em nível próximo ao da planície, formando desta forma extensas áreas de inundação (Fernandes, 2007; Assine, 2009; Zani *et al.*, 2012).

No cinturão de meandros, as mudanças de curso restringem-se à migração lateral e ao recortamento de meandros, sem mudanças significativas na paisagem, diferentemente do que ocorre no lobo distributário atual, onde a descarga fluvial diminui para a jusante devido ao estreitamento e diminuição da profundidade do canal, permitindo a perda d’água para a planície de inundação devido ao extravasamento de águas e o seguinte rompimento dos diques marginais, ocorrendo a drenagem para fora do canal (Assine, 2005, Assine 2009).

Os paleocanais de diversos lobos abandonados situados em outras áreas do megaleque do Taquari, ou seja, fora dos compartimentos citados acima, testemunham a evolução da paisagem por meio de processos autogênicos, como a construção e abandono de lobos deposicionais, sendo essa dinâmica sedimentar responsável pelo preenchimento do espaço de acomodação gerado na bacia sedimentar do Pantanal por processos alogênicos, como os movimentos tectônicos e as flutuações climáticas (Assine *et al.*, 1997; Zani *et al.*, 2012).

Figura 13. Delimitação do megaleque do Taquari e seus respectivos lobos deposicionais.

Fonte: Adaptado de Zani *et al.* (2009).

Os fenômenos mais atuantes ocorrem no lobo distributário atual, principal sítio de sedimentação atual no megaleque do Taquari. Neste compartimento, há um grande número de canais distributários na planície de inundação, que funcionam como caminhos preferenciais de fluxo durante o início das cheias e de canais de vazantes, sendo responsáveis pela drenagem do sistema quando as águas baixam após o período das inundações (Assine *et al.*, 2005). Deste modo, é considerado o padrão de rio

anastomosado para os canais da planície, pois estes bifurcam-se e interconectam-se várias vezes, isolando as áreas vegetadas entre os canais (Assine, 2003).

A dinâmica do sistema fluvial do megaleque do Taquari evidencia a importância do entendimento do balanço entre os fatores externos ao sistema (alogênicos) e os fatores inerentes ao sistema (autogênicos), pois as mudanças no curso do rio Taquari são decorrentes da ação de sistemas naturais auto-reguladores, ou seja, que reagem às alterações das variáveis ambientais para retornar às condições de equilíbrio, o que permite a compreensão a respeito da natureza mutante do rio Taquari (Assine, 2009).

No lobo distributário atual, as mudanças no curso do rio são pronunciadas devido ao processo de avulsão, fenômeno que é desencadeado pelo aporte de sedimentos gerados pela erosão dos solos dos planaltos adjacentes e comum na evolução do megaleque do Taquari, deslocando os sedimentos para áreas com espaço de acomodação disponível e condicionando o preenchimento sedimentar da bacia (Assine *et al.*, 2005).

A avulsão envolve uma mudança significativa no curso de um rio, ocorrendo sobretudo em rios situados em sítios de sedimentação ativa, sendo um processo comum em cursos d'água entrelaçados, no qual o fluxo abandona o canal principal e reocupa sub-canais, ou promove a divisão do fluxo em um novo canal erodido dentro da planície de inundação (Charlton, 2008; Assine, 2009).

Analisando as causas de avulsão no megaleque do Taquari, Makaske *et al.* (2012) definem a avulsão como o desvio de fluxos d'água, que captura 50% ou mais do fluxo das margens plenas de um canal principal. Os autores ainda propõem uma sequência dividida em três fases para as causas da avulsão, sendo: 1) uma fase pré-condicionada, em que processos graduais criam as condições necessárias para uma divisão do fluxo; 2) uma fase de desencadeamento, em que há o desvio do fluxo para fora do canal principal, iniciado por um evento mais ou menos abrupto; 3) fase pós-desencadeamento, no qual o desvio do fluxo cresce em tamanho capturando 50% ou mais do fluxo do canal principal.

Quando a terceira fase não é completada, indica que o desvio de fluxo representa menos que 50% de captura do fluxo do canal principal, sendo o desvio denominado de *crevasse*, ou rompimento (Makaske *et al.*, 2012). No megaleque do Taquari, o rompimento de diques marginais dá início ao processo de avulsão, seguido de depósitos sedimentares (*crevasse splays*) em direção às áreas baixas adjacentes, sendo estes pontos de rompimento denominado localmente de *arrombados*, onde através destes pontos parte da água passa a fluir para a planície de inundação em períodos de cheias, podendo o canal

se dividir e consequentemente dando origem a um canal distributário (Assine *et al.*, 2005) (Figura 14).

O rompimento de diques marginais e a formação de um novo canal são originados com o início do assoreamento do canal do rio Taquari por aggradação, onde os sedimentos transportados pelo rio vão se acumulando progressivamente em seu leito e concomitantemente a formação de diques naturais nas margens do canal é estabelecida, devido ao extravasamento das águas carregadas de sedimentos sobre o canal (Assine *et al.*, 2005).

Desta forma, com a diminuição da energia de transporte do rio, o complexo canal/dique fica mais alto que as planícies adjacentes, sendo o rompimento dos diques marginais durante as cheias uma tendência natural, permitindo a drenagem de águas e a deposição de sedimentos carreados sobre a planície de inundação, podendo consequentemente estabelecer um novo canal (Assine *et al.*, 2005).

Figura 14. Processos de avulsão no rio Taquari. a) Ponto de rompimento de dique marginal; b) Formação de novos canais distributários na margem direita do rio Taquari.

Fonte: Adaptado de Assine (2015).

Estes processos contribuem para a construção e abandono de lobos deposicionais no megaleque do Taquari e consequentemente culminam no processo de avulsão, denotando assim o caráter complexo a respeito da dinâmica sedimentar no local. Deste modo, a dinâmica hidrológica do Pantanal, atualmente configurada por estes processos, tem suas transformações associadas principalmente à grande mudança na paisagem em períodos pretéritos, principalmente em razão da alternância das condições climáticas na área.

Assine (2003) destaca que o período de mudanças significativas na paisagem pantaneira foi na transição entre o Pleistoceno tardio e o Holoceno, sendo que no primeiro período as condições ambientais eram marcadas por clima semiárido e de temperaturas mais baixas. Em seguida, no Holoceno, prevaleceram as condições mais úmidas e quentes que promoveram a formação das modernas terras úmidas (*wetlands*), em decorrência da elevação das taxas de precipitação que propiciaram a consequente elevação do nível freático. Nesse período houve a origem das lagoas sobre as antigas depressões de deflação, estas últimas sendo formas relictas criadas por meio de processos eólicos atuantes no Pleistoceno tardio (Tricart, 1982; Assine, 2003; Assine & Soares, 2004).

Sob estas condições úmidas e quentes, a alta disponibilidade de água permite a conexão entre as lagoas e vazantes, perdendo sua identidade morfológica herdada de condições ambientais pretéritas, embora outras lagoas ainda permanecem isoladas na Baixa Nhecolândia, tornando-se progressivamente salinas (Assine, 2015). Além disso, ressalta-se a contribuição dos processos eólicos ocorridos no Pleistoceno na interpretação dos fatores que condicionaram à formação das atuais lagoas salinas (Assine, 2003).

O tempo exato das mudanças ambientais ocorridas no Pantanal ainda são indefinidos. Entretanto, existem na literatura estudos que apontam idades aproximadas para a ocorrência dos fenômenos naturais na área, por meio de análise de sedimentos por datação. Neste contexto, Whitney *et al.* (2011) mostram a partir de dados obtidos por análises de pólen fóssil e diatomáceas de sedimentos de lagoas no norte do Pantanal, a ocorrência de um marcante clima seco durante o Pleistoceno tardio, entre 45.000 a 19.500 anos A.P (antes do presente), período referente ao último período glacial.

De acordo com estes autores, após o último máximo glacial (42.000 a 19.500 anos A.P), houve um aumento nas taxas de precipitação ocorrido entre 12.800 a 12.200 anos A.P, sendo este período marcado pela transição do Pleistoceno para o Holoceno, reforçando a hipótese colocada por Assine (2003). Além disso, o período em questão é marcado pela expansão das terras úmidas no Pantanal iniciada na planície do rio Paraguai,

no qual os fluxos de água advindos dos planaltos adjacentes se acumularam devido à baixa elevação topográfica (Assine, 2015).

A mudança na dinâmica hídrica do Pantanal foi se intensificando no decorrer do Holoceno, principalmente entre 11.000 a 5.300 anos A.P, sendo este período marcado por flutuações climáticas que causaram mudanças nos níveis de lagoas marginais e sedimentação descontínua, caracterizado por eventos erosivos provocados por fluxos intermitentes (McGlue *et al.*, 2012).

Entretanto, registros de um período seco durante o Holoceno também são destacados nestes estudos, havendo uma certa discordância em relação ao tempo de ocorrência destes eventos mais secos no Pantanal. Para Whitney *et al.* (2011), este período ocorreu entre 10.000 a 3.000 anos A.P, em razão da variabilidade na insolação e na temperatura de superfície no oceano Atlântico. Por outro lado, McGlue *et al.* (2012), ao analisarem sedimentos de lagoas rasas na área central do Pantanal através de datação por radiocarbono, concluíram que o período seco no Holoceno ocorreu entre 5300 a 2600 anos A.P, sendo este período marcado pelo confinamento do rio Paraguai em seu canal. Somente a partir de 2600 anos A.P, as mudanças para as condições atuais do Pantanal passaram a ser mais efetivas, com o estabelecimento de um regime de inundação regular e do forte pulso de inundação, configurando desta forma as modernas terras úmidas do Pantanal (McGlue *et al.*, 2012).

Portanto, a mudança de um clima mais frio e seco do Pleistoceno para um clima mais úmido e quente no Holoceno propiciou o desmantelamento da marcante paisagem eólica na parte sul do megaleque do Taquari por meio de processos aluviais, estabelecendo no decorrer do Holoceno uma nova dinâmica no regime hidrológico do Pantanal (Assine, 2003).

Os processos de avulsão e a decorrente construção e abandono de lobos, atuantes desde os períodos pretéritos do Holoceno, propulsionam atualmente o ritmo da dinâmica sedimentar dentro do rio Taquari, onde a velocidade destes processos tendem a ser maiores em razão do aumento da taxa de suprimento sedimentar, devido à erosão acelerada nos planaltos adjacentes.

3.1.1 Processos hidrológicos na Nhecolândia

Da mesma maneira que ocorre para a planície pantaneira, a dinâmica do funcionamento das águas de superfície na Nhecolândia tem relação estreita com a

defasagem temporal das inundações, onde estas ocorrem em tempos distintos e em diversas localidades. Entre novembro e abril ocorrem inundações no setor E-NE da Nhecolândia e nos terços superior e médio dos rios Taquari e Negro, enquanto no setor terminal do leque (S-SW) e no terço inferior destes rios as cheias ocorrem geralmente entre fevereiro e julho (Sakamoto, 1997; Queiroz Neto *et al.*, 1998).

A partir de imagens de satélite, Fernandes (2007) verificou funcionamento das cheias entre os rios Taquari e Paraguai e suas diferenciações, tanto temporalmente quanto espacialmente. O autor verificou que no mês de março de 2002 o rio Taquari encontrava-se cheio na altura de Porto Rolon, sendo que a Baixa Nhecolândia recebia água da Alta Nhecolândia e descarregava suas águas na área do rio Negro, onde a carga hídrica destas áreas ainda não havia alcançado o rio Paraguai, que se encontrava com suas águas baixas.

No mês seguinte houve uma sutil diminuição da área alagada nas regiões do Taquari, em Porto Rolon, e principalmente nas porções nordeste e sul da Nhecolândia, tendo a área do rio Paraguai apresentando pontos de inundação. Em agosto de 2002, as áreas alagadas aumentaram no rio, havendo seca na área do rio Taquari em Porto Rolon, diminuição de águas na Baixa Nhecolândia provenientes da Alta Nhecolândia e redução do abastecimento hídrico para o rio Negro (Fernandes, 2007).

No início de setembro de 2002, a situação se intensifica, com as áreas de inundação do rio Paraguai aumentando contrariamente às do rio Taquari e da Baixa Nhecolândia, que se encontravam em época de águas baixas, sendo que no final deste mês as áreas alagadas do rio Paraguai também desaparecem, estando neste momento as quatro áreas (área de inundação do rio Taquari; porção noroeste da Baixa Nhecolândia; porção sul da Nhecolândia e área de inundação do rio Paraguai) com águas baixas (Fernandes, 2007).

Além da contribuição das águas provenientes da Alta Nhecolândia, a dinâmica da inundação na Baixa Nhecolândia também está associada a outros fatores responsáveis pela inundação do Pantanal como um todo. De acordo com Hamilton (1999), a inundação no Pantanal pode ocorrer devido ao extravasamento do canal dos principais rios, pela restrição à montante da drenagem tributária devido à inundação do rio Paraguai ou pelo acúmulo das águas das chuvas, sendo este último fator a maior fonte de água da Nhecolândia. O comportamento das chuvas eleva o nível d'água na região e nas áreas de cabeceiras do rio Taquari, desempenhando um papel fundamental no que remete aos processos hidrológicos da região (Fernandes, 2007).

A partir da ação intensa dos fluxos intermitentes, padrões de drenagem tributários são formados principalmente nos lobos abandonados, sobrepondo à padrões distributários previamente formados nos lobos ativos, culminando na erosão e o intemperismo destas paleoformas. As vazantes presentes nos lobos abandonados enquadram-se nestas drenagens tributárias, sendo responsáveis por conectar as lagoas durante as enchentes e pelo escoamento das águas após as cheias (Assine, 2003).

A compreensão da dinâmica das vazantes é um elemento fundamental para o entendimento do regime hídrológico na Nhecolândia. Elas desempenham um papel importante no ciclo de inundações do Pantanal, coletando água de nascentes, de avulsões e de inundações. São configuradas como depressões lineares, em que, no momento da subida do lençol freático, servem de escoamento entre as baías, adquirindo caráter de curso fluvial intermitente e por vezes perene, com largura e extensão variáveis, podendo atingir vários quilômetros de extensão (Assine, 2003; Fernandes, 2007).

Deste modo, o atuante escoamento superficial na planície propicia a conexão de grande parte das lagoas, com exceção feita às lagoas salinas, que permanecem individualizadas em razão do isolamento da drenagem superficial, sendo suas águas mais mineralizadas e com solos cujas características físico-químicas diferem em relação aos solos de outras áreas adjacentes, como aqueles associados ao sistema baía/vazante.

Diferentemente das baías, que são alimentadas por fluxos superficiais e subsuperficiais, as lagoas salinas são exclusivamente abastecidas apenas por fluxos subsuperficiais do lençol freático existente no seu entorno. (Sakamoto, 1997).

Monitoramentos piezométricos foram realizados ao longo do sistema baía-cordilheira-salina presente em duas localidades do setor S-SW da Nhecolândia, mais precisamente na Fazenda São Miguel do Firme, área estudada por Sakamoto (1997) e na Fazenda Nhumirim, área estudada por Bacani (2004). Os autores constataram que em ambas as localidades a oscilação dos níveis d'água das lagoas salinas está relacionada com o comportamento do lençol freático.

De acordo com Sakamoto (1997), o abastecimento das lagoas salinas pelo lençol freático tem estreita relação com a presença de solos arenosos, já que estes apresentam elevada capacidade de infiltração em função da drenagem interna vertical das águas pluviais, permitindo uma resposta quase que imediata do lençol freático. Esta ideia é corroborada por Gradella (2008), que ao estudar a interação do lençol freático com a precipitação no entorno de uma lagoa salina concluiu que a oscilação do lençol freático está relacionada com a saturação do solo. Em períodos úmidos a elevação do nível freático

ocorre em necessidade de maior precipitação, enquanto no período seco há uma resposta rápida do nível freático devido à pouca quantidade de chuva e também da presença de fluxos subsuperficiais que chegam até a salina, aumentando o nível do freático independente de chuvas.

Nos estudos de Sakamoto (1997) foi observado que a posição do lençol freático era contínua no eixo vazante-cordilheira-salina, com leve mergulho no sentido vazante-salina, onde possivelmente a água que abastece as salinas seja oriunda das vazantes. No levantamento pedológico realizado por Fernandes (2000), foi constatado nas tradagens que os lençóis freáticos apresentavam leve caimento em direção às lagoas salinas, sendo este um importante fator de manutenção de água no interior das salinas.

Por sua vez, o monitoramento piezométrico efetuado por Bacani (2004) na lagoa Salina do Meio mostrou que durante as cheias o nível mais alto do lençol freático ocorreu nas vazantes, enquanto que o nível mais baixo ocorreu na cordilheira, ocorrendo situação inversa na época da seca, fato que possivelmente condicionaria o fluxo no sentido da salina apenas no período de descarga ou seca, com a cordilheira sendo a fonte de alimentação para as lagoas e não a vazante.

Entretanto, em estudos recentes sobre a dinâmica hidrológica da Baixa Nhecolândia, Freitas *et al.* (no prelo) mostraram a partir de monitoramento piezométrico, dados isotópicos e análises químicas, que tanto na estação seca como na estação úmida, as lagoas salinas apresentam nível de água subsuperficial mais elevado do que as áreas circundantes, como as vazantes e baías, indicando que as lagoas salinas-alcálinas não recebem descarga de água subterrânea, mas sim age como uma zona de recarga.

Apesar de se encontrarem em depressões no interior das cordilheiras e sujeitas ao pouco ou quase nenhum aporte de águas superficiais das inundações, as lagoas salinas vêm sofrendo degradação por meio da entrada destas águas em seu sistema. Após intensas precipitações os processos erosivos têm dado origem a conexões irregulares entre lagoas salinas e vazantes, através da degradação das cordilheiras arenosas. De acordo com Fernandes (2007), tais processos iniciam-se com a vazante erodindo a borda das cordilheiras, que apresentam um aspecto irregular com várias reentrâncias, permitindo que a frente de erosão alcance as lagoas salinas que antes se encontravam isoladas pelas cordilheiras, ocasionando a mistura de suas águas com as da vazante e consequentemente provocando a dessalinização das lagoas salinas.

Em razão da própria evolução geomorfológica da Nhecolândia, marcada pela dinâmica do regime hidrológico atuante em períodos pretéritos e atuais, sendo estes

últimos marcados pela presença de um regime de inundação regular estabelecidos a partir de 2600 anos A.P, os processos erosivos passam a ser mais atuantes nas salinas por meio da chegada das águas superficiais das inundações, podendo ocasionar a lixiviação dos solos, principalmente pela perda de cátions no complexo de troca, condicionada pelos processos de solodização, conforme já mencionado no item 1.3.

O item a seguir abordará a respeito deste e dos demais processos associados à formação dos solos halomórficos, como a salinização e a solonização.

3.2 Processos de formação dos solos halomórficos

Os solos afetados por sais ou solos halomórficos podem ser classificados em Salinos, Sódicos e Salino-Sódicos. De modo geral, os Solos Salinos originam-se a partir do processo de salinização, onde há acúmulo de sais solúveis de Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ nos horizontes do solo. Os Solos-Sódicos originam-se a partir do processo de solonização, caracterizado pela lixiviação de Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ e, conseqüentemente, acúmulo de Na^+ no complexo de troca. Por fim, os solos Salino-Sódicos apresentam características intermediárias entre os anteriores, já que tanto os teores de Na^+ quanto os de Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ encontram-se elevados (USSSL Staff, 1954; Ribeiro *et al.*, 2009).

Entretanto, com o prolongamento da lixiviação, ocorre a perda do Na^+ no complexo de troca, sendo esse cátion substituído por H^+ e Al^{3+} , promovendo então o processo de solodização, dando origem a Solos Sódicos degradados (Kellogg, 1934). Estes processos remetem ao clássico modelo de gênese e evolução dos Solos Salinos, Sódicos e Sódicos degradados, inicialmente demonstrados pelo Gedroiz (1912, 1915, 1925) e que teve contribuições posteriores principalmente por Kellogg (1934).

Este modelo evolutivo compreende a gênese dos solos salino-alcálinos em três principais estágios evolucionários (Quadro 1): inicialmente pela formação de Solos Salinos, passando em seguida para Solos Sódicos e encerrando o ciclo de evolução com a formação dos solos solódicos (Solos Sódicos degradados), sendo a evolução destes solos associada respectivamente aos processos de salinização, solonização e solodização. (Kellogg, 1934; Whittig, 1959; Hallsworth & Waring, 1964; Fanning & Fanning, 1989). A formação de solos intermediários também ocorre entre um processo e outro, sendo: 1) um solo intermediário entre os Solos Salinos e Sódicos, denominado de Salino-Sódicos; 2) Solos Sódicos degradados em subsuperfície e intermediários entre o Solo Sódico e o solo não-salino e não-sódico.

No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS - Embrapa) os solos halomórficos não constituem classe individualizada no primeiro nível categórico, sendo a salinidade, sodicidade e a solodicidade consideradas atributos diagnósticos, separando classes em níveis hierárquicos mais baixos (segundo, terceiro e quarto) de diversas ordens do sistema (Ribeiro *et al.*, 2003; Embrapa, 2013), na dependência da maior ou menor importância do processo na formação dos solos e do nível de restrição imposto por esses atributos ao desenvolvimento das plantas e ao movimento da água no solo (Ribeiro *et al.*, 2003; Embrapa, 2013).

Quadro 1. Esquema de sequência clássica dos processos e etapas da formação dos solos halomórficos.

Processo	Classificação Química	% PST	C. Elétrica	Grupo Genético
Salinização	Salino	$\leq 15\%$	$> 4 \text{ dS m}^{-1}$	Solonchak
Solonização -Sodificação -Dessalinização	Salino-Sódico	$> 15\%$	$> 4 \text{ dS m}^{-1}$	Solonchak-Solonético
	Sódico	$> 15\%$	$< 4 \text{ dS m}^{-1}$	Solonetz
Solodização -Degradação	Sódico degradado (principalmente em superfície)	-----	-----	Solonetz-Solodizado
	Sódico degradado (em todo o perfil)	$< 15\%$	$< 4 \text{ dS m}^{-1}$	Solodi

C.E = Condutividade Elétrica. Fonte: Adaptado de USSS (1954) e Ribeiro *et al.* (2009).

Os atributos diagnósticos descritos no SiBCS são: a) caráter salino, propriedade referente à presença de sais mais solúveis em água fria que o sulfato de cálcio (gesso) e indicada por Condutividade Elétrica (CE) ≥ 4 e $< 7 \text{ dS m}^{-1}$; b) caráter sálico, propriedade referente à presença de sais mais solúveis em água fria que o sulfato de cálcio, com quantidade tóxica à maioria das culturas e indicada por CE $\geq 7 \text{ dS m}^{-1}$; c) caráter sódico, termo usado para distinguir horizontes ou camadas que apresentam PST (Porcentagem de Sódio Trocável) $\geq 15\%$ em alguma parte da seção de controle que define a classe; d) caráter solódico, termo usado para distinguir horizontes ou camadas que apresentam PST variando de 6 a 15% em alguma parte da seção de controle que define a classe (Embrapa, 2013).

3.2.1 Salinização e a formação dos Solos Salinos

Neste processo, ocorre o acúmulo de sais mais solúveis que o gesso ($\text{Ca}[\text{SO}_4].2\text{H}_2\text{O}$), como os cloretos, sulfatos e bicarbonatos de Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e em menor quantidade nitratos e carbonatos de K^+ , e NH_4^+ , dando origem aos Solos Salinos,

que geralmente apresentam $\text{pH} < 8,5$, $\text{CE} \geq 4 \text{ dS m}^{-1}$ e $\text{PST} < 15\%$ (Gedroiz, 1912; USSS Staff, 1954; Sparks, 2003; Ribeiro *et al.*, 2009; Brady & Weil, 2012).

A presença de cátions divalentes como Ca^{2+} e Mg^{2+} permitem aos Solos Salinos serem bem flocculados, pois a presença de sais solúveis mantém a dupla camada difusa estreita, sendo esta uma condição necessária para aproximação das partículas e sobretudo à flocculação (Schaetzl & Anderson, 2005; Ribeiro *et al.*, 2009). Além disso, a presença de sais contribui para um menor valor do pH destes solos em relação aos Solos Sódicos, pois evita a hidrólise de sódio¹ e consequentemente mantém os colóides flocculados. Entretanto, parte dos cátions divalentes podem ser substituídos por cátions monovalentes no complexo de troca, em especial o próprio sódio (Kellogg, 1934; Fanning & Fanning, 1989).

Os Solos Salinos (grupo genético *Solonchak*), caracterizados pela alta concentração de sais em boa parte do ano, ocorrem em regiões de clima árido e semiárido, podendo estar presentes também em condições úmidas, principalmente em áreas litorâneas, sendo comuns em áreas inundadas sazonalmente ou permanentemente e em áreas de irrigação de manejo inadequado (USSS Staff, 1954; FAO, 2001; Brady & Weil, 2012).

Em condições de alta evaporação, a concentração dos sais nos solos e nas águas superficiais ocorre em maiores taxas do que a lixiviação (USSS Staff, 1954; Fanning & Fanning, 1989). A restrição de drenagem é um outro fator que contribui para a formação dos Solos Salinos, podendo envolver o nível do lençol freático próximo à superfície ou a baixa permeabilidade do solo (USSS Staff, 1954; Brady & Weil, 2012).

A presença de um alto conteúdo de sais nos Solos Salinos é também proveniente do material de origem ou das reações de intemperismo, conduzindo às vezes na formação de um horizonte sálico decorrente da produção de sais acumulados na superfície, onde os sais dissolvidos podem ser lixiviados para dentro das depressões ou trazidos pelo fluxo subterrâneo por meio da ascensão capilar, permitindo o acúmulo de sais na superfície do solo após a evaporação da água (Fanning & Fanning, 1989; Anderson, 2010; Brady & Weil, 2012).

A ausência de um horizonte diagnóstico em subsuperfície é característica dos Solos Salinos, exceto quando há a possibilidade para o acúmulo de gesso, sódio ou

¹ $\text{NaX} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HX} + \text{NaOH}$, onde X é o complexo de troca (Fanning & Fanning, 1989).

carbonato de cálcio, além de ter uma presença da estabilidade dos agregados do solo provocada pelo conteúdo de sais (FAO, 2001).

Os Solos Salinos encontram-se caracterizados pela presença de um horizonte sálico que tem seu limite dentro de 100 cm da superfície do solo (USDA, 1999). De modo geral, o perfil dos Solos Salinos é pouco espesso, com um horizonte A diretamente sobrejacente ao horizonte C ou com uma sequência de horizontes A-B-C, havendo uma crosta branca de sais na superfície, sendo este último fator a razão da antiga denominação de álcali branco. Esses solos também concentram maior teor de sais em profundidade (FAO, 2001; Schaetzl & Anderson, 2005; Brady & Weil, 2012).

Por fim, com o excesso de água no ambiente e a elevada evapotranspiração, fatores característicos no processo de salinização, o sódio aumenta em solução e permite que o Na^+ seja adsorvido e passa a ser predominante no complexo de troca, conduzindo então ao processo de sodificação, primeira etapa do processo de solonização (Ribeiro *et al.*, 2009). O processo de solonização, considerado o segundo estágio na evolução dos solos afetados por sais, será detalhado no item a seguir.

3.2.2 Solonização e a formação dos solos Salino-Sódicos e Sódicos

O processo de solonização consiste no crescente predomínio do Na^+ no complexo de troca, sendo que este cátion passa a constituir metade ou mais na solução do solo, conduzindo a lixiviação e/ou precipitação da maioria dos sais solúveis, como Ca^{2+} e Mg^{2+} (USSL Staff, 1954; Sparks, 2003; Schaetzl & Anderson, 2005). Em geral, este processo é resultante de uma possível mudança climática, adição de água irrigada ou uma mudança nas condições hidrológicas tanto em superfície como em subsuperfície (Schaetzl & Anderson, 2005).

A solonização é composta por dois subprocessos: sodificação e dessalinização. Na primeira etapa, que é a sodificação, a solução do solo torna-se mais concentrada como consequência da evapotranspiração, promovendo a precipitação de cátions mais solúveis como o Ca^{2+} e Mg^{2+} e deixando o Na^+ como o único cátion da solução, conduzindo a formação dos solos salino-sódicos, resultantes da combinação dos processos de salinização e alcalinização (USSL Staff, 1954; Ribeiro *et al.*, 2009).

Os Solos Salinos-Sódicos (grupo genético *Solonchak-Solonetzic*) apresentam condições intermediárias entre os Solos Salinos e os Solos Sódicos, com $\text{pH} < 8,5$, níveis ainda altos de sais solúveis, com $\text{CE} \geq 4 \text{ dS m}^{-1}$, e uma alta proporção de íons de sódio,

com PST > 15% (USSL Staff, 1954; Sparks, 2003; Ribeiro *et al.*, 2009; Brady & Weil, 2012). Como a concentração de eletrólitos é alta no solos Salino-Sódicos, o valor de pH geralmente é menor que 8,5, permitindo que o solo se mantenha floculado (Sparks, 2003).

Por outro lado, os Solos Sódicos (grupo genético *Solonetz*), iniciam sua formação após a melhora da drenagem e consequente lixiviação dos sais solúveis presentes nos solos Salino-Sódicos, reduzindo o nível da salinidade (USSL Staff, 1954). Esta redução é marcada quando a PST e o pH aumentam em razão da maior presença do Na⁺ na solução do solo, juntamente com a baixa condutividade elétrica, a maior presença de Na⁺ torna o solo mais disperso e propicia a transformação dos solos Salino-Sódicos em sódicos por meio da dessalinização, sendo esta segunda etapa do processo de solonização (Fanning & Fanning, 1989; Sparks, 2003; Ribeiro *et al.*, 2009; Brady & Weil, 2012).

Algumas condições específicas do ambiente são importantes para o início da formação dos Solos Sódicos, como: a) índices de evapotranspiração maiores que a precipitação, que permitem a concentração das águas e dos íons solubilizados; b) período de abundância temporária de umidade intercalado com um período seco; a água da chuva dilui a solução do solo e dispersa facilmente a argila saturada em sódio, formando um horizonte B com uma alta saturação em sódio, denominado de horizonte nátrico; c) topografia deprimida e/ou um alto nível do lençol freático que restringem os fluxos de água e permitem a necessária acumulação da água para as altas taxas de evaporação (Westin, 1953; USSL Staff, 1954; Bohn *et al.*, 2001; Van Breeman & Buurman, 2003).

O alto valor do pH dos Solos Sódicos decorre principalmente da hidrólise do sódio e da dissolução do carbonato de sódio, ocasionando a dispersão da argila e da matéria orgânica. Ambas eluviam sob essas condições, sendo que a iluviação conduz à formação de um horizonte nátrico, denominado de Btn (Fanning & Fanning, 1989; Sparks, 2003). Com a dispersão e/ou a dissolução da matéria orgânica decorrente do alto pH, o húmus disperso ou dissolvido toma direção rumo à superfície através dos fluxos ascendentes de água capilar, tornando a superfície do solo se torna preta devido à evaporação da água (USSL Staff 1954; Brady & Weil, 2012).

A dispersão ocorre devido à elevação na espessura da dupla camada difusa. Diferentemente do que ocorre nos Solos Salinos com excesso de sais solúveis, solos saturados com sódio (em detrimento de cátions divalentes) apresentam-se naturalmente propensos à dispersão, pois o Na⁺, sendo monovalente e com raio iônico hidratado amplo, fica fracamente retido à partícula sólida carregada negativamente, não neutralizando

totalmente sua carga e consequentemente causando o afastamento entre as partículas coloidais carregadas eletricamente (Ribeiro *et al.*, 2009).

Os Solos Sódicos apresentam $\text{pH} > 8,5$ a 10, $\text{CE} < 4 \text{ dS m}^{-1}$ e $\text{PST} > 15\%$ (USSL Staff, 1954; Sparks, 2003; Schaetzl & Anderson, 2005; Ribeiro *et al.*, 2009; Brady & Weil, 2012). Nestas condições, esses solos passam por uma mudança em suas características físicas, decorrente de processos como a alternância de umedecimento e secagem dos agregados e principalmente da expansão e dispersão das argilas, que são responsáveis por manterem os colóides individualizados na solução do solo. Assim, eles ficam passíveis de serem conduzidos pela água e migra ao longo do perfil. A ação conjunta destes processos remete a estes solos uma fraca estabilidade estrutural e no decréscimo da permeabilidade do solo e das taxas de condutividade hidráulica e infiltração (Sparks, 2003; Ribeiro *et al.*, 2009).

Como resultado destes processos, os horizontes superficiais do solo podem ter uma textura grosseira e consistência friável, sendo que em maiores profundidades há o acúmulo de argila saturada de sódio e altamente dispersa, podendo desenvolver uma densa camada, mais especificamente o horizonte Bn ou Btn, sendo este pouco permeável quando úmido e extremamente duro em períodos secos, ricos em argila e com estrutura geralmente prismática ou colunar, podendo também ser maciço (Kellogg, 1934; USSL Staff, 1954; Sparks, 2003; Anderson, 2010).

Inicialmente o horizonte Btn dificulta a infiltração da água para as camadas inferiores no perfil do solo, onde a passagem da água é concentrada em fissuras de dissecação do horizonte Btn, permitindo o avanço da lixiviação na parte superior do Solonetz em virtude da perda de sódio e substituição pelo H^+ , caracterizando deste modo o início do processo de solodização, último estágio no ciclo da evolução dos solos afetados por sais (Fanning & Fanning, 1989; Schaetzl & Anderson, 2005).

3.2.3 Solodização e a formação dos Solos Sódicos degradados em superfície e dos Solos Sódicos degradados em todo o perfil

A solodização é o termo que descreve o processo de perda do sódio e de outros cátions básicos, além do pronunciado aumento de H^+ no complexo de troca, primeiro nos horizontes superficiais e depois em todo o perfil, conduzindo para uma possível redução da capacidade de troca e a redução do pH do solo (Kellogg, 1934; Pankova *et al.*, 2010).

Neste processo, a zona de matéria orgânica dispersa e a argila movem-se em profundidade no solo pelo processo de eluviação-iluviação (Fanning & Fanning, 1989).

Em geral, caracteriza-se pela formação de horizontes A e E típicos, condicionando num primeiro momento o desenvolvimento do horizonte eluvial (E), de cor clara e localizado acima do horizonte Btn; em seguida há gradual desintegração da parte superior do horizonte Btn, conduzindo a formação de espessos horizontes E e AB (Kellogg, 1934; Fanning & Fanning, 1989; Anderson, 2010). Estas transformações entre os horizontes A e B podem ser acompanhadas pela destruição do complexo de adsorção do solo, com um decréscimo na capacidade de troca e do conteúdo de bases (Pankova *et al.*, 2010).

Inicialmente, os horizontes E são desenvolvidos devido à forte condição de intemperismo que resulta da saturação esporádica do solo sobre o horizonte Btn pouco permeável, resultando em condições mais ácidas (Anderson, 2010). Com o tempo, devido à forte lixiviação e a redução dos fluxos ascendentes, este último sendo um importante fator na manutenção das concentrações de sódio no Btn, os horizontes AB se desenvolvem após a desintegração do Btn, completando deste modo as etapas do processo de solodização (Anderson, 2010).

Portanto, a formação dos horizontes B e AB representam as duas etapas do processo de solodização, caracterizadas pela formação de dois tipos de solos: na primeira etapa, são formados os Solos Sódicos degradados em superfície (grupo genético *Solonetz-Solodizado*) e na segunda etapa, são formados os solos degradados em todo o perfil (grupo genético *Solodi*), sendo a formação deste solo a representação final do processo de solodização e também do ciclo evolutivo dos solos afetados por sais (Kellogg, 1934; Fanning & Fanning, 1989; Anderson, 2010).

Os Solos Sódicos degradados em superfície têm como característica um distinto horizonte E, sendo ácido a neutro. O horizonte B tem uma dura estrutura colunar ou prismática no horizonte B, sendo o horizonte Btn duro a extremamente duro quando seco, geralmente com grande presença de argilas de iluviação.

Nestes solos, a forte lixiviação entre os espaços vazios da estrutura prismática no horizonte Btn conduzem à eluviação de argilas nessas áreas e à uma camada de solo mais clara, bem como a formação de estrutura colunar de topos arredondados no horizonte Btn (Anderson, 2010). Assim, o solo torna-se mais arenoso e ácido na parte superior do perfil e se mantém alcalino na parte inferior do perfil, pois a lixiviação ainda não se estabelece nestas áreas que retém ainda mais sódio e apresenta um pH próximo a 9 (Schaeztl & Anderson, 2010).

Com o prolongamento da lixiviação em todo o perfil, são desenvolvidos os solos não-salinos e não sódicos. Os Solos Sódicos degradados em toda a extensão do perfil são característicos por desenvolverem um horizonte AB+ de estrutura laminar, decorrente da degradação de um antigo horizonte B solonétzico (NRCC, 1998). O avanço da solodização nestes solos efetivam a perda da estrutura colunar no horizonte Btn e os solos deste horizonte tornam-se mais ácidos, com o predomínio da hidrólise e a consequente substituição do sódio por hidrogênio no complexo de troca (Kellogg, 1934; Schaetzl & Anderson, 2005).

3.3 Análise estrutural da cobertura pedológica e contribuição histórica ao estudo dos solos

No campo epistemológico da Pedologia, duas frentes de pensamentos marcaram a evolução do conhecimento dos estudos pedogenéticos: a primeira, mais tradicional, é o perfil pedológico, que tem como base o perfil de solo como unidade fundamental de trabalho e entendido como uma seção vertical do solo; a segunda, pauta-se na diferenciação lateral dos solos na paisagem, partindo de uma análise tridimensional que fornece subsídios para o reconhecimento da cobertura pedológica (Boulet, 1988, Santos 2000; Queiroz Neto, 2002).

A visão mais tradicional dos estudos pedogenéticos conduziu os pedólogos a privilegiar a seção vertical do solo em suas obras. No final do século XIX, na Rússia, o reconhecimento da diferenciação vertical do solo e da sua significação genética por Dokouchaev marca o nascimento da ciência pedológica (Boulet, 1988). Deste modo, a identificação da sucessão vertical de materiais, formando camadas genéticas justapostas, levam ao reconhecimento dos horizontes em um perfil de solo, representado pela sequência vertical A-B-C, consequente das variações das características morfológicas e das propriedades dos solos (Boulet, 1988; Santos, 2000; Espíndola, 2010).

Contudo, os avanços da ciência como um todo no decorrer do século XX, permitiram a idealização de novas concepções referentes aos estudos da pedogênese, com novas formas de interpretação a respeito dos processos responsáveis pela distribuição e organização dos solos.

Neste contexto, o estudo de Milne (1935 apud Queiroz Neto, 2011), notadamente conhecido pelo conceito de *catena*, representa um importante marco para os estudos do solo. Diferentemente da abordagem apresentada por Dokouchaev, na qual o clima

apresentava-se prioritário em relação aos outros fatores de formação dos solos, a proposta da ideia da *catena* indica uma forte influência do relevo sobre a natureza e propriedade dos solos, colocando-os a partir de uma sequência topográfica, numa distribuição sistemática e repetitiva de solos ao longo das vertentes, sendo seu conjunto influenciado pelas condições do substrato e drenagem interna (Espindola, 2010; Queiroz Neto, 2002, 2011).

Apesar do avanço que a proposta de análise concebida por Milne (1935 *apud* Queiroz Neto, 2011) permitiu ao estudo pedológico, esta ainda reflete a noção de perfil, pois as sucessões de solos ao longo das encostas, onde a erosão era vista como principal fator responsável na formação dos solos, representa uma simples justaposição de perfis verticais, sendo a diferenciação lateral expressa em termos de sucessão de solos ou de combinação de polipedons contíguos (Boulet, 1988; Salomão, 2009; Queiroz Neto, 2011).

As ideias associadas ao conceito de *catena*, estreitamente ligadas ao modelo tradicional dos estudos pedológicos, que ressaltavam a verticalização por meio da justaposição dos perfis verticais, estão alicerçadas em uma visão reducionista do estudo dos solos, sendo substituídas pela percepção do solo como meio contínuo (Queiroz Neto, 2002).

A década de 60 marca o início de uma série de estudos precursores ao surgimento dos trabalhos desenvolvidos sob a ótica da organização lateral da cobertura pedológica, elaborados posteriormente por pedólogos franceses na década de 70. Deste modo, destaca-se o estudo de Delvigne (1965 *apud* Queiroz Neto, 2002) na região equatorial da África, que analisando sequências de perfis de alteração e solos em vertente, demonstrou que os mecanismos que levavam à gênese dos minerais secundários efetuavam-se por perda, transferências e acumulações de materiais, podendo ocorrer lateralmente (Santos, 2000; Queiroz Neto, 2002; Vidal-Torrado *et al.*, 2005).

Entretanto, os trabalhos de Bocquier (1973 *apud* Boulet, 1988) ganharam notoriedade por demonstrar de modo minucioso a organização lateral da cobertura pedológica, empregando técnicas de observação e análises similares usadas por Delvigne, porém com maior atenção para os solos. Estavam lançadas as bases efetivas que culminaram na elaboração de estudos posteriores sob o enfoque da cobertura pedológica, principalmente pelos pedólogos franceses (Boulet, 1988).

No início da década de 80, surge a denominada *Análise Estrutural da Cobertura Pedológica*, proposta de trabalho para estudos pedológicos de ultra-detalle com forte

integração das relações pedologia-topografia-estratigrafia-hidrologia, sendo sistematizada inicialmente por Boulet *et al.* (1982).

A proposta metodológica de Boulet *et al.* (1982) permite elaborar a reconstituição da distribuição espacial das organizações pedológicas, analisadas em dois momentos: 1) pela análise bidimensional da organização dos solos (levantamento dos sistemas pedológicos ao longo dos eixos topográficos) a partir da abertura de trincheiras e tradagens, formando assim topossequências estabelecidas no sentido de maior declive do relevo, cuja representação gráfica varia de 1:100 a 1:1.000; 2) pela análise tridimensional (distribuição espacial das organizações pedológicas) por meio de representação cartográfica sob a forma de curvas de isodiferenciação, essas fornecendo informações estruturais e relacionais concernentes à cobertura pedológica, representando o início ou o término dos horizontes e/ou outras feições pedológicas ou geológicas (Boulet *et al.*, 1982; Boulet, 1988; Queiroz Neto, 2002, Vidal-Torrado *et. al.*, 2005).

Esta metodologia permitiu avanços significativos da distribuição espacial dos solos na paisagem, confirmando o seu caráter contínuo, organizado e estruturado, reconhecendo-os como cobertura pedológica (Queiroz Neto, 2002). Representa deste modo um avanço no campo epistemológico da Pedologia, superando a visão tradicionalista, que considerava os processos pedogenéticos expressos somente em sucessões verticais e considerando as variações laterais dos solos, bem como da movimentação interna das soluções, fatores essenciais na diferenciação dos solos ao longo das vertentes.

Deste modo, é evidenciado o papel do tempo na determinação do estado das coberturas pedológicas. O fator temporal expressa as condições pedobioclimáticas dominantes, sendo que a estabilidade destas condições permite a evolução da cobertura pedológica, conservando uma organização constante e sem discordância entre os horizontes, denominada de coberturas em equilíbrio. Por outro lado, os denominados sistemas de transformação, são oriundos da instabilidade das condições pedobioclimáticas, em que a cobertura inicial é interrompida, promovendo um desequilíbrio e consequentemente transformando-se em outra cobertura, com organização e dinâmica discordantes da anterior (Boulet *et al.*, 1993).

A compreensão dos fenômenos que influenciam a gênese e a evolução da cobertura pedológica demanda estudos de observação e análise em diferentes escalas de abordagem, desde a macromorfológica de campo, passando pela micromorfológica em

escala de microscopia óptica até estudos ultramicroscópicos (Boulet *et al.*, 1993; Queiroz Neto, 2002).

Por fim, outros estudos são elementares no estudo da cobertura pedológica, como a interpretação de análises laboratoriais para determinação de características e propriedades físicas, químicas, físico-químicas, mineralógicas, entre outros (Queiroz Neto, 2002).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Levantamento topográfico e caracterização da cobertura pedológica

O levantamento de solos foi realizado em uma lagoa com características geoquímicas intermediárias entre baía e salina, mais precisamente uma lagoa salobra denominada como lagoa da Cerca (pH entre 4,9 a 8,2; PST majoritariamente entre 5 e 10%; CE < 4 dS m⁻¹) (Furquim *et al.*, 2017). Esta lagoa situa-se na sub-região da Nhecolândia (19°01'12.7"S e 56°39'36.0"W), especificamente na Fazenda Nhumirim (Figura 15), pertencente à Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), sede Pantanal. O levantamento foi realizado no mês de outubro, época em que a região se encontra no período seco, facilitando a coleta de solos pelo fato dos mesmos estarem expostos.

Foi utilizada a metodologia Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, que oferece subsídios para a compreensão da distribuição lateral e vertical e do arranjo geométrico das estruturas pedológicas ao longo do relevo, por meio da descrição dos solos em tradagens e trincheiras localizadas ao longo de uma topossequência (Boulet *et al.*, 1982, a,b,c; Queiroz Neto, 2001).

Figura 15. Mapa de localização da lagoa da Cerca

Coordenadas: 19°01'12"S e 56°39'36"W.

Fonte: Google Earth Pro (2017). Organização: BALBINO, M.A. (2017).

Para a realização do transecto na lagoa da Cerca, localizado entre a borda da cordilheira (Figura 16-A) e o fundo da depressão (Figura 16-B), inicialmente foi realizado o levantamento topográfico a partir do método de nível com mangueira. Este método requer o uso de uma mangueira completa de água, trena e duas réguas graduadas de 1 metro de aço inox. O transecto (Figura 17) então foi dividido em vários trechos e, em cada trecho, a mangueira com água em seu interior era esticada entre as duas réguas, sendo anotado o valor do desnível da água entre elas. Em seguida, mediu-se a distância entre as réguas, permitindo a obtenção do nível topográfico de cada trecho e por fim, de todo o transecto. Destaca-se que o nível de água superficial da lagoa encontrava-se muito baixo, sendo visível apenas na parte mais rebaixada do fundo da depressão (Figura 16-B).

Após o levantamento topográfico, foram realizadas tradagens e posteriormente trincheiras foram abertas na topossequência em trechos mais representativos e/ou transicionais, permitindo a obtenção de dados detalhados para elaboração das descrições morfológicas dos solos e coletas das amostras deformadas e indeformadas (Santos *et al.*, 2005).

Por fim, os dados de levantamento topográfico e da descrição morfológica dos solos de tradagens e trincheiras foram repassados em sucessivas plotagens em papel milimetrado que auxiliaram na localização das tradagens e trincheiras, onde posteriormente os dados foram refinados em gabinete. Na elaboração do gráfico em papel milimetrado, determinou-se que o eixo X representa o comprimento total da topossequência (205,92 metros), definido na escala de 1:750. Por outro lado, o eixo Y representa a profundidade dos pontos de tradagens e trincheiras ao longo da topossequência. Após o refinamento dos dados em gabinete, os dados foram digitalizados, e com apoio do programa *CorelDraw*, foi possível a confecção do desenho digital da topossequência lagoa da Cerca.

Figura 16. A) Vegetação de Campo próximo à lagoa, e, ao fundo, de Cerradão na Cordilheira; B) Nível d'água na lagoa da Cerca.

Organização: Balbino, M.A. (2017)

Figura 17. Localização da área da lagoa da Cerca, na Fazenda Nhumirim - Embrapa Pantanal. Abaixo, a delimitação do transecto, indicando o início da cordilheira e o fundo da lagoa.

Fonte: Google Earth (2017). Organização: Balbino, M.A. (2017).

4.2 Preparo das amostras

Antes de serem analisadas em laboratório, as amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras de 2 mm. O material passado na peneira de 2 mm é denominado de “Terra Fina Seca ao Ar” (TFSA) (Embrapa, 1997).

Posteriormente foi realizada a homogeneização das amostras para execução das análises químicas e granulométricas utilizando-se o método do quarteamento (Goés *et al.*, 2004). Este método consiste em distribuir a amostra em uma superfície, de modo a formar uma pilha alongada, visando distribuí-la em movimentos opostos, em velocidade constante, sobre uma chapa metálica limpa. Após a formação da pilha, as pontas são cortadas e posteriormente redistribuídas à pilha, garantindo deste modo a melhor distribuição da amostragem. Em seguida, coletam-se triplicatas da pilha, sendo o peso de cada parte selecionada já próximo do peso necessário para cada tipo de análise executada.

As análises descritas abaixo foram realizadas pelo autor, majoritariamente em triplicatas no Laboratório Multidisciplinar em Mineralogia, Água e Solos (LAMAS) da UNIFESP/Campus Diadema, mas com apoio de equipamentos multiusuários presentes em outros laboratórios do campus.

4.3 Caracterização granulométrica

A análise granulométrica foi realizada pelo do método da pipeta (USDA, 1996). Esse método utiliza a desagregação mecânica, com auxílio de dispersante químico, para que as partículas fiquem dispersas na solução do solo, possibilitando assim, a separação por sedimentação e avaliação da proporção relativa das partículas areia, silte e argila (Embrapa, 1997; Camargo *et al.*, 2009).

No presente trabalho foram utilizados 20 g de amostra de solo e 10 mL de solução dispersante, com esta última contendo os seguintes dispersantes: 1g de hexametáfosfato de sódio (NaPO_3)₆ e 0,4 g de hidróxido de sódio (NaOH -), além do 35,7 g de hexametáfosfato de sódio tamponado com 7,94g de carbonato de sódio (Na_2CO_3) anidro, (Embrapa, 1997). Para amostras de solos de difícil dispersão, foi utilizado o dispersante contendo o hexametáfosfato de sódio tamponado com carbonato de sódio anidro.

Em seguida, junto a estes dispersantes e o solo pesado foram adicionados 100 ml de água deionizada em um pote de vidro de 500 ml, o qual foi agitado em um agitador orbital de barra deslizante (Tecnal TE-145) a 200 rpm durante um período de 24 horas.

Após o período de agitação, a solução foi transferida para uma proveta de 1000 ml, sendo esse volume completado com água deionizada; em seguida, a solução foi agitada com um bastão de borracha durante 30 segundos, sendo deixada em seguida para sedimentação por tempo determinado de acordo com a Lei de Stokes (USDA, 1996; Embrapa, 1997).

Após a sedimentação pipetou-se 10 ml da suspensão em uma profundidade de 5 cm para determinação da fração argila ($< 0,002$ mm) e em uma profundidade de 10 cm para a fração silte (0,053 a 0,002 mm). As frações silte e argila foram secas em estufa por 24 horas (105 a 110°C) e pesadas em seguida, sendo que após a separação destas duas frações, o restante da solução contida na proveta foi peneirada em uma malha de 0,053 mm e levada em seguida para a estufa, sendo posta a secar por 12 horas (105 a 110°C). Após este período a fração areia foi separada por peneiramento, em peneiras de 0,106 mm, 0,25 mm, 0,5 mm e 1 mm, sendo a areia presente em cada peneira acondicionada em sacos plásticos para posterior pesagem.

4.4 Caracterização química

4.4.1 pH em H₂O, CaCl₂ e KCl

Para a determinação dos valores de pH em H₂O, CaCl₂ e KCl, foi aplicado o método proposto pela *United States Department of Agriculture* (USDA, 2004), sendo que neste caso, todas as análises foram feitas em duplicatas devido aos valores extremamente próximos entre as duas amostras analisadas.

Para obtenção dos valores de pH em H₂O (1:1), inicialmente, foram pesados 20 g de solo de cada amostra (TFSA) em um pote de 80 mL, sendo adicionados em seguida 20 mL de água destilada no pote com solo. Em seguida, as amostras foram agitadas manualmente com bastão de vidro por 30 segundos, sendo deixadas em descanso por 60 minutos. Dentro dos 60 minutos em descanso, as amostras foram colocadas no agitador orbital por 3 vezes, após decorridos 15, 30 e 45 minutos, por 1 minuto, a 170 rotações por minuto (rpm). Após os 60 minutos, as amostras foram agitadas manualmente com bastão de vidro por 30 segundos, deixando-as em descanso por 1 minuto. Em seguida, foi medido o valor de pH em H₂O de cada amostra, utilizando o pHmetro ORION STAR-A324.

A determinação dos valores de pH em CaCl₂ foi realizada a partir dos mesmos potes com água utilizados na análise anterior, onde foram acrescentados 20 mL de CaCl₂

0.02 mol. Em seguida cada amostra foi agitada intensamente com bastão de vidro por 30 segundos, sendo deixada em descanso por 1 minuto. Posteriormente, foi medido o valor de pH em CaCl_2 de cada amostra, utilizando o pHmetro ORION STAR-A324.

Por fim, foi determinado o pH em KCl (1:1), sendo utilizados potes de 80 mL e pesados 20g de amostra de solo (TFSA) em cada pote. Em seguida, foi adicionado 20 mL de 1 N KCl, sendo agitado manualmente com bastão de vidro por 30 segundos e deixados em descanso por 60 minutos. Dentro dos 60 minutos em descanso, as amostras foram colocadas no agitador orbital por 3 vezes, após decorridos 15, 30 e 45 minutos, por 1 minuto, a 170 rotações por minuto (rpm). Após os 60 minutos, as amostras foram agitadas manualmente com bastão de vidro por 30 segundos, deixando-as em descanso por 1 minuto. Posteriormente, foi medido o valor de pH em KCl de cada amostra, utilizando o pHmetro ORION STAR-A324.

4.4.2 Alumínio trocável (Al^{3+})

Os métodos apresentados pela Embrapa (1997) e Cantarella *et al.* (2001), foram utilizadas para determinar o teor de Al^{3+} trocável das amostras analisadas.

Para cada triplicata de uma mesma amostra, foram pesados 5 g de TFSA em pote plástico de 80 mL, sendo posteriormente adicionados em cada pote 50 mL de solução de KCl 1 mol L^{-1} a pH 5,5, com auxílio do dispensador automático. Após a adição dessa solução, os potes foram colocados no agitador orbital por 5 minutos, a 220 rpm. Após a agitação, foram encaixados em potes limpos de 80 mL filtros quantitativos (faixa azul, filtração lenta, Nalgon 12,5 cm de diâmetro), dobrados em 4 partes. Em seguida, as amostras foram agitadas rapidamente no agitador de tubos e despejadas posteriormente nos potes limpos com os filtros já encaixados. Após o término da filtração, foram pipetados 25 mL do filtrado de cada pote e colocados na sequência em um erlenmeyer de 250 mL, sendo a solução filtrada da amostra agitada com o agitador magnético e determinada por titulação com solução de NaOH 0,025 mol L^{-1} . Foram adicionadas 3 gotas do azul de bromotimol como indicador, sendo então anotado o valor registrado na bureta automática após o ponto de viragem do azul. O branco, que continha apenas 25 mL de solução KCl 1 mol L^{-1} , foi previamente titulado, estabelecendo o padrão do tom de azul para as amostras que foram tituladas na sequência.

Em seguida, foi realizado o cálculo para determinação do Al^{3+} (em $\text{mmol}_c \text{ kg}^{-1}$):

$$\frac{(V_{\text{am}} - V_{\text{br}}) \times C_{\text{NaOH}} \times 50 \times 1000}{25 \times 5}$$

V_{am} = valor de leitura da amostra

V_{br} = valor da titulação do branco

C_{NaOH} = concentração da solução: 0,025 N

50 = 50 mL de KCl 1 mol L^{-1}

1000 = fator de conversão de g para kg (unidade)

25 = 25 ml do extrato do filtrado

5 = 5 gramas de solo

4.4.3 Acidez Total ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$)

Os métodos apresentados pela Embrapa (1997) e por Quaggio & Rajj (2001), foram utilizados para determinar o teor de $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ trocáveis das amostras analisadas.

Para cada triplicata de uma amostra foram pesados 2,5 g de TFSA em pote plástico de 80 mL, sendo posteriormente adicionados em cada pote 50 mL de solução de acetato de cálcio 1 mol L^{-1} a pH 7, com auxílio do dispensador automático. Após a adição da solução, os potes foram colocados no agitador orbital por 15 minutos, a 220 rpm. Após a agitação, foram encaixados em potes limpos de 80 mL os filtros quantitativos (faixa azul, filtração lenta, Nalgon 12,5 cm de diâmetro), dobrados em 4 partes. Em seguida, as amostras foram agitadas rapidamente no agitador de tubos e despejadas posteriormente nos potes limpos com os filtros já encaixados. Após o término da filtração, foram pipetados 25 mL do filtrado de cada pote e colocados na sequência em um erlenmeyer de 250 mL, sendo que a solução filtrada da amostra foi agitada com o agitador magnético e determinada por titulação com solução de NaOH 0,025 mol L^{-1} . Foram adicionadas 3 gotas de fenolftaleína como indicador, sendo então anotado o valor registrado na bureta automática após o ponto de viragem da cor rosa. O branco, que continha apenas 25 mL de solução de acetato de cálcio 1 mol L^{-1} , foi previamente titulado, estabelecendo o padrão do tom de rosa para as amostras que foram tituladas na sequência. Em seguida, foi realizado o cálculo para determinação do $\text{Al}^{3+} + \text{H}^+$ trocáveis (em $\text{mmol}_c \text{ kg}^{-1}$):

$$\frac{(V_{am} - V_{br}) \times C_{NaOH} \times 50 \times 1000}{25 \times 2,5}$$

V_{am} = valor de leitura da amostra

V_{br} = valor da titulação do branco

C_{NaOH} = concentração da solução: 0,025 N

50 = 50 mL de acetato de cálcio 1 mol L⁻¹

1000 = fator de conversão de g para kg (unidade)

25 = 25 ml do extrato do filtrado

2,5 = 2,5 gramas de solo

4.4.4 Na⁺ e K⁺ trocáveis

A determinação de Na⁺ e K⁺ trocáveis inicialmente ocorreu pela pesagem de 2,5 g de solo (TFSA) para cada triplicata de uma amostra em tubos plásticos de 80 mL, onde foram adicionados 25 mL da solução Melisch 1 (HCl 0,05 mol/l + H₂SO₄ 0,0125 mol/l). Em seguida, os tubos com a solução foram agitados por 5 minutos no agitador orbital de barra deslizante, a 220 rpm (Silva *et al.*, 2009).

Após esta etapa, foi encaixado um filtro quantitativo no tubo (faixa azul, filtração lenta, Nalgon 12,5 cm de diâmetro), dobrado em 4 partes para filtragem da solução contida junto ao solo. Após a filtragem, 10 mL do filtrado de cada pote foi pipetado em tubos de ensaio, sendo levado para leitura no fotômetro de chama (Silva *et al.*, 2009).

Para a leitura, utilizaram-se o fotômetro de chama DIGIMED DM-62, além dos padrões de 20 ppm e 100 ppm de Na e K, fabricados pela própria Digimed. Foi necessário converter o valor obtido no fotômetro, em ppm, para a unidade mmol_c kg⁻¹. Para tanto, foi feito o seguinte cálculo:

$$\frac{(V_{am} \times 10)}{\text{Massa atômica do elemento}}$$

V_{am} = valor de leitura da amostra (em ppm)

10 = relação entre o solo pesado e quantidade de solução adicionada e 22,9898 u. e

39,0983 u. as massas atômicas de Na⁺ e K⁺ respectivamente (Silva *et al.*, 2009)

4.4.5 Ca²⁺ e Mg²⁺ trocáveis

Para cada triplicata de uma amostra, foram pesados 5 g de amostra de (TFSA) em tubos plásticos de 80 mL, sendo em seguida adicionados nos mesmos 50 mL de KCl 1

mol L⁻¹. Em seguida, os tubos com a solução foram agitados por 5 minutos no agitador orbital de barra deslizante, a 220 rpm. Após a agitação, filtros quantitativos (faixa azul, filtração lenta; Nalgon 12,5 cm de diâmetro, ref. 3552) foram dobrados em 4 e colocados sobre outros potes plásticos de 80 mL, limpos, sendo a solução agitada despejada nestes potes para sua filtração total. Em seguida, 1 mL do extrato foi pipetado para tubos de ensaio de vidro, sendo acrescentados a estes 10 mL de solução de 1 g L⁻¹ de La³⁺; efetuou-se então a homogeneização da solução utilizando o agitador de tubos por 30 segundos (Embrapa, 1997; Cantarella *et al.*, 2001).

A leitura das amostras foi realizada no espectrofotômetro de absorção atômica (EAA), com a utilização do equipamento modelo Varian SpectrAA – 50B e das soluções padrões feitas a partir de solução estoque de Ca²⁺ (*Fluka Analytical Calcium Standard for AAS*, 1000 mg L⁻¹) e Mg²⁺ (*Fluka Analytical Magnesium Standard for AAS*, 1000 mg L⁻¹). As concentrações dos padrões de Ca²⁺ foram de 0 mg L⁻¹, 2 mg L⁻¹, 4 mg L⁻¹, 6 mg L⁻¹ e 8 mg L⁻¹. Por sua vez, os padrões de Mg²⁺ foram de 0 mg L⁻¹, 0,4 mg L⁻¹, 0,8 mg L⁻¹, 1,2 mg L⁻¹, 1,6 mg L⁻¹.

Com a leitura dos padrões de Ca²⁺ e Mg²⁺ no espectrofotômetro, foram gerados valores que permitiram a elaboração da curva de calibração. Para isso, foi utilizado o programa Microsoft Excel, e após a digitação dos valores das leituras das soluções padrões obtidas no EAA, foi construído o gráfico de dispersão, em que o eixo Y corresponde à absorbância lida no EAA e o eixo X corresponde à concentração. No gráfico, após a seleção da opção “exibir equação no gráfico” e “exibir r ao quadrado”, aparecerá no gráfico a equação da reta, bem como o valor do coeficiente de correlação ao quadrado.

Após a elaboração da curva de calibração, as amostras foram submetidas a leituras no EAA, sendo os valores das amostras adequadas à curva de calibração. Em seguida, foi efetuado o cálculo para Ca²⁺ e Mg²⁺ (mmolc kg⁻¹), realizado da seguinte maneira:

$$\frac{(V_{am} \times 2 \times 10 \times 11)}{\text{Massa atômica do elemento}}$$

V_{am} = valor de leitura da amostra

2 = valor da carga dos cátions

10 = relação entre o solo pesado e a quantidade de solução adicionada

11 = volume total da amostra (1 mL de extrato + 10 mL de La 1 g L⁻¹)

Massa Atômica do elemento: (Ca=40,0780; Mg=24,3050)

4.4.6 Pasta Saturada

Foram colocados entre 100 a 150 g de solo em um pote plástico com tampa, a depender das características da amostra, sendo este peso anotado. Posteriormente foram colocados 50 mL de água destilada medidos em uma proveta de 50 mL. O restante da água então foi adicionado à amostra aos poucos, com auxílio de uma pipeta Pasteur, sendo misturada com uma espátula até o ponto de saturação. Em seguida, foi anotado o valor de água necessário para chegar ao ponto de saturação em cada amostra. As características da pasta saturada devem ser as seguintes: brilho superficial referente à umidade, leve fluidez quando o pote é virado e livre deslize da espátula metálica (com exceção de amostras com altos teores de argila). Após a amostra apresentar tais características de saturação, o pote é fechado e deixado em repouso por 12 horas, sendo verificado o critério de saturação após esse período. Na necessidade de aplicação de mais água e/ou solo após o período de 12 horas (caso o critério de saturação não esteja evidente), deve ser anotado o volume (água) e/ou peso (solo) adicionados à amostra, deixando em repouso por 30 minutos. Após atingido o critério de saturação após 12 horas, deve-se medir o valor do pH da pasta saturada antes da mesma ser colocada para extração (USDA, 2004).

Após os procedimentos acima, a pasta saturada foi encaminhada para a extração do volume de água necessário para leituras posteriores de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} solúveis, bem como da leitura de pH e Condutividade Elétrica (CEp) do extrato. Com o apoio do Núcleo de Apoio Técnico ao Ensino, Pesquisa e Extensão (NATEPE) do campus UNIFESP/Diadema, as amostras de pasta saturada puderam ser extraídas.

Os materiais necessários para extração da pasta saturada são: 1 bomba a vácuo (marca *Edwards*, modelo *XDS-5*, regulada para 220 V), 1 sistema a vácuo de vidro com 3 saídas, 4 kitassatos de 500 mL (3,6 cm de diâmetro), 3 filtros de Buchner (11 cm de diâmetro), 3 encaixes de borracha, 3 papéis filtros quantitativos (faixa azul, filtração lenta; Nalgon 12,5 cm de diâmetro, ref. 3552), 3 tubos falcon (com tampa) devidamente limpos e identificados e pisseta com água destilada.

O procedimento de montagem do sistema a vácuo foi iniciado com a ligação da bomba a vácuo a um kitassato vazio, sendo este último ligado ao conjunto a vácuo de vidro com 3 saídas. Posteriormente, um kitassato foi ligado a cada saída do sistema a vácuo, sendo colocado o encaixe de borracha em cada filtro de Buchner, e estes encaixados em cada kitassato. Em seguida, foi colocado 1 papel filtro em cada filtro de Buchner (o diâmetro do papel filtro deve ser maior que o diâmetro do filtro de Buchner,

sendo necessário o encaixe correto do excedente do papel filtro junto às paredes do filtro de Buchner, evitando passagens de ar e/ou vazamentos). Após estes procedimentos, a bomba a vácuo é ligada, e com apoio da pisseta, o papel filtro foi molhado levemente com água destilada, usando o mínimo de água possível. Em seguida, foi verificado se o vácuo foi estabelecido, com a fixação do papel filtro junto ao filtro de Buchner e o fim de barulho de vazamento de ar. Por fim, foram esperados alguns minutos até que a água destilada adicionada fosse puxada pelo vácuo e pingada no kitassato.

Após não haver mais gotejamento no kitassato, a bomba a vácuo foi desligada, sendo retirados em seguida os filtros de Buchner dos kitassatos. Posteriormente, foi inserido um tubo falcon dentro de cada kitassato (o tubo deve ficar em pé, na mesma direção de saída do volume do filtro de Buchner), sendo os filtros de Buchner inseridos novamente junto aos kitassatos. Após este procedimento, cada amostra de pasta saturada foi despejada em cada filtro de Buchner, sendo ligada a bomba a vácuo após essa etapa. Após algum tempo, a solução contida na pasta saturada foi sugada e filtrada, pingando lentamente dentro do tubo falcon colocado no interior de cada kitassato.

Após a verificação de que não houve mais gotejamento de água, os tubos falcons foram retirados cuidadosamente de cada kitassato, sendo fechados na sequência. Os extratos foram submetidos a análises posteriores, como determinação dos valores de condutividade elétrica, a partir do uso do condutivímetro de campo Horiba. Também foram aplicados os procedimentos da metodologia de determinação dos valores de Na^+ e K^+ , com uso do fotômetro de chama (item 4.4.4) e da metodologia da determinação dos valores de Ca^{2+} e Mg^{2+} , a partir do uso do espectrofotômetro de absorbância atômica (EAA) (item 4.4.5).

4.4.7 Sodium Adsorption Ratio (SAR), Relação de Sódio Trocável (RST) e Porcentagem de Sódio Trocável (PST) da Pasta Saturada

A intensidade das relações de troca de Ca^{2+} e Na^+ pode ser relacionada pelo coeficiente de seletividade, também comumente denominado de coeficiente de Gapon (K_g). De acordo com Ribeiro *et al.* (2009), a presença de cátions de valências distintas nos sistemas naturais revela constantes de seletividade diversas, sendo que, todavia, correlações obtidas relacionam a composição dos cátions do complexo de troca com as concentrações de cátions do extrato de saturação dos solos (pasta saturada).

O Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos (USSL) modificou a constante de Gapon, adicionando Mg^{2+} na relação entre Ca^{2+} e Na^+ , já que o comportamento de Ca^{2+} e Mg^{2+} são muito semelhantes. Desta forma, o *Sodium Adsorption Ratio* (SAR), ou em português RAS (Relação de Adsorção de Sódio), é calculada a partir dos teores de Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} no extrato de saturação e seus valores expressos em $mmol_c L^{-1}$, sendo que o valor do extrato de saturação superior a 13 classifica o solo como sódico (Ribeiro *et al.*, 2009). Diante disto, obtenção dos valores do extrato da pasta saturada para Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} (item 4.4.6) foram elementares para determinação do SAR (USDA, 2004), obtida por meio do seguinte cálculo:

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{(Ca^{2+} + Mg^{2+})^{0.5} / 2}}$$

O equilíbrio entre os cátions trocáveis e cátions solúveis do solo permite relacionar os teores de Na solúvel e Na trocável, indicando o estabelecimento da relação linear entre SAR e RST (Relação de Sódio Trocável), ambas relacionadas com o coeficiente de seletividade (K_g) por meio da seguinte expressão:

$$RST = K_g \cdot SAR$$

Esta expressão permite avaliar os teores de Na^+ em relação a outros cátions adsorvidos no complexo de troca e também estimar a PST de acordo com o SAR no extrato de saturação do solo, sendo que no caso de predominância do Na^+ em relação a Ca^{2+} e Mg^{2+} , a dupla camada difusa do solo aumenta, fazendo com que ocorra a dispersão de colóides e diminuição da permeabilidade solo (Ribeiro *et al.*, 2009).

Deste modo, ressalta-se a importância da relação SAR-RST para avaliar diversas características dos solos halomórficos, principalmente pela quantificação da PST, importante atributo para classificação destes solos, juntamente com a CEp (Ribeiro *et al.*, 2009). A USSL apresenta a seguinte regressão linear:

$$RST = - 0,0126 + 0,01475 \cdot SAR$$

Além disto, os valores estimados da RST por meio do SAR do extrato da pasta estão muito próximos do calculado, sendo que a PST pode ser assim estimada:

$$PST = \frac{RST}{1+(RST)} \cdot 100$$

Embora muito utilizada pelo mundo todo, a regressão linear da USSL não se aplica em todos os casos, pois o coeficiente de seletividade não pode ser considerado constante para todos os solos (Ribeiro et al., 2009). No presente trabalho foi calculada a PST do solo a partir do SAR, considerando a RST como sendo:

$$RST = \frac{Na^+ \text{ trocável}}{CTC - Na^+ \text{ trocável}}$$

Assim, a regressão linear foi efetuada juntamente com os dados do SAR (Matos et al., 2014).

4.4.8 Cálculos dos parâmetros químicos

Foram determinados conforme os procedimentos metodológicos propostos pela Embrapa (1997) e por Camargo et al. (2009). Com a soma dos valores dos cátions Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} , obteve-se a soma de bases (S), que somada posteriormente aos valores de $Al^{3+} + H^+$, permitiu obter os valores da capacidade de troca catiônica (CTC). A relação entre S e a CTC determinou os valores de porcentagem de saturação em bases (V), pela equação $[(S/CTC) \times 100]$. Por fim, a saturação de sódio (PST) foi obtida através da fórmula $100 (Na^+/CTC)$, e a saturação de alumínio (m%) foi obtida por meio do cálculo $100 \times Al^{3+} / (S+Al^{3+})$.

5 RESULTADOS

5.1 Caracterização morfológica dos solos

A organização da cobertura pedológica da área de estudo pode ser analisada a partir da topossequência realizada na lagoa da Cerca (Figura 18), obtida por meio da descrição morfológica dos solos nos pontos de tradagens e dos pedons (trincheiras).

Abaixo, encontra-se a descrição geral dos horizontes da topossequência da lagoa da Cerca, sendo esta dividida em dois sistemas pedológicos, denominados de unidades 1 e 2, no intuito de facilitar a leitura e a visualização dos dados. A descrição de textura dos horizontes está de acordo com os dados de análise granulométrica, descritas na Tabela 2, no item 5.2.

Unidade 1:

Trata-se de uma sequência de horizontes predominantemente arenosos, com estrutura fraca e/ou sem estrutura, presente a montante da topossequência entre a tradagem S1 (início da cordilheira) e o Pedon 1 (P1). Os principais horizontes desta unidade são A1, 2, 3, 9, 10 e 11, destacados na Figura 19 e descritos a seguir.

- **Horizonte A1:** ocorre desde a S1 e estende-se até a zona intermediária entre o Pedon 2 (P2) e a tradagem 2 (S2), sendo em seguida interrompido lateralmente por outro horizonte. Este horizonte apresenta espessura entre 15 e 27,5 cm, sendo mais espesso na S1.

Apresenta matriz com coloração variável de bruno-amarelada (10YR 5/4) a bruna (10YR 4/3), ocorrendo localmente sinais de hidromorfia, representados por volumes amarelo-brunados (10YR 6/8), comuns, arredondados ou lineares, acompanhando raízes.

Suas características macromorfológicas não variam lateralmente, apresentando textura arenosa, estrutura fraca, com tamanho pequeno a médio, granular, associada à presença de muitas raízes, sendo a consistência macia, friável, não plástica e não pegajosa. A transição para os horizontes subjacentes é clara e ondulada.

- **Horizonte 2:** ocorre desde a S1 e estende-se até a zona intermediária entre a S2 e o P1, sendo em seguida interrompido lateralmente por outro horizonte. É um horizonte pouco espesso e de transição para o P3, e sua profundidade varia predominantemente entre 15 a 24 cm, podendo chegar a 37,2 cm.

Figura 18. Topossequência da lagoa da Cerca

Organização: Balbino, M.A. (2017).

Figura 19. Horizontes mais representativos na Unidade 1 da topossequência da lagoa da Cerca.

Organização: Balbino, M.A. (2017).

Apresenta coloração variável entre bruna (10YR 5/3), bruno-amarelada (10YR 5/4) e bruno-escura (10YR 3/3), ocorrendo localmente a presença de hidromorfia no P2, representada por volumes bruno-fortes (7.5YR 5/8), comuns, arredondados e pequenos.

A textura deste horizonte é arenosa, com estrutura granular fraca, pequena a média, associada à presença de muitas raízes fasciculadas, sendo a consistência seca macia, a consistência úmida muito friável e a molhada não plástica e não pegajosa.

Há presença de porosidade tubular rara (< 2 mm), com raízes fasciculares comuns a poucas, muito finas a finas. A transição para horizontes subjacentes é clara e ondulada.

- Horizonte 3: ocorre tanto na Unidade 1 quanto na Unidade 2, desde a S1 até a zona intermediária entre a tradagem 7 (S7) e o Pedon 3 (P3). Lateralmente, possui variação de espessura, sendo mais espesso ao longo da Unidade 1, no trecho a montante entre S1 e S2, sendo que a maior espessura se encontra na S1 (203,5 cm); na Unidade 2, à jusante, encontra-se menos espesso, especificamente no trecho entre o P1 e zona intermediária da S7 e P3, sendo a menor espessura encontrada no Pedon 4 (P4), com 11 cm. Na S2, ressurge como um bolsão entre os horizontes 9 e 10.

Apresenta matriz com coloração predominante bruno-clara-acinzentada (10YR 6/3), ocorrendo localmente na S1 matriz bruno muito-clara-acinzentada (10YR 7/3). Há predominância de volumes bruno-fortes (7.5YR 5/8) no P2, S2 e P1, sendo raros ou comuns e arredondados no P2 e S2 e comuns, concrecionários, arredondados ou irregulares no P1. Podem ocorrer também os seguintes volumes em meio a matriz: a) bruno-amarelados (10YR 5/8), comuns e arredondados ou irregulares, por vezes difusos na matriz (P2), característicos de hidromorfia; b) alaranjados (10YR 6/8), raros a comuns, característicos de hidromorfia (S1); c) concrecionários, pretos (GLEY 1 2.5/N), ovalados, grandes, dispostos horizontalmente a 24 cm de profundidade no P1.

As características macromorfológicas deste horizonte não apresentam um padrão de variação lateral, possuindo textura arenosa a franco-arenosa, com falta de estrutura (grãos soltos), sendo a consistência molhada não plástica e não pegajosa, com predominância de poucos poros tubulares (< 1 mm), muito pequenos (de 0,5 a 1 mm de diâmetro). Localmente há presença rara ou pouca de raízes fasciculares. A transição para os horizontes subjacentes varia entre ondulada e clara (P2) e plana e abrupta (P1).

- Horizonte 9: Este horizonte inicia-se na S1 e estende-se até a transição entre S2 e o P1, sendo em geral mais espesso na S2 (aproximadamente 90 cm de espessura). Na

parte superior da S1 (profundidade entre 241 a 311 cm) e tradagem 6 (S6), a espessura é semelhante, estando aproximadamente em 70 cm. Também é encontrado isolado do restante de seu conjunto, especificamente nas partes inferiores da S1 e S2 (profundidade de 331 a 426 cm e 193 a 282 cm, respectivamente), onde é circundado pelos Horizontes 4 e 11 e com espessura entre 89 e 95 cm.

A coloração deste horizonte é predominantemente bruna (10YR 4/3), localmente variegada com matriz bruno clara-acinzentada (10YR 5/3). Há variedade na presença de volumes, sendo amarelo-brunados (10YR 6/8), comuns e pequenos (hidromorfia) e bruno-acinzentado-escuros (10YR 4/2), situados no topo do horizonte, comuns, ovalados, grandes (até 20 cm no eixo maior), por vezes coalescentes.

Por fim, apresenta textura arenosa, sem estrutura (grãos soltos), consistência predominantemente não plástica e não pegajosa, sendo localmente ligeiramente plástica na S1 (331-426 cm de profundidade). Há presença de poucos poros tubulares, muito pequenos (< 1 mm). Cabe ressaltar que o nível d'água superficial estava presente neste horizonte na época dos levantamentos a 218 cm de profundidade.

- **Horizonte 10:** Este horizonte é o menos extenso de toda a topossequência, localizando-se entre a S2 e o P1. Possui pouca espessura (18 cm), sendo subjacente ao horizonte 3 e circundado pelos horizontes 5 e 9.

Apresenta matriz bruno-acinzentada muito-escura (10YR 3/2); textura arenosa, e consistência molhada não plástica e não pegajosa. Não foi possível verificar a estrutura, consistência seca e úmida, porosidade e transição, pelo fato de ter sido observado e descrito apenas em tradagem.

- **Horizonte 11:** Encontra-se localmente em quatro pontos da topossequência, todos em grandes profundidades e desvinculados entre si. Tem seu início a partir da área mais a montante da topossequência, entre a S1 e S3. Mais a jusante da topossequência, encontra-se na região da S7, com pouca espessura (39 cm). No P3, aparece em profundidade como um pequeno bolsão de pouca espessura, circundado pelo Horizonte 5, ressurgindo posteriormente na região da tradagem 5 (S5) e assim se estendendo até a lagoa, com um pouco mais de espessura (84 cm).

A coloração deste horizonte pode ser cinzenta-esverdeada-escura (10YR 4/1 Gley 1; 5GY 4/1 Gley 1) e cinzenta-esverdeada (10YR 5/1 – Gley 1). No P2 apresenta volumes cinzento-esverdeados (10YR 5/1 - Gley 1). Na S7, há volumes que variam entre oliva-

acinzentado-escuro (5.6Y 4/2) e oliva-acinzentado-muito escuro (5GY 3/2). Por fim, na S5, os volumes presentes em meio à matriz variam entre pretos (2.5Y 2.5/1), bruno-oliváceos (2.5Y 4/4), semelhantes ao Horizonte 5 e oliva (5Y 4/4), semelhantes ao Horizonte 4. A textura é arenosa e a consistência é predominantemente ligeiramente plástica e não pegajosa.

Unidade 2:

Trata-se de uma sequência de horizontes predominantemente duros, maciços, com maior presença de argila e, muitas vezes, esverdeados. Esta sequência está presente principalmente na porção jusante da topossequência, entre o P1 e a S5, localizada já nas proximidades do centro da depressão da lagoa. Os principais horizontes desta unidade são A2,4,5,7 e 8, que podem ser visualizados em destaque na Figura 20.

- **Horizonte A2:** ocorre desde o trecho intermediário entre S2 e P2 e estende-se até a região da (S5), já no nível d'água da lagoa. Este horizonte apresenta pequena espessura, com uma variação entre 7 e 19 cm, sendo mais espesso na tradagem 3 (S3).

Apresenta coloração predominante de matriz bruno-acinzentada muito escura (10YR 3/2), mas localmente (S3) possui matriz bruno muito-escuro (10YR 2/2). A textura é predominantemente franco-arenosa nos pedons, ocorrendo textura de campo arenosa com pouco mais de silte na S7.

A estrutura apresenta bastante variação: nos pedons P1, P4 e P3, respectivamente é em blocos subangulares, fraca a moderada, pequena a média; granular, moderada a forte e grande; e granular, moderada a média, mas com tendência de desenvolvimento de estrutura laminar nos últimos 3 cm do horizonte. A consistência é predominantemente macia e friável, apresentando variação significativa da consistência molhada, sendo ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa na S3 e tradagem 9 (S9), plástica e ligeiramente pegajosa (P3 e S5) ou ligeiramente plástica e não pegajosa (P4 e S7).

Figura 20.Horizontes mais representativos na Unidade 2 da topossequência da lagoa da Cerca.

Organização: Balbino, M.A. (2017).

- **Horizonte 4:** Ocorre em diferentes partes da topossequência, principalmente entre as proximidades do P1 até o nível d'água da lagoa, mas também pontualmente na região da S1. Nos pontos mais próximos à superfície, está presente em uma sequência de pequenos bolsões desconexos uns dos outros entre P1 e S7, localizados dentro do horizonte 3, tornando-se contínuo a partir da S7, no sentido jusante. Nessas profundidades menores, sua espessura varia razoavelmente, sendo pouco espesso nos bolsões (em média, 16 cm) e levemente mais espesso na área contínua (em média, 21 cm).

Em profundidades intermediárias a maiores, são horizontes contínuos que variam de 53 a 244 cm entre o P1 e a zona intermediária entre P3 e S9. Os horizontes descontínuos estão presentes em maiores profundidades, especificamente na S1 e no trecho intermediário entre P3 e S9, estendendo-se até a S5 (beira da lagoa). Os horizontes descontínuos estão presentes em maiores profundidades, especificamente na S1 e entre S5 (beira da lagoa) e o trecho intermediário entre P3 e S9.

Apresenta matriz com coloração esverdeada predominantemente oliva (5Y 4/4 ou 5Y 4/3), por vezes bruno-olivácea-escura (2.5Y 3/3), bruno-olivácea (2.5YR 4/4) e bruno-olivácea-escura (2.5Y 5/4).

Há presença de muitos volumes em meio a matriz, sendo predominantes os concrecionários pretos (Gley 1 2.5/N), raros a muito abundantes, com formatos irregulares e tamanhos centimétricos (de 3 a 6 cm no eixo maior). Também há presença variada de volumes neste horizonte em diferentes pedons e tradagens: a) na S2, S7 e P3, há presença de volumes pretos (2.5Y 2.5/1; 5Y 2.5/1; 5Y 2.5/2) e comuns a abundantes; às vezes dispostos em linhas finas (<1 mm), verticais ou horizontais; b) no P1, ocorre um bolsão bruno-oliváceo (2.5Y 4/3), partindo do topo do horizonte (em continuidade ao horizonte anterior) até 190 cm de profundidade, em forma de língua, com até 3 cm de largura; c) na S3 e na S5, ocorrem volumes bruno-amarelados (10YR 5/8) ou bruno-fortes (7.5 YR 5/6), raros a comuns, característicos de processos de hidromorfia; d) no P4, são verificados volumes bruno-acinzentados muito escuros (2.5Y 3/2), comuns, irregulares (manchas), mais escuros e dispersos na matriz.

Possui predominância de textura franco-arenosa no P2 e P3 e sua estrutura é majoritariamente ausente (maciço), mas pode ser localmente em blocos angulares, fracos e grandes a médios no P3. A consistência é predominantemente ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa ou plástica e pegajosa. Podem ser encontrados ainda poucos poros tubulares, muito pequenos (< 1 a 1 mm de diâmetro). Por fim, há presença de raízes

fasciculares raras, muito finas (localmente < 1mm) e ocorre variação nos tipos de transição, podendo ser abrupta a gradual e plana ou ondulada.

- **Horizonte 5:** é o horizonte de maior presença na topossequência, sendo predominante a partir da região do P1 até o nível d'água superficial da lagoa (entorno da S5). Apesar de similaridades existentes, como matiz da matriz, textura e consistência dura, há características morfológicas restritas a determinadas zonas. Deste modo, este horizonte foi subdividido em quatro sub-horizontes: 5a, 5b, 5c e 5d.

1) Sub-Horizonte 5a: apresenta coloração predominante de matriz bruno-olivácea (2.5Y 4/4). Há presença predominante de volumes pretos (2.5Y 5/1), abundantes, e de volumes pretos concrecionários (Gley 1 2.5/N), raros a abundantes e com tamanhos centimétricos. Localmente na S7, ocorrem volumes bruno-fortes (7.5YR 5/6), raros, arredondados, pequenos (pontos), que representam sinais de hidromorfia.

A textura varia entre areia-franca em maior profundidade no P4, e franco-arenosa em profundidade intermediária no P3. Em geral, não há estrutura (maciço), mas localmente (P3) se desfaz em blocos subangulares. A consistência é predominantemente ligeiramente plástica a plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa. A porosidade é principalmente tubular, comum, muita pequena (< 1 mm). Há presença de raízes fasciculares, raras, muito finas e a transição é ondulada e gradual.

2) Sub-Horizonte 5b: diferencia-se do anterior por ser mais escuro, com predominância de matriz bruno-olivácea-escura (2.5Y 3/3). Há presença predominante de volumes pretos (Gley 1 2.5/N), concrecionários, comuns, localmente menores que 1 cm, e também de volumes bruno-fortes (7.5 YR 4/6), pequenos (hidromorfia). Por vezes ocorrem volumes pretos não concrecionários (2.5Y 2.5/1) raros a abundantes.

A textura varia entre franco-arenosa em profundidade intermediária no P4, e areia-franca em maior profundidade no P3. É maciço e a consistência é predominantemente ligeiramente plástica a plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa. Possui presença de raízes fasciculares raras, muito finas e raízes tubulares, raras e muito finas. A transição ondulada e gradual ou clara.

3) Sub-Horizonte 5c: diferencia-se por ser mais claro que os sub-horizontes anteriores, com predominância da matriz bruno-olivácea clara (2.5Y 5/4). Há os seguintes volumes em meio a matriz: a) pretos concrecionários (Gley 1 2.5/N), raros a comuns em menores profundidades ou comuns a abundantes em maiores profundidades, centimétricos (< 2 cm), muitas vezes coalescendo-se em profundidade, formando uma

faixa de 1 a 2 cm de altura; b) bruno-oliváceos-escuros (2.5Y 3/3), comuns, centimétricos (5 a 8 cm no eixo maior), às vezes coalescentes entre si; c) pretos (2.5Y 2.5/1).

A textura é principalmente franco-arenosa. É maciço, de consistência ligeiramente plástica a plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa. Há presença de poros tubulares, comuns, muito pequenos (< 1 mm); as raízes são fasciculares, raras, muito finas e a transição para o horizonte subjacente é ondulada e clara.

4) Sub-Horizonte 5d: a matriz predominante é bruno-olivácea (2.5Y 4/3 ou 2.5Y 4/4), como a do sub-horizonte 5a. Há presença variada de volumes, sendo predominantes os de coloração preta (2.5Y 2.5/1), sendo esses raros a abundantes, arredondados e pequenos. Também são presentes volumes acinzentados muito-escuros (2.5Y 3/2), irregulares, comuns, milimétricos a centimétricos. Diferentemente dos outros sub-horizontes, os volumes concrecionários pretos (Gley 1 2.5/N) ocorrem apenas localmente no P4.

A textura é predominantemente franco-arenosa, sendo arenosa no P1, maciço, de consistência ligeiramente plástica a plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa. Há presença de poros tubulares, comuns, muito pequenos (< 1 mm); as raízes são fasciculares, raras, muito finas e a transição do horizonte é ondulada e clara.

- Horizonte 7: Este horizonte, situado próximo a superfície, inicia-se desde a zona intermediária entre S2 e P1 e estende-se até a zona entre a S9 e S5. Está logo abaixo do Horizonte A2 e acima do Horizonte 8, sendo muito pouco espesso em toda a sua extensão lateral (em média, 9 cm de espessura).

Há o predomínio de matriz bastante clara, de coloração cinzenta (2.5YR 6/1; 2.5Y 5/1; 10YR 6/1), com volumes que sinalizam presença de hidromorfia, bruno-fortes (7.5YR 6/8), abundantes, arredondados e irregulares (manchas), milimétricos a centimétricos. Por vezes ocorrem volumes pretos (2.5Y 2.5/1) ou volumes pretos concrecionários (Gley 1 2.5/N) situados no interior dos volumes bruno-fortes predominantes (2.5YR 6/1), além de volumes bruno-amarelados (10YR 5/6), comuns a abundantes, arredondados, milimétricos a centimétricos.

As demais características macromorfológicas apresentam pequenas variações, sendo a textura dominantemente franco-arenosa, sem estrutura (maciço) e resistente à ponta de faca, exceto no P1, onde é menos resistente. A consistência é não plástica e não pegajosa. Há poros tubulares, poucos a comuns, muito pequenos. As raízes são fasciculadas e raras, muito finas e a transição é ondulada a clara.

- **Horizonte 8:** Este horizonte situa-se logo abaixo do Horizonte 7 e é sobrejacente aos Horizontes 3 e 4. Seu início se dá a partir da região do P4 e estende-se até o nível d'água da lagoa, sendo pouco espesso e não possuindo grandes variações de espessura ao longo de sua extensão.

Diferencia do horizonte 7, principalmente pela sua coloração mais variável, sendo sua matriz principalmente cinzenta-brunada-clara (2.5Y 6/2 e bruno-amarelada-clara (2.5YR 6/3). Há pequenas variações nos tipos de volumes existentes no horizonte, ocorrendo volumes pretos (Gley 1 2.5/N), concrecionários, comuns, volumes bruno-amarelados (10YR 5/4), ou bruno-fortes (7.5 YR 5/6), comuns abundantes (hidromorfia) e volumes bruno-amarelados-escuros (2.5Y 4/4), comuns.

A textura é arenosa, não havendo estrutura (maciço). A consistência molhada é predominantemente não plástica e não pegajosa, sendo um horizonte que oferece resistência à escavação, mas menos que o horizonte 7. Possui poros tubulares comuns, muito pequenos a pequenos (< 1 a 2 mm) e as raízes são fasciculares, raras, muito finas. A transição do horizonte é ondulada e abrupta.

-**Horizonte 16:** Este horizonte encontra-se próximo à beira da lagoa, sendo subjacente ao horizonte 8 e sobrejacente ao horizonte 4. Está localizado nas imediações da S5, onde registra uma espessura de 70 cm.

Apresenta coloração variável, entre matriz preta (2.5Y 2.5/1) e bruno-acinzentada muito escura (2.5YR 3/2), com a presença dos seguintes volumes: bruno-amarelados (10YR 5/4), raros a comuns, que sinalizam presença de hidromorfia na parte superior; oliva (5Y 4/4), raros a comuns, presentes na parte média do horizonte; pretos (Gley 1 2.5/N), concrecionários, comuns a abundantes, dispostos na parte inferior do horizonte. As demais características macromorfológicas deste horizonte são as seguintes: textura de campo areno-argilosa; consistência ligeiramente plástica e não pegajosa.

Em seguida, o Quadro 2 indica as informações relativas às descrições morfológicas dos pedons da topossequência: P2, P1, P4 e P3.

Quadro 2. Características morfológicas dos solos da topossequência - lagoa da Cerca – pedons 2, 1, 4 e 3

(continua)

(c0 Horiz. ¹	Profund. ²	Cor Matriz ³	Estrutura ⁴	Porosidade ⁵	Consistência ⁶	Volumes ou Nódulos ⁷	Cor – volumes ou nódulos ⁸	Transição ⁹
PEDON 2								
A1	0 – 15	10YR 4/3	Granular	Rara	M, Mf, Npl, Npj.	C, Ar ou L	10YR 6/8	Clara e ondulada
2	15-22	10YR 5/3	Granular	Rara	M, Mf, Npl, Npj	C, Ar e P	7.5YR 5/8	Clara e ondulada
3	22-145	10YR 6/3	Grãos soltos	Rara	Npl, Npj	C, Ar ou Ir	10YR 5/8 e 7.5YR 5/8	Clara e ondulada
9	145-218	10YR 4/3	Grãos soltos	Ppt; Mp	Npl, Npj	C a Ab, Ir, mm a cm	10YR 5/8 e 10YR 4/2	_____
11	218-331	10YR 5/1 – Gley 1	_____	_____	Npl, Npj	Conc.	5Y 5/2	_____
PEDON 1								
A2	0-10	10YR 3/2	Bloco subangulares	Pt, P a C, Peq.	M, Fr; Lpl; Mpj	_____	_____	Clara e ondulada
7	10-19	2.5YR 6/1	Maciça e Laminar	Pt, C, Mp	Lpl, Npj	Ab, Ar, Conc, cm	7.5YR 6/8 e 2.5Y 2.5/1	Clara e ondulada
3	19-51	10YR 6/3	Grãos soltos	Ppt, Mp	Npl, Npj	Conc, Ov, Gr, Ar, Peq	Gley 1 2.5/N e 7.5YR 6/8	Abrupta e plana
4	35-50	2.5YR 4/3 e 5Y 3/2	Maciça	Ppt	Pl, Lpj	Conc, Ab, Ar, Ir, cm	Gley 1 2.5/N e 5YR 5/8	Abrupta e ondulada
5d	51-109	2.5YR 4/3	Maciça	Ppt, Mp	Npl, Npj	Conc, Peq, Ar, Ir, R a C, cm	Gley 1 2.5/N e 7.5YR 6/8	Gradual e ondulada
5d	109-125	2.5YR 4/3 – 2.5Y 5/3	Maciça	Pr, Mp	Npl, Npj	F.h. interdigitadas	2.5Y 6/1 com 2.5Y 5/1	Clara e ondulada
5d	125-138	2.5YR 4/3	Maciça	Pt, P a C, Mp	Npl, Npj	Conc, Mab, Ar	2.5Y 7/1	Clara e ondulada
4	138-244	5Y 4/4	Maciça	Ppt, Mp	Pl, Pj	R a C, Ar, Peq, Vert, Hor	10Y 4/2 – 2.5Y 2.5/1 – 2.5Y 4/3	_____
5a	244-283	2.5Y 4/4	Maciça	Pt, P a C, Mp	Lpl, Lpj	Ab, Conc, R, C, Ar, Peq, cm	Gley 1 2.5/N - 2.5Y 5/1 - 7.5 YR 5/6)	Gradual e ondulada

LEGENDA: 1) **Horiz:** horizonte; 2) **Profund.:** profundidade em centímetros; 3) **Cor Matriz;** 4) **Estrutura:** Blocos sub= blocos subangulares; B.a = desenvolvimento pontual de estrutura em blocos angulares; B.sub = se desfaz em blocos subangulares; 5) **Porosidade:** Pr = porosidade rara; Ppt = Poucos poros tubulares; Pt = Poros tubulares; Mp = muito pequenos; P= poucos; C = comuns; Peq = pequenos; 6) **Consistência:** Fm = firme; M = macia; Mf = muito friável; Npl = não plástica; Npj = não pegajosa; Lpl = ligeiramente plástica; Lpj = ligeiramente pegajosa; Pl = plástica; Pj = Pegajosa; Mpj = muito pegajosa; 7) **Volumes ou Nódulos:** R = raros; C = comuns; Ab = abundantes; Mab = muito abundante; Peq = pequeno; Gr = grande; Ar = arredondado; Ir; irregulares; Ov = Ovalado; Vert = vertical; Concr = concrecionário; Hor = horizontal; mm = milimétrico; cm = centimétrico; F.h.interdigitadas = Faixas Horizontais Interdigitadas; 8) **Cor dos Volumes ou Nódulos;** 9) **Transição.**

Quadro 2 – Características morfológicas dos solos da topossequência – lagoa da Cerca – pedons 2, 1, 4 e 3

(conclusão)

Horiz. ¹	Profund. ²	Cor Matriz ³	Estrutura ⁴	Porosidade ⁵	Consistência ⁶	Volumes ou Nódulos ⁷	Cor – volumes ou nódulos ⁸	Transição ⁹
<u>PEDON 4</u>								
A2	0 – 10	10YR 3/2	Granular	Pt, P a C, Peq	M, Fr, Lpl, Npj	_____	_____	Clara e ondulada
7	10-19	2.5Y 5/1	Maciça	Pt, P a C, Mp	Lpl, Npj	Ab	7.5YR 5/8	Clara e ondulada
8	19-28,5	5Y 5/3	Blocos sub; Maciça	Pt, C, Mp a Peq	Npl, Npj	C, Ir, Conc	Gley 1 2.5/N – 7.5YR 5/8	Gradual e ondulada
3	28,5-40	2.5Y 6/2	Grãos simples	Pt, C, Mp	Npl, Npj	C, Conc	Gley 1 2.5/N	Abrupta e ondulada
4	40-54	5Y 4/3	Maciça	Pt, C, Mp	Lpl, Lpj	C, Ir, cm	Gley 1 2.5/N	Abrupta e plana
5d	54-88	2.5Y 4/3	Maciça	Pt, P a C, Mp	Npl, Npj	C, Ir, mm a cm	2.5Y 3/2 – 2.5Y 2.5/1	Clara e ondulada
5b	88-110	2.5Y 3/3	Maciça	Não visível	Pl, Pj	R a C, Vert	2.5Y 2.5/1	Clara e ondulada
4	110-125	5Y 4/4	Maciça	Pt, P, Mp	M, Fm, Pl, Pj	Conc, Ab	Gley 1 2.5/N	Clara e ondulada
5a	125-133	2.5Y 4/4	Maciça	Não visível	Lpl, Lpj	C, Conc, cm	Gley 1 2.5/N – 2.5Y 3/2	Gradual e ondulada
4	133-160	5Y 4/4	Maciça	Não visível	Lpl, Lpj	R a C, Conc, Ir	Gley 1 2.5/N – 2.5Y 3/2	Clara e ondulada
5d	160-194	2.5YR 4/4 – 5Y 4/4	Maciça	Não visível	Npl, Npj	C, cm	Gley 1 2.5/N – 2.5Y 3/2	_____
<u>PEDON 3</u>								
A2	0-9	10YR 3/2 – 10YR 4/2	Granular-Laminar	Pt, P a C, M	Ld, Fr, Pl, LpJ	_____	_____	Abrupta e ondulada
7	9-20	10YR 6/1	Maciça	Pt, C, Mp	Npl, Npj	C, Ab, Ar, mm a cm	10YR 5/6	Clara e ondulada
8	20-37,5	2.5Y 6/2	Maciça	Pt, C, Mp a Peq	Npl, Npj	C	2.5Y 4/4 – 7.5YR 5/6	Abrupta e ondulada
3	37,5-40	2.5YR 7/1	Grãos Soltos	Não visível	Npl, Npj	_____	_____	Abrupta e ondulada
4	40-65	5Y 4/4	Maciça – B.a	Não visível	Dr, Fm, Pl, Pj	R a C, Mab, Conc, Ir, cm	Gley 1 2.5/N – 2.5Y 2.5/1	Abrupta e plana
5a	65-100	2.5YR 4/4 – 2.5Y 4/3	Maciça – B.sub	Pt,C,M	Dr, Fr a Fm, Pl, Pj	C, Ab, Conc, cm	Gley 1 2.5/N	Gradual e ondulada
4	100-114	5Y 4/4 – 2.5Y 4/4	Maciça – B.a	Não visível	Dr, Fm, Pl, Mpj	Conc,Ab, cm	Gley 1 2.5N – 2.5Y 4/4	Gradual e ondulada
5c	114-170	2.5Y 5/4	Maciça	Lpl, Lpj	Pl, Pj	R a C, Ab, Conc	Gley 1 2.5/N	Clara e ondulada
5b	170-291+	2.5Y 3/3	Maciça	Não visível	Npl, Npj	C, Ab, Conc, cm	Gley 1 2.5/N – 2.5Y 3/3	_____

LEGENDA: 1) **Horiz:** horizonte; 2) **Profund.:** profundidade em centímetros; 3) **Cor Matriz;** 4) **Estrutura:** Blocos sub= blocos subangulares; B.a = desenvolvimento pontual de estrutura em blocos angulares; B.sub = se desfaz em blocos subangulares; 5) **Porosidade:** Pr = porosidade rara; Ppt = Poucos poros tubulares; Pt = Poros tubulares; Mp = muito pequenos; P= poucos; C = comuns; Peq = pequenos; 6) **Consistência:** Fm = firme; M = macia; Mf = muito friável; Npl = não plástica; Npj = não pegajosa; Lpl = ligeiramente plástica; Lpj = ligeiramente pegajosa; Pl = plástica; Pj = Pegajosa; Mpj = muito pegajosa; 7) **Volumes ou Nódulos:** R = raros; C = comuns; Ab = abundantes; Mab = muito abundante; Peq = pequeno; Gr = grande; Ar = arredondado; Ir; irregulares; Ov = Ovalado; Vert = vertical; Concr = concrecionário; Hor = horizontal; mm = milimétrico; cm = centimétrico; F.h.interdigitadas = Faixas Horizontais Interdigitadas; 8) **Cor dos Volumes ou Nódulos;** 9) **Transição.**

5.2 Caracterização granulométrica dos solos

Os dados da caracterização granulométrica dos solos estão expostos na Tabela 2, e Figuras 21, 22 e 23. A classe textural franco-arenosa está presente em 48,48% das amostras, seguida da classe textural arenosa, presente em 30,30% das amostras e da classe textural areia franca e franco-argilo-arenosa, presentes em 18,18% e 3,03% das amostras, respectivamente. Estes números mostram que há um predomínio de areia nas amostras, com mais de 600 g kg⁻¹ desta fração, tendo maior quantidade de areia fina em todos os horizontes.

Considerando o subgrupamento textural do SiBCS (Embrapa, 2013) para os dados obtidos a partir da análise granulométrica, dezesseis amostras (48,48%) apresentam textura média-arenosa, por compreenderem a classe textural franco-arenosa, com mais de 520 g kg⁻¹ de areia. Seguem-se, de acordo com as porcentagens e classes texturais já supracitadas, dez amostras de textura muito arenosa (30,30%), compreendendo a classe textural arenosa; seis amostras de textura arenosa-média (18,18%), que compreendem a classe textural areia-franca e por fim uma amostra de textura franco-argilo-arenosa (3,03%), compreendendo a classe textural franco-argilo-arenosa.

No geral, os valores de areia total (somados de todos os tamanhos de areia supracitados) variam de 586,81 g kg⁻¹ no horizonte mais superficial do P3 até 948,00 g kg⁻¹ no horizonte mais superficial do P2 (Figura 21), sendo este pedon o mais arenoso de toda a topossequência, com valores superiores a 900 g kg⁻¹. Há dominância de areia fina nos pedons, com valores que variam de 332,93 g kg⁻¹ no horizonte mais superficial do P3 (Figura 22) até 668,00 g kg⁻¹ no horizonte superficial do P2. Em seguida, predominam a areia muito fina, com valores que variam de 90,11 g kg⁻¹ no horizonte mais superficial da P2 até 248,68 g kg⁻¹ em um horizonte mais profundo do P3, e a areia média, que varia de 49,39 g kg⁻¹ em maior profundidade no P3 até 207,09 g kg⁻¹ no horizonte mais superficial do P2. Por fim, os valores de areia muito grossa tendem a ter um aumento de montante à jusante da topossequência, sendo os maiores valores encontrados sempre no horizonte mais superficial de cada pedon (23,56 e 39,87 g kg⁻¹ nos pedons 4 e 3, respectivamente) (Figura 22).

Tabela 2. Dados de análise granulométrica na lagoa da Cerca

Horizonte	Prof. ¹	m.g. ²	grossa	Areia (g kg ⁻¹)		m.f. ³	total	Silte (g kg ⁻¹)	Argila (g kg ⁻¹)	Textura (USDA)
	cm			média	fina					
Lagoa da Cerca										
PEDON 2										
A1	0 – 15	1,74	22,87	207,09	626,19	90,11	948,00	30,08	21,92	Arenosa
3	22 – 145	0,21	10,78	144,23	668,01	144,20	967,41	25,35	7,24	Arenosa
9	145 – 202	0,00	11,03	136,69	647,03	147,35	942,10	22,95	34,95	Arenosa
11	280+	0,47	9,42	127,97	624,18	154,01	916,04	35,38	8,58	Arenosa
PEDON 1										
A2	0 – 10	19,79	41,72	136,64	407,11	90,69	695,95	193,07	110,99	Franco-arenosa
7	10 – 19	3,54	20,42	136,88	501,50	109,64	771,98	137,44	90,59	Franco-arenosa
3	19 – 51	0,35	10,88	177,78	668,01	119,58	976,61	15,77	7,63	Arenosa
4	35 – 50	7,62	21,51	139,87	538,91	107,31	815,22	38,71	146,07	Franco-arenosa
5d	51 – 109	0,98	11,62	160,65	627,71	128,28	929,25	23,59	47,17	Arenosa
5d	109 – 125	0,51	10,46	138,29	594,15	133,14	876,56	59,96	63,48	Areia-franca
5d	125 – 138	13,60	19,12	115,61	548,30	119,86	816,50	67,10	116,40	Franco-arenosa
4	138 – 216+	1,55	9,42	100,13	531,31	130,72	773,14	40,92	185,95	Franco-arenosa
10	142 – 168	0,47	8,50	142,84	622,07	129,42	903,30	48,61	48,10	Arenosa
5a	244 – 283	0,22	6,67	102,04	556,21	118,80	783,93	41,99	174,08	Franco-arenosa
11	283 – 305	0,16	5,22	118,52	662,78	52,62	839,30	36,62	124,09	Areia-franca
PEDON 4										
A2	0 – 10	23,56	48,92	127,70	413,37	102,95	716,50	213,69	69,82	Franco-arenosa
7	10 – 19	7,03	26,52	109,99	479,65	116,64	739,83	174,15	86,02	Franco-arenosa
8	19 – 28,5	2,24	11,34	127,04	653,93	134,69	929,24	63,53	7,23	Arenosa
3	28,5 – 40	2,87	11,28	118,80	650,89	155,25	939,08	44,03	16,89	Arenosa
4	40 – 54	1,00	10,70	107,42	572,52	138,13	829,76	54,70	115,54	Areia-franca
5	54 – 88	1,00	7,99	111,18	593,78	137,62	851,57	60,41	88,02	Areia-franca
5b	88 – 110	6,66	17,35	103,76	499,03	111,36	738,16	71,04	190,81	Franco-arenosa
3	110 – 125	9,25	29,48	120,69	485,99	115,39	760,80	107,30	131,90	Franco-arenosa
5a	125 – 133	2,44	13,62	113,73	587,69	152,09	869,56	53,20	77,24	Areia-franca
5d	160 – 194	0,39	10,48	93,75	498,31	138,04	740,97	72,55	186,48	Franco-arenosa
PEDON 3										
A2	0 – 9	39,87	25,06	72,97	332,93	115,98	586,81	397,34	15,85	Franco-arenosa
7	9 – 20	3,14	14,01	97,40	488,39	149,50	752,43	156,44	91,13	Franco-arenosa
8	20 – 37,5	0,00	6,22	101,71	583,10	191,50	882,52	77,44	40,04	Arenosa
4	40 – 65	0,53	6,10	74,29	453,56	140,24	674,72	110,90	214,38	Franco-argilo-arenosa
5a	65 – 100	2,18	10,33	72,62	465,42	147,14	697,68	129,88	172,45	Franco-arenosa
4	100 – 114	2,94	12,57	64,38	406,32	248,68	734,89	94,99	170,12	Franco-arenosa
5c	114 – 170	5,66	11,22	49,39	405,09	189,39	660,75	105,92	233,34	Franco-arenosa
5b	170 – 185	5,07	18,06	94,99	514,39	190,42	822,93	126,48	50,59	Areia-franca

1- profundidade; 2- muito grossa; 3- muito fina

Figura 21. Granulometria detalhada dos Pedons 2 e 1

Legenda: AMG (Areia muito grossa); AG (Areia grossa); AM (Areia média); AF (Areia fina); AMF (Areia muito fina); AT (Areia total).

Figura 22. Granulometria detalhada dos Pedons 4 e 3

Legenda: AMG (Areia muito grossa); AG (Areia grossa); AM (Areia média); AF (Areia fina); AMF (Areia muito fina); AT (Areia total).

Para a fração silte, os valores variam de 15,77 g kg⁻¹ no horizonte subsuperficial do P1 até 397,34 g kg⁻¹ no horizonte mais superficial do P3, indicando deste modo que os valores aumentam no sentido montante à jusante da topossequência. Por outro lado, os valores diminuem em profundidade nos pedons, sendo que nas maiores profundidades do P2 os valores de silte são os menores de toda a topossequência (Figura 23).

Por fim, a fração argila apresenta valores que variam de 7,23 g kg⁻¹ no horizonte mais superficial do P4 até 233,34 g kg⁻¹ no horizonte mais profundo do P3. No geral, há uma tendência de aumento no teor de argila em maiores profundidades dos pedons e também no sentido montante à jusante da topossequência, onde os horizontes profundos do P3 apresentam as maiores quantidades de argila. No P2, em geral há baixos valores de argila que não ultrapassam 40 g kg⁻¹ (Figura 23).

5.3 Caracterização química dos solos

5.3.1 pH-H₂O, CaCl₂, KCl

Os valores de pH-H₂O (Tabela 3, Figura 24) na topossequência variam predominantemente entre 4,8 e 8,3, sendo que os valores mais baixos ocorrem na Unidade 1 (P2), entre 4,8 e 5,0, e os mais altos nos horizontes subsuperficiais da Unidade 2 (P4 e P3), entre 8,0 e 8,3. Há uma tendência lateral de aumento dos valores de pH em H₂O, no sentido montante à jusante, principalmente no trecho entre o P2 e P4, neste último ocorrendo os maiores valores de toda topossequência. Verticalmente, nota-se uma tendência de aumento de pH-H₂O das menores a maiores profundidades em todos os pedons da Unidade 2, com valores moderadamente ácidos a praticamente neutros nos horizontes mais superficiais e valores praticamente neutros a moderadamente alcalinos nos horizontes mais profundos.

Os valores de pH-CaCl₂ (Tabela 3, Figura 24) variam entre 3,8 e 7,5, com menores valores ocorrendo na Unidade 1 (P2), principalmente no horizonte 9, e os maiores valores ocorrem nos horizontes mais profundos na Unidade 2 (horizonte 5). Lateralmente, há uma tendência de aumento de pH-CaCl₂ em profundidade no sentido montante à jusante, no trecho entre o P2 e P4. Entre o P4 e P3, lateralmente ocorre uma tendência de queda nos de pH-CaCl₂ nos horizontes mais profundos, evidenciando que os maiores valores ocorrem no P4. No entanto, os valores expressos no P4 e P3 são maiores do que o restante de toda topossequência.

Figura 23. Granulometria geral dos Pedons 2, 1, 4 e 3

Tabela 3. Dados de análises químicas na topossequência lagoa da Cerca

Hor	Profundidade (cm)	pH em H ₂ O e D.P	pH em CaCl ₂ e D.P	pH em KCl e D.P	Al ³⁺ trocável (mmolc kg ⁻¹) e D.P	Al ³⁺ + H ⁺ trocáveis (mmolc kg ⁻¹) e D.P	Na ⁺ (mmolc kg ⁻¹) e D.P	K ⁺ (mmolc kg ⁻¹) e D.P	Ca ²⁺ (mmolc kg ⁻¹) e D.P	Mg ²⁺ (mmolc kg ⁻¹) e D.P	S	CTC	V (%)	PST (%)
PEDON 2														
A1	0-15	5,81 ± 0,02	5,48 ± 0,01	5,36 ± 0,01	0,10 ± 0,00	9,60 ± 0,00	0,55 ± 0,02	0,98 ± 0,02	13,13 ± 0,54	1,24 ± 0,14	15,90	25,90	62,35	2,16
3	22-145	4,95 ± 0,01	4,34 ± 0,02	4,13 ± 0,00	0,40 ± 0,00	3,20 ± 0,00	0,43 ± 0,02	0,69 ± 0,01	1,22 ± 0,12	1,53 ± 0,12	3,87	7,07	54,74	6,08
9	145-202	4,88 ± 0,02	3,86 ± 0,04	3,71 ± 0,01	3,00 ± 0,00	3,20 ± 0,00	0,70 ± 0,07	1,68 ± 0,04	1,85 ± 0,12	1,28 ± 0,04	5,51	8,71	63,26	8,04
11	280 +	5,98 ± 0,01	5,44 ± 0,00	3,31 ± 0,00	3,50 ± 0,00	4,20 ± 0,00	0,50 ± 0,04	1,60 ± 0,06	2,03 ± 0,07	1,29 ± 0,04	5,42	9,62	56,34	5,20
PEDON 1														
A2	0-10	5,71 ± 0,02	5,00 ± 0,01	5,00 ± 0,01	0,10 ± 0,00	50,27 ± 0,50	0,80 ± 0,09	10,45 ± 0,30	3,86 ± 0,20	3,78 ± 0,34	18,89	69,16	27,31	1,16
7	0-19	5,54 ± 0,04	4,37 ± 0,01	4,37 ± 0,01	0,20 ± 0,00	24,60 ± 0,20	0,54 ± 0,02	5,38 ± 0,10	40,95 ± 1,36	2,74 ± 0,12	49,25	73,85	66,69	0,73
3	19-51	5,94 ± 0,02	5,27 ± 0,01	5,27 ± 0,01	0,10 ± 0,00	3,80 ± 0,20	0,23 ± 0,03	0,52 ± 0,03	1,08 ± 0,08	1,63 ± 0,02	3,43	7,23	47,44	3,18
4	35-50	6,15 ± 0,05	5,13 ± 0,01	5,13 ± 0,01	0,10 ± 0,00	13,60 ± 0,20	3,13 ± 0,09	6,33 ± 0,13	42,68 ± 1,33	3,45 ± 0,19	55,59	69,19	80,34	4,52
5d	51-109	6,99 ± 0,01	5,95 ± 0,00	5,95 ± 0,00	0,10 ± 0,00	2,60 ± 0,20	1,88 ± 0,13	2,50 ± 0,11	10,27 ± 0,43	1,17 ± 0,03	15,82	18,42	85,88	10,21
5d	109-125	7,62 ± 0,01	6,19 ± 0,00	6,19 ± 0,00	0,10 ± 0,00	2,53 ± 0,12	1,90 ± 0,04	3,00 ± 0,07	13,12 ± 0,33	0,50 ± 0,05	18,52	21,05	87,98	9,03
5d	125-138	7,59 ± 0,01	5,90 ± 0,00	5,90 ± 0,00	0,10 ± 0,00	1,00 ± 0,00	3,30 ± 0,15	6,19 ± 0,17	21,06 ± 0,06	2,31 ± 0,20	32,86	33,86	97,05	9,75
4	138-216+	6,75 ± 0,04	5,37 ± 0,01	5,37 ± 0,01	0,10 ± 0,00	1,47 ± 0,12	2,96 ± 0,02	12,77 ± 0,09	34,01 ± 1,65	0,13 ± 0,01	49,87	51,34	97,14	5,77
4	142-168	6,65 ± 0,05	5,42 ± 0,01	5,42 ± 0,01	0,40 ± 0,00	1,87 ± 0,12	1,37 ± 0,06	3,00 ± 0,06	9,51 ± 0,93	4,32 ± 0,20	18,20	20,07	90,68	6,83
5a	244-283	6,48 ± 0,00	4,64 ± 0,00	4,64 ± 0,00	0,50 ± 0,00	1,93 ± 0,12	1,61 ± 0,10	7,00 ± 0,21	34,13 ± 0,89	2,53 ± 0,08	45,27	47,20	95,91	3,41
11	283-305 +	6,00 ± 0,04	4,85 ± 0,01	4,85 ± 0,01	0,40 ± 0,01	2,07 ± 0,12	1,18 ± 0,03	3,75 ± 0,10	25,52 ± 0,63	5,07 ± 0,09	35,52	37,59	94,49	3,14
PEDON 4														
A2	0-10	6,35 ± 0,06	5,62 ± 0,00	5,62 ± 0,00	0,30 ± 0,00	33,40 ± 0,72	0,85 ± 0,06	7,65 ± 0,28	4,29 ± 0,41	4,16 ± 0,20	16,95	50,35	33,66	1,69
7	10-19	6,13 ± 0,01	5,25 ± 0,01	5,25 ± 0,01	0,10 ± 0,00	20,73 ± 0,23	0,80 ± 0,09	4,77 ± 0,11	3,37 ± 0,04	3,18 ± 0,07	12,12	32,85	36,89	2,44
8	19-28,5	7,16 ± 0,01	6,50 ± 0,00	6,50 ± 0,00	0,10 ± 0,00	0,60 ± 0,00	0,53 ± 0,04	2,40 ± 0,07	11,45 ± 0,69	0,95 ± 0,04	15,33	15,93	96,23	3,33
3	28,5-40	8,24 ± 0,00	7,83 ± 0,00	7,83 ± 0,00	0,10 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,63 ± 0,07	2,06 ± 0,07	10,68 ± 0,75	1,33 ± 0,01	14,70	14,70	100,00	4,29
4	40-54	7,85 ± 0,02	7,24 ± 0,01	7,24 ± 0,01	0,00 ± 0,00	0,00 ± 0,00	1,06 ± 0,12	4,57 ± 0,09	23,08 ± 0,15	0,77 ± 0,04	29,48	29,48	100,00	3,60
5d	54-88	7,71 ± 0,02	6,81 ± 0,01	6,81 ± 0,01	0,10 ± 0,00	0,20 ± 0,00	1,55 ± 0,09	4,05 ± 0,15	13,80 ± 0,90	1,57 ± 0,05	20,97	21,17	99,06	7,32
5b	88-110	8,18 ± 0,01	7,18 ± 0,00	7,18 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,20 ± 0,00	4,44 ± 0,07	8,24 ± 0,32	29,18 ± 0,29	5,00 ± 0,20	46,86	47,06	99,58	9,43
4	110-125	8,20 ± 0,03	7,04 ± 0,00	7,04 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,20 ± 0,00	4,43 ± 0,16	9,04 ± 0,29	25,02 ± 0,65	4,57 ± 0,04	43,06	43,26	99,54	10,24
5a	125-133	8,34 ± 0,01	7,15 ± 0,01	7,15 ± 0,01	0,00 ± 0,00	0,20 ± 0,00	2,42 ± 0,15	4,30 ± 0,17	11,21 ± 0,40	1,30 ± 0,16	19,23	19,43	98,97	12,45
5d	160-194	8,12 ± 0,02	7,15 ± 0,00	7,15 ± 0,00	0,00 ± 0,00	0,20 ± 0,00	4,67 ± 0,42	9,41 ± 1,19	22,80 ± 0,99	2,53 ± 0,08	39,41	39,61	99,50	11,79
PEDON 3														
A2	0-9	5,59 ± 0,02	5,25 ± 0,01	5,25 ± 0,01	0,50 ± 0,00	52,67 ± 0,31	0,70 ± 0,02	12,50 ± 0,33	4,02 ± 0,23	4,93 ± 0,08	22,15	74,82	29,60	0,94
7	9-20	5,04 ± 0,01	4,40 ± 0,00	4,40 ± 0,00	0,50 ± 0,00	25,87 ± 0,31	0,57 ± 0,02	3,29 ± 0,05	21,07 ± 2,31	1,07 ± 0,10	26,00	51,87	50,63	1,10
8	20-37,5	6,34 ± 0,02	5,22 ± 0,01	5,22 ± 0,01	0,00 ± 0,00	3,00 ± 0,00	0,43 ± 0,04	1,57 ± 0,04	6,88 ± 0,71	1,03 ± 0,10	9,91	12,91	76,76	3,33
4	40-65	6,69 ± 0,01	5,38 ± 0,01	5,38 ± 0,01	0,00 ± 0,00	2,33 ± 0,23	2,33 ± 0,12	7,94 ± 0,16	2,47 ± 0,15	3,87 ± 0,09	16,61	18,94	87,70	12,30
5a	65-100	7,83 ± 0,01	6,78 ± 0,01	6,78 ± 0,01	0,00 ± 0,00	1,20 ± 0,00	3,37 ± 0,18	7,16 ± 0,18	41,22 ± 1,02	3,47 ± 0,08	55,22	56,42	97,87	5,97
4	100-114	8,15 ± 0,02	7,15 ± 0,01	7,15 ± 0,01	0,60 ± 0,00	0,40 ± 0,00	5,81 ± 0,25	8,52 ± 0,36	2,65 ± 0,11	5,10 ± 0,06	22,08	22,48	98,22	25,85
5c	114-170	8,04 ± 0,01	7,04 ± 0,01	7,04 ± 0,01	0,70 ± 0,00	0,20 ± 0,00	8,26 ± 0,13	10,78 ± 0,27	2,61 ± 0,16	1,54 ± 0,04	23,19	23,39	99,14	35,31
5b	170-185	8,07 ± 0,01	6,26 ± 0,01	6,26 ± 0,01	0,70 ± 0,00	0,20 ± 0,01	4,59 ± 0,04	9,10 ± 0,14	27,61 ± 0,52	3,42 ± 0,10	44,72	44,92	99,55	10,22

D.P = Desvio Padrão (±); 0,00; 0,01... = Valores de desvio padrão

Figura 24. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (pH-H₂O, pH-CaCl₂ e pH-KCl)

Os valores de pH-KCl (Tabela 3, Figura 24) variam predominantemente entre 3,3 e 7,8 ocorrendo menores valores na Unidade 1, sendo os maiores valores apontados na Unidade 2, entre os horizontes intermediários e profundos do P4 (horizontes 3, 4 e 5) e nos horizontes mais profundos do P3 (horizontes 4 e 5). Ocorre uma tendência de aumento nos valores de pH-KCl e em profundidade e no sentido lateral, de montante à jusante entre o P2 ao P4. No P3, ocorre queda nos valores de pH-KCl, evidenciando assim que os maiores valores de toda topossequência ocorrem no P4. Apesar do decréscimo nos valores no sentido do P3, nota-se que o trecho entre o P4 e P3 possui os maiores valores de pH-KCl de toda topossequência.

5.3.2 Cátions trocáveis e parâmetros calculados (CTC, S, V%, PST, m%)

A CTC (Figura 25) está entre 7,0 e 74,8 mmol_c kg⁻¹, sem um padrão claro de variação lateral ou vertical. Entretanto, os valores são nitidamente mais elevados em toda a Unidade 2 (P1, P4 e P3), frequentemente com valor mais alto no horizonte superficial (A2) de cada perfil. Na Unidade 1 (P2), os cátions dominantes no complexo de troca são o Ca²⁺ no horizonte superficial A1 e o Al³⁺ / H⁺ nos demais, enquanto nos pedons da Unidade 2 a situação se inverte, sendo o H⁺ dominante apenas nos horizontes mais superficiais (A2 e/ou 7) e o Ca²⁺ o mais abundante nos outros horizontes. Destaca-se, entretanto, que o K⁺ também assume destaque em alguns horizontes do P3, situada mais próxima ao centro da depressão.

Os valores de Al³⁺ trocável (Figura 26) são predominantemente baixos em toda a topossequência, variando entre 0 e 3,5 mmol_c kg⁻¹. Não há um padrão muito claro de variação lateral ou vertical deste parâmetro. O valor máximo é encontrado na Unidade 1 (TR2) no horizonte mais profundo (Horizonte 11). Na Unidade 2, os valores de Al³⁺ trocável são muito baixos, sendo 0,5 mmol_c kg⁻¹ o maior valor no P1, 0,3 mmol_c kg⁻¹ o maior valor no P4 e 0,7 mmol_c kg⁻¹ o maior valor do P3, sendo que em maiores profundidades no P4 o Al³⁺ é ausente.

Os valores de H⁺ + Al³⁺ trocáveis (Figura 26) estão entre 0 e 53 mmol_c kg⁻¹, sendo o valor mínimo encontrado no P4 e o máximo no P3. Na Unidade 2, os valores são claramente maiores nos horizontes mais superficiais (A2 e 7) e bem menores nos horizontes mais profundos (4 e 5). Lateralmente, não há um padrão definido de aumento ou diminuição no sentido do centro da depressão da lagoa.

Figura 25. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (CTC)

Figura 26. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (Al^{3+} e $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$)

Em relação às bases trocáveis, Ca^{2+} (Figura 27) é o mais abundante em grande maioria dos horizontes de toda a topossequência, com exceção em alguns pontos do horizonte superficial A2 (P1, P4 e P3), onde há a dominância do K^+ (Figura 28). Por outro lado, seguindo a ordem de menor predominância na topossequência, o Mg^{2+} (Figura 27) apresenta seus maiores valores localizados entre o P4 e P3, seguido do Na^+ (Figura 28), sendo este elemento o menos predominante na topossequência, com seus maiores valores localizados entre o P4 e P3 (proximidades da lagoa).

A soma de bases trocáveis (S) (Figura 29) varia entre 3,8 e 55,6 $\text{mmol}_c \text{ kg}^{-1}$ e a saturação de bases (V%) (Figura 29) entre 27 a 100%. Esses dois parâmetros são maiores na Unidade 2, havendo aí uma ligeira tendência de aumento principalmente do V% à jusante, no sentido do centro da depressão da lagoa. Na Unidade 2, a maioria dos horizontes situados mais próximos à superfície tendem a ter valores de S e V% mais baixos se comparados a horizontes mais profundos.

Apesar do Na^+ não ser um cátion dominante no complexo de troca, a Porcentagem de Sódio Trocável (PST) (Figura 29) varia entre 0,7 a 35,3%, atingindo valores superiores a 15% (típicos de solos halomórficos) em alguns horizontes da Unidade 2 (horizontes 4 e 5c). Os maiores valores de saturação em sódio encontram-se em trecho próximo ao fundo da lagoa (entre P4 e P3, nos horizontes 4, 5a, 5b e 5d). Destaca-se ainda, que na Unidade 2, os maiores valores de PST são encontrados em horizontes subsuperficiais (4,5), enquanto os horizontes menos profundos (A2, 7, 8 e 3) de cada pedon apresentam valores mais baixos.

Figura 27. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (Ca^{2+} e Mg^{2+})

Figura 28. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (Na^+ e K^+)

Figura 29. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca (S, V% e PST)

5.3.3 Parâmetros químicos da pasta saturada

Os cátions Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} foram analisados em forma solúvel por meio do método da pasta saturada, diferenciando-se dos valores obtidos destes mesmos elementos sob a forma de cátions trocáveis (conforme sub-capítulo 5.3.2.). Ainda são determinados os valores de pH obtido diretamente na pasta saturada, e os valores de condutividade elétrica e pH do extrato da pasta.

Deste modo, os dados de pH da pasta saturada das amostras da topossequência (Tabela 4) apresentam-se ácidos a moderadamente alcalinos, variando de 4,2 a 7,9, não apresentando um padrão no aumento dos valores de pH no sentido vertical dos pedons. Porém, há um aumento no sentido lateral, especificamente no trecho montante à jusante que engloba o P2 a P4, estando neste último pedon os maiores valores de toda topossequência.

Os valores de pH do extrato da pasta saturada das amostras (Tabela 4) variam de 5,1 a 8,7, apresentando-se levemente ácidos a alcalinos, respectivamente. Além disso, não indicam uma tendência ordenada no aumento dos valores no sentido vertical dos pedons, porém aumentam no sentido lateral, de montante à jusante, com os maiores valores concentrados na Unidade 2, principalmente no P3.

Os valores de Na^+ (Tabela 4) variam entre 0,07 a 5,65 $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, com os maiores valores evidenciados em maiores profundidades dos pedons da Unidade 2. Nos horizontes mais superficiais dos pedons, os valores são relativamente baixos, aumentando em maiores profundidades. Lateralmente, os valores aumentam nas maiores profundidades, no sentido de montante à jusante.

Para Ca^{2+} (Tabela 4), os valores variam de 0,03 a 0,67 $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, concentrando os maiores valores na Unidade 2. Há um aumento lateral, de montante à jusante, e não evidenciam um padrão claro de aumento ou decréscimo dos valores no sentido vertical.

Para Mg^{2+} (Tabela 4), os valores variam de 0,06 a 0,60 $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, sendo os maiores valores mais evidentes na Unidade 2. Entretanto, os maiores valores dos horizontes superficiais encontram-se predominantemente na Unidade 1, especialmente no P2. Há uma tendência de aumento no sentido lateral da topossequência, de montante à jusante, nos horizontes mais profundos, sendo o P3 o pedon com os maiores valores registrados.

Tabela 4. Dados químicos da pasta saturada

Horizonte	Profundidade (cm)	CEp (dS m ⁻¹)	pH (Pasta)	pH (Extrato)	Na ⁺ (mmol _c L ⁻¹)	Ca ²⁺ (mmol _c L ⁻¹)	Mg ²⁺ (mmol _c L ⁻¹)	SAR (mmol L ⁻¹) ^{0,5}	RST	PST (%)
Pedon 2										
A1	0-15	0,13	6,35	6,66	0,09	0,10	0,12	0,28	0,02	2,60
3	22-145	0,05	5,58	5,38	0,08	0,05	0,14	0,28	0,06	2,58
3	145-202	0,09	5,58	6,42	0,22	0,06	0,14	0,70	0,09	3,72
9	280+	0,09	4,20	5,12	0,18	0,20	0,06	0,51	0,05	3,21
Pedon 1										
9	0-10	0,05	5,91	6,73	0,17	0,60	0,06	0,30	0,01	2,63
7	10-19	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	19-51	0,07	6,80	6,42	0,12	0,04	0,13	0,43	0,03	2,99
4	35-50	0,02	6,24	6,12	1,38	0,34	0,13	2,86	0,05	9,16
5d	51-109	0,03	7,19	6,77	1,84	0,27	0,08	4,41	0,11	12,70
5d	109-125	0,14	7,15	6,72	0,87	0,25	0,11	2,07	0,10	7,24
5d	125-138	0,20	6,91	6,78	0,85	0,25	0,07	2,12	0,11	7,36
4	138-216+	0,03	6,54	6,36	1,11	0,34	0,12	2,30	0,06	7,81
10	142-168	0,02	6,28	6,07	0,38	0,27	0,03	0,99	0,07	4,49
5a	244-283	0,03	6,01	6,32	0,07	0,32	0,20	0,13	0,04	2,17
11	283-305	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pedon 4										
A2	0-10	0,05	5,83	7,24	0,15	0,49	0,09	0,28	0,02	2,57
7	10-19	0,03	5,66	6,70	0,12	0,23	0,12	0,29	0,02	2,63
8	19-28,5	0,03	7,09	7,62	0,26	0,33	0,10	0,55	0,03	3,33
3	28,5-40	0,01	6,61	7,94	0,36	0,30	0,10	0,82	0,04	4,03
4	40-54	0,04	6,27	8,26	0,56	0,25	0,12	1,31	0,04	5,33
5	54-88	0,09	7,05	8,11	1,69	0,26	0,07	4,18	0,04	12,20
5b	88-110	0,06	7,75	8,19	2,38	0,22	0,24	4,94	0,10	13,85
3	110-125	0,05	7,91	8,04	2,30	0,14	0,18	5,68	0,11	15,41
5a	125-133	0,05	7,53	7,24	3,02	0,09	0,11	9,53	0,14	22,66
5d	160-194	0,07	7,72	7,88	3,23	0,23	0,31	6,23	0,13	16,52
Pedon 3										
A2	0-9	0,08	6,00	7,27	0,15	0,53	0,03	0,28	0,01	2,58
7	9-20	0,18	5,58	5,68	0,12	0,06	0,13	0,39	0,01	2,88
8	20-37,5	0,12	6,56	6,19	0,12	0,05	0,14	0,38	0,03	2,87
4	40-65	0,03	5,58	5,38	0,70	0,03	0,05	3,51	0,06	10,67
5a	65-100	0,04	6,79	7,90	0,87	0,17	0,11	2,33	0,06	7,90
4	100-114	0,11	7,62	8,13	4,53	0,67	0,60	5,69	0,35	15,42
5c	114-170	0,10	7,74	8,73	5,65	0,44	0,51	8,21	0,55	20,32
5b	170-185	0,03	7,77	7,93	1,58	0,13	0,02	5,75	0,11	15,54

Os valores de condutividade elétrica (CEp) (Tabela 4 e Figura 30) variam de 0,01 a 0,20 dS m⁻¹, não apresentando em toda topossequência um padrão claro de aumento ou decréscimo dos valores, tanto no sentido vertical dos pedons como no sentido lateral da cobertura pedológica.

Para a PST a partir da pasta saturada (Tabela 4 e Figura 30), os valores variam entre 2,17 a 22,66 %, apresentando-se baixos nos horizontes mais superficiais de todos os pedons e aumentando gradualmente tanto em profundidade nos pedons como também no sentido montante à jusante da topossequência. Os maiores valores são encontrados na Unidade 2, principalmente entre P4 e P3, sendo o maior valor de 22,66% num horizonte profundo localizado no P4.

Os valores do SAR (Tabela 4 e Figura 30) variam de 0,28 a 9,53 (mmolL⁻¹)^{0,5}, subindo majoritariamente em maiores profundidades de cada pedon da topossequência e também no sentido lateral, de montante à jusante (em maiores profundidades), revelando os maiores valores na Unidade 2 (P4 e P3).

A regressão linear comumente utilizada para os solos halomórficos não foi aplicada para estes solos, sendo utilizada, portanto uma regressão a partir da RST e do SAR, como descrito no item 4.4.7.

A partir desta regressão (Figura 31) para calcular os valores de PST a partir do SAR, obteve-se os seguintes valores, conforme mencionado na tabela 3. O valor de R² de 0,504 significa que 50,4% da variável dependente (RST) consegue ser explicada pela variável independente (SAR), sendo este um valor médio, que pode ser explicado pela pequena amplitude do eixo x que não permitiu que uma maior relação com y fosse detectada, provavelmente pela quantidade pequena de amostras utilizadas para a determinação.

Figura 30. Parâmetros químicos da pasta saturada - lagoa da Cerca (CEp, PST e SAR)

Figura 31. RST em função do SAR e equação de regressão linear

RST: Relação de Sódio Trocável; SAR: Sodium Adsorption Ratio; Coeficiente de seletividade: (K_g) = 0,0185; Intercepto = 0,0288; e R^2 - coeficiente de determinação.

6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 Classificação dos solos de acordo com o SiBCS

A classificação dos solos da lagoa da Cerca (Figura 32) foi realizada de acordo com Embrapa (2013), com apoio de Santos *et al.* (2005). Abaixo, seguem as características de cada pedon da topossequência, na ordem de montante para jusante (P2, P1, P4 e P3).

6.1.1 Pedon 2

Os horizontes 3, 9 e 11 foram classificados como horizontes C. O horizonte 3 atende aos caracteres glei (g) e sódico (n), sendo então denominados de Cng; o horizonte 9 possui acúmulo de sódio trocável (n) e é denominado de Cn; por fim, o horizonte 11 possui caráter glei (g), sendo denominado de Cg (Figura 32).

Por não apresentar contato lítico dentro de 50 cm de profundidade, apresentando textura arenosa em todos os horizontes até 150 cm de profundidade, com sequência de horizontes A-C e caráter solódico em um horizonte dentro de 100 cm da superfície do

solo, este pedon foi classificado como Neossolo Quartzarênico órtico solódico (Figura 32).

6.1.2 Pedon 1

Os horizontes 3, 4, 5a, 5d, 7 e 11 foram classificados, respectivamente, como horizontes C, B, B, B, B e C. O horizonte 3 neste pedon possui concreções ou nódulos endurecidos (c), além de apresentar o caráter glei (g), sendo denominado de Ccg. O horizonte 4, em menor profundidade (35-50 cm) possui concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo denominado de Bc1; em maior profundidade (138-244 cm), o horizonte 4 não apresenta caracteres diagnósticos, sendo denominado de B1. O horizonte 5a não se enquadra em nenhum caráter diagnóstico, sendo denominado de B2. Em seguida, o horizonte 5d apresenta acúmulo de sódio trocável (n), concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo então denominado de Bnc3. O horizonte 7 possui caráter glei (g), sendo denominado de Bg. Por fim, o horizonte 11 apresenta a mesma classificação do Pedon 2, sendo, portanto, denominado de Cg (Figura 32).

A presença de horizonte plânico, com saturação por bases alta ($V \geq 50\%$) e caráter solódico dentro de 120 cm da superfície do solo fez com que o Pedon 1 fosse classificado como Planossolo Háptico eutrófico solódico (Figura 32).

6.1.3 Pedon 4

Os horizontes 3, 4, 5a, 5b, 5d, 7 e 8 foram classificados, respectivamente, como horizontes C, B, B, B, B, B e B. O horizonte 3 possui a mesma classificação do Pedon 1, sendo, portanto, denominado de Ccg. Assim como no Pedon 1, o horizonte 4 em menor profundidade (40-54 cm) possui concreções ou nódulos endurecidos (c), e é denominado de Bc1; em profundidade intermediária (110-125 cm), o horizonte 4 apresenta acúmulo de argila (t), acúmulo de sódio trocável (n) e concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo denominado de Btnc1; em maior profundidade (133-160 cm) o horizonte 4 apresenta acúmulo de sódio trocável (n) e concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo denominado de Bnc1. O horizonte 5a apresenta acúmulo de sódio trocável (n) e concreções ou nódulos endurecidos, e é denominado de Bnc2. Por sua vez, o horizonte 5b apresenta acúmulo de argila (t) e acúmulo de sódio trocável (n), sendo denominado de Btn. Em seguida, o horizonte 5d em menor profundidade (54-88 cm) apresenta acúmulo

Figura 32. Perfis das trincheiras com a classificação dos horizontes e dos solos da lagoa da Cerca

Classificação dos horizontes da lagoa da Cerca: cor verde padronizada dos 1º e 2º níveis categóricos, de acordo com o SiBCS (2013); Simbologia para as classes de 1º, 2º e 3º níveis categóricos: RQo – Neossolo Quartzarênico órtico e SXe – Planossolo Háplico eutrófico. Fonte: Santos *et al.* (2005), Embrapa (2013) e Strater Demo 5.0 (2017). Organização: Balbino, M.A. (2017).

de sódio trocável (n) e concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo então denominado de Bnc3; em maior profundidade (160-194 cm), o horizonte 5d apresenta acúmulo de argila (t), acúmulo de sódio trocável (n) e concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo denominado de Btnc4. O horizonte 7 possui a mesma classificação dos Pedons 2 e 1, sendo então denominado de Bg. Por fim, o horizonte 8 apresenta possui concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo denominado de Bc2 (Figura 32) (Santos *et al.*, 2005).

A presença de horizonte plânico, com saturação por bases alta ($V \geq 50\%$) e caráter solódico dentro de 120 cm da superfície do solo fez com que o Pedon 4 fosse classificado como Planossolo Háptico eutrófico solódico (Figura 32).

6.1.4 Pedon 3

Os horizontes 4, 5a, 5b, 5c, 7, 8 e 11 foram classificados, respectivamente, como horizontes B, B, B, B, B, B e C. O horizonte 4 apresenta acúmulo de argila (t), acúmulo de sódio trocável (n) e concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo denominado de Btnc1. O horizonte 5a apresenta acúmulo de argila (t) e concreções ou nódulos endurecidos (c), e é denominado de Btc. O horizonte 5b apresenta acúmulo de argila (t), acúmulo de sódio trocável (n) e concreções ou nódulos endurecidos (c), sendo denominado de Btnc2. O horizonte 5c apresenta as mesmas características do horizonte anterior, sendo denominado de Btnc3. Em seguida, o horizonte 7 apresenta acúmulo de argila (t) e é denominado de Bt1. Por sua vez, o horizonte 8 possui a mesma característica do horizonte 7, sendo denominado de Bt2. Por fim, o horizonte 11 possui a mesma classificação dos Pedons 2 e 1, sendo denominado de Cg (Figura 32).

A presença de horizonte plânico, com saturação por bases alta ($V \geq 50\%$) dentro de 120 cm da superfície do solo fez com que o Pedon 3 fosse classificado como Planossolo Háptico eutrófico típico (Figura 32).

6.2 Classificação dos solos halomórficos e processos pedogenéticos atuantes

A partir dos dados da PST e da CEp foi possível enquadrar os solos estudados entre os solos halomórficos. Além disso, foi considerado o SAR, atributo que determina se o solo é sódico quando o seu valor é superior a 13 (McNeal, 1976).

Desta forma, nos pedons 2 e 1, todos os horizontes atingem aos critérios de Solos Sódicos degradados (em toda a extensão do perfil), conforme os valores do SAR, CEp,

PST calculada e pH. Os valores para estes pedons são: SAR inferior a 13, CEp inferior a 4 dS m⁻¹, PST inferior a 15% e pH variando de ácido, nos horizontes superficiais e subsuperficiais, a neutro nos horizontes mais profundos, com valores entre 4,9 a 7,6. Entretanto, esses solos ainda apresentam resquícios de solos afetados por sais, com PST superior a 5% em alguns horizontes do P2 (Horizontes Cng e Cn) e P1 (Bnc3). Além disso, os horizontes superficiais do P1 destacam-se pelo notório aumento de H⁺ + Al³⁺ em relação horizontes superficiais do P2, com os horizontes A2 e Bg apresentando, respectivamente, 50,27 e 24,60 mmol_c kg⁻¹, apesar desta situação ser diferente nos horizontes mais profundos de toda topossequência, com a ocorrência do decréscimo geral destes valores, tendo o P2 os maiores valores de H⁺ + Al³⁺ nos horizontes mais profundos em relação ao P1 e também aos demais pedons. Portanto, estes solos estão compreendidos em Solos Sódicos degradados em todo o perfil (grupo genético *Solodi*), conforme o esquema da sequência clássica dos processos e etapas da formação dos solos halomórficos, expostos no Quadro 1 (item 3.2). Os Solos Sódicos degradados em todo perfil (*Solodi*) representam o estágio final do processo de solodização e também do ciclo evolutivo dos solos afetados por sais (Kellogg, 1934; Fanning & Fanning, 1989; Anderson, 2010).

No Pedon 4, os valores de SAR, PST e pH são maiores em relação aos pedons anteriores (P2 e P1), sendo que estes parâmetros têm um maior destaque na diferenciação destes solos. A CEp, apesar de ser maior neste pedon em relação ao P2 e P1, é relativamente baixa em todos os pedons (menor que 0,14 dS m⁻¹). A PST é superior a 10% nos horizontes mais profundos e o SAR é menor que 13 em todo perfil, apesar de haver um significativo aumento deste último parâmetro em profundidade. Há também um padrão claro de aumento no valor do pH em profundidade, cujos valores variam de 6,1 no Bg (10-19 cm) a 8,3 no Bnc2 (125-133 cm). Os valores de H⁺ + Al³⁺ nos horizontes superficiais decrescem em relação ao P1, com os horizontes A2 e Bg apresentando, respectivamente, 33,40 e 20,73 mmol_c kg⁻¹, sendo que nos horizontes mais profundos os valores de H⁺ + Al³⁺ são os menores de toda topossequência (entre 0,20 a 0,60 de mmol_c kg⁻¹).

Desta forma, a análise dos dados acima permite evidenciar a ocorrência de duas zonas distintas no Pedon 4: i) os horizontes mais superficiais (A2, Bg) apresentam os processos de solodização em estágio mais avançado, estando numa condição mais próxima da que ocorre em toda a extensão do P2 e P1, além de apresentarem matriz variada entre bruno-acinzentada-muito escura a cinzenta (esta última associada com

volumes abundantes com sinais de hidromorfismo), estrutura granular ou maciça e textura franco-arenosa, com o horizonte Bg apresentando resistência à escavação; ii) em maiores profundidades há a presença de horizontes menos degradados (Bnc, Btn, Btnc), com matriz entre bruno-olivácea e oliva, com presença predominante de volumes concrecionários pretos, sem estrutura (maciça) e textura franco-arenosa, consistência dura e resistência pontual à escavação no horizonte Bnc3, apesar de haver uma nítida tendência em que estes horizontes poderão estar sujeitos à mesma intensidade de degradação dos horizontes superficiais com o prolongamento da lixiviação. Portanto, de acordo com estas características, os solos do Pedon 4 são classificados como Solos Sódicos degradados em superfície (grupo genético *Solonetz-Solodizado*), nos quais representam o estágio inicial do processo de solodização, marcado pela lavagem de Na^+ e sua substituição por H^+ nos horizontes superficiais, embora o Na^+ permaneça mais retido nos horizontes mais profundos (Kellogg, 1934; Fanning & Fanning, 1989; Anderson, 2010; Schaetzl & Anderson, 2005).

No Pedon 3, também ocorrem duas zonas distintas, com o atuante processo de solodização em evidência nos horizontes mais superficiais, cujo destaque fica por conta da maior presença de $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ de toda topossequência no horizonte A2 ($53 \text{ mmol}_c \text{ kg}^{-1}$), e com a presença de horizontes menos degradados, a partir dos 40 cm de profundidade (início do horizonte 5). Essa é uma situação semelhante ao que ocorre o P4, com os valores de SAR menor que 13 em todo perfil e acréscimo de pH em profundidade, com valores que variam de 5,4 no Bt1 (9-20 cm) a 8,2 no Btnc1 (100-114 cm). Entretanto, o Pedon 3 diferencia-se pela elevada PST nos horizontes mais profundos, especialmente o Btnc3 e Btnc2, com valores de 25,85% e 35,31% (caráter sódico), respectivamente. Além disso, assim como ocorre no P4, as características morfológicas entre os horizontes superficiais e profundos também se diferem. Os horizontes compreendidos até os 37,5 cm (A2, Bt) apresentam matrizes variadas entre bruno-acinzentada muito escura, cinzenta e cinzenta brunada-clara, com predomínio de volumes bruno-amarelados, maciça e textura franco arenosa, apresentando resistência à escavação no Bt. Por sua vez, os horizontes mais profundos (Btnc; Btc) apresentam as mesmas similaridades morfológicas em relação aos horizontes mais profundos do P4. Desta forma, tais características indicam que os solos do Pedon 3 também sejam classificados como Solos Sódicos degradados em superfície (grupo genético *Solonetz-Solodizado*).

Portanto, em todos os pedons da topossequência da lagoa da Cerca ocorrem o processo de solodização, com diferentes estágios de degradação. Nos pedons 4 e 3,

ocorrem a presença dos Solos Sódicos degradados em superfície (grupo genético *Solonetz-Solodizado*), sendo estes solos sujeitos à intensificação da lixiviação, resultando na lavagem de Na^+ e sua substituição por H^+ e Al^{3+} . Por outro lado, nos pedons 2 e 1 ocorrem os Solos Sódicos degradados em todo o perfil (grupo genético *Solodi*), refletindo o estágio mais avançado de degradação dentro do processo de solodização devido à intensa lixiviação que estes solos foram sujeitos, propiciada principalmente pela entrada atípica de águas doces superficiais de inundações (Kellogg, 1934; Fanning & Fanning, 1989; Barbiéro *et al.*, 2008; Anderson, 2010; Furquim *et al.*, 2017).

6.3 Interpretação da gênese e evolução dos solos halomórficos na Nhecolândia

Os resultados obtidos a partir da descrição morfológica e das análises químicas e granulométricas da topossequência da lagoa da Cerca oferecem subsídios para a compreensão dos processos atuantes na gênese dos solos do entorno desta lagoa salobra. Estes processos são reflexos das estreitas ligações genéticas entre os vários elementos geomorfológicos da Nhecolândia, já evidenciados por Barbiéro *et al.* (2008), Furquim *et al.* (2010) e Furquim *et al.* (2017). Como já mencionado, estes estudos sugerem que as lagoas salinas estão sofrendo degradação, provavelmente devido à entrada atípica de águas doces superficiais de inundações. Assim, a lagoa da Cerca é provavelmente uma antiga lagoa salina que vem sofrendo dessalinização.

Neste sentido, a interpretação destes resultados é uma primeira etapa de investigação sobre os processos genéticos dos solos no entorno da lagoa da Cerca, mostrando-se elementar para verificação do possível estado de degradação atuante no local. Deste modo, ressalta-se importância da análise comparativa destes resultados com um estudo de uma lagoa salina preservada, denominada de Salina do Meio, realizado por Furquim (2007).

A análise dos dados morfológicos dos solos da topossequência da lagoa da Cerca indica uma mudança significativa em relação aos solos da Salina do Meio. A disposição dos horizontes da salina, tanto no sentido vertical como lateral, demonstra-se majoritariamente organizada e contínua, sendo que as características morfológicas não são tão variáveis (Figura 33).

Figura 33. Topossequência da lagoa Salina do Meio

Horizontes da Salina do Meio: majoritariamente contínuos e organizados no sentido lateral e vertical. Fonte: adaptado de Furquim (2007).
Organização: Vidoca, T.T. (2017).

Os horizontes dos solos da Salina do Meio caracterizam-se pela presença de matizes variados (10YR e 2.5Y), sendo que em 3 dos 4 pedons analisados da topossequência, o matiz 5Y é característico em maior profundidade dos pedons. Por sua vez, a textura é predominantemente arenosa, por vezes franco-arenosa e a estrutura é predominantemente ausente, ocorrendo localmente estrutura prismática (Furquim, 2007). Por outro lado, na lagoa da Cerca ocorre uma descontinuidade da organização dos horizontes, na qual não são evidenciados um padrão de distribuição no sentido vertical e lateral, evidenciando deste modo significativas mudanças morfológicas dos solos (Figura 34).

Na Unidade 1, a matiz dos horizontes é 10YR em toda a extensão do perfil, sendo arenosos e sem estrutura definida, de grãos simples, fáceis de serem escavados, diferentemente do que ocorrem nos solos associados à Salina do Meio, nos quais se apresentam muito resistentes à escavação.

Por sua vez, na Unidade 2 o matiz predominante é o 2.5Y, seguido do 5Y, sendo estes matizes predominantemente associados aos horizontes mais profundos do P1, P4 e P3, expressando a tonalidade esverdeada dos horizontes. Além disso, os horizontes desta unidade apresentam outras características morfológicas, sendo maciços, duros e por vezes muito resistentes à escavação e pouco mais enriquecidos em argila em relação à Unidade 1. A textura dos horizontes é bem variada, sendo predominante franco-arenosa nos pedons 1, 4 e 3, tanto nos horizontes superficiais quanto nos horizontes mais profundos destes pedons. De modo geral, os solos desta unidade mostram características morfológicas mais próximas dos solos associados à Salina do Meio.

A comparação dos aspectos mais gerais da morfologia dos solos destas duas áreas indica a primeira evidência de que as diferenças nas características morfológicas dos solos da lagoa da Cerca são reflexos de uma transformação pedogenética decorrente do aporte gradual das águas doces superficiais, mudando consequentemente as características físicas e químicas dos solos associados às salinas. Esta transformação é evidenciada no estudo de Barbiéro *et al.* (2008), que remetem a presença de horizontes esverdeados associados às lagoas salinas, dispostos de modo descontínuo e situados em maiores profundidades dos solos das baías e vazantes.

Figura 34. Topossequência da lagoa da Cerca com solos classificados

Horizontes da lagoa da Cerca: majoritariamente descontínuos e desorganizados no sentido lateral e vertical. Organização: Balbino, M.A (2017).

Estas transformações pedogenéticas entre a Salina do Meio e a lagoa da Cerca ficam mais evidenciadas a partir da comparação das análises químicas realizadas nos estudos das respectivas áreas (Figuras 35 e 36). As análises químicas dos solos do Pedon 3 da Salina do Meio (pedon mais representativo de uma lagoa salina preservada) foram realizados no estudo de Furquim (2007), sendo os valores determinados de pH, CE e PST da salina primeiramente comparados com os valores destas mesmas análises químicas efetuadas para os solos da lagoa da Cerca (Figura 35), obtendo-se em seguida a comparação dos valores entre a disponibilidade de Al^{3+} trocável e $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ trocáveis de ambas as lagoas (Figura 36). Nesta análise comparativa, somente são menores na Salina do Meio os valores de Al^{3+} trocável (valor zero) e $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ trocáveis, estes sendo um pouco presentes ou ausentes nas amostras dos solos da Salina do Meio (Furquim, 2007).

Em relação de pH, CE_p e PST aos valores de pH, CE_p, PST da Salina do Meio, estes são muito maiores em comparação à lagoa da Cerca (Figura 35), com a maioria dos horizontes apresentando pH majoritariamente acima de 9, CE_p da pasta saturada superior a 10 dS m⁻¹ e valores de PST superiores a 80%, o que caracteriza os solos da Salina do Meio como Salino-Sódicos, submetidos ao processo de solonização.

Assim, os valores de pH, CE_p, PST para os solos da lagoa da Cerca indicam a lixiviação do Na⁺ e substituição pelo H⁺, predominando desta forma o processo de solodização. Os solos apresentam menores valores de pH, sendo totalmente ácidos nos no P2 e nos horizontes superficiais do P1, P4 e P3, sendo que em profundidade os valores de pH aumentam, o que caracteriza os horizontes mais profundos destes três últimos pedons como alcalinos. A CE da pasta saturada apresenta valores baixos, não passando de 0,14 dS m⁻¹.

Por sua vez, a PST apresenta-se bem variada, com baixos valores em todos os pedons, majoritariamente menor que 10%, embora os maiores valores de PST são evidenciados nos horizontes mais profundos do P4 e principalmente no P3, indicando que esses horizontes apresentam características mais próximas dos solos Salino-Sódicos, devido a maior presença do Na⁺. Ao contrário da salina preservada, a lagoa ainda apresenta uma presença significativa nos valores de $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ trocáveis, especialmente nos horizontes superficiais do P1, P4 e P3, como pode ser observado no gráfico comparativo (Figura 36).

Figura 35. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca comparados com o Pedon 3 – Salina do Meio (pH, CEp e PST)

No gráfico de CEp, os valores do Pedon 3 da Salina do Meio (em azul claro) estão no eixo secundário. Organização: BALBINO, M.A (2017).

Figura 36. Parâmetros químicos da lagoa da Cerca comparados com o Pedon 3 – Salina do Meio (Al^{3+} e $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$)

O estudo de Furquim (2007) classificou os solos da salina estudada como Gleissolo Sílico sódico típico nos pedons P2, P3, P4 e P5 e os solos do pedon mais próximo à cordilheira (P1) como Neossolo Quartzarênico órtico êutrico. Por sua vez, como mencionado anteriormente, os solos da lagoa da Cerca foram classificados como Neossolo Quartzarênico órtico solódico (P2), Planossolo Háptico eutrófico solódico (P1 e P4) e Planossolo Háptico eutrófico típico (P3). A classificação dos solos destas lagoas evidencia a ocorrência da sequência clássica dos processos e etapas de formação dos solos halomórficos, ocorrendo processos pedogenéticos associados à solonização na Salina do Meio e à solodização na lagoa da Cerca.

Os Gleissolos Sílicos sódicos, predominantes na Salina do Meio têm correspondência aproximada na literatura dos solos halomórficos com os solos Salinos-Sódicos, do grupo genético *Solonchak-Solonétzico*, estando estes solos associados ao processo de solonização e ao sub-processo de sodificação, no qual sais mais solúveis como Ca^{2+} e Mg^{2+} são gradualmente eliminados no complexo de troca por lixiviação ou precipitação de minerais, deixando o Na^+ como o único cátion da solução, tendo a hidrólise do sódio do complexo de troca um dos mecanismos responsáveis pela elevação do pH a valores fortemente alcalinos (USSL Staff, 1954; Bohn *et al.*, 2001; Fanning & Fanning, 1989; Ribeiro *et al.*, 2009; Brady & Weil, 2012).

Os solos sujeitos a estes processos possuem características morfológicas específicas, como a presença de estrutura colunar ou prismática no horizonte B, feições indicativas de migrações de colóides, horizontes de acumulação de argila, camadas endurecidas e presenças de carbonatos e filossilicatos autigênicos (USSL Staff, 1954; Whittig, 1959; Fenhrenbacher *et al.*, 1963). De acordo com Furquim (2007), a alta saturação em sódio e o pH fortemente alcalino são responsáveis por tais condições acima estarem presentes na lagoa da Salina do Meio, ocorrendo também no local a presença de minerais enriquecidos em magnésio e ferro neoformados.

Por sua vez, nos solos da lagoa da Cerca, caracterizados pela presença de Neossolo Quartzarênico e Planossolo Háptico, o processo de solodização é predominante, sendo marcado pela presença dos Solos Sódicos degradados em todo perfil (P2 e P1) e dos Solos Sódicos degradados principalmente em superfície (P4 e P3), sendo a formação destes solos a representação das duas etapas do processo de solodização. Os horizontes mais profundos do P4 e P3, do grupo genético *Solonetz-Solodizado*, apresentam características genéticas mais próximas dos Salino-Sódicos, típicos das lagoas salinas. Já a formação do

Solodi (P2 e P1) é, por sua vez, a etapa final do ciclo evolutivo dos solos afetados por sais (Kellogg, 1934; Fanning & Fanning, 1989; Anderson, 2010).

Portanto, na lagoa da Cerca está ocorrendo uma transformação pedogenética evidente. Em períodos pretéritos, os solos da área eram totalmente halomórficos, do tipo Salino-Sódico e semelhantes aos da Salina do Meio, formados pelo processo de solonização e sub-processo de sodificação. Em seguida, esses solos devem ter passado pela dessalinização, sub-processo em que há a lavagem de sais mais solúveis, tornando os mesmos como Solo Sódicos, do grupo genético *Solonetz*. A intensificação da lixiviação em razão do aporte gradual das águas doces superficiais na lagoa da Cerca, com a consequente lavagem do Na^+ , está transformando paulatinamente os solos halomórficos em Solos Sódicos degradados, inicialmente em superfície (*Solonetz-Solodizado*) e posteriormente em todo o perfil (*Solodi*) por meio do processo pedogenético de solodização, processo de perda de bases por lixiviação em um estágio mais avançado.

Essa degradação das salinas e, conseqüentemente dos solos associados, pode ser percebida em outras duas lagoas salobras estudadas por Furquim *et al.* (2017), porém em diferentes estágios de degradação. Esses autores estudaram a lagoa do Carandazal, cujas águas possuem maior salinidade que a da Cerca e a lagoa do Banhado, cujas águas possuem menor salinidade que a da Cerca.

Na lagoa do Carandazal, ocorre um menor estágio de degradação dos solos, com os horizontes sendo mais organizados e com padrão de distribuição no sentido vertical, com o horizonte Btn apresentando majoritariamente valores de PST > 15%, elevados valores de SAR e pH próximo ou maior que 8,5; o Na^+ é o cátion trocável dominante, evidenciando desta forma uma maior similaridade pedogenética dos solos desta lagoa em relação às salinas.

Na lagoa do Banhado, ocorre um estágio de grande degradação dos solos halomórficos, evidenciada pela maior descontinuidade vertical e lateral dos horizontes em relação aos solos do Carandazal, além do decréscimo nos valores de pH e PST na maioria dos pedons, estando estes submetidos a intensos processos de solodização (Furquim *et al.*, 2017).

Com base nestas características e a partir de um estudo analítico dos dados de PST, pH, CE_p e SAR, os solos estudados das lagoas do Carandazal e do Banhado (Figura 37) foram classificados entre os solos halomórficos. Assim, na lagoa do Carandazal, dentre os quatros pedons da topossequência, três estão submetidos aos processos de solonização (P3, P1 e P4), sendo classificados como Solos Sódicos e um pedon submetido

Figura 37. Localização das lagoas salobras (Cerca, Banhado e Carandazal) e da Salina do Meio na Fazenda Nhumirim

Fonte: Google Earth (2017). Organização: Balbino, M.A. (2017).

ao processo de solodização (P2), classificado como Solos Sódicos degradados em superfície (*Solonetz-Solodizado*). Na lagoa do Banhado, ocorre um estágio de maior degradação dos solos, sendo que dos cinco pedons presentes na topossequência, três deles (P3, P4, P1) são classificados como Solos Sódicos degradados em todos todo perfil (*Solodis*), ao passo que os dois restantes, P2 e P5, foram classificados como Solos Sódicos e Solos Sódicos degradados em superfície (*Solonetz-Solodizado*), respectivamente (Furquim *et al.*, 2017).

Na lagoa da Cerca, área de estudo do presente trabalho, tanto as características químicas das águas quando as características morfológicas e químicas dos solos mostram uma situação intermediária ao que foi encontrado por Furquim *et al.* (2017) na lagoa do Carandazal e do Banhado, evidenciando a presença igualitária de *Solonetz-Solodizados* e de *Solodis*. Desta forma, há claramente uma sequência de evolução dos solos entre essas lagoas, sendo as transformações pedogenéticas estritamente relacionadas com variabilidade geoquímica das águas, condicionadas pela dinâmica fluvial na Nhecolândia que provoca a entrada atípica das águas doces das inundações nas cordilheiras e salinas. Os resultados indicam que a ação da salinização e solonização nos solos Salino-Sódicos destas lagoas tem dado lugar ao processo de solodização por meio da lixiviação de bases trocáveis, incluindo o Na^+ e sua substituição por $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$, com consequente decréscimo no pH (Furquim *et al.*, 2017).

6.4 Relação entre a dinâmica fluvial na sub-região da Nhecolândia e os processos pedogenéticos atuantes na lagoa da Cerca

A lagoa salobra da Cerca encontra-se numa área parcialmente desmatada, não sendo totalmente cercada pela cordilheira, diferentemente do que ocorre nas lagoas salinas preservadas, que são totalmente circundadas pelas cordilheiras e não são tipicamente atingidas pelas águas superficiais das inundações, sendo abastecida exclusivamente por águas subsuperficiais e de chuva.

Além disso, as lagoas salobras podem estar inseridas dentro de uma vazante, como é o caso da lagoa do Banhado, estudada por Furquim *et al.* (2017) e Vidoca (2017). No caso da lagoa da Cerca, esta não está inserida em um canal de vazante, definido e alongado, havendo, no entanto, muitas conexões irregulares da lagoa ligadas à grandes áreas sujeitas à inundação, como a planície de inundação na margem esquerda do rio Taquari, onde se situa a vazante Capivari, ao norte da lagoa da Cerca. A partir de imagem aérea, é possível verificar um contato nítido entre a área de influência da vazante, com maior densidade de vegetação e topograficamente mais rebaixada do que as áreas adjacentes e as áreas de influência das cordilheiras, estas sendo topograficamente mais elevadas do que o seu entorno.

Contudo, nas áreas próximas à lagoa da Cerca há uma descontinuidade da presença das cordilheiras, sendo que possivelmente esta área mais desmatada (delimitada pelo quadro branco na Figura 38), permite uma maior ligação da área de influência da vazante do Capivari com vazantes de menores extensões. Provavelmente, essa área mais desmatada está sujeita a receber as águas das inundações advindas da vazante do Capivari, que passam a conectar-se em canais mais irregulares e não lineares nos arredores da lagoa da Cerca. Por outro lado, os caminhos preferenciais das águas das inundações advindas da vazante Capivari podem tomar direções variadas até as proximidades da lagoa da Cerca, pois a direção do fluxo nestes canais irregulares e não lineares podem ser variados em razão da presença de cordilheiras parcialmente desmatadas desde a zona de contato entre a área de influência da vazante do Capivari e a área mais desmatada, conforme observado na Figura 39.

A presença de canais irregulares e não lineares entre a lagoa da Cerca e as vazantes de menor extensão em suas proximidades estão relacionados com os processos de controle de drenagem e da dinâmica da água na Baixa Nhecolândia, desempenhados pelo megaleque do Taquari (Furquim *et al.*, 2017). A construção e abandono de lobos deposicionais, definidos como formas alongadas que expressam o padrão de sedimentação produzida pela rede de drenagem distributária, são fundamentais no processo sedimentar no megaleque do Taquari, pois permitem evidenciar as formas relictas e presentes na paisagem (Assine *et al.*, 1997; Zani *et al.*, 2009).

A partir da ação intensa dos cursos d'água intermitentes, padrões de drenagem tributários são formados nos lobos abandonados, sobrepondo-se à padrões distributários previamente formados, culminando na erosão e o intemperismo destas paleoformas. As vazantes representam esses cursos d'água tributários, sendo responsáveis por conectar as lagoas durante as enchentes e encarregadas pelo escoamento das águas durante as cheias (Assine, 2003). A expansão das vazantes provoca a erosão parcial ou total erosão das cordilheiras (Fernandes, 2007), destruindo as lagoas salinas e formando as lagoas salobras, como as do Carandazal e Banhado (Furquim *et al.*, 2017).

No caso da lagoa da Cerca, a erosão não-linear das cordilheiras, não formando exatamente uma vazante definida e alongada, é responsável pela conexão da lagoa com as águas doces de inundação, devido à formação de conexões irregulares com as vazantes, ocasionando consequentemente sua transformação em lagoa salobra. A entrada de água de modo não linear promove diferentes intensidades de lixiviação na lagoa da Cerca, sendo mais intensas à montante e mais brandas à jusante da topossequência. Isto fica evidente com a presença de solos em estágio mais avançado de degradação à montante (*Solodis*) ao passo que

Figura 38. Prováveis direções preferências das águas de inundações nas proximidades da lagoa da Cerca

Fonte: Google Earth (2017). Organização: Balbino, M.A. (2017).

Figura 39. Prováveis direções das águas em canais irregulares não lineares próximos à lagoa da Cerca

Fonte: Google Earth (2017). Organização: Balbino, M.A. (2017).

ocorrem solos menos degradados à jusante (*Solonetz-Solodizados*), com aumento de pH e PST em direção ao fundo da depressão.

Devido à presença de um horizonte pouco permeável (Btn) nos pedons à jusante da topossequência, a água e sais solúveis ficam retidos sobre este horizonte, desencadeando a estagnação da água e o acúmulo de íons nas áreas mais deprimidas da lagoa, ao passo que a lixiviação das águas de inundação nas áreas à montante é intensificada, já que nos pedons situados nesta parte da topossequência o horizonte Btn é ausente, conduzindo desta forma à uma forte lixiviação nestes solos, especialmente nos horizontes superiores, criando assim Solos Sódicos degradados em todo perfil (Furquim *et al.*, 2017).

O processo de dessalinização das lagoas salinas do Pantanal da Nhecolândia parece ser recente. A formação da *wetland* e das lagoas salinas parecem ter ocorrido na transição entre o Pleistoceno tardio e o Holoceno, quando passaram a prevalecer condições mais úmidas e quentes na região. A maior dessalinização das lagoas salinas e formação das lagoas salobras possivelmente ocorreu com mais intensidade a partir de 2.600 anos A.P, período que marca o fim de eventos mais secos que ocorreram durante o Holoceno e o início de um regime de inundação regular e de forte pulso de inundação, que configuram atualmente as modernas terras úmidas do Pantanal (Assine, 2003; McGlue *et al.*, 2012; Assine, 2015). Assim, aparentemente, a degradação dos solos Salino-Sódicos, com a consequente substituição da solonização pelos processos de solodização nos solos do entorno das lagoas salobras, iniciou-se no Holoceno tardio (Furquim *et al.*, 2017).

6.5 Outros processos pedogenéticos atuantes

A dinâmica hidrológica local também promove outros processos pedogenéticos nos solos das lagoas salinas e principalmente nas lagoas salobras do Pantanal, devido à estagnação de água durante uma parte do ano. Desta forma, os processos hidromórficos assumem um papel complementar na gênese dos solos destas lagoas, principalmente pela presença de feições redoximórficas, formadas pela redução, movimentação e oxidação dos compostos de Fe e Mn em solos saturados e quimicamente reduzidos em parte do ano, produzindo alterações morfológicas no solo, representadas principalmente pelas cores mosqueadas e acinzentadas na matriz do solo, sendo estas últimas bem evidentes horizontes mais profundos dos solos no entorno das lagoas salobras (Vepraskas, 2001; Furquim *et al.*, 2017).

Colorações cinzentas resultam das flutuações do nível de água superficial e subsuperficial, em condições de elevada umidade, periódica ou permanente, promovendo a redução de compostos de ferros associados (Coringa *et al.*, 2012). Essas cores são bem evidentes nos horizontes mais profundos dos solos no entorno das lagoas salobras (Vepraskas, 2001; Furquim *et al.*, 2017).

Na lagoa da Cerca, o horizonte Cg está presente nos pedons 2 e 1, com matriz cinzenta-esverdeada-escura (10YR 4/1) e cinzenta-esverdeada (10YR 5/1), respectivamente, sendo que a matriz reduzida devido ao baixo valor do croma (≤ 2) reflete neste horizonte a presença do Fe^{2+} , já que no momento em que as amostras deste horizonte foram expostas ao ar, a matriz acinzentada mudou para brunada-clara em razão dos processos de oxidação com a presença do Fe^{3+} (Vepraskas, 2001; Furquim *et al.*, 2017).

Além disto, o horizonte Cg apresenta similaridades morfológicas ao horizonte 4 e suas classificações correspondentes (Btnc1, Bnc1, Bc1 e B1), com volumes presentes em meio a matriz, de coloração oliva 5Y 4/4, consistência molhada ligeiramente plástica e não pegajosa e maior enriquecimento em argila. No entanto, a textura do horizonte Cg é mais grossa em relação ao horizonte 4, variando entre textura arenosa a areia-franca, evidenciando desta forma a ocorrência dos processos de depleção de argila da matriz do Cg em relação ao horizonte 4 (Vepraskas, 2001).

Ainda assim, as similaridades morfológicas e o modo pelo qual estes horizontes estão distribuídos, contíguos no sentido vertical e lateral da topossequência, indicam uma provável transformação do horizonte 4 (Btnc1, Bnc1, Bc1 e B1) ao horizonte Cg, evidenciando desta maneira a possível relação genética entre eles.

A partir de análises mineralógicas em curso, foi detectado no horizonte 4 a presença de micas ferruginosas similares às micas classificadas como ilita-férrica e glauconita, presentes na fração argila do horizonte Bntx esverdeado e pouco permeável, típicos dos solos no entorno de lagoas salinas (Furquim *et al.*, 2010; Furquim *et al.*, 2017).

No horizonte 4, a redução do Fe^{3+} para Fe^{2+} dentro das micas ferruginosas como consequência da respiração microbiana, tem provocado a dissolução e a consequente difusão do Fe^{2+} através da matriz do solo, permitindo o desenvolvimento da cor acinzentada no horizonte Cg (Vepraskas, 2001; Furquim *et al.*, 2017).

Além disto, estes processos têm ocasionado o gradual dismantelamento e a transformação do horizonte 4 (Bc1) em um horizonte arenoso (Cng) em profundidades próximas à superfície, mais precisamente no trecho entre P1 e P3, sendo que em maiores profundidades no trecho entre a S1 e o P2, o horizonte 4 encontra-se isolado e cercado

por horizontes mais arenosos, como o Cn e o Cg, apresentando tendência de integrar-se aos horizontes arenosos sobrejacentes.

7 CONCLUSÃO

A entrada atípica das águas doces das inundações nas cordilheiras, e consequentemente nas lagoas salinas tem propiciado uma transformação do perfil geoquímico das águas, condicionando a formação de lagoas salobras e, em última instância, lagoas doces. Com isso, os solos das lagoas salinas também têm se transformado, principalmente a partir do processo de solonização (sub-processo de dessalinização), seguido do processo de solodização, o qual propicia a intensa lixiviação de bases trocáveis, principalmente o Na^+ , com a decorrente substituição por $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$, formando assim os Solos Sódicos degradados em superfície (*Solonetz-Solodizado*) e em toda extensão do perfil (*Solodis*).

Desta forma, a lagoa da Cerca é uma antiga lagoa salina cujas águas vêm sofrendo dessalinização e consequentemente, seus solos vêm sofrendo solonização (dessalinização) e solodização. Os horizontes mais profundos do P4 e P3 são os que apresentam as maiores similaridades em relação aos solos típicos das salinas, com horizontes esverdeados, mais enriquecidos em argila e duros a extremamente duros, além de possuírem maiores valores de pH, PST e CE e os menores valores de $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ dos perfis. Por sua vez, os solos do P2 e P1 e dos horizontes superficiais do P4 e P3 estão submetidos à intensa lixiviação em razão do aporte gradual das águas doces superficiais, evidenciando significativas mudanças morfológicas, físicas e químicas se comparados com os horizontes profundos do P4 e P3.

Provavelmente as características halomórficas estão se perdendo no sentido de jusante à montante na topossequência, ou seja, os *Solonetz-Solodizados* presentes no P4 e P3 (jusante) tendem a se transformar nos *Solodis* presentes no P2 e P1 (montante), formando Solos Sódicos degradados em toda extensão do perfil, os quais são propensos a se transformar em solos não mais halomórficos.

Assim, os solos da lagoa da Cerca refletem as etapas finais do ciclo de evolução dos solos halomórficos, estando suas transformações pedológicas diretamente relacionadas com a variabilidade geoquímica das águas, condicionada principalmente pela dinâmica fluvial na Nhecolândia. Com isso, o mecanismo da gênese dos Solos Sódicos degradados presentes na lagoa da Cerca (*Solonetz-Solodizado e Solodis*) está

associado com o estágio inicial da formação de cursos d'água intermitentes, nessa fase ainda irregulares, culminando na erosão-linear das cordilheiras, que permite a conexão da lagoa com as águas doces de inundação. Assim, a dinâmica hidrológica tem desenvolvido um papel fundamental na transformação dos solos associados às lagoas salinas e salobras no Pantanal da Nhecolândia.

Em lagoas salinas preservadas, estas mudanças não são evidenciadas, principalmente pela atual concentração evaporativa das águas, mantendo suas características geoquímicas típicas (Barbiéro *et al.*, 2002; Furquim *et al.*, 2010). Entretanto, a dinâmica das águas na Nhecolândia, marcada pelo regime de inundação periódico, pode interromper o equilíbrio nas lagoas salinas preservadas com a entrada das águas doces de inundação por meio da erosão das cordilheiras, tornando a transformação dos Solos Salino-Sódicos e o processo de degradação irreversível nestas lagoas.

Apesar destes processos de degradação serem oriundos da dinâmica hidrológica atual, estabelecida a partir de mudança climática no Holoceno tardio, tais processos podem se tornar mais intensificados com a ação antrópica. Embora não seja o escopo do atual trabalho, é importante ressaltar que os desmatamentos na Nhecolândia são frequentes, principalmente para facilitar o acesso do gado às áreas de lagoas salinas, dada importância destas áreas como fonte de nutrientes e de suprimento para a sua alimentação. A retirada da vegetação das cordilheiras altera as características morfológicas, físicas e químicas dos solos das salinas num curto período de tempo, intensificando os processos de solodização nestas áreas.

Por fim, a partir dos resultados obtidos, comprovou-se a hipótese colocada no início desta pesquisa, de que a entrada das águas doces de inundações nas lagoas salinas vem modificando o ciclo geoquímico destes ambientes, alterando as características morfológicas, físicas (a partir da granulometria) e químicas dos solos associados às lagoas em transformação.

REFERÊNCIAS

- ABDON, M.M; SILVA, J.S.V. Fisionomias da vegetação nas sub-regiões do Pantanal Brasileiro. São José dos Campos: INPE; Campinas: Embrapa Informática Agropecuária, 2006. Disponível em CD-ROM.
- AB'SABER, A.N. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro: FIBGE, 1988. p. 9-57.
- AB'SABER, A.N. Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas. Ateliê Editorial. São Paulo, 2003. 159p.
- ADÂMOLI, J. A dinâmica das inundações do Pantanal. In: *Anais do 1º simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal*, 27 de novembro a 4 de dezembro de 1984. Corumbá-MS, 1986. p. 51-61.
- ALFONSI, R.R.; CAMARGO, M.B.P. In: *Anais do 1º simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal*, 27 de novembro a 4 de dezembro de 1984. Corumbá-MS, 1986. p. 29-42.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). Rio de Janeiro, s.ed., Boletim do DNPM/DGM, 219. 1965. 133 p.
- ALMEIDA, T.I.; SÍGOLO, J.B; FERNANDES, E.; QUEIROZ NETO, J.P.; BARBIÉRO, L.; SAKAMOTO, A.Y. Proposta de classificação e gênese das lagoas da Baixa Nhecolândia-MS, com base em sensoriamento remoto e dados de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, v.33. 2003. p. 83-90.
- ALVARENGA, S. BRASIL, A.; PINHEIRO, R. KUX, H. Estudo geomorfológico aplicado à Bacia do Alto Rio Paraguai e Pantanaís Matogrossenses. *Boletim Técnico Projeto Radambrasil – Série Geomorfologia*, 1984. 187 p.
- AMARAL FILHO, Z.B. Solos do Pantanal Mato-grossense. In: *Anais do 1º simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal*, 27 de novembro a 4 de dezembro de 1984. Corumbá-MS, 1986. p. 91-104.
- ANDERSON, D. Solonetzic soils of the prairie region. *PS&C Prairie Soils & Crops Journal*, nº 3. 2010. p. 65-75.
- ASSINE, M.L. Sedimentação na bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil. Tese de livre docência. Universidade Estadual de São Paulo. Rio Claro, 2003. 105 p.
- _____. A bacia sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 61-74.
- _____. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, 70. 2005. p. 357-371.
- _____. Taquari: um rio mutante. In: *Anais do 2º Simpósio de Geotecnologias do Pantanal*. Embrapa Informática Agropecuária/INPE. Corumbá, 2009. p. 1034-1040.
- _____. Pantanal Mato-Grossense: uma dádiva geológica. 24-c. In: *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2013. p. 623-628.

- _____. Brazilian Pantanal: A large Pristine Tropical Wetland. In: *Landscapes and Landforms of Brazil*. World Geomorphological Landscapes – Springer, 2015. p. 135-146.
- ASSINE, M.L.; PADOVANI, C.R.; ZACHARIAS, A.A.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C. Compartimentação geomorfológica, processos de avulsão fluvial e mudanças de curso do Rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. *Revista Brasileira de Geomorfologia* – Ano 6, Nº1. 2005. p. 97-108.
- ASSINE, M.L.; SILVA, A. Constrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, 113, 2009. p. 189-199.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, 114, 2004. p. 23-34.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; ANGULO, R.J. Construção e abandono de lobos na evolução do leque do rio Taquari, Pantanal Mato-grossense. In: 6º congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Abequa. Curitiba, 1997. p. 431-433.
- BACANI, V.M. Comportamento Piezométrico do Entorno da Lagoa Salina do Meio: Fazenda Nhumirim / Embrapa/CPAP no Pantanal da Nhecolândia. Monografia apresentada ao curso de Licenciatura Plena e Bacharelado em Geografia da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul – UFMS. Três Lagoas, 2004. 48 p.
- BARBIÉRO, L.; FURIAN, S.; QUEIROZ NETO, J.P; SAKAMOTO, A.Y; CAPELLARI, B; FERNANDES, E.; VALLES, V. Geochemistry of water and ground water in the Nhecolândia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and Associated process. *Wetlands*, 22. 2002. p. 528-540.
- BARBIÉRO, L.; REZENDE FILHO, A.; FURQUIM, S.A.C.; FURIAN, S.; SAKAMOTO, A.Y.; VALLES, V.; GRAHAM, R.C.; FORT, M.; FERREIRA, R.P.D.; QUEIROZ NETO, J.P. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. *Geoderma*, 2008. p. 91-106.
- BOHN, H.L.; McNEAL, B.L.; O'CONNOR, G.A. Soil chemistry. John Wiley and Sons, 3rd edition. New York. 2001. 322 p.
- BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: A responsabilidade social da Ciência do Solo, Campinas: SBCS, XXI Congresso de Ciência do Solo, 1988.
- BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X.; LUCAS, Y. Analyse structural et cartographie en Pédologie. I – Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *Cah. ORSTOM Série Pédologie*, vol. XIX, nº 4, p.309-322, 1982 a.
- BOULET, R.; HUMBEL, F.X.; LUCAS, Y. Analyse structural et cartographie en Pédologie. II – Une méthode d'analyse pregnant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM Série Pédologie*, vol. XIX, nº 4, p.323-340, 1982 b.
- BOULET, R.; HUMBEL, F.X.; LUCAS, Y. Analyse structural et cartographie en Pédologie. III – Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. *Cah. ORSTOM Série Pédologie*, vol. XIX, nº 4, p. 341-352, 1982 c.
- BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRISTCH, E.; PAQUET, H. Géochimie des paysages: Le rôle des couvertures pédologiques. *Sédimentologie et Géochimie de la Surface – à la mémoire de George Millot*, 1993. p. 55-76.

- BRADY, N.C.; WEIL, R.R. Elementos da natureza e propriedade dos solos. 3.ed. – Porto Alegre: Bookman, 2013 .
- BRAUN, E.H.G. Leque aluvial do Taquari, unidade geomorfológica marcante na planície quaternária do Pantanal. *Revista Brasileira de Geografia*, vol. 39. nº 4. 1977. p. 164-180.
- CALHEIROS, D.F; FONSECA JÚNIOR, W.C. Perspectivas de estudos ecológicos sobre o Pantanal. Corumbá-MS: EMBRAPA-CPAP, 1996. 41 p.
- CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas, Instituto Agronômico, 2009. 77 p. (Boletim técnico, 106, Edição revista e atualizada).
- CANTARELLA, H.; VAN RAJJ, B.COSCIONE, A.R.; ANDRADE. J.C. Determinação de alumínio, cálcio e magnésio trocáveis em extrato de Cloreto de Potássio. In: Rajj, B., Andrade, J.C., Cantarella, H.; Quaggio, J.A. *Análise química para avaliação de fertilidade de solos tropicais*. IAC, Campinas, 2001.
- CARVALHO, N.O. Hidrologia da Bacia do Alto Paraguai. In: *Anais do 1º simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal*, 27 de novembro a 4 de dezembro de 1984. Corumbá-MS, 1986. p. 43-50.
- CORINGA, E.D.A.O.; COUTO, E.D.; PEREZ, X.L.O; TORRADO, P.V. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. *Acta Amazônica*, v.42, n.1. 2012. p.19-28.
- COUTINHO, A.C. Fire in the ecology of the Brazilian Cerrado. In: *Fire in the Tropical Biota – Ecosystems processes and global changes*. Ecological Studies. vol. 84. Springer Verlag, Berlim-Heidelberg. 1990. p. 82-105.
- CHARLTON, R. Fundamentals Fluvial Geomorphology. Routledge. New York, 2008. 234 p.
- CUNHA, N.G. Considerações sobre os solos da sub-região da Nhecolândia, Pantanal Mato-grossense. Circular Técnica, 1. Embrapa - Corumbá, 1980, p. 1-45.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, I.; FREIRA, F.A.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. Geologia da Folha SE.21 Corumbá e Parte da Folha SE.20. In: *RADAMBRASIL – Levantamento dos Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, 1982. p. 25-160.
- EMBRAPA. Mapa esquemático dos solos das regiões Norte, Meio-Norte e Centro-Oeste do Brasil. Boletim Técnico nº 17. Rio de Janeiro, 1975. 553 p.
- EMBRAPA. CNPS. Manual de métodos de análise de solos. Rio de Janeiro, 1997. 211 p. (EMBRAPA – CNPS. Documentos, 1).
- EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 3ª edição. Embrapa. Brasília, 2013.
- ESPÍNDOLA, C.R. A pedologia e a evolução das paisagens. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 31, 67-90 p. 2010.
- FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. Soil morphology, genesis and classification. John Wiley & Sons. New York, 1989. 395 p.
- FEHRENBACHER, J.B.; WILDING, L.P.; ODELL, R.T.; MELSTED, S.W. Characteristics of solonchic soils in Illinois. *Soil Science Society of America Proceedings*, 27. 1963. p. 421-431.

- FERNANDES, E. Caracterização dos Elementos do Meio Físico e da Dinâmica da Nhecolândia (Pantanal Sulmatogrossense). Dissertação de Mestrado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2000. 138 p.
- FERNANDES, E. Organização espacial dos componentes da paisagem da Baixa Nhecolândia – Pantanal de Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2007. 177 p.
- FERNANDES, E.; QUEIROZ NETO, J.P. Os defluentes do Rio Taquari: vazantes e corixos no sistema hidrológico da Nhecolândia. In: *Anais do 4º Simpósio Nacional da Associação Brasileira de Geomorfologia*. Campinas, 2000.
- FIGUEIREDO, A.J.A; OLIVATTI, A. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. *DNPM/CPRM*. 11v (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 323). Goiânia, 1974.
- FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED STATIONS (FAO). Lecture notes on the major soils of the world. FAO. Rome, 2001. 334 p.
- FRANCO, M.S.M. & PINHEIRO, R. Geomorfologia da Folha SE.21 Corumbá e Parte da Folha SE.20. In: *RADAMBRASIL – Levantamento dos Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, 1982. p. 161-224.
- FREITAS, J.G., FURQUIM, S.A.C.; ARAVENA, R.; CARDOSO, E.L.; DAMACENO, F. Interaction between lakes surface water and groundwater in the Pantanal wetland, Brazil. No prelo. 2017.
- FURQUIM, S.A.C. Formação de carbonatos e argilo-minerais em solos sódicos do Pantanal Sul-Mato-Grossense. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2007.
- FURQUIM, S.A.C., GRAHAM, R.C., BARBIERO, L., QUEIROZ NETO, J.P., VIDAL-TORRADO, Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of the Pantanal wetland, Brazil. *Geoderma*, vol. 154, 2010. p. 518-528
- FURQUIM, S.A.C.; SAKAMOTO, A.Y; BONOMO, B.C.M.; SOBREIRA, M.S. Saline lake degradation in the Pantanal wetland, central-western Brazil. In: *8th IAG International Conference on Geomorphology*. Paris, 2013.
- FURQUIM, S.A.C.; SANTOS, M.A.; VIDOCA, V.T.T.; BALBINO, M.A; CARDOSO, E.L. Salt-affected soils evolution and fluvial dynamics in the Pantanal wetland, Brazil. *Geoderma*. vol. 286, 2017. p. 139-152.
- GARCIA, E.A.C. Zoneamento agroecológico e sócioeconômico da Bacia Hidrográfica Brasileira do rio Paraguai: uma abordagem numérica preliminar. EMBRAPA Pantanal, 1991. 65 p.
- GEDROIZ, K.K. Colloidal chemistry as related to soil Science. I. Colloidal substances in the soil solution. Formation of sodium carbonate in the soil. Alkali soil and Saline soils. *Zhurnal Obitnoi Agronomii*, 13.1912. p. 363-420.
- _____. Saline soils and their improvement. *Zhurnal Obitnoi Agronomii*, 18. 1917. p. 122-140.
- _____. Soil absorbing complex and the absorbed soil cations as a basis of genetic soil classification. Nosovka Agricultural Experimental Station, nº 38. 1925.

- GODOI-FILHO, J.D. Aspectos geológicos do Pantanal Mato-Grossense e sua área de influência. In: *Anais do 1º simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal*, 27 de novembro a 4 de dezembro de 1984. Corumbá-MS, 1986. p. 63-76.
- GRADELLA, F.S. Aspectos da dinâmica hidroclimática da lagoa salina do meio na fazenda Nhumirim e seu entorno, Pantanal da Nhecolândia, MS – Brasil. Dissertação de Mestrado do Departamento de Geografia, Universidade Federal do Mato Grosso do Sul. 2008. 76 p.
- HALLSWORTH, E.G.; WARING, H.D. Studies in Pedogenesis in New South Wales. VIII. An alternative hypothesis for the formation of the Solodized Solonetz of the Pilliga District. *Journal of Soil Science*, 15. 1964. p. 158-177.
- HAMILTON, S.K. Potential effects of a major navigation project (Paraguay-Paraná Hidrovía) on inundation in the Pantanal floodplains. *Regul. Rivers. Res. Manag.* 15. 1999. p. 288-299.
- HASENACK, H.; CORDEIRO, J.L.P.; HOFMANN, G.S. O clima da RPPN SESC Pantanal. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2003. 27 p.
- KELLOGG, C.E. Morphology and genesis of the Solonetz soils of western South Dakota. *Soil Science*, 38. 1934. p. 483-500.
- LOUREIRO, R.L.; LIMA, J.P.S.; FONZAR, B.C.; OLIVEIRA FILHO, L.C. Vegetação da Folha SE.21 Corumbá e Parte da Folha SE.20. In: *RADAMBRASIL – Levantamento dos Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, 1982. p.329-372.
- MAKASKE, B.; MAATHUIS, B.H.P.; PADOVANI, C.R.; STOLKER, C.; MOSSELMAN, E.; JONGMAN, R.H.G. Upstream and downstream controls of recent avulsions on the Taquari megafan, Pantanal, south-western Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37. 2012. p. 1313-1326
- McGLUE, M.M.; SILVA, A.; ZANI, H.; CORRADINI, F.A.; PAROLIN, M.; ABEL, E.J.; COHEN, A.C.; ASSINE, M.L.; ELLIS, G.S.; TREES, M.A.; KUERTEN, S.; GRADELLA, F.S.; RASBOLD, G.G. Lacustrine records Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brasil). *Quaternary Research*, 78. 2012. p. 285-294.
- McNEAL, B.L. Managing salt-affected soil. *Crops and Soils*, Madison, v.12. 1976. p. 12-13.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL OF CANADA (NRCC). The Canadian system of soil classification. 3rd ed. Research Branch, Agriculture and Agri-Food Canada Publication. 1998. 187 p.
- NIMER, E. Clima. *Geografia do Brasil – Região Centro-Oeste*. In: *IBGE*. IBGE. Rio de Janeiro, 1989. v.1. p. 23-34.
- ORIOLI, A.L.; AMARAL FILHO, Z.B.; OLIVEIRA, A.B. Pedologia da Folha SE.21 Corumbá e Parte da Folha SE.20. In: *RADAMBRASIL – Levantamento dos Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, 1982. p.225-321.
- PANKOVA, E.I.; TURSINA, T.V.; TISHKOV, A.A.; On the centennial anniversary of the birth of N.I. Bazilevich: her contribution to the development of soil Science. *Eurasian Soil Science*, vol. 43, nº 11. Pleiades Publishing. Pochvovedenie, 2010. p. 1283-1295.
- PARIZOTTO, T.M. Estudo morfológico e hidroquímico de pequenas depressões na Nhecolândia, Pantanal, MS. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, 2012. 111 p.

- PCBAP. Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai. PCBAP/Projeto Pantanal, Programa Nacional do Meio Ambiente. Brasília: PNMA, 1997.
- POR, F.D. The Pantanal of Mato Grosso (Brazil) – World's largest wetlands. Klumer Academic Publishers, 1995. 122 p.
- POTT, A.; POTT, V.J. A Flora do Pantanal. Revista Ação Ambiental. Universidade Federal de Viçosa, Ano VI – Nº 26. Viçosa, 2004. p. 19-23.
- POTT, A.; SILVA, J.S.V. Terrestrial and Aquatic Vegetation Diversity of the Pantanal Wetland. In: *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. Springer International Publishing. 2016. p. 111-131
- QUAGGIO, J.A. & van RAIJ, B. Determinação do pH em Cloreto de Cálcio e da Acidez Total. In: Rajj, B., Andrade, J.C., Cantarella, H.; Quaggio, J.A. Análise química para avaliação de fertilidade de solos tropicais. IAC, Campinas, 2001.
- QUEIROZ NETO, J.P. O estudo de formações superficiais no Brasil. Revista do Instituto Geológico. São Paulo, 2001. p. 65-78.
- QUEIROZ NETO, J.P. Análise estrutural da cobertura pedológica: uma experiência de ensino e pesquisa. Revista do Departamento de Geografia, 15. 2002. p. 77-90.
- QUEIROZ NETO, J.P.; LUCATI, H.M.; CAPELLARI, B.; FERNANDES, E.; SAKAMOTO, A.Y.; BOTELHO, R.G.M. Nhecolândia: exemplo de regime hidrológico de leque aluvial do Taquari (MS). In: *Anais do 2º Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Florianópolis, 1998.
- REZENDE FILHO, A.T. Variabilidade química das águas na Bacia do Alto Paraguai: uma compartimentação do Pantanal Mato-grossense. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2011. 152 p.
- RIBEIRO, M.R.; FREIRE, F.J.; MONTENEGRO, A.A. Solos halomórficos no Brasil: Ocorrência, gênese, classificação, uso e manejo sustentável. In: *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa, 2003. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.3. 2003. p.165-208.
- RIBEIRO, M.R.; BARROS, M.F.C; FREIRE, M.B.G.S. Formação dos solos halomórficos. In: *Química e mineralogia do solo – Parte II – Aplicações*. 1ª edição. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Viçosa, 2009. p. 450-480.
- RODELA, L.G. Unidades de Vegetação e Pastagens Nativas do Pantanal da Nhecolândia: contribuição ao estudo das relações entre o meio físico e a ocupação, Fazenda São Miguel Firme, MS. Tese de doutorado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2006. 252p.
- SAKAMOTO, A.Y. Dinâmica hídrica em uma lagoa salina e seu entorno no Pantanal da Nhecolândia: contribuição ao estudo das relações entre o meio físico e a ocupação, Fazenda São Miguel Firme, MS. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, 1997. 183 p.
- SAKAMOTO, L.L. A chuva na Bacia do Alto Paraguai: contribuição ao estudo de aspectos das flutuações interanuais durante o século XX. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, 2001. 149 p.

- SALOMÃO, F.X.T. Controle e prevenção dos processos erosivos. In: Guerra, A.J.T.; Silva, A.S.; Botelho, R.G.M. *Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 4ª ed. 2009.
- SANTOS, L.J.C. Contribuição da análise estrutural da cobertura pedológica ao desenvolvimento da ciência do solo. Editora da UFPR, Curitiba, n.4, 131-138. 2000.
- SANTOS, R.D., LEMOS, R.C., SANTOS, H.G., KER, J.C., ANJOS, L.H.C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5ª ed. SBSC, Viçosa. 2005. p.92.
- SCHAETZL, R.J.; ANDERSON, S. Soils, genesis and geomorphology. Cambridge, University Press. Cambridge, 2005. 817 p.
- SILVA, F.C., ABREU, M.F., PÉREZ, D.V., EIRA, P.A., ABREU, C.A., VAN RAIJ, B., GIANELLO, C., COELHO, A.M., QUAGGIO, J.A., TEDESCO, M.J., SILVA, C.A., CANTARELLA, H., BARRETO, W.O. Métodos de Análises químicas para fins de fertilidade do solo. Capítulo 1. 2ª edição revista e ampliada. 130-138p. 2009.
- SILVA, T.C. Contribuição da Geomorfologia para o conhecimento e valorização do Pantanal. In: Anais do 1º Simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal, 27 de novembro a 4 de dezembro de 1984. Corumbá-MS, 1986. p.77-90.
- SILVA, M.H.S.D.; PASSOS, M.M.D.; SAKAMOTO, A.Y. As lagoas salitradas do Pantanal da Nhecolândia: um estudo da paisagem baseado no modelo GTP – Geossistema, Território e Paisagens. Confins [Online], v.19, 2013. Disponível em: <http://confins.revues.org/8614> Acesso em 21 de março de 2017.
- SILVA, M.P.; MAURO, R.A.; MOURÃO, G.; COUTINHO, M. E. Distribuição e quantificação de classes de vegetação do Pantanal através de levantamento aéreo. Brazilian Journal of Botany. vol. 23, nº 2. 2000. p. 143-152.
- SILVA, J.S.V.; ABDON, M.M. Delimitação do Pantanal brasileiro e suas sub-regiões. Pesquisa Agropecuária Brasileira. v.33, Brasília, 1998. p. 1703-1711.
- SORIANO, B.M.A. Caracterização climática da sub-região da Nhecolândia, Pantanal-MS. In: *Anais do 2º simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal: Manejo e Conservação*. EMBRAPA/CPAP. Corumbá, 1996.
- _____. Boletim Agrometeorológico Fazenda Nhumirim – 1999. Documentos 26. EMBRAPA. Corumbá, 1999.
- SOUZA, C.A.; LANI, J.L.; SOUSA, J.B. Origem e evolução do Pantanal Mato-Grossense. In: *Anais do 6º Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Goiânia, 2006. 11 p.
- SPARKS, D.L. Environmental soil chemistry. Academic Press, 2.ed. San Diego, 2003. 352 p.
- TARIFA, J.R. O sistema climático do Pantanal: da compreensão do sistema à definição de prioridades de pesquisa climatológica. In: *Anais do 1º simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal*, 27 de novembro a 4 de dezembro de 1984. Corumbá-MS, 1986. p. 9-28.
- TRICART, J. El Pantanal: un ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. In: *Informaciones Geográficas*. nº 29. Chile. 1982. p. 81-97
- U.S. Salinity Laboratory. Diagnosis and improvement of saline and alkalini soils. USDA. Agriculture Handbook, n.60. U.S. Government Printing Office, Washington DC, 1954.

- USDA - United States Department of Agriculture. Soil survey laboratory methods manual. Soil Survey Investigations Report, 1996
- USDA. Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA Agriculture Handbook, n. 436. 1999. 871 p.
- USDA, United States Department of Agriculture. Soil survey laboratory methods manual. Soil Survey Investigations Report nº 42. Versão 4.0. Natural Resources Conservation Service, 700p. 2004.
- USSAMI, N.; SHIRAWA, S.; DOMINGUEZ, J.M.L. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. In: Tectonics. 18. 1999. p. 25-39.
- VAN BREEMAN, N.; BUURMAN, P. Soil Fomation. 2ND Edition. Kluwer Academic Publ. New York, 2003.
- VEPRASKAS, M.J. Morphological features of seasonally reduced soils. In: Richardson, J.L., Vepraskas, M.J. *Wetland soils*. Lewis Publishers, Boca Raton. 2001. p. 163-182.
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO, S.S.; Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. Tópicos em Ciência do solo, 4: 145-192, 2005
- VIDOCA, T.T.N. Análise de parâmetros morfológicos, granulométricos e químicos de solos associados a uma lagoa de água salobra no Pantanal da Nhecolândia, Corumbá-MS. Monografia para obtenção de título de Bacharel em Ciências Ambientais – UNIFESP. Diadema, 2017. p.126.
- WESTIN, L.D. Characteristics and genesis of a Solodized Solonetz of California. Soil Science Society of America Proceedings, 23. 1959. p. 469-473.
- WEYLER, G. Relatório final dos poços perfurados no Pantanal Matogrossense – Projeto Pantanal. Petrobrás. Ponta Grossa, 1962 (DESUD/SET/SEDOT nº 119-1455).
- WHITNEY, B.S.; MAYLE, F.E.; SURANGI, W.P.; FITZPATRICK, K.A.; BURN, M.J.; GUILLEN, R.; CHAVEZ, E.; MANN, D.; PENNINGTON, R.T.; METCALFE, S.E. A 45 kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology. 307. 2011. p. 177-192.
- WHITTIG, L.D. Characteristics and genesis of a Solodized Solonetz of California. Soil Sciency of America Proceedings, 23. 1959. p. 469-473.
- ZANI, H.; ASSINE, M.L.; SILVA, A.; CORRADINI, F.A. Redes de drenagem distributária e formas posicionais no megaleque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. Revista Brasileira de Geomorfologia, 10. 2009. p. 21-28.
- ZANI, H.; ASSINE, M.L.; McGLUE, M.M. Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: method development and application to the Taquari Megafan, Pantanal (Brazil). Geomorphology. 161-162. 2012. p. 82-92.