

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Processos pedogenéticos atuais e pretéritos em solos alcalino-sódicos do
Pantanal Norte**

Jairo Calderari de Oliveira Junior

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

**Piracicaba
2015**

Jairo Calderari de Oliveira Junior
Engenheiro Agrônomo

Processos pedogenéticos atuais e pretéritos em solos alcalino-sódicos do Pantanal Norte
versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **PABLO VIDAL TORRADO**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

Piracicaba
2015

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP**

Oliveira Junior, Jairo Calderari de
Processos pedogenéticos atuais e pretéritos em solos alcalino-sódicos do Pantanal
Norte / Jairo Calderari de Oliveira Junior. - - versão revisada de acordo com a resolução
CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2015.
184 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Geoquímica 2. Áreas inundáveis 3. Hidropedologia 4. Geomorfologia
5. Carbonatos de cálcio 6. Mudanças climáticas I. Título

CDD 631.41
O48p

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

À minha companheira e amada esposa Raquel.
Aos meus pais, Jairo e Nadja.
Aos meus irmãos.

AGRADECIMENTOS

Ao orientador, professor e amigo, Pablo Vidal Torrado, obrigado pela paciência e compreensão em momentos conturbados, pelos conselhos pessoais, por compartilhar seu conhecimento, instigar a curiosidade sobre diversos temas relacionados a pedologia e por me ajudar a desenvolver uma visão crítica sobre pesquisa científica.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, pela oportunidade.

À FAPESP pela bolsa de Doutorado no país (processo 2011/11905-9), a bolsa de estágio a pesquisa no exterior (BEPE – processo 2013/17766-6) e pelo Auxílio à Pesquisa (processo 2009/54372-0).

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa no início do Doutorado.

Ao Serviço de Social do Comercio (SESC), Estância Ecológica SESC Pantanal, por todo o suporte logístico e de campo, imprescindível para a realização deste trabalho. Em especial ao Sr. Valdir Valutky, a Sra. Silvia Kataoka, à equipe Guarda-Parque e demais colaboradores do SESC Pantanal.

Ao povo Pantaneiro de São Pedro de Joselândia, Paulo, Letícia, José Augusto, Ney, pelo apoio e conhecimento compartilhado.

À Laurent Barbiero, pesquisador do “*Institut de Recherche pour le Développement*” (IRD), pela colaboração na análise e discussão dos resultados, pela ajuda na parte burocrática para o estágio de pesquisa no exterior.

À Vincent Valles, Prof. Dr. Da Université d’Avignon et des Pays de Vaucluse, pela recepção calorosa na França, pelo apoio na análise e discussão dos resultados, pela experiência transmitida e pela amizade.

Ao Prof. Eduardo Guimarães Couto, da Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT), pelo apoio e sugestões ao trabalho.

À Profa. Sheila Aparecida Correia Furquim, pelo indispensável apoio na elaboração do projeto de Doutorado e de Auxílio à Pesquisa.

Ao Prof. Marcelo Metri Correa, pela amizade, momentos de descontração, pelo incentivo e transmissão da experiência como pesquisador e docente.

Aos amigos que conheci na Universidade d’Avignon, Salah Nofal, Thao Nguyen, Ary Tavares, Roland Simler, Milanka Babic, Michel Daniel, Wladimir Araújo Tavares, Marilena Moura Nobre, Allan Albuquerque.

Aos Laboratórios de Ecologia Isotópica e de Isótopos Estáveis (CENA-USP) pelo apoio nas análises laboratoriais.

Ao Prof. Dr. Raphael Moreira Beirigo, pela amizade, momentos de descontração e conversas animadas, pelo auxílio nos trabalhos de campos e por transmitir o conhecimento sobre esse ambiente fascinante que é o Pantanal.

À Alexandre Ferreira do Nascimento, por disponibilizar todo seu material sobre a RPPN, fruto do seu árduo trabalho, pela discussão sobre as dinâmicas hidrológicas e geomorfológicas da área.

À Mariane Chiapini, pelo incentivo, pelo empenho e dedicação ao me auxiliar nas atividades extenuantes de laboratórios, pela ajuda com assuntos burocráticos, pelo debate de hipóteses e resultados.

Aos colegas da “salinha”: José Ricardo, Camila, Pedro, Tais, Gabriel, Marina, Danilo, Judith, André, Rodrigo, Vinicius e, em especial a Josiane que dividiu o apartamento comigo.

Aos técnicos do laboratório de micromorfologia, Sônia Moraes, Chiquinho; do laboratório de química, Luís Silva; do laboratório de mineralogia, Leandro, do laboratório de Física, Jair.

Ao Prof. Dr. Luiz Claudio de Paula Souza, da Universidade Federal do Paraná (UFPR), pela inserção no ambiente de pesquisa, pelo apoio e incentivo e grande amizade.

Ao Prof. Dr. Vander de Freitas Melo, da UFPR, por acreditar no meu potencial e por todo o conhecimento transmitido no início da carreira de pesquisa.

SUMÁRIO

RESUMO	9
ABSTRACT	11
LISTA DE FIGURAS	13
LISTA DE TABELAS	25
1 INTRODUÇÃO GERAL.....	29
2 DESENVOLVIMENTO.....	33
2.1 Revisão Bibliográfica.....	33
2.1.1 Geologia e sedimentologia.....	33
2.1.2 Climas pretéritos.....	36
2.1.3 Hidrologia, geomorfologia e geoquímica das águas.....	38
2.1.4 Solos sódicos	43
2.1.5 Calcificação	46
2.1.6 Processos de concentração de água	48
2.2 Material e Métodos	50
2.2.1 Área de estudo	50
2.2.3 Granulometria e complexo de troca do solo.....	58
2.2.4 Extrato da pasta saturada.....	59
2.2.5 Micromorfologia.....	59
2.2.6 Datação dos sedimentos e nódulos	60
2.2.7 Mineralogia	61
2.2.8 Geoquímica e processos evaporativos	61
2.2.9 Análises estatísticas	63
2.3 Resultados e Discussão	65
2.3.1 Morfologia do perfil, complexo de troca, granulometria e micromorfologia	65
2.3.1.1 Setor 1.....	66
2.3.1.2 Setor 2.....	72
2.3.1.3 Setor 3.....	80
2.3.1.4 Setor 4.....	90
2.3.1.5 Setor 5.....	94
2.3.2 Biogeoquímica.....	103
2.3.2.1 Setor 1.....	103

2.3.2.2	Setor 3.....	110
2.3.2.3	Setor 4.....	120
2.3.3	Modelagem de concentração d'água.....	126
2.3.4	Química da água dos rios São Lourenço e Cuiabá.....	126
2.3.4.1	Rio São Lourenço.....	126
2.3.5	Mineralogia.....	129
2.3.6	Transformações do relevo e dos solos sódicos.....	136
2.3.7	Adequação do Sistema Brasileiro de Classificação de solos.	141
3	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	145
	REFERÊNCIAS.....	149
	ANEXOS.....	159

RESUMO

Processos pedogenéticos atuais e pretéritos em solos alcalino-sódicos do Pantanal Norte

A ocorrência de solos sódicos é comumente relacionada a regiões de clima semiárido ou condições de drenagem fechada (endorreica), e ambientes evaporativos. No Pantanal brasileiro, conhecido como a maior área inundável continental do mundo, os solos sódicos possuem significativa expressão em termos de área e funcionalidade ambiental, pela especificidade no desenvolvimento de plantas e no consumo intencional do solo por diversos animais e servindo como refúgio durante a cheia. Estes solos estão localizados nas partes mais elevadas da paisagem (paleodiques), situação diversa da maioria dos casos. Os processos pedogenéticos em solos sódicos do Pantanal Norte foram estudados na Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) SESC-Pantanal, no município de Barão de Melgaço-MT, em paleodiques de cinco setores em diferentes estádios de dissecação. Para tanto foram utilizadas descrições morfológicas em diversas escalas, datações de ^{14}C em precipitados de carbonato e por luminescência opticamente estimulada (LOE) em sedimentos, modelagens geoquímicas e mineralógicas, análises espaciais de atributos químicos e físicos do solo, levantamento da condutividade elétrica aparente com sensor eletromagnético (EM-38) e estatísticas multivariadas. Nos solos dos setores mais conservados, foram observadas feições típicas de ambiente sedimentar lântico, lâminas de carbonato de cálcio e ocorrência de diatomáceas, sugerindo que a formação das feições ocorreu pela concentração de águas. Esses ambientes ocorreram em condições de drenagem distintas das atuais, em que as planícies de inundação permaneciam isoladas, com limitações de drenagem lateral e vertical, promovendo a perda d'água por evapotranspiração e conseqüentemente concentrando os íons em solução. A simulação da evaporação das águas dos rios São Lourenço e Cuiabá apresentaram resultados similares, indicando que ambos poderiam resultar na precipitação de calcita e saturação do Na^+ no complexo de troca. Entretanto as feições observadas na morfologia do perfil como nas lâminas delgadas sugerem que os solos sódicos atualmente estão em degradação. A argiluviação é muito intensa e se destaca como principal processo de transformação desses solos, ocorrendo desde os mais conservados até em estádio mais avançado de dissecação. A ferrólise é evidente no estádio mais avançado de transformação dos solos, na transição entre E e Bt onde se estabelece uma porosidade cavitária por depleção tanto mecânica como química. Os carbonatos associados a canais, antigos poros e sem córtex definido, sugerem que as condições atuais não favorecem a sua formação. As análises mineralógicas indicam a presença de esmectita na parte mais preservada do paleodique, que nas condições atuais sofre interstratificação esmectita-caulinita. A hidrologia atual promove a erosão gradativa dos paleodiques que, anteriormente isolavam as lagoas, passando a uma drenagem mais aberta. A análise de componentes principais (ACP) identificou o processo redox como predominante na área de estudo e, em conjunto com os eventos de inundação, são os principais responsáveis pelas transformações dos solos. A via de transformação de solos nos paleodiques da RPPN SESC Pantanal foi LUVISSOLO-PLANOSSOLO. Estes últimos são muito susceptíveis ao processo de erosão promovido pela inundação e tendem a desaparecer, estreitamento a cordilheira progressivamente. A erosão acaba deixando pequenas elevações circulares denominadas de murundus, com elevados teores de Na^+ .

Palavras-chave: Biogeoquímica de Na^+ e calcita; Áreas inundáveis; Hidropedologia; Calcificação; Solonização

ABSTRACT

Current and past pedogenic processes in alkaline-sodic soils of northern Pantanal

Sodic soils are commonly associated to semi-arid climates, closed drainage systems (endorheic) and evaporative environments. In Brazilian Pantanal, known as the largest continental flooded area in the earth, sodic soils have significant expression in terms of area and environmental functionality, the specificity on plants development and soil intentional consumption (geophagy) by several animals, also playing as a refuge along the flooding events. These soils are located in the higher ground of the landscape (paleodiques), different from common situation. Pedogenic processes on north Pantanal sodic soils were studied in the Private Natural Heritage Reserve (PRNP) SESC Pantanal, in Barão do Melgaço-MT, performed on “paleodiques” from five sectors at different dissection stages. Pedogenic process was studied by means of morphologic descriptions was done in various scales, ^{14}C dating on carbonate precipitates and optically stimulated luminescence (OSL) in sediments, geochemical and mineralogical modeling, spatial analysis of chemical and physical properties of the soil, apparent soil electrical conductivity performed by sensor electromagnetic (EM-38) and multivariate statistics. Soil profile from more conserved sectors shows typical features of lentic sedimentation environment, calcium carbonate layer and diatoms occurrence, suggesting that the formation of these features occurred by water concentration. Current condition is the opposite from earlier, wherein the flood plains remained isolated, with limited lateral and vertical drainage promoting water loss by evaporation and therefore concentrating the ions in solution. Simulation of the evaporation of water from São Lourenço and Cuiabá rivers points out similar results, suggesting that water evaporation from both could result in calcite precipitation and Na^+ saturation in exchange complex. However, the features observed in both, field morphology and thin sections suggested that sodic soils are currently in degradation. The argilluviation is very intense and stands out as the main transformation process of these soils, occurring from the most preserved even in the most advanced dissection stage of. The ferrolysis is evident in the most advanced stage processing at E and Bt transition, where it establishes a cavity porosity depletion by both mechanical and chemical. Carbonates associated with channels, old pores and channels, without a cortex, suggests the current conditions do not favor sodic soil formation. Mineralogical analyzes indicates smectite presence in the paleodique of the most preserved sector, while present conditions promotes a smectite-kaolinite interstratification. Current hydrology promotes the gradual erosion of paleodiques that previously isolated the lakes from each other, becoming a slight open drainage system. The principal component analysis (PCA) identified the redox process as major process in the study area and, along the flood events, are primarily responsible for soil transformations. Pathway of sodic soil transformation in the RPPN SESC Pantanal paleodiques was Typic Natrudalf-Glossic Natraqualf. The latter are very susceptible to erosion process, promoted by flooding and tend to disappear, narrowing the paleodique progressively. Erosion process results in smalls and circulars elevations, named mounds, with high levels of Na^+ .

Keywords: Carbonate and Na^+ biogeochemistry, Wetlands, Hydropedology, Geomorphology, Calcification, Solonization

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Cuiabá (NASCIMENTO, 2012)..... 34
- Figura 2 - Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio São Lourenço (NASCIMENTO, 2012)
..... 35
- Figura 3 - Exemplificação de algumas feições de relevo do Pantanal de Poconé. A cordilheira
corresponde a antigos diques marginais ou paleodiques..... 39
- Figura 4 - Variabilidade química na composição das águas da bacia do alto Paraguai. Há
diferenças entre as determinantes da variabilidade química das águas do rio São
Lourenço e Cuiabá. O círculo preto indica a área de estudo. 41
- Figura 5 - Mapa de feições geomorfológicas da RPPN SESC Pantanal. A unidade 1 esta
relacionada a planície atual do Rio Cuiabá (oeste da área). A unidade 2 está
relacionada a planície do Rio São Lourenço, sendo dividido em unidades
geomórficas elevadas (identificados pela letra A) e unidade baixas (identificados pela
letra B). A numeração indica o estágio do processo erosivo (1 – menos intenso, ao 5
– mais intenso)..... 42
- Figura 6 – Solução do solo rica em Na^+ e SO_4 , com o complexo dominado pelo Ca^{2+} (a)
conforme a solução se torna mais concentrada, o Ca^{2+} adsorvido pelo complexo é
deslocado para a solução e precipitado na forma de CaSO_4 , ou CaCO_3 (soluções
alcalinas), e o Na^+ passa a predominar no complexo de troca no processo de
solonização 43
- Figura 7 - Horizonte Btn com estruturas colunares e acúmulo de argila oriunda do horizonte
superficial. O espaço entre essas grandes estruturas se torna caminho preferencial de
passagem de água e potencializa a remoção de argila 44
- Figura 8 - Exemplos de perfil salino decorrente de (a) salinização pela ascensão do lençol
freático, (b) lixiviação de sais da superfície e acúmulo em um horizonte
subsuperficial mais argiloso de baixa permeabilidade, (c) Salinização pela
concentração de águas superficiais, ocorrendo a concentração em superfície e na
profundidade correspondente ao horizonte Bt e (d) lixiviação de sais promovidos pela
intensa irrigação da área (BARBIERO, comunicação pessoal) 45

- Figura 9 - Revestimento (a) de argila orientada (CC) no canal, justaposta ao revestimento por calcita micrítica (MC), (b) revestimento de argila orientada (CC), nódulo de calcita (N) e feição de oxirredução (F)..... 48
- Figura 10 - Situação do Pantanal em território brasileiro (a), da área de estudo, ao norte do Pantanal (b), delimitada a oeste pelo rio Cuiabá e a leste pelo rio São Lourenço, locais de estudo são indicados pelas estrelas (1 a 5)..... 51
- Figura 11 - Vista aérea (a) e ao nível do solo (b) das feições geomorfológicas: planície de inundação (PL), com predomínio de vegetação herbácea e paleodique (PD), com predomínio de vegetação arbustiva e arbórea (b) 53
- Figura 12 - Vegetação típica de ambiente secos, Mandacaru (a), e espécie de ambiente alagado composta por Cambará (b), ambas presente na RRPN 53
- Figura 13 - Setor 1 (a) e Setor 2 (b), situados no lóbulo mais recente do rio São Lourenço (NASCIMENTO, 2012). O primeiro se caracteriza pelo estágio de dissecação incipiente, possibilitando visualizar o antigo canal (tracejado) e feições arredondadas com drenagem lateral restrita e que originam lagoas na época das cheias e secam pelo intenso processo de evapotranspiração, enquanto que no setor 2 a dissecação apresenta-se em estágio mais avançado, com cordilheiras um pouco mais estreitas, com planícies de inundação maiores e melhor conectadas. Os triângulos indicam a área de abertura do perfil..... 55
- Figura 14 - Setor 3 (a) no lóbulo deposicional caracterizado pelo estágio de dissecação intermediário, com paleodiques relativamente estreitos e planícies mais amplas e bem conectadas, favorecendo a drenagem lateral. Setor 4 (b) situado na transição entre planície do Rio Cuiabá e o lóbulo de idade intermediária do Rio São Lourenço, Os triângulos indicam a área de abertura do perfil 56
- Figura 15 - Setor 5, lóbulo mais antigo do rio São Lourenço, caracterizado pelo estágio de dissecação avançado, com relictos de diques marginais (murundus), planícies amplas e aberta, permitindo uma boa drenagem lateral. Triângulo indica a área de abertura do perfil 57
- Figura 16 - Modelo esquemático do diagrama de Piper e a classificação das fácies químicas de acordo com a posição das amostras no diagrama 62

- Figura 17 - Modelo de um semivariograma e suas principais feições (LANDIM; STURARO, 2002) 65
- Figura 18 - Corte transversal do paleodique referente ao setor 1, a seta branca indica o local de geofagia, próximo a uma pequena depressão na feição, mas atualmente sem contato direto com as águas de inundação. Retângulo indica o local de abertura do perfil. 66
- Figura 19 - Sítio geofágico do setor 1. Detalhe da camada de solo levantada pelas raízes no tombamento (a), tombamento de árvores e exposição da camada subsuperficial (b), Profundidade em que ocorre o processo (c), extensão do sítio e presença de Acurí (d) 67
- Figura 20 - Perfil do LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abrupto do setor 1, com horizonte Btn de coloração avermelhada, transição clara entre o horizonte A fraco e o Btn, sem a ocorrência de mosqueados. Os retângulos pretos indicam os locais de coleta de amostras indeformadas para as lâminas delgadas..... 68
- Figura 21 - Fotomicrografias de lâmina delgada do horizonte Btn1 do Setor 1, com distribuição relativa quitônica associada a um antigo canal, ao centro da imagem com (a) luz polarizada (PPL); e (b) nicóis cruzados (XPL). As setas indicam feições de revestimento de argila (c) em poros e canais (PPL), também é possível observar a ocorrência de fábrica salpicada granida (d) (XPL)..... 69
- Figura 22 - Fotomicrografias do horizonte Btn1 e suas feições de (a) revestimento e preenchimento típico de argila em poro em luz PPL (a) e XPL(b) evidencia o transporte da superfície, as setas indicam a região da feição que poderia representar a sua degradação ou ser um artefato produzido pela secagem da amostra; (c) hiporrevestimento de ferro e revestimento de argila (setas) (c – PPL e d –XPL) 70
- Figura 23 - Corte transversal do paleodique referente ao setor 2, a seta branca indica o local de geofagia, próximo a uma pequena depressão na feição, mas sem contato direto com as águas de inundação. Retângulo pontilhado indica o local de abertura do perfil. 73
- Figura 24– Sítio geofágico no setor 3. Atividade promove bioturbação em alguns locais (a), com o processo sendo iniciado pelo tombamento de árvores e exposição da camada de interesse aos animais (b)..... 74

- Figura 25 - LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abrupto do perfil do setor 2. Presença do horizonte E com espessura com ~60 cm, presença de horizonte crômico com incremento de argila, com a coloração mais pálida em profundidade e feições de precipitação de CaCO₃ ao fundo do perfil. Retângulos pretos indicam os locais de coleta de amostras indeformadas para confecção de lâminas delgadas 74
- Figura 26 - Estruturas arenosas paralelas, de origem sedimentar (a), Precipitação de carbonatos em antigo canal biológico indicando processo de remobilização (b e c), camada acinzentada de textura argilosa (d), local de coleta da amostra para datação por LOE na trincheira (a) e em detalhe no agregado (d) 75
- Figura 27– Lâmina delgada do horizonte Btn1 do setor 2 apresentando feições de hiporrevestimento de Fe associados a microporos do tipo canal e cavidade, sugerindo a sua origem pela endossaturação (a - PPL; b - XPL). Lâminas do horizonte Btn2 com aglomerado de nódulos de calcita, sugerindo sua degradação (c - PPL; d -XPL), nódulos de calcita em diferentes estágios de degradação agrupados em forma circular, provavelmente formavam um único nódulo (e - PPL; f-XPL) 76
- Figura 28–Microfotografias do horizonte Btnk do setor 2. Revestimento de Fe em nódulos de calcita (a – PPL; b – XPL) e preenchimento de nódulos de calcita com Fe indicados pela seta branca (c - PPL; d - XPL). Ambas feições sugerem uma condição de saturação e redução de Fe no horizonte superior, em um processo mais recente que a precipitação dos carbonatos..... 77
- Figura 29 - Estrutura laminar semelhante a de deposição sedimentar e preenchimento de cavidades por material grosso(seta branca) sugerindo o início do processo pedogênico (a - PPL; b - XPL), estrutura laminar de calcita (retângulo vermelho) provavelmente relacionada a um grande evento de seca e precipitação deste mineral (c - PPL) e diatomáceas de ambiente deposicional lântico (setas brancas) observadas na área referente a lâmina de calcita, sugerindo que a sua precipitação ocorreu em ambiente lacustre(d – PPL) 78
- Figura 30 - Condutividade elétrica do setor 3 (mS m⁻¹) obtida por EM38, com os maiores valores ocorrendo na área relativa ao paleodique (linha pontilhada). Os círculos indicando o local de coleta das informações e a área retangular indica o local de abertura da trincheira..... 81

- Figura 31 - Ilustração do (a) paleodique de estudo com o nível máximo de inundação e localização da trincheira. Em detalhe (b) as zonas: não inundada, com lençol freático variável, de saturação permanentemente, e o horizonte Btnk. 81
- Figura 32– Trincheira de ~6 x 2 m, aberta na transição entre paleo-dique/paleo-planície com malha de amostragem para determinação da variabilidade espacial, com ênfase em Na^+ (a), bolsão de areia utilizado para coleta de material e datação por LOE (b)... 82
- Figura 33 - Horizontes descritos na trincheira do setor 3 e pontos de amostragem. Na primeira metade do perfil há a presença do horizonte Btnk em formato nitidamente abaciado, confinando a água na parte mais alta do setor. Na segunda metade do perfil, coincide com os níveis máximos de inundação e o horizonte Btn não apresenta mais precipitação de CaCO_3 . Local de coleta da amostra para datação por LOE indicada pela cruz envolvida pelo círculo preto. Retângulo indica o perfil descrito para a parte não inundável, apresentado na figura 34..... 82
- Figura 34– PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico, referente ao perfil do Setor 3. Horizonte E relativamente espesso, com horizonte subjacente com incremento de argila (Btn) de coloração pálida, na sequência o horizonte Btnk com precipitações de CaCO_3 . Retângulos vermelhos indicam locais de coleta de amostras indeformadas 84
- Figura 35 - Precipitações de CaCO_3 no horizonte Btnk do Setor 3. Ocorrência principalmente a canais de raízes atuais (A) e antigos (B) e fendas entre agregados (C) 84
- Figura 36 - Feições de precipitação de calcita já fragmentadas, presentes em canais, indicando processo de dissolução e remobilização (a – PPL e b – XPL). Dissolução de grãos de quartzo em meio a matriz de carbonato, evidenciados pela reentrância no grão de quartzo e pela mesma posição de extinção (c – PPL e d – XPL), intemperismo de biotita (e), plagioclásio (f) e feldspato (g), que podem favorecer a concentração de íons na solução do solo, mas observados com baixa frequência. Mineral acessório de origem metamórfica (h)..... 85
- Figura 37 - Revestimento de Fe/Mn em canais, resultado do processo de endossaturação (a), remoção de material fino associado a porosidade entre agregados (b) e depleção de Fe (c-PPL; d-XPL) relacionados a poros entre agregados, sugerindo o processo de epissaturação..... 87

- Figura 38 - Espacialização das frações argila (a), silte (b), areia total (c) semelhantes a depósitos sedimentares. Note-se o importante aumento dos teores de silte e argila na zona de ocorrência do horizonte Btnk..... 89
- Figura 39 - Espacialização dos valores de pH (a), condutividade elétrica (ECe – b), e das frações equivalentes de Ca^{2+} (E_{Ca} – c), Mg^{2+} (E_{Mg} – d), Na^+ (E_{Na} – e) ocorrendo em áreas correspondentes ao horizonte Btnk..... 89
- Figura 40 - ACP1 sobre os resultados do complexo de troca do setor 1(a) e o diagrama de dispersão das amostras do primeiro plano fatorial (b) 90
- Figura 41 - Corte transversal do paleodique referente ao setor 4. Presença de Carandá (palmeira de cor escura) e horizonte Btn mais próximo a superfície e mais espesso. Retângulo preto indica o local do perfil..... 91
- Figura 42 – LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abrupto referente ao perfil do setor 4. Horizonte E relativamente pouco espesso, horizonte subjacente com incremento de argila (Btn1) de coloração avermelhada e espesso. Abaixo do Btn2, ocorre um horizonte com coloração acinzentada (Cgn) mas com textura similar ao horizonte sobrejacente. Retângulos pretos indicam local de coleta de amostras indeformadas para confecção de lâminas delgadas 91
- Figura 43 - Precipitação de material fino esbranquiçado (a) e depleção de Fe em canais formados por raízes em um estágio inicial do processo de ferrólise (b) 92
- Figura 44 - Fotomicrografia do horizonte Btn2 e as feições laminares de argila, de origem sedimentar, com certa deformação por acomodação dos sedimentos e posterior bioturbação. Note-se a dominância de areia fina e alto conteúdo de silte, com uma trama porfírica bastante fechada e pouco permeável (a - PPL, b - XPL)..... 92
- Figura 45 - Imagem do setor 5, linhas pontilhadas pretas indicam o alinhamento dos murundus e evidenciam sua herança da estrutura dos paleodiques 95
- Figura 46 - Desenho esquemático da topografia da superfície e do horizonte Btgn no setor 5 em um corte ortogonal (a) e longitudinal (b) levantados por tradagens. Os retângulos pretos indicam o local de abertura dos perfis 5A (esquerda) e 5B (direita) 96

- Figura 47 – PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico espesso referente ao Perfil 5A do Setor 5. Horizonte En espesso (~95 cm), estruturas colunares muito grandes, com caminhos preferenciais de passagem de água entre as estruturas e que promovem a remoção de argila. Cruz indica o local da coleta de amostra para datação por LOE 97
- Figura 48–Perfil 5B. Remanescentes do horizonte Btgn em meio ao horizonte E (a), com transição quebrada (b), Seta amarela indicando a direção preferencial do fluxo lateral de água na transição abrupta entre E e Btgn (c), e resquício da estrutura que lembra a estrutura colunar observada em outro perfil da mesma área (d), retângulo vermelho indica local de coleta de amostra para confecção de lamina delgada 97
- Figura 49 - Contato abrupto entre os horizontes E e Btn (a - PPL e b- ultravioleta), com importante presença de cavidades. Feições de eluviação de argila e coalescência de cavidades com paredes em formato mamelonar (c e d), setas pretas indicando cavidades também na porção da lamina referente ao horizonte E (e e f). Note-se que mesmo no horizonte e há precipitação de óxidos de Fe (ferrãs) nas cavidades 100
- Figura 50 - Feições de revestimento de Fe e argila e de Fe (a - PPL e b - XPL) em uma cavidade de dissolução (CD) e na coalescência de cavidades (CC). Ao centro da microfotografia a seta branca indica uma fina camada de argila que tende a migrar e coalescer ambas cavidades, mais abaixo e do centro 101
- Figura 51 - Diagrama de Piper com a distribuição das amostras de acordo com a composição química do extrato de saturação. A amostra superficial é indicada pelo número 1 e a mais profunda pelo número 10, mostrando que as amostras superficiais com caráter mais alcalino e conforme vai aumentando a profundidade o perfil muda para sulfatado e retorna aos poucos para uma classificação carbonatada..... 103
- Figura 52 - Primeiro plano fatorial do setor 1 (a) com as variáveis ligadas a concentração de solução (CE, Na e SO₄) se opondo as variáveis relacionadas ao processo de oxirredução (NO₃, Mn e Fe) sugerindo a existência desses dois processos no perfil estudado, a projeção de cada amostra e seus pesos no primeiro plano fatorial (b) 105
- Figura 53 - Modelos lineares utilizados na análise de variância (ANOVA₁) da pCO₂ do setor 1, (a) C%, (b) CE, (c) profundidade e (d) teor de argila. Os atributos C% e profundidade apresentaram correlação direta (positiva), enquanto CE e argila apresentaram correlação indireta (negativa) 107

- Figura 54 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo da ANOVA₁ do setor 1, indicando o bom ajuste dos valores mensurados e dos estimados pelo modelo 108
- Figura 55 - Modelos utilizados na ANOVA₂, em relação a CE do setor 1. (a) pCO₂, (b) C%, (c) teor de argila e (d) profundidade. A pCO₂ apresentou bom ajuste dos pontos ao modelo linear e correlação indireta, C% e Profundidade não apresentaram boa correlação com os resíduos, não contribuindo de forma significativa na explicação da variabilidade..... 109
- Figura 56 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo da ANOVA₂ do setor 1..... 109
- Figura 57 - Perfil Salino do setor 2 (a) e perfil dos teores de argila (b) 110
- Figura 58 - Diagrama de Piper com as amostras do setor 1. Os pontos verdes indicam as amostras do horizonte com carbonato e os pontos alaranjados as demais amostras do perfil 111
- Figura 59 - Primeiro plano fatorial da ACP₂ composto por F1 e F2 (a) e dispersão das amostras (b). Segundo plano fatorial composto F1 e F3 (c) distribuição das amostras nos eixos F1 e F3 (d) 112
- Figura 60 - Espacialização do primeiro (a), segundo (b) e terceiro eixo fatorial (c). As linhas sólidas indicam as divisões dos horizontes descritos na morfologia de campo 115
- Figura 61 - Regressões utilizadas para construção do modelo de pCO₂ do setor 3, utilizando (a) saturação hídrica, distância lateral (b), profundidade (c), CE (d), Argila (e) e C% (f). As três primeiras variáveis apresentam bom ajuste dos dados a curva, cada um contribuindo de forma significativa para explicar a variabilidade do modelo geral 117
- Figura 62 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo de pCO₂ do setor 3 118
- Figura 63 - Espacialização do pCO₂ através das análises químicas (a) e da equação obtida pela ANOVA (b). A linha sólida indica os horizontes identificados na descrição morfológica..... 119

- Figura 64 - Espacialização do resíduo do modelo aplicado. A ocorrência de forma dispersa dos maiores e menores teores sugerem que esse resíduo é resultado de fatores aleatórios 119
- Figura 65 - Diagrama de Piper com a distribuição das amostras de acordo com a composição química do extrato de saturação do setor 4. A amostra superficial é indicada pelo número 1 e a mais profunda pelo número 14. As duas primeiras profundidades se enquadram em uma composição química diferente entre si e em relação as amostras em maior profundidade, estas últimas sendo classificadas como da família das carbonatadas sódicas 121
- Figura 66 – Projeção das variáveis no primeiro plano fatorial do setor 4, sem padrão típico a algum processo pedogenético (a), dispersão dos pesos de cada amostra no primeiro plano fatorial indicando que as amostras das primeiras profundidades estão muito dispersas e comprometem os resultados da ACP (b) 122
- Figura 67 - Projeção das variáveis no segundo plano fatorial do setor 4, sem padrão típico a algum processo pedogenético(a), dispersão dos pesos de cada amostra no primeiro plano fatorial indicando que as amostras das primeiras profundidades estão muito dispersas e comprometem os resultados da ACP(b) 122
- Figura 68 - Modelos utilizados na análise de variância da pCO₂ do setor 4 123
- Figura 69 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo de pCO₂ do setor 4 124
- Figura 70 - Modelos utilizados na análise de variância da CE do setor 4 125
- Figura 71 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo de CE do setor 4.. 125
- Figura 72 - Perfil Salino do setor 4 (a) e distribuição dos teores de argila em profundidade (b) 125
- Figura 73 - Dinâmica da água do rio São Lourenço durante o processo de concentração, levando em consideração a precipitação de sepiolita e calcita, bem como a ocupação de Ca²⁺, Mg²⁺ e Na⁺ no complexo de troca de baixa (a) e média atividade(b) 127

- Figura 74 - Dinâmica da água do rio Cuiabá durante o processo de concentração, levando em consideração a precipitação de sepiolita e calcita, bem como a ocupação de Ca^{2+} , Mg^{2+} e Na^{+} no complexo de troca de baixa (a) e média atividade (b) 128
- Figura 75 - Controle dos teores de Ca em solução devido à precipitação de calcita no processo de evaporação das águas dos rios Cuiabá e São Lourenço (a) e precipitação de sepiolita pela evaporação das águas dos rios São Lourenço e Cuiabá (b) 129
- Figura 76 - Difrátogramas indicando a maior intensidade de reflexão dos picos de esmectita (Es) no horizonte com carbonato (a) em relação ao sem carbonato (b) além da expansão da estrutura quando saturado com Etilenoglicol 130
- Figura 77 - Difrátogramas do plano (060) de minerais do tipo 2:1(esmectitas) dos horizontes sem carbonato (Bt1) e com carbonato (Btk), sugerindo maior participação de argilas trioctaedrais ou interestratificados no primeiro 130
- Figura 78 - Difrátograma experimental (linha preta) e calculado a pelo programa Newmod II (linha cinza), para amostras da fração argila fina do horizonte Btk (a) e Btn2 (b), ambas orientadas e saturadas com etilenoglicol 131
- Figura 79 - Decomposição dos picos 060 das amostras da fração argila fina dos horizontes Btk (a) e Btn2 (b), ambas em pó 133
- Figura 80 - Espectrogramas das amostras para os comprimentos de ondas de 700 à 950 cm^{-1} (a), com presença de Fe e Mg estrutural (pico de 876 e 751 cm^{-1} , respectivamente), Espectrograma na faixa de comprimento de ondas de 3600 à 3700 cm^{-1} (b)..... 134
- Figura 81 - Cristal 1J (a) e espectro de EDS - área analisada dentro do quadrado (b) Legenda: E – cristal de esmectita, K – cristal de caulinita 135
- Figura 82 - Processo de inundação (a), concentração da água e precipitação de minerais e carbonatos (b) em lagoas de meandros abandonados 136
- Figura 83 - Processos erosivos atuando no reafeiçoamento do paleodique (a), com sedimentos grossos encobrendo a camada argila a qual fica em subsuperfície (b), e estreitamento dessa forma de relevo com erosão o que fornece sedimentos para a planície de inundação atual (c) 138

- Figura 84 - Espessamento do horizonte E pela ferrólise e formação dos caminhos preferenciais de drenagem interna, por onde se estabelece forte fluxo lateral, e remanescentes do horizonte Bt (a); no estágio mais avançado de alteração e erosão os fragmentos de paleodiques vão se estreitando e formam as formas de relevo localmente denominadas de murundus (b)..... 138
- Figura 85 - Murundu situado na mesma posição que os paleodiques em estágio avançado de erosão, predominando formas arredondadas e preservando a orientação do paleodique..... 140
- Figura 86 - Ocorrência do paleodique em estágio avançado de dissecação (Setor 5) e do Murundu (segundo NASCIMENTO, 2012) na mesma unidade geomorfológica . 140
- Figura 87 - Semivariogramas das diferentes frações granulométricas do setor 3 181
- Figura 88- Semivariogramas das diferentes frações granulométricas e do complexo de troca do setor 3 182
- Figura 89 - Semivariogramas das diferentes frações granulométricas e do complexo de troca do setor 3 183

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resumo dos principais estudos sobre variações e reconstrução das condições paleo-climáticas no Pantanal.....	37
Tabela 2 - Balanço hídrico mensal para e altura da lâmina de inundação para a RPPN	52
Tabela 3 - Granulometria dos horizontes descritos na trincheira de estudo ⁽¹⁾	71
Tabela 4 - Atributos químicos dos horizontes descritos na trincheira de estudo	71
Tabela 5 - Atributos químicos do perfil representativo do setor 2	79
Tabela 6 - Granulometria do perfil do setor 2 ⁽¹⁾	79
Tabela 7 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil do setor 3.....	83
Tabela 8 - Granulometria da parte mais elevada do paleodique no setor 3 ⁽¹⁾	83
Tabela 9 - Granulometria do perfil do setor 4 ⁽¹⁾	94
Tabela 10 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil do setor 4.....	94
Tabela 11 - Granulometria do perfil 5A do setor 5 ⁽¹⁾	98
Tabela 12 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil 5A do setor 5	98
Tabela 13 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil 5B do setor 5	99
Tabela 14 - Granulometria do perfil 5B do setor 5 ⁽¹⁾	99
Tabela 15 - Peso de cada eixo fatorial na variabilidade dos dados do setor 1, a percentagem da variabilidade explicada por cada eixo de forma individual e acumulada	105
Tabela 16 - Matriz de correlação entre os atributos utilizados na ANOVA ₁	106
Tabela 17 - Porcentagem da variabilidade da pCO ₂ explicada pelos modelos, individualmente e acumulativa na ANOVA ₁	107
Tabela 18 - Porcentagem da variabilidade da CE explicada pelos modelos, de forma individual e acumulada na ANOVA ₂	108

Tabela 19 - Peso de cada eixo fatorial, porcentagem da variabilidade explicada por cada eixo e % acumulada da variabilidade na ACP ₂	113
Tabela 20 - Valores próprios dos atributos dentro de cada eixo fatorial	113
Tabela 21 - Matriz de correlação entre os atributos utilizados ANOVA ₁	116
Tabela 22 - Porcentagem da variabilidade explicada pelos modelos da ANOVA ₁ , individual e acumulativa	118
Tabela 23 - Peso de cada eixo fatorial, porcentagem da variabilidade explicada por cada eixo de forma individual e acumulada.....	121
Tabela 24 - Variabilidade explicada pelos modelos, individualmente e cumulativamente da ANOVA ₁ do setor 4.....	123
Tabela 25 - Variabilidade explicada pelos modelos, individualmente e cumulativamente na ANOVA ₂	124
Tabela 26 - Parâmetros extraídos dos DRXs da argila fina dos horizontes com carbonato e sem carbonato	130
Tabela 27 - Parâmetros derivados da decomposição dos difratogramas em pó da fração argila fina	131
Tabela 28 - Composições elementares e fórmulas químicas de cristais de esmectita analisados pelo TEM-EDS	135
Tabela 29 - Classificação de solos segundo o SiBCS (2013), WRB (2014 e ST (2014) para os cinco setores estudados.	141
Tabela 30 - Matriz de correlação entre as 9 variáveis usadas na ACP ₁ , determinada em 121 amostras.....	166
Tabela 31 - Matriz de correlação entre as 19 variáveis determinadas em 121 amostras utilizadas na ACP ₁	167
Tabela 32 - Composição química das águas dos rios Cuiabá e São Lourenço, utilizados como solução inicial na simulação de concentração	167

Tabela 33 - Evaporação da água do rio São Lourenço, considerando complexo de troca de baixa atividade.....	168
Tabela 34 - Evaporação da água do rio São Lourenço, considerando complexo de troca de média atividade.....	169
Tabela 35 - Evaporação da água do Rio Cuiabá considerando complexo de troca de baixa atividade	170
Tabela 36 - Evaporação da água do Rio Cuiabá considerando complexo de troca de média atividade	171
Tabela 37 - Evaporação da água do Rio Cuiabá considerando complexo de troca de alta atividade	172
Tabela 38 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btnk do setor 3.....	173
Tabela 39 - Descrição da lamina delgada do horizonte E do setor 3.....	174
Tabela 40 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btgn1 do setor 3.....	175
Tabela 41 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btgn2 do setor 3.....	176
Tabela 42 - Descrição da lamina delgada do horizonte Cgn1 do setor 3 (Zona 1)	177
Tabela 43 - Descrição da lamina delgada do horizonte Cgn1 do setor 3 (Zona 2)	177
Tabela 44 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btn1 do setor 2.....	178
Tabela 45 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btn2 do setor 2.....	179
Tabela 46 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btnk do setor 2.....	180
Tabela 47 - Parâmetros geoestatísticos e das feições do semivariograma para os atributos de 121 amostras do setor 3.....	184

1 INTRODUÇÃO GERAL

Os solos sódicos são caracterizados pela expressiva participação do Na^+ no complexo de troca, em geral maior que 15% mas podendo variar de acordo com o sistema de classificação de solos (SUMNER; NAIDU, 1998; RIBEIRO; BARROS; FREIRE, 2009). O sistema australiano, por exemplo, considera percentuais de saturação de sódio (PST) maiores que 6% como suficiente para caracterizar atribuir o caráter sódico a um solo (ISBELL, 2002). Por ser um cátion com elevada solubilidade e de fácil lixiviação, a concentração deste ocorre em condições ambientais muito específicas e sua persistência em teores elevados no solo pode ser um registro de que tais condições ambientais ocorrem ou ocorreram nesta área. Os elevados teores de Na^+ nesses solos e consequentemente sua maior atividade, promovem uma competição pelos sítios no complexo de troca, reduzindo a participação de Mg^{2+} e Ca^{2+} no complexo e a absorção pelas plantas (YAGODIN, 1984). Além da influência nos atributos químicos, o Na^+ promove a dispersão e favorece a mobilização dos colóides do solo, que são translocados para os horizontes subsuperficiais, promovendo o incremento de argila nesses horizontes assim como a diminuição da porosidade, infiltração e capacidade de armazenamento de água do solo devido a conseqüente desagregação.

A expressão destes solos na superfície da terra é significativa, porém sua extensão exata não é conhecida (FAO, 1988). Parte da dificuldade em mensurar sua extensão deve-se ao problema na distinção entre solos sódicos e salinos. Enquanto o primeiro, como citado anteriormente, possui elevados teores de Na^+ trocável o segundo apresenta elevada concentração de íons de forma generalizada (Na^+ , Cl^- , K^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-}). Ambos podem se formar por processos pedogenéticos semelhantes, entretanto seus atributos químicos e físicos são distintos (SUMNER; NAIDU, 1998).

A restrição para o desenvolvimento de plantas em solos salinos se dá, principalmente pela alteração do potencial osmótico, exigindo da planta uma maior absorção de água, inviável em climas mais áridos (MEDEIROS; SILVA; DUARTE, 2010). Espécies vegetais halófitas possuem mecanismos de adaptação para esses solos como, por exemplo, a excreção do excesso de sais, síntese de solutos compatíveis, compartimentalização de íons nos vacúolos das células e mudanças nas rotas metabólicas. Algumas espécies encontradas no Pantanal são inclusive indicadoras de solos com elevada saturação por bases, por exemplo, o Carandá (*Copernicia alba*) e o Acuri (*Attalea phalerata* Mart.) e seus frutos são consumidos em grande quantidade por araras (ANTAS et al., 2010). Do ponto de vista físico, o excesso de sais favorece a

agregação do solo, e a drenagem, ao contrário do observado em sódicos (FAO, 1988; SUMNER, NAIDU, 1998).

Para algumas espécies animais a ingestão de solo (geofagia), sobretudo o sódico, apresenta uma fonte de nutrientes alternativa a produtos vegetais, seja folhas ou frutos, fornecendo grande quantidade de sais que desempenham um papel importante em funções eletrolíticas além de reduzir a acidez do trato digestório (COELHO, 2006; YOUNG et al., 2010). Outro fator que pode motivar o consumo destes solos está relacionado ao fato de que estes possuem na fração argila minerais de alta atividade, e que por sua vez atuam na neutralização de compostos fenólicos presentes na dieta animal (BRIGHTSMITH; TAYLOR; PHILLIPS, 2008). O processo de geofagia, através do qual ocorre a ingestão desse solo foi relatado em diferentes locais ao redor do planeta. Além das espécies animais que ingerem material destes solos, o processo de geofagia também influencia o comportamento dos predadores que passam a frequentar mais essas áreas, fato que evidencia o papel destes solos nas relações ecológicas dos ecossistemas (COELHO, 2006).

Fanning e Fanning (1989), Sumner e Naidu (1998) e Breemen e Buurman (2002) relacionam a ocorrência dos solos sódicos à combinação de alguns fatores pedogenéticos, em que configuram como os mais frequentemente o clima, relevo e material de origem. Materiais de origem com grande proporção de feldspatos sódicos, como albita, através do seu intemperismo promovem a liberação do Na^+ para a solução do solo. Devido ao baixo volume pluviométrico, a solução com elevada atividade de Na^+ permanece no solo e conseqüentemente desloca outros cátions e aumenta sua participação no complexo de troca (PARAHYBA et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2010).

A influência do clima no acúmulo de Na^+ ocorre principalmente pelo déficit hídrico, com valores de evapotranspiração superando os de pluviosidade. Desse modo, o processo de lixiviação do Na^+ não ocorre, e a concentração deste íon pode se dar também pela ascensão capilar e precipitação em superfície. Em alguns casos, a água do lençol freático que está próximo à superfície, ascende até a superfície pelo efeito de capilaridade, promovendo então a precipitação de diversos sais (salinização), além daqueles com Na^+ em sua composição, podendo ocorrer na forma de eflorescência de sais. Em ambientes em que a alcalis (CO_3^{2-} e HCO_3^-) predominam como ânion, o processo de concentração da solução pode originar solos sódicos, mas com CE relativamente baixa e pH elevado (carbonatação), não configurando dessa maneira solos salinos.

Em função da elevada mobilidade do sódio, a ocorrência de solos com acúmulo desse elemento no horizonte B é mais frequente nas posições mais baixas da paisagem e em locais

com deficiência de drenagem, onde o aporte via fluxo lateral desses íons a partir dos solos situados nas posições mais elevadas do entorno e a concentração pelo déficit hídrico, promovem uma elevada atividade do Na^+ em solução e conseqüentemente aumentam sua participação no complexo de troca. A maior concentração das raízes nos horizontes próximos à superfície promove maior absorção de diversos íons e aumenta a pressão parcial de CO_2 o que promove a acidificação nos primeiros centímetros do solo (BREEMEN; BUURMAN, 2002). Aliado a este processo, ocorre também a dispersão e translocação da fração coloidal, além da lixiviação de Na^+ , iniciando a solodização nos primeiros centímetros de solo. Um solo com salinização por ascensão do lençol freático apresenta maiores valores de condutividade elétrica (CE) na superfície, tendo como evidencia a eflorescência de sais, enquanto que em solos em estágio inicial de lixiviação de Na^+ (solonização), os valores de CE são menores em superfície e aumentam na profundidade correspondente ao horizonte Bt, com maior acúmulo de argila, menor infiltração de água e conseqüentemente retém grande parte dos íons, entre eles Na^+ (BREEMEN; BUURMAN, 2002).

A área de estudo situa-se no município de Barão de Melgaço (MT), delimitado a oeste pelo rio Cuiabá e a leste pelo rio São Lourenço. Os sedimentos transportados por ambos os rios não apresentam quantidades significativas de minerais com Na^+ em sua estrutura, tornando a hipótese de sodificação pelo intemperismo de minerais primários pouco provável. Entretanto, a coexistência entre lagoas salinas e não salinas na região de Nhecolândia, sul do Pantanal, trazem questões acerca dos processos envolvidos na sodificação dos solos. Alguns trabalhos realizados nessa região concluíram que os solos sódicos são originados pela concentração das águas provenientes das inundações (BARBIERO et al., 2002; FURQUIM et al., 2010). Este processo se desenvolve graças a um controle morfológico, ou seja, a presença de uma camada argilosa em subsuperfície que atua como uma “soleira”, evitando a lixiviação dos íons e isolando a lagoa das águas diluídas da inundação (BARBIERO et al., 2008).

As condições atuais de clima e hidrologia no Pantanal Norte não favorecem a formação de solos sódicos, além de ocorrerem em posições mais elevadas na paisagem, nas chamadas “cordilheiras”¹, o que não é usual para estes solos. Por este motivo, uma das hipóteses do trabalho é que os solos sódicos formaram-se no passado, em climas mais secos associados a variações climáticas e/ou hidrológicas quaternárias. Outra hipótese é que a hidrólise de minerais

¹ Cordilheira – denominação local para o sistema dique-canal-dique e que, devido a colmatação (sedimentação de fundo e elevação do nível de base), força o curso d’água a fluir por uma cota altimétrica menor, permanecendo dessa forma na parte mais elevada da paisagem, porém se torna inativo. Em alguns locais a distinção entre paleocanal e paleodique se torna difícil em decorrência do re-afeiçoamento da geomorfologia.

primários de fácil intemperismo pode ser o principal processo de formação de solos sódicos. As diferenças quanto à forma, observadas entre algumas cordilheiras na área do trabalho sugerem diferentes processos ou estádios de erosão, e que estariam intimamente relacionados aos processos pedogenéticos dos solos sódicos no ambiente do Pantanal.

Desse modo esse trabalho teve como objetivo estudar a gênese de solos sódicos na região de Barão de Melgaço, norte do Pantanal, definindo se esses processos são atuais ou pretéritos e sua relação com a geomorfologia da área. Para tanto foram escolhidas 5 sequencias de solos em feições geomórficas representativas dessas ocorrências de solos alcalino sódicos, realizadas análises químicas, físicas, micromorfológicas, geoquímicas, mineralógicas, geoestatísticas e modelagens hidropedológicas.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Revisão Bibliográfica

2.1.1 Geologia e sedimentologia das bacias dos rios Cuiabá e São Lourenço

O Pantanal é uma extensa depressão situada no centro da América do Sul, originada pelo soerguimento dos Andes na margem oeste e o consequente abatimento da superfície em direção leste, até o contato entre as rochas do embasamento cristalino e das rochas sedimentares da bacia do Paraná (POR, 1995). Essa depressão recebe água de vários rios que nascem nos planaltos que a circundam e trazem consigo grande quantidade de sedimentos, constituindo uma grande bacia de sedimentação Quaternária de tectônica ativa (ASSINE; SOARES, 2004; CORRADINI; ASSINE, 2012), com trato deposicional complexo, seja em relação à granulometria ou à composição mineralógica dos sedimentos.

Sedimentos de granulometria mais grossa predominam em áreas próximas ao curso do rio, principalmente nos diques marginais. Por outro lado as águas de inundação que se distanciam do leito do rio tendem a perder energia e, conseqüentemente, perdem a capacidade de transportar sedimentos mais grossos, predominando partículas de finas como argila e silte (CUNHA, 2008).

Ao levar em consideração uma coluna estratigráfica, por vezes são observadas alternâncias de sedimentos de diferentes frações granulométricas. Essa variação pode ser ocasionada por eventos de inundação de grande energia onde, em algum ponto o rio “rompe” seu dique natural e promove um espraiamento, com sedimentos mais grossos se sobrepondo aos mais finos depositados anteriormente (NASCIMENTO et al., 2012). Outro processo que pode originar a variação de granulometria é o de avulsão, onde o leito e os diques marginais do rio inicial vão se elevando em relação à planície de inundação por assoreamento e, em um evento de cheia, o curso d’água supera o dique marginal e invade a planície de inundação que nesse momento está mais baixa do que o leito do rio. A partir daí o rio abandona o antigo canal e forma um novo curso. Os sedimentos depositados próximo ao local de avulsão são denominados de “*crevasse splay*”, e promovem grande variação espacial na coluna estratigráfica de sedimentação.

Além da granulometria, a composição mineralógica dos sedimentos transportados pelos rios também tem grande variabilidade, o que está estreitamente relacionado à geologia das bacias de drenagem dos rios que deságuam no Pantanal. As áreas fonte de sedimentos para a

região norte do Pantanal, principalmente dos rios São Lourenço e Cuiabá, se situam nos planaltos que circundam a depressão, com maior influência do Planalto dos Guimarães e mais ao extremo norte da Província Serrana (FRANCO; PINHEIRO, 1982; CORRADINI; ASSINE, 2012).

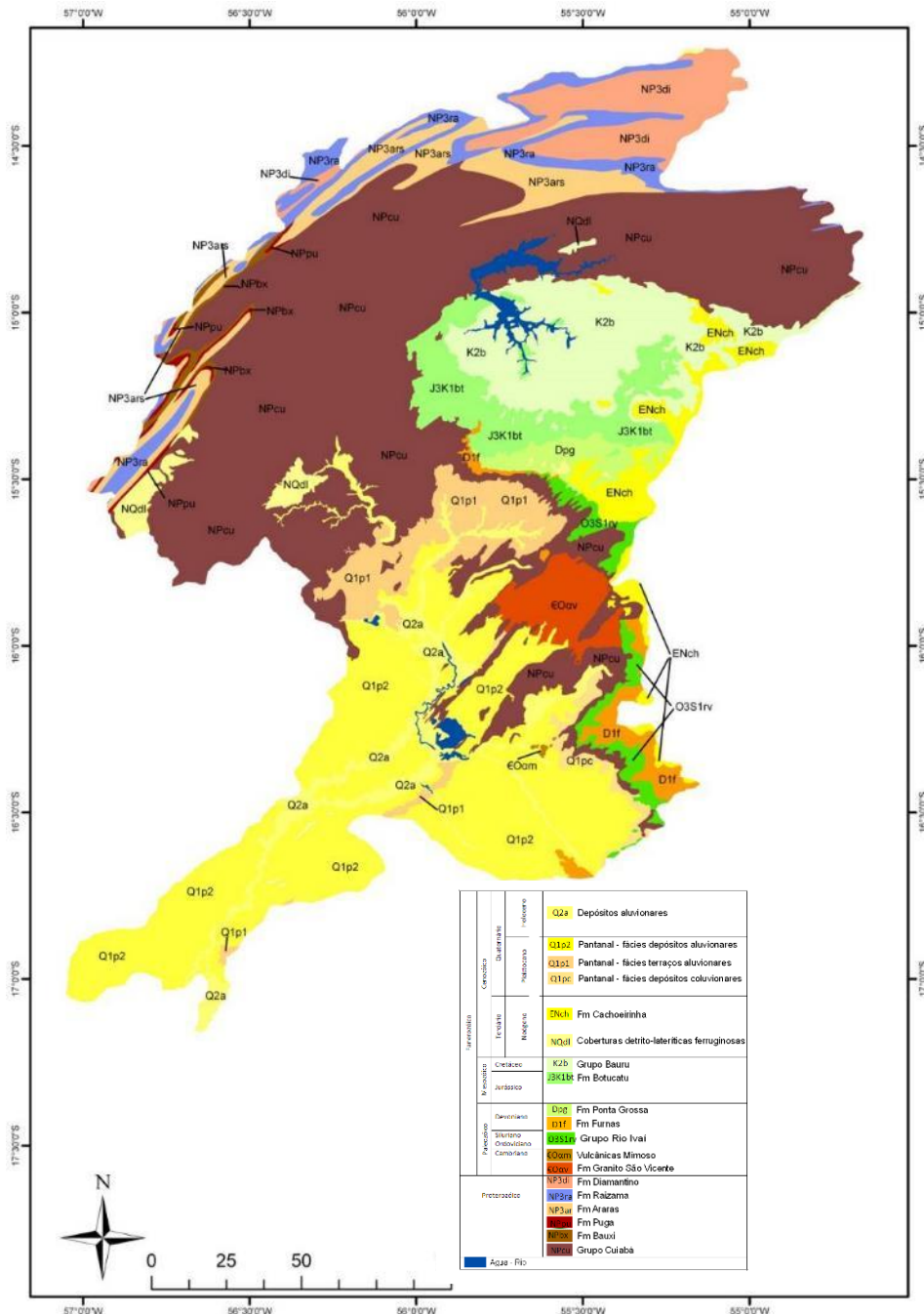


Figura 1 - Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Cuiabá (NASCIMENTO, 2012)

A bacia do rio Cuiabá possui aproximadamente 39.000 km² (Figura 1), e sua superfície de erosão se instalou principalmente sobre o grupo Cuiabá (38%), seguido pelos sedimentos

fluviais Quaternários da Formação Pantanal (24%) e do Grupo Bauru (7%). O grupo Cuiabá é formado por rochas de baixo grau de metamorfismo, predominando filitos com intercalações de quartzitos, ocorrendo também metarcósios e metargilitos. O Grupo Bauru é essencialmente arenítico de ambiente sedimentar fluvial, compreendendo as formações: Adamantina (arenitos finos e muito finos com intercalações de argilitos de coloração castanha), Uberaba (arenitos cimentados por carbonato, com matriz argilosa de coloração esverdeada) e Marília (arenitos grossos, mal selecionados, cimentados por carbonatos).

Por sua vez, a bacia hidrográfica do rio São Lourenço (Figura 2) tem menor expressão territorial quando comparada à do rio Cuiabá (27.000 km²) e é composta majoritariamente por arenitos, destacando-se a Formação Ponta Grossa (25% da área) seguido de Formação Aquidauana (24%), Furnas (12%), sedimentos inconsolidados terciários das Formações Cachoeirinha (11%) nas chapadas e quaternários da Formação Pantanal (11%), além dos arenitos fluviais cretáceos do Grupo Bauru (Formações Adamantina e Marília, 4%) e os sedimentos eólicos jurássicos da Formação Botucatu (4%) (NASCIMENTO, 2012). Com menos expressão, há influencia também de rochas do Grupo Rio Ivaí, que são formadas por conglomerados e arenitos de sedimentação fluvial (ASSINE; SOARES; MILANI, 1994), além da subunidade indivisa do grupo Cuiabá que possui em sua constituição metarcósios, ricos em feldspatos-K (TOKASHIKI; SAES, 2008)

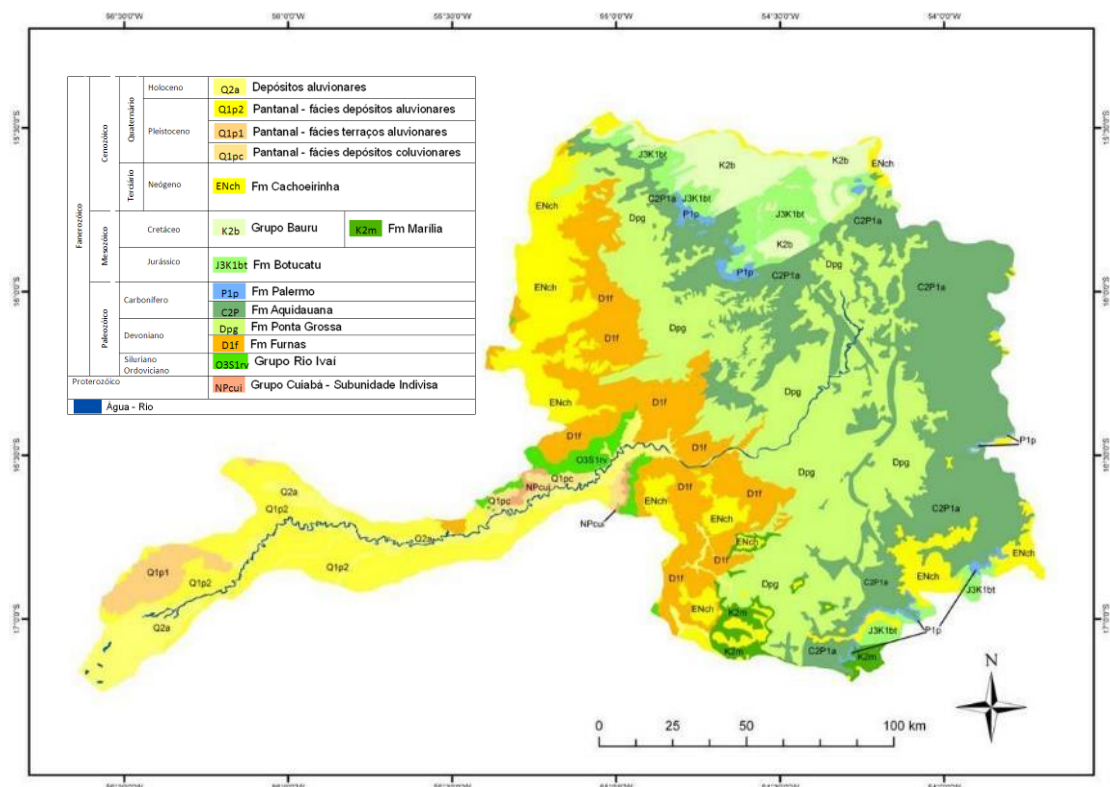


Figura 2 - Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio São Lourenço (NASCIMENTO, 2012)

A Formação Ponta Grossa, com maior expressão de área, é de origem sedimentar marinha, ocorrendo intercalações de siltitos, argilitos e arenitos micáceos, finamente laminados. Já a Formação Aquidauana é de origem Fluvial e lacustre, predominantemente arenosa, variando de areia grossa a areia muito fina e de coloração avermelhada, cinza-arroxeadada a esbranquiçada. Já a Formação Furnas é constituída por arenitos de origem sedimentar marinha, de tamanho médio a grosso, feldspáticos, com cimentação argilosa (essencialmente caulinita).

Corradini e Assine (2012) consideram que praticamente toda a superfície da Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) é o lobo ativo do rio São Lourenço e que os sedimentos Holocênicos (atuais) estão se sobrepondo a sedimentos mais antigos, provavelmente do Pleistoceno. Entretanto Nascimento (2012), trabalhando com o mapeamento geomorfológico da RPPN identificou 3 lobos de diferentes idades na planície do rio São Lourenço, em que o grau de erosão aumenta conforme a idade do lobo.

2.1.2 Climats pretéritos do Pantanal

As áreas úmidas são reconhecidas por serem sensíveis às variações climáticas, principalmente àquelas ligadas a mudanças hidrológicas, as quais alteram os níveis e as intensidades das inundações. Como resposta às variações do clima e dos níveis de inundações, ocorrem mudanças na vegetação, em especial da composição florística, alternando principalmente entre gramíneas de ambientes alagados e de ambientes mais secos (WHITNEY et al., 2011). Foi publicado recentemente número considerável de trabalhos abordando as variações climáticas e hidrológicas na região do Pantanal (Tabela 1), e seus efeitos sobre as espécies vegetais, a hidrologia e os sistemas deposicionais. Whitney et al. (2011), na tentativa de reconstruir as variações climáticas nos últimos 45 ka AP (Pleistoceno Superior), analisaram a frequência de diatomáceas e espículas de ambientes lacustres rasos, profundos e de espécies arbóreas para distinguir ambientes alagados e secos. Estes autores encontraram evidências de que o clima durante o Pleistoceno (45 a ~12 ka AP) foi muito mais seco que o atual, onde a Lagoa Guaíba (local de estudo) tornou-se desconexa do rio Paraguai, ou seja, sem receber as águas desse rio durante os eventos de inundações. A presença de fósseis de espécies arbóreas de clima temperado e subtropical no mesmo local (datadas do Pleistoceno tardio) indicou que a temperatura da região foi de 4° C mais baixa que a atual.

McGlue et al. (2012) estudaram a mudança nos regimes de inundações no Pantanal, analisando fitólitos em Lagoas (Gaiva e Mandioré) situadas próximas ao Rio Paraguai. Estes

autores observaram que em um período entre 8,9 a 5,3 ka os níveis de inundação dessas lagoas encontravam-se em um estágio intermediário, com grande variação dos níveis de inundação. Os sedimentos encontrados na lagoa e correspondentes a essa época eram basicamente argilosos e de textura areno siltosa, com coloração marrom-esverdeada. O período subsequente, entre 5,3 e 2,6 ka AP, foi definido por McGlue et al. (2012) como sendo um “hiato” em termos de registros paleo-ambientais, e os autores relacionaram tal fato à um clima mais árido, em que as lagoas perderam sua conexão com o Rio Paraguai e, devido ao processo de evaporação, teria ocorrido uma diminuição nos níveis de inundação das mesmas. Ainda de acordo com esses autores, de aproximadamente 440 anos AP até os dias atuais, o volume de precipitação da área teve considerável aumento, e os eventos de inundação se tornaram mais severos, com as lagoas apresentando níveis mais elevados.

Tabela 1 - Resumo dos principais estudos sobre variações e reconstrução das condições paleo-climáticas no Pantanal

Região	Local	Idade	Paleo-ambiente	Autores
Pantanal Norte	Leque do Rio São Lourenço	Pleistoceno médio-presente	Transição de um período mais seco para um clima mais úmido entre o Pleistoceno e o Holoceno, alterando o padrão dos canais anastomosados para canais mais incisos.	ASSINE et al. (2014)
	Leque do Rio Paraguai	Pleistoceno-presente	Paleo-canais, padrões de incisão relacionados ao fim do período seco do Pleistoceno e a variação do período úmido no Holoceno.	ASSINE; SILVA (2009)
Pantanal Central	Lagoa Gaiva	~ 45.000 anos AP até o presente	Polens e diatomáceas sugerem a transição entre a vegetação de savana e de clima úmido a ~12.900 anos AP, e seca moderada entre ~10.000-3.000 anos AP	WHITNEY et al. (2011)
	Lagoa Gaiva e Mandioré	~ 11.000 anos AP até o presente	A análise de sedimentos e indicadores biológicos indica inundação fraca e esporádica do rio Paraguai durante o Holoceno médio-tardio, com clima seco entre 5.300-2.600 anos AP, fortes eventos de inundação após 2.600 anos AP.	MCGLUE et al. (2013)
Pantanal Sul	Miranda e Aquidauana	3.820 anos AP	Conchas de moluscos identificadas em sedimentos fluviais relacionados a um clima seco ~ 4000 anos AP	ASSINE; SOARES (2004)
	Rio Aquidaban	~ 3.700–1.900 anos AP	Tufas relacionadas ao clima mais seco durante o Holoceno tardio	BOGGIANI et al. (2002)
	Nhecolândia	~ 11.400 anos AP até o presente	Isótopos de carbono sugerem a transição para a paisagem de savana entre ~ 11.400 e 4.600 anos AP	VICTORIA et al. (1995)
	Nhecolândia	Pleistoceno	Deflação eólica e formação de estruturas arredondas (atuais lagoas) relacionado a período seco no Pleistoceno	KLAMMER (1982)

Kuerten et al. (2013) trabalhando na região de Nabileque, sul do Pantanal, estudaram as mudanças nos sistemas de planícies de inundação por meio de espículas de esponjas. Os autores observaram que em no período ~6,7 ka AP, as espículas observadas foram típicas de ambiente

lótico, com maior vazão dos rios e sedimentação em ambiente mais perturbado, resultado de um clima mais úmido. Espécies de espículas de ambiente lêntico, com ambiente de sedimentação lento e calmo, foram observadas em sedimentos correspondentes ao período de ~3,9 ka AP, indicando um período mais seco. No período atual, o clima se tornou mais úmido, com aumento do volume pluviométrico e conseqüentemente foram observadas espículas de espécies comuns a ambientes lóticos e uma provável remobilização dos sedimentos depositados anteriormente.

Levando em consideração as mudanças climáticas durante o Holoceno, mais especificamente o volume de descarga de rios e quantidade de sedimentos, Macedo et al. (2014) e Assine et al. (2014) estudaram as mudanças no padrão da hidrologia do Pantanal. Macedo et al. (2014) sugeriram que no período de transição entre o Pleistoceno/Holoceno, o clima mais árido impôs um padrão *anabanching*/distributário ao rio Paraguai, com intensa sedimentação. Em uma fase posterior, com maior volume de precipitação e descarga fluvial, o rio passou a entalhar sedimentos depositados anteriormente, processo que se intensificou durante o Holoceno superior até os dias atuais, com um maior volume de precipitação e de descarga fluvial. Já Assine et al. (2014), estudando o sistema deposicional do Rio São Lourenço, destaca que a região é atualmente uma zona de passagem de sedimentos, sem deposição significativa, a qual ocorre de forma mais consistente na confluência com o rio Cuiabá. A formação dos cinturões de meandros, em um sistema canal-dique marginal, ocorreu durante as flutuações no volume de precipitação e descarga fluvial no Holoceno.

2.1.3 Hidrologia, geomorfologia e geoquímica das águas

A época em que os eventos de inundação ocorrem é diferenciada para cada região do Pantanal, com a porção norte inundada de janeiro a março, a região central de abril a maio enquanto a porção sul de junho a julho (ALVARENGA et al., 1984; POR, 1995). A dinâmica dessas inundações afeta diretamente a fauna e a vida da população local, também chamados de Pantaneiros que, durante a época de seca utilizam as plantas forrageiras das savanas para alimentação do gado. Durante a época da cheia utilizam as partes mais altas (cerca de 3 a 6m mais elevadas) e localmente denominadas de cordilheiras, servindo como refúgio para o gado e como local para pastagem (SILVA; GIRARD, 2004 – Figura 3).

Girard et al. (2010), monitorando a dinâmica de inundação do rio Cuiabá observaram que, no início da inundação as águas que cobrem as planícies são oriundas das precipitações diretas (chuva) e que, somente após a lâmina de água superar 3 metros de altura a água do rio

invade a planície influenciando a altura e o fluxo de inundação. De fato, durante o período de monitoramento (de 2004 a 2007) os autores não observaram a elevação do rio além dos seus diques naturais, sendo que sua conexão com a planície de inundação ocorre por pontos mais baixos, geralmente resultados de eventos anteriores de avulsão.

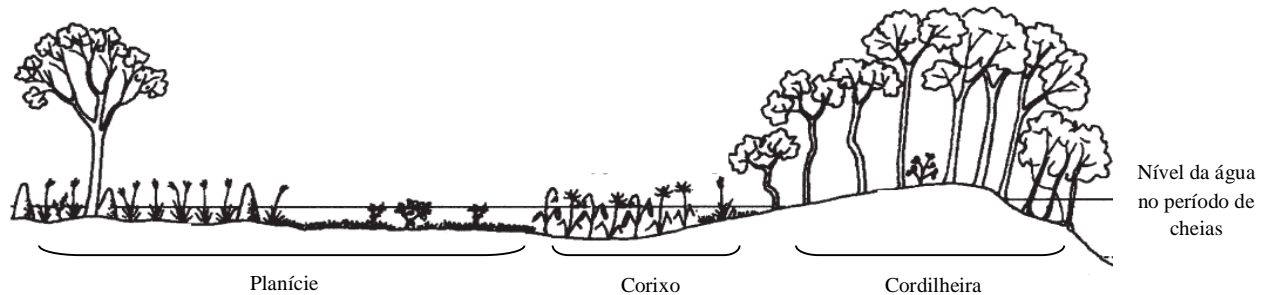


Figura 3 - Exemplificação de algumas feições de relevo do Pantanal de Poconé. A cordilheira corresponde a antigos diques marginais ou paleodiques
Adaptado de Zeilhofer e Schessl (1999)

O complexo trato deposicional e a variabilidade espacial e temporal do comportamento dos rios resultam em unidades geomórficas igualmente complexas. Segundo Assine e Soares (2004), algumas dessas unidades foram herdadas da alternância climática durante o Pleistoceno e Holoceno, como por exemplo, a ocorrência de lagoas salinas formadas pela deflação eólica de dunas em um clima mais árido, enquanto outras unidades são resultado da dinâmica atual da bacia sedimentar. Além da influência da variação climática na formação atual ou da herança de unidades geomórficas, a atividade tectônica também desempenha importante papel na modelagem da paisagem pantaneira, principalmente no controle dos padrões de drenagem dos rios, podendo passar de meandrante para retilíneo, por exemplo.

Barbiero et al. (2002), descrevem como as principais feições geomorfológicas presentes na região da Nhecolândia, as seguintes: i) cordilheiras – local mais elevado que o entorno, com sua estrutura herdada de antigos canais e diques marginais que foram abandonados pela avulsão do curso d'água; ii) lagoas – podem ser temporárias ou permanentes, com formatos variados; iii) corixo – canais de drenagem natural, podendo ligar pequenas lagoas adjacentes durante a época de inundação e iv) salinas – lagoas salgadas, de caráter permanente.

As feições localmente denominadas de cordilheiras são de extrema importância e guardam estreita relação com os solos alcalino-sódicos. Sua origem está ligada a um sistema dique-canal-dique. Quando ativo essa feição sofre colmatção pelos sedimentos mais grossos transportados pelo rio, promovendo a elevação do seu nível, a uma cota maior que a planície de

inundação, até o ponto em que o rio não perde sua competência em transportar os sedimentos. Neste caso, o rio rompe um dos seus diques marginais e busca um caminho por uma cota mais baixa, de menor energia, abandonando um trecho do seu antigo canal, que permanece então nas partes mais elevadas da paisagem.

No Pantanal algumas áreas têm uma grande frequência de feições arredondadas, mais elevadas que a planície de inundação, enquanto as cordilheiras são alongadas e contínuas. Essas feições arredondadas são denominadas de murundus e que alguns autores atribuem a atividade biológica (termiteiros) ou a um estágio avançado de erosão dos paleodiques (NASCIMENTO, 2012; MARIMON et al., 2012). Murundu é uma palavra que significa pequeno monte, montículo e vem do substantivo Mulundu, palavra africana (da língua Kimbundu da Angola) que significa ressalto, saliência.

Nascimento (2012) trabalhando com geomorfologia no norte do Pantanal, especificamente no Pantanal de Barão de Melgaço nos limites da Reserva do Particular do Patrimônio Natural (RPPN) SESC Pantanal, descreveu apenas duas feições geomorfológicas: i) ligadas principalmente à dinâmica de inundação, em que as planícies de inundação são aquelas áreas mais baixas, as primeiras a serem inundadas e últimas a secar; ii) já os paleodiques estão em locais mais elevados que o entorno e não tem sua superfície atingida pelas águas de inundação (Figura 3).

Além da variabilidade temporal dos eventos de inundação, há também a variabilidade na composição das águas dos rios, sofrendo influência não só da litologia como também das atividades antrópicas e das variações sazonais nos volumes de precipitação (REZENDE FILHO, 2011). Rezende Filho(2011), estudando a variabilidade química das águas do Pantanal observou três polos com composições químicas diferentes: um polo marcado pela variabilidade da alcalinidade e Ca^{2+} , ligado principalmente às formações calcárias pré-cambrianas (Grupo Corumbá) da Serra da Bodoquena, outro com grande variabilidade marcada pelo Na^+ e Cl^- , ligado principalmente às rochas sedimentares (Figura 4), e o terceiro polo com atributos químicos distintos foi marcado pela variabilidade dos teores de SO_4 , atribuída à influência da atividade antrópica através da adubação de culturas agrícolas. Este autor também observou um padrão de variação sazonal, com as águas no período úmido apresentando maiores valores de CE em relação à época de estiagem, indicando que durante a época úmida o processo erosivo e de mobilização de íons é mais intenso.

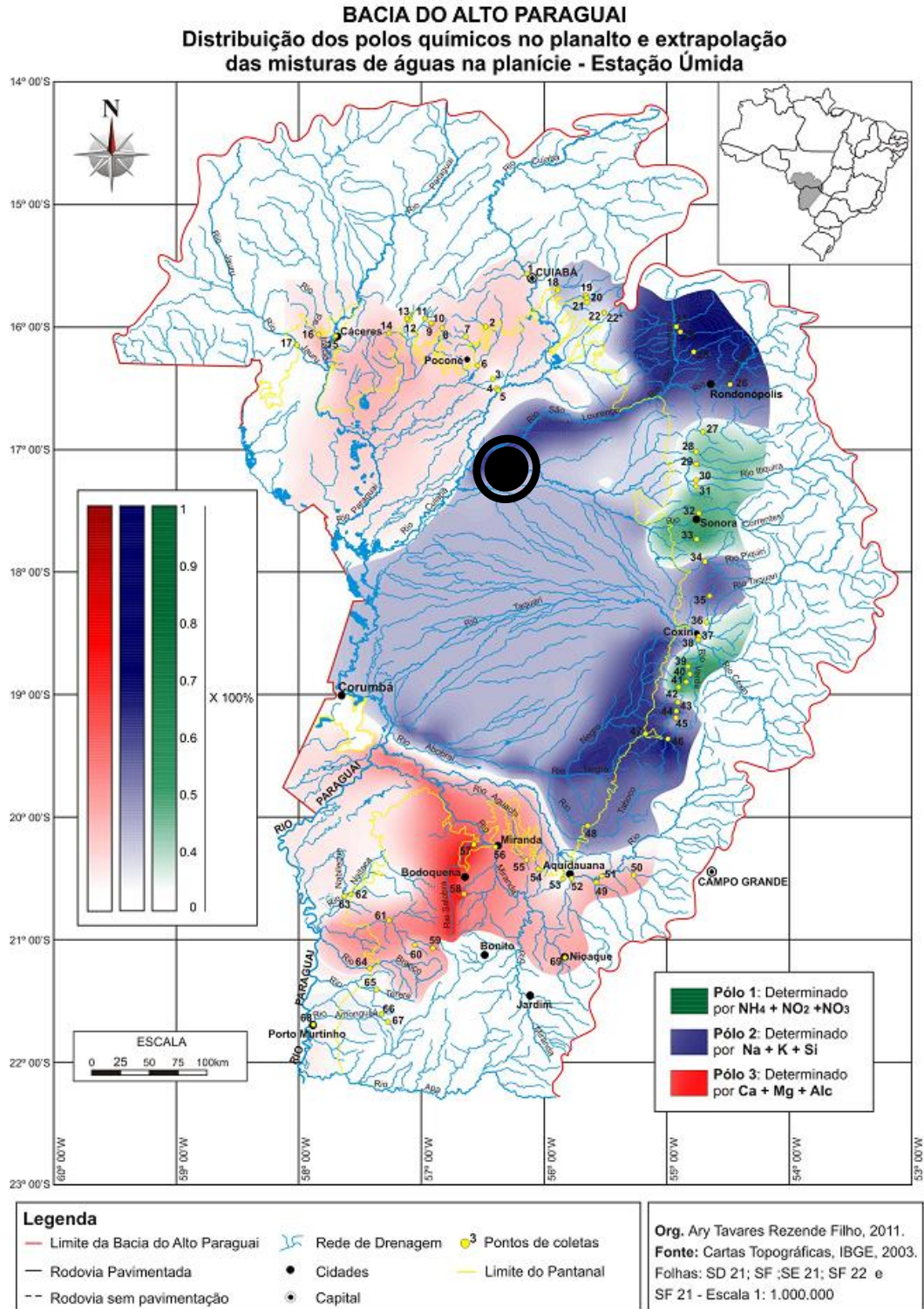


Figura 4 - Variabilidade química na composição das águas da bacia do alto Paraguai. Há diferenças entre os determinantes da variabilidade química das águas do rio São Lourenço e Cuiabá. O círculo preto indica a área de estudo.

Fonte: Rezende Filho (2011)

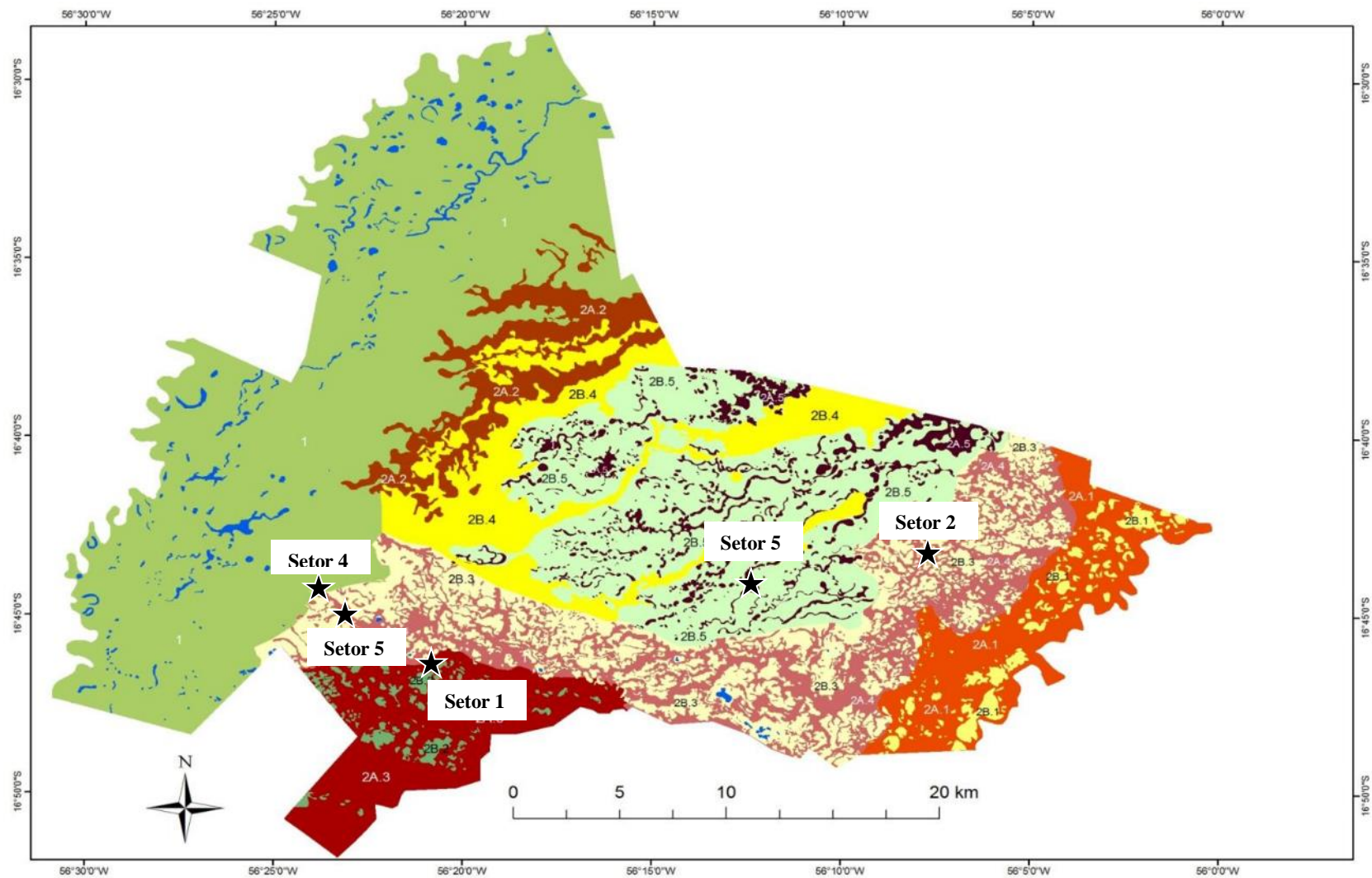


Figura 5 - Mapa de feições geomorfológicas da RPPN SESC Pantanal. A unidade 1 está relacionada a planície atual do Rio Cuiabá (oeste da área). A unidade 2 está relacionada a planície do Rio São Lourenço, sendo dividido em unidades geomórficas elevadas (identificados pela letra A) e unidade baixas (identificados pela letra B). A numeração indica o estágio do processo erosivo (1 – menos intenso, ao 5 – mais intenso)

Fonte: Nascimento (2012)

2.1.4 Solos sódicos

Ao considerar a seletividade na adsorção de cátions pelo complexo de troca do solo (série liotrópica), o Na^+ situa-se entre os últimos cátions a serem adsorvidos (YAGODIN, 1984), devido a sua menor eletrovalência, seu maior raio iônico hidratado e maior massa atômica, enquanto cátions como Ca^{2+} e Mg^{2+} possuem maior eletrovalência e menor raio iônico hidratado e conseqüentemente são atraídos pelo complexo de troca com maior energia (Figura 6). Por este motivo o Na^+ é facilmente deslocado do complexo de troca e lixiviado, e a ocorrência de solos sódicos é intimamente ligada às condições específicas de clima e drenagem (hidrologia) que permita processos de concentração de íons em maior taxa que os processos de lixiviação. As condições ambientais que favorecem esse acúmulo são: a) índices anuais de precipitação inferiores aos de evapotranspiração, havendo a concentração de Na^+ na solução (BOHN et al., 1985); b) períodos com abundância temporária de umidade, quando ocorre a desagregação dos torrões e concomitante dispersão dos coloides (RENGASAMY; SUMNER, 1998); c) topografia localmente deprimida e alto nível do lençol freático, restringindo os fluxos de água nos solos, permitindo o confinamento da água necessário para altas taxas de evaporação e para a instabilidade dos agregados (WESTIN, 1953; UNITED STATES SALINITY LABORATORY – USSL, 1954).

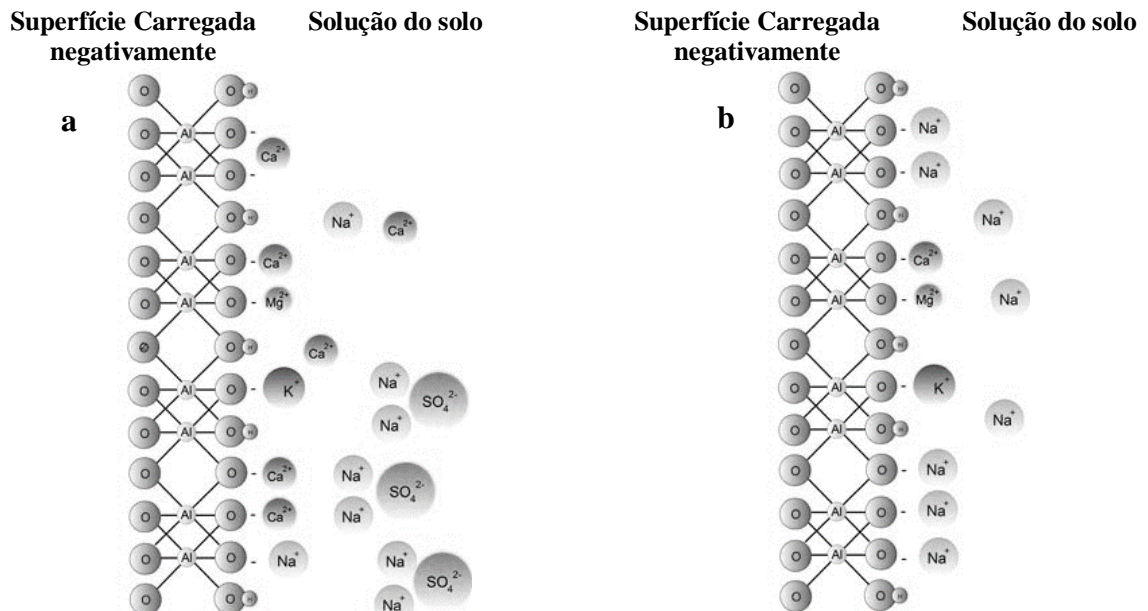


Figura 6 – Solução do solo rica em Na^+ e SO_4 , com o complexo dominado pelo Ca^{2+} (a) conforme a solução se torna mais concentrada, o Ca^{2+} adsorvido pelo complexo é deslocado para a solução e precipitado na forma de CaSO_4 , ou CaCO_3 (soluções alcalinas), e o Na^+ passa a predominar no complexo de troca no processo de solonização

Os principais processos envolvidos na formação dos solos sódicos são a solonização e solodização (FANNING; FANNING, 1989; BREEMEN; BUURMAN, 2002). Na solonização ocorre a eliminação gradual de sais mais solúveis que a calcita, por exemplo, pela lixiviação (sais de Cl^- e SO_4^{2-}) e redução dos valores de CE ($<4 \text{ dS m}^{-1}$), ao passo que o complexo de troca tem um aumento da porcentagem de Na^+ trocável (PST) ocupando os seus sítios de troca (PST $\geq 15\%$ - USSL, 1954; FANNING, FANNING, 1989). Em condições de concentração de soluções com teores de CO_3 mais elevados que os teores de Ca^{2+} , ocorre a precipitação de calcita e consequente concentração de HCO_3^- , elevando os valores de pH (>9).

Os elevados valores de PST em presença da água da chuva tornam os colóides do solo (argila e matéria orgânica) dispersos e, que por sua vez migram em profundidade no perfil (Figura 7), originando o horizonte de acúmulo de argila e Na^+ (Btn), com estruturas grandes, baixa permeabilidade e porosidade (KAMPF; CURI, 2012). Junto com a argila pode ocorrer a migração de componentes orgânicos, conferindo a coloração escura a este horizonte que, antigamente, originou o termo “álcali negros”, e que atualmente são classificados como PLANOSSOLOS NÁTRICOS pelo SiBCS (EMBRAPA, 2013).

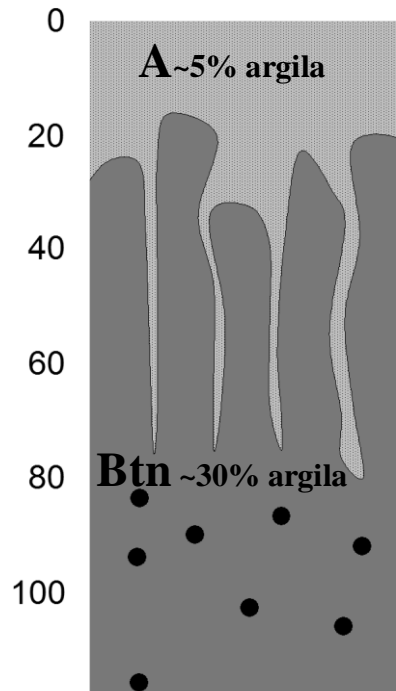


Figura 7 - Horizonte Btn com estruturas colunares e acúmulo de argila oriunda do horizonte superficial. O espaço entre essas grandes estruturas se torna caminho preferencial de passagem de água e potencializa a remoção de argila

No processo de solodização, o horizonte superficial se torna mais ácido e menos argiloso que o horizonte Btn, uma vez que a maior parte do Na^+ é lixiviada junto com os álcalis e a

argila, ocorrendo também a hidrólise do Na^+ e a liberação de hidroxilas para a solução (equação 1 – BOHN et al., 1985; KAMPF; CURI, 2012).



Através do perfil de salinidade do solo, é possível identificar a origem ou estado atual da concentração de sais. Solos com acúmulo de sais pela ascensão do lençol freático apresentam um perfil com crescimento exponencial dos valores de CE em direção à superfície do solo. Solos em processo de dessalinização, principalmente por manejo da irrigação, apresentam um aumento nos valores em profundidade, ao passo que solos em que houve a salinização por lençol freático, mas que as condições atuais são de solodização, ocorre um pequeno decréscimo em superfície e um aumento em sub-superfície, indicando a remobilização de sais (Figura 8).

Segundo Sumner e Naidu (1998), muitos profissionais ligados à área de ciências agrárias, até mesmo cientistas do solo, tem dificuldades em diferenciar solos salinos de solos sódicos, muito disso se deve ao fato de que o último geralmente resulta da alteração do primeiro. Em um cenário de transformação de solo salino para sódico é impossível fazer distinção entre os efeitos da salinidade e os da sodicidade no comportamento do solo, sobretudo do ponto de vista físico.

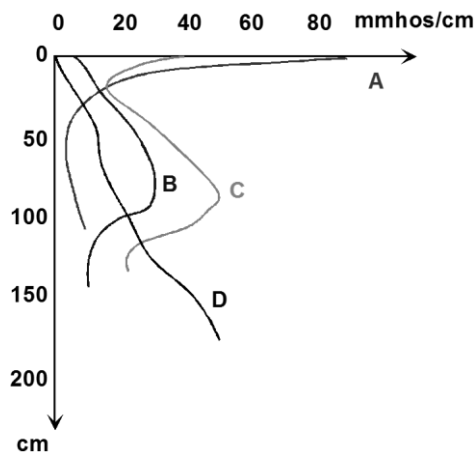


Figura 8 - Exemplos de perfil salino decorrente de (a) salinização pela ascensão do lençol freático, (b) lixiviação de sais da superfície e acúmulo em um horizonte subsuperficial mais argiloso de baixa permeabilidade, (c) Salinização pela concentração de águas superficiais, ocorrendo a concentração em superfície e na profundidade correspondente ao horizonte Bt e (d) lixiviação de sais promovidos pela intensa irrigação da área (BARBIERO, comunicação pessoal)

No Brasil, o grande domínio de solos salinos e sódicos é observado principalmente no nordeste, em condições de clima árido e semiárido, com pequenos volumes de pluviosidade (~ 600 mm anuais), e sempre com maior expressão nas partes deprimidas da paisagem (sopé da encosta). Beirigo (2008) e Nascimento (2012), estudando os sistemas pedológicos do Pantanal

da região de Barão de Melgaço, observaram que apesar da região de estudo apresentar déficit hídrico e abundância temporária de umidade (inundações), os solos sódicos ocorrem na parte mais elevada da paisagem, descritas como paleodiques.

2.1.5 Calcificação

A calcificação é o processo responsável pelo acúmulo de Ca^{2+} na forma de calcita (CaCO_3) e gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (BREEMEN; BUURMAN, 2002; KAMPF; CURI, 2012). Por ser relativamente mais estável que a matéria orgânica, os carbonatos têm sido amplamente utilizados em estudos sobre a reconstituição paleo-climática com sucesso, tendo como enfoque sua datação e identificação do ambiente de sua formação (CATONI; FALSONE; BONIFACIO, 2012), principalmente se as condições atuais não são favoráveis à sua ocorrência. De maneira similar ao processo de solodização, a calcificação ocorre em ambientes com concentração de íons, condicionados pelo clima e hidrologia.

Rochas silicatadas geralmente têm seu intemperismo em ambiente com $\text{pH} < 10$, condição em que o silicato encontra-se em estado não carregado (H_4SiO_4^0). Desse modo se faz necessário a utilização de outro contra-íon para neutralizar a solução. Geralmente este papel é desempenhado pelo HCO_3^- , oriundo da dissolução em água do CO_2 atmosférico ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HCO}_3^-$), o qual também atua como agente de intemperismo. Segundo Breemen e Buurman (2002), por este motivo é que teoricamente todos os solos devem conter calcita quando a remoção dos produtos do intemperismo é limitada.

Como o CaCO_3 é um dos sais menos solúveis ele tende a precipitar quando, pela concentração da solução, os teores de Ca^{2+} e CO_3^{2-} excedem o valor do produto de solubilidade da calcita. Entretanto a sub ou supersaturação da solução em relação à calcita pode variar em questão de milímetros de distância, sendo que o atributo termodinâmico que possui melhor relação com mobilidade da calcita é a pressão parcial de CO_2 (P_{CO_2}), em que valores baixos favorecem a precipitação do mineral (BREEMEN; BUURMAN, 2002). Entre os processos que influenciam na P_{CO_2} , a atividade biológica é mais importante, seja pela decomposição da matéria orgânica ou respiração das raízes liberando CO_2 para o sistema. A difusão do CO_2 atmosférico para a solução ou solo também influencia de forma significativa os valores de P_{CO_2} , razão pela qual os carbonatos são raramente observados em superfície.

Já solos derivados de rochas calcárias podem apresentar nódulos de carbonato herdados do material de origem e não implicam necessariamente em um processo pedogenético desenvolvido sobre condições de déficit hídrico e concentração de soluções. Neste sentido,

vários trabalhos têm se dedicado à distinção de carbonatos de origem sedimentar (litológica) daqueles de origem pedogenética, com o primeiro se diferenciando pela presença de fósseis ou estruturas de ambientes aquáticos, enquanto o segundo apresenta estruturas pequenas, em nódulos, por vezes associadas a poros ou canais (WEST et al., 1988; PENDALL et al., 1994; CATONI; FALSONE; BONIFACIO, 2012). Por ser relativamente mais estável que a matéria orgânica, alguns trabalhos utilizam a datação de carbonatos pedogenéticos como indicadores de paleo-climas (SRIVASTAVA, 2001; PUSTOVOYTOV, 2002; SIKES; ASHLEY, 2007; DURAND et al., 2007), enquanto outros autores se apoiam na interpretação de descrições micromorfológicas e interpretações hierarquizadas realizadas em lâminas delgadas, tendo como principal objetivo identificar a cronologia de processos pedogenéticos predominantes, sobretudo em relação ao binômio calcificação-argiluviação (BARBIERO; VLIET-LANOE, 1998; PAL; SRIVASTAVA; BHATTACHARYYA, 2003; KHORMALI et al., 2003; KHADEMI; MERMUT, 2003; GUNAL; RANSOM, 2006).

A remobilização de carbonato promovida pelo lençol suspenso temporário (epissaturação) promove uma rápida dissolução e mobilização da calcita pelo solo. Se este evento for relativamente rápido, o interior do agregado não tem condições de ficar saturado com a solução enriquecida em CaCO_3 e, tão logo o solo se torne seco, a calcita sofre a reprecipitação nos canais entre agregados, na forma de pó solto (PiPUJOL; BUURMAN, 1997). Gunal e Ransom (2006) observaram em solos do estado do Kansas, Estados Unidos, feições de revestimentos de carbonato sobrepostos a revestimentos de argila (Figura 9), sugerindo que o acúmulo de argila precedeu à precipitação de carbonato. De fato, a obliteração dos poros pela argiluviação pode ter limitado a profundidade da frente de molhamento do solo e a precipitação de carbonato então coincidiu com a região de argiluviação. Pal, Srivastava e Bhattacharyya (2003) estudando solos da Índia observaram a superimposição do revestimento de argila em relação ao de carbonato, o que levou os autores a afirmar que a precipitação de carbonato promoveu o aumento da PST e conseqüentemente a maior dispersão dos coloides inorgânicos, formando as feições de revestimento de argila.

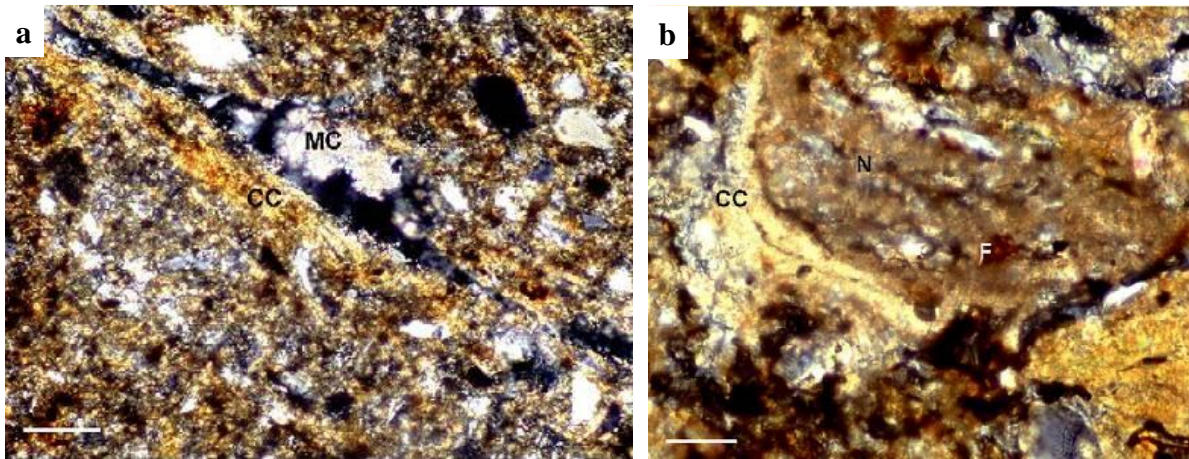


Figura 9 - Revestimento (a) de argila orientada (CC) no canal, justaposta ao revestimento por calcita micrítica (MC), (b) revestimento de argila orientada (CC), nódulo de calcita (N) e feição de oxirredução (F)

Fonte: Gunal e Ransom(2006)

2.1.6 Processos de concentração de água

Alguns estudos em solos brasileiros apontam que o caráter sódico é originado pelo intemperismo de minerais primários como biotita, por exemplo, em que o baixo volume de precipitação permite a concentração destes produtos no solo (OLIVEIRA et al., 2004; PARAHYBA; SANTOS; ROLIM NETO, 2009).

Em casos onde o material de origem não se constitui uma fonte importante de sais (sedimentos arenosos e arenitos) a formação de solos sódicos se dá pela concentração de águas diluídas, e que pode ser oriunda das encostas em um sistema com drenagem endorreica (que finda em lagoas, dentro do continente) ou pelo extravasamento do rio durante a época de cheia. Em ambos os casos, vários ciclos de aporte e concentração de água são necessários para que ocorra o aumento da concentração de Na^+ , sempre em condições de reduzida lixiviação (BARBIERO; VLIET-LANOE, 1998; BARBIERO et al., 2002; NEZLI; ACHOUR; DJABRI, 2007; FURQUIM et al., 2010a, 2010b).

Os eventos anuais de inundações ocorrem principalmente de janeiro a março na região norte do Pantanal, de abril a maio no centro e de junho a julho no sul da planície, períodos em que as águas atingem inúmeras zonas deprimidas e, em geral, coalescem-se em extensos corpos d'água intermitentes (CARVALHO, 1986; GARCIA, 1991). Apesar da presença recorrente de água, a região norte do Pantanal apresenta uma deficiência hídrica anual de 300 mm, resultante de uma média anual de precipitação de 1100 mm e de uma média anual de evapotranspiração de 1400 mm (ALVARENGA et al., 1984; POR, 1995). Esse cenário seria favorável à concentração de sais no solo e conseqüentemente resultaria na solodização e solonização dos

mesmos, entretanto atende somente uma das premissas para a salinização ou sodificação de solos. No processo de concentração da solução, após ocorrer a saturação em relação à calcita e a precipitação da mesma, a solução pode seguir duas vias distintas, sendo elas: i) alcalina – quando a alcalinidade (HCO_3^-) é maior que o teor de Ca^{2+} equivalente, havendo um decréscimo nos teores de Ca^{2+} e aumento na alcalinidade conforme a solução se concentra mais, resultando em solos alcalinos, com valores de pH maiores que 8,5 e ii) salina – quando o teor de Ca^{2+} equivalente é maior que a alcalinidade e a solução passa a seguir uma via salina conforme se torna mais concentrada, com decréscimo de alcalinidade e aumento nos teores de Ca^{2+} (BARBIERO et al., 2002).

Solos originados pela via alcalina têm uma grande participação de Na^+ na saturação do complexo de troca, promovendo uma instabilidade das estruturas, dispersão, mobilização da argila e baixa permeabilidade (SUMNER; NAIDU, 1998; BREEMEN; BUURMAN, 2002; KAMPF; CURI, 2012). Se o processo de concentração continuar, e os teores de Na^+ forem superiores aos de SO_4^{2-} , pode ocorrer a precipitação de Na_2CO_3 , condição de rara ocorrência e que promove a elevação do pH a níveis extremamente alcalinos (>11).

Soluções que seguem a via de formação salina tendem a precipitar gipsita (CaSO_4) conforme o meio vai se tornando mais concentrado (DROUBI; FRITZ; TARDY, 1976). Em casos de meios extremamente concentrados, também é possível a precipitação de NaCO_3 , condição não encontrada em solos temporariamente inundados uma vez que a solubilidade deste sal é muito elevada (BREEMEN; BUURMAN, 2002). Por sua vez, solos originados da concentração dessas águas apresentam boa estruturação e porosidade, permitindo uma boa percolação de água. Entretanto a salinidade aumenta a pressão osmótica da solução, dificultando a absorção de água e nutrientes pelas plantas (MEDEIROS; SILVA; DUARTE, 2010).

Deste modo, a composição química da água submetida a processos de concentração desempenha importante papel na precipitação de compostos, em especial a alcalinidade (na forma de carbonatos) que, por definição, é a soma de bases fracas com poder de neutralização de prótons e que tanto no solo como na água, é dominada pelos carbonatos (STUMM; MORGAN, 1970). As soluções contendo teores significativos de sílica e Al^{3+} ao se concentrarem, além de promover a precipitação de sais, também podem originar filossilicatos (BARBIERO et al., 2002; GALAN, 2006; FURQUIM et al., 2010a, 2010b). Os minerais mais comumente formados nessas condições são do grupo das esmectitas, ricas em Mg, podendo haver a participação de Fe nas estruturas dos minerais.

Segundo Rezende Filho et al. (2012), as águas do rio Cuiabá e São Lourenço apresentam composições químicas contrastantes o que, apoiado no conceito descrito anteriormente, dá origem a solos com propriedades químicas e mineralógicas distintas. O rio Cuiabá apresenta um grande equilíbrio entre Ca^{2+} , Mg^{2+} e alcalinidade, enquanto o São Lourenço apresenta valores alcalinidade muito superior à soma de Ca^{2+} e Mg^{2+} (REZENDE FILHO et al., 2012).

2.2 Material e Métodos

2.2.1 Área de estudo

O estudo foi conduzido na Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) pertencente ao SESC Pantanal, criada em 1996 e situada entre as coordenadas $16^{\circ}32' - 16^{\circ}49'S$ e $56^{\circ}03' - 56^{\circ}26'W$, na região norte do Pantanal. Dois importantes rios da bacia sedimentar do Pantanal exercem grande influência na área, sendo eles o rio Cuiabá, delimitando a área ao oeste, e o rio São Lourenço, constitui a delimitação ao leste (Figura 10).

A temperatura média mensal varia entre 22 a 32 °C, a média anual de precipitação para a região é de 1100 mm, com potencial de evapotranspiração de 1400 mm anuais, resultando em um déficit hídrico de 300 mm anuais, que segundo a classificação de Köppen se enquadra como Aw, ou seja, clima tropical com estação seca de inverno (POR, 1995; ALVARES et al., 2014). Entretanto a distribuição da precipitação ocorre de forma irregular ao longo do ano com 8 meses de déficit hídrico, de março a outubro (Tabela 2 – FRAGA, 2009; SANCHES, 2010).

A característica mais marcante do Pantanal é a inundação anual de suas planícies que na área de estudo (Figura 11), ocorre de outubro a abril e é resultado da baixa declividade local e do grande volume de água proveniente dos platôs que cercam o Pantanal. Girard et al. (2010) observaram que inicialmente as planícies se tornam inundadas pelas águas de chuva, e as águas do rio Cuiabá ocupam as planícies de inundação somente após o rio elevar seu nível em 3 m. Ainda assim a entrada de água do rio se dá por antigos pontos de avulsão e durante o período monitorado (2004 à 2007) o nível do rio não superou a altura dos seus diques naturais. Os mesmos autores observaram também que a altura máxima de inundação teve persistência curta.

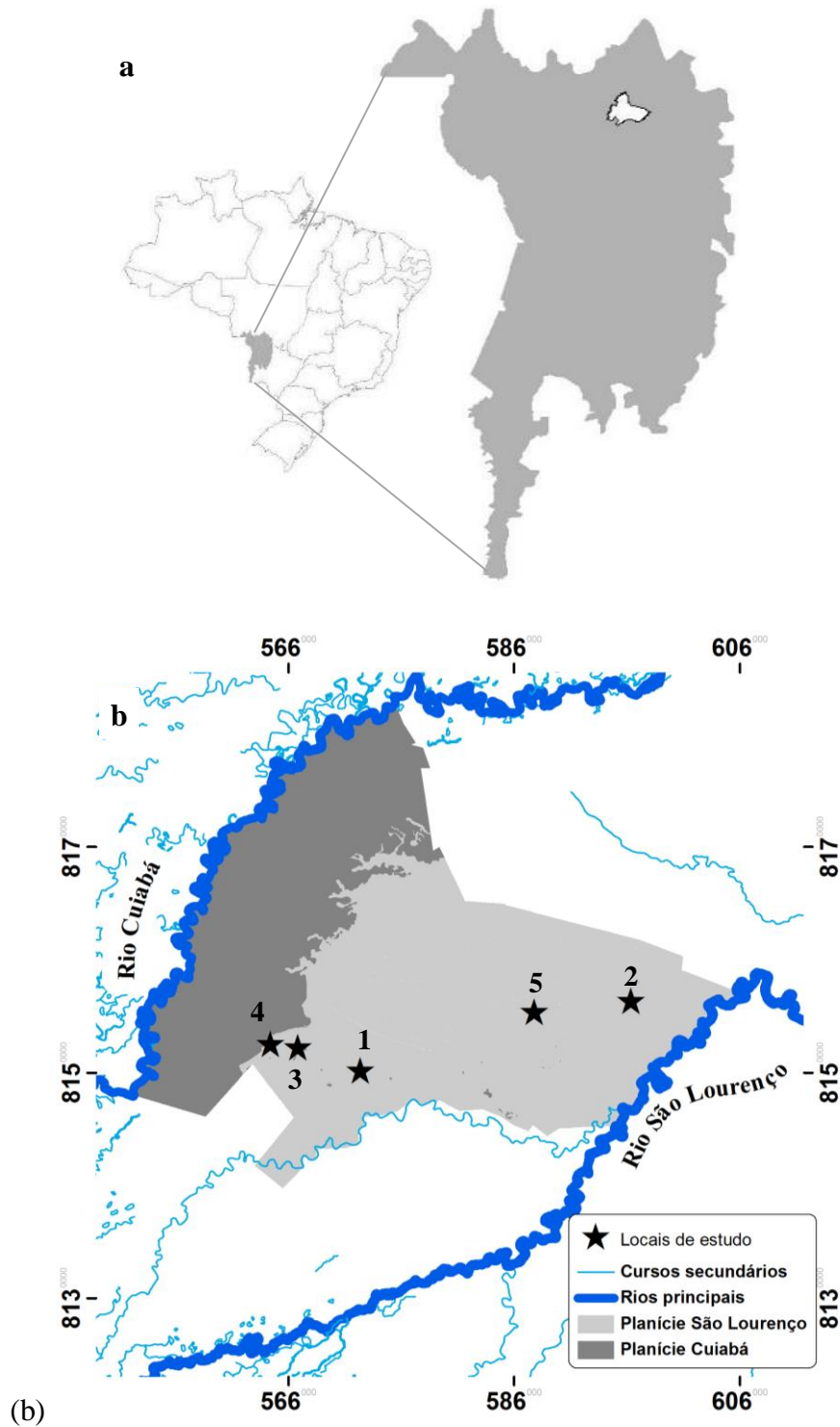


Figura 10 - Situação do Pantanal em território brasileiro (a), da área de estudo, ao norte do Pantanal (b), delimitada a oeste pelo rio Cuiabá e a leste pelo rio São Lourenço, locais de estudo são indicados pelas estrelas (1 a 5).

Coordenadas no sistema de projeção UTM zona 21K (sul) (adaptado de NASCIMENTO et al., 2013)

As fitofisionomias observadas na RPPN apresentam grande variação, desde espécies características de clima semiárido (Figura 12a) até fitofisionomias de ambientes alagados (Figura 12b), sendo identificadas por Hasenack (2003) as seguintes: Cerrado *strictu sensu*,

Cerradão, Cambarazal, Campo com murundus, Floresta estacional com Acuri, Campo e écotonos (HASENACK, 2003).

Tabela 2 - Balanço hídrico mensal para e altura da lâmina de inundação para a RPPN

Mês	Precipitação ²	Evapotranspiração ²	Balanço hídrico	Altura de inundação (m)
Janeiro	7,9	4,4	3,5	0,4
Fevereiro	6,5	4,7	1,8	0,6
Março	2,2	5,2	-3,0	0,6
Abril	4,2	4,7	-0,5	0,6
Mai	1,3	3,2	-1,9	0,2
Junho	0	2,7	-2,7	0
Julho	1,3	2,7	-1,4	0
Agosto	0	3,4	-3,4	0
Setembro	0	2,7	-2,7	0
Outubro	0,6	3,7	-3,1	0
Novembro	10,6	4,3	6,3	0
Dezembro	12,7	5,2	7,5	0

¹medições referentes ao ano de 2007, ²valores médios do referido mês expressos em mm d⁻¹

Fonte: Fraga (2009); Sanches et al. (2010)

A superfície da área de estudo foi originada por depósitos aluviais, da Formação Pantanal (DEL'ARCO et al., 1982), com 64% da sua superfície composta por sedimentos do rio São Lourenço e 36% por sedimentos do rio Cuiabá (Figura 10). Nascimento et al. (2013), estudando a relação entre a estratigrafia e a pedogênese da mesma área, observou que as mudanças texturais no solo são muito influenciadas pela complexidade do trato deposicional, mais especificamente pela alternância da posição do leito do rio. A composição mineralógica, principalmente da fração grossa, é condicionada pela geologia das bacias drenadas por ambos os rios, e que apresentam significativa diferença.

A bacia do rio São Lourenço tem o predomínio de rochas sedimentares da Bacia do Paraná, com ocorrência de áreas pequenas com calcários e outros sedimentos carbonáticos, enquanto a bacia do rio Cuiabá drena áreas com domínio de rochas cristalinas (Figura 1). De acordo com Rezende Filho et al. (2012) esta diferença na litologia resulta numa água com valores de condutividade elétrica mais elevadas para o rio Cuiabá, variando entre 80 (período seco) a 180µS cm⁻¹ (período úmido) o que provavelmente está relacionado com a maior liberação de íons durante o processo de intemperismo, mais intenso nas rochas cristalinas do que nos arenitos. Sua composição química apresenta um equilíbrio entre os cátions Ca²⁺ e Mg²⁺, com o predomínio da alcalinidade (CO₃²⁻ e HCO₃⁻) como ânion.

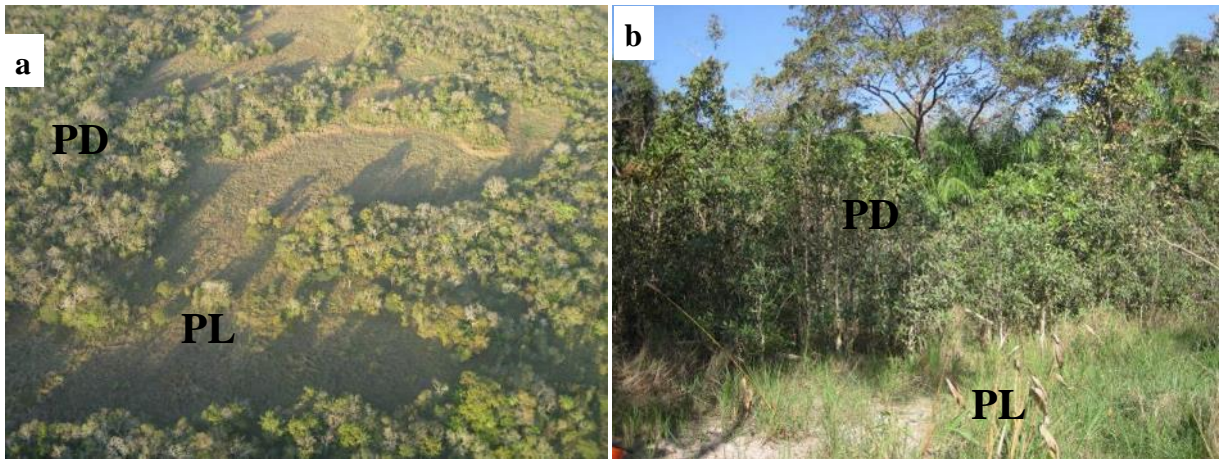


Figura 11 - Vista aérea (a) e ao nível do solo (b) das feições geomorfológicas: planície de inundação (PL), com predomínio de vegetação herbácea e paleodique (PD), com predomínio de vegetação arbustiva e arbórea (b)

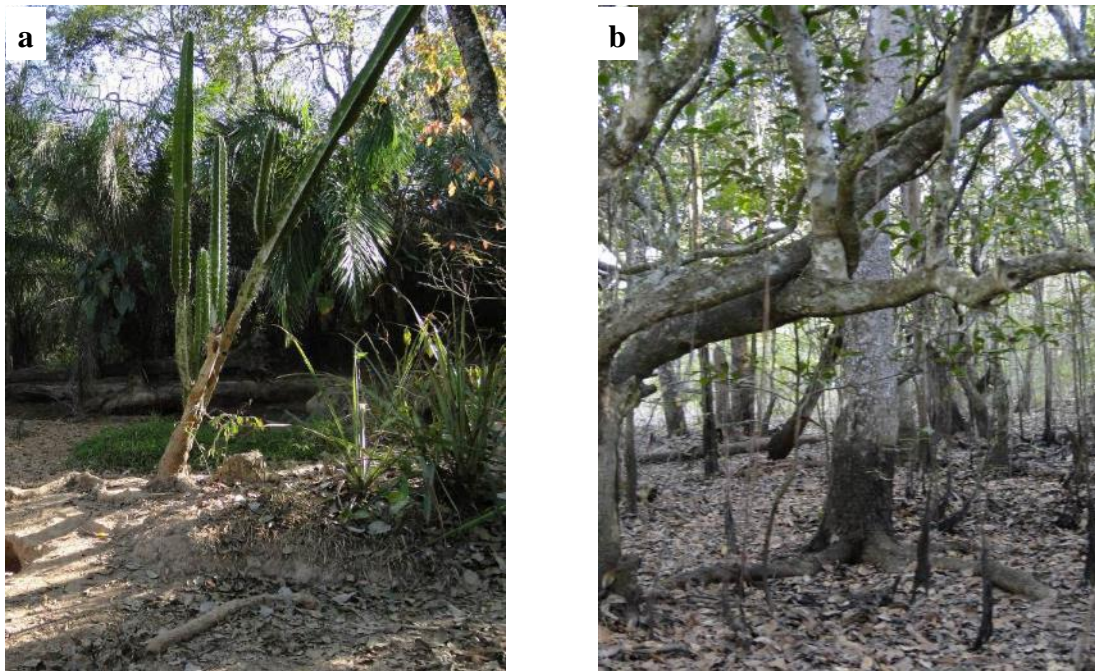


Figura 12 - Vegetação típica de ambiente secos, Mandacaru (a), e espécie de ambiente alagado composta por Cambará (b), ambas presente na RRPN

Já para o rio São Lourenço a condutividade elétrica varia de $20 \mu\text{S cm}^{-1}$, no período seco a $40 \mu\text{S cm}^{-1}$ durante o período úmido, a diferença de condutividade entre o período seco e o úmido foi atribuída pelos autores (Rezende Filho et al., 2012) ao aumento nos teores de sulfato, amplamente utilizado em atividades agrícolas no platô, sobretudo na região de Rondonópolis-MT. Em sua composição química, o rio São Lourenço possui teores de álcalis superior aos dos cátions bivalentes (Ca^{2+} e Mg^{2+}).

Em um estudo detalhado sobre a geomorfologia da área e sua evolução, Nascimento (2012) descreve três subdivisões do lóbulos deposicional ativo descrito por Corradini e Assine

(2012), do megaleque aluvial do rio São Lourenço, cada um com diferentes idades e apresentando padrões de sedimentação distintos (Figura 5). As feições observadas no lóbulo mais antigo, e de maior expressão em área, sugerem canais mais retilíneos com pequena migração lateral, o que provavelmente resulta em sedimentos mais arenosos. Este lóbulo apresenta sinais de avançado estágio de dissecação, com resquícios de antigos paleodiques, estreitos e por vezes com ocorrências de murundus alinhados nas imediações. O segundo lóbulo do rio São Lourenço, mais recente, ocorre nas porções leste e sul da área. Suas feições geomorfológicas indicam fluxo lento do rio e grande migração lateral, podendo originar estratos mais argilosos. Os paleodiques referentes a esse lóbulo se apresentam de forma mais preservada, amplas e por vezes seu limite com a planície de inundação se torna difícil. O terceiro lóbulo situa-se mais ao norte, com pequena expressão em termos de área. As feições observadas supostamente são originadas por rios de padrão meandrante, similar ao padrão observado atualmente para o rio São Lourenço.

2.2.2 Prospecção, amostragem e descrição morfológica

O estudo foi realizado em perfis de solos escolhidos em diferentes setores de tal forma que fosse possível uma abordagem espacial e cronológica dos solos sódicos, subsidiando uma discussão sobre sua gênese ao longo dos processos sedimentares e de mudanças climáticas, bem como o impacto das condições hidropedológicas atuais em seus atributos. Desse modo, foram selecionadas as seguintes áreas, elencadas da mais nova para a mais antiga:

- a) **Setor 1:** do ponto de vista geomorfológico, está no lobo mais recente da RPPN e corresponde ao estágio mais preservado dos paleodiques (Figura 13). A drenagem lateral dessa área ocorre de forma muito lenta devido as “barreiras” construídas pelos paleodiques. Como resultado, essas áreas permanecem por um longo período saturado com água, formando feições que se assemelham a lagos. A água presente nestas feições é perdida pelo forte processo de evapotranspiração durante a estiagem. O limite entre os paleodiques e a planície de inundação é de difícil identificação. A vegetação é mais densa e diversificada, com espécies de porte arbóreo. Este setor também se destaca pela ocorrência de sítios de geofagia.
- b) **Setor 2:** localizado mais ao nordeste da RPPN, Nascimento (2012) descreve este setor como em um estágio de erosão mais avançado que o anterior. Ainda assim é possível observar áreas isoladas pelos paleodiques, que restringem a drenagem lateral e podem originar lagoas temporárias. Entretanto essas feições são maiores e melhor conectadas entre

si, aumentando dessa forma a drenagem do local. Neste setor também foi observada a atividade geofágica (Figura 13).

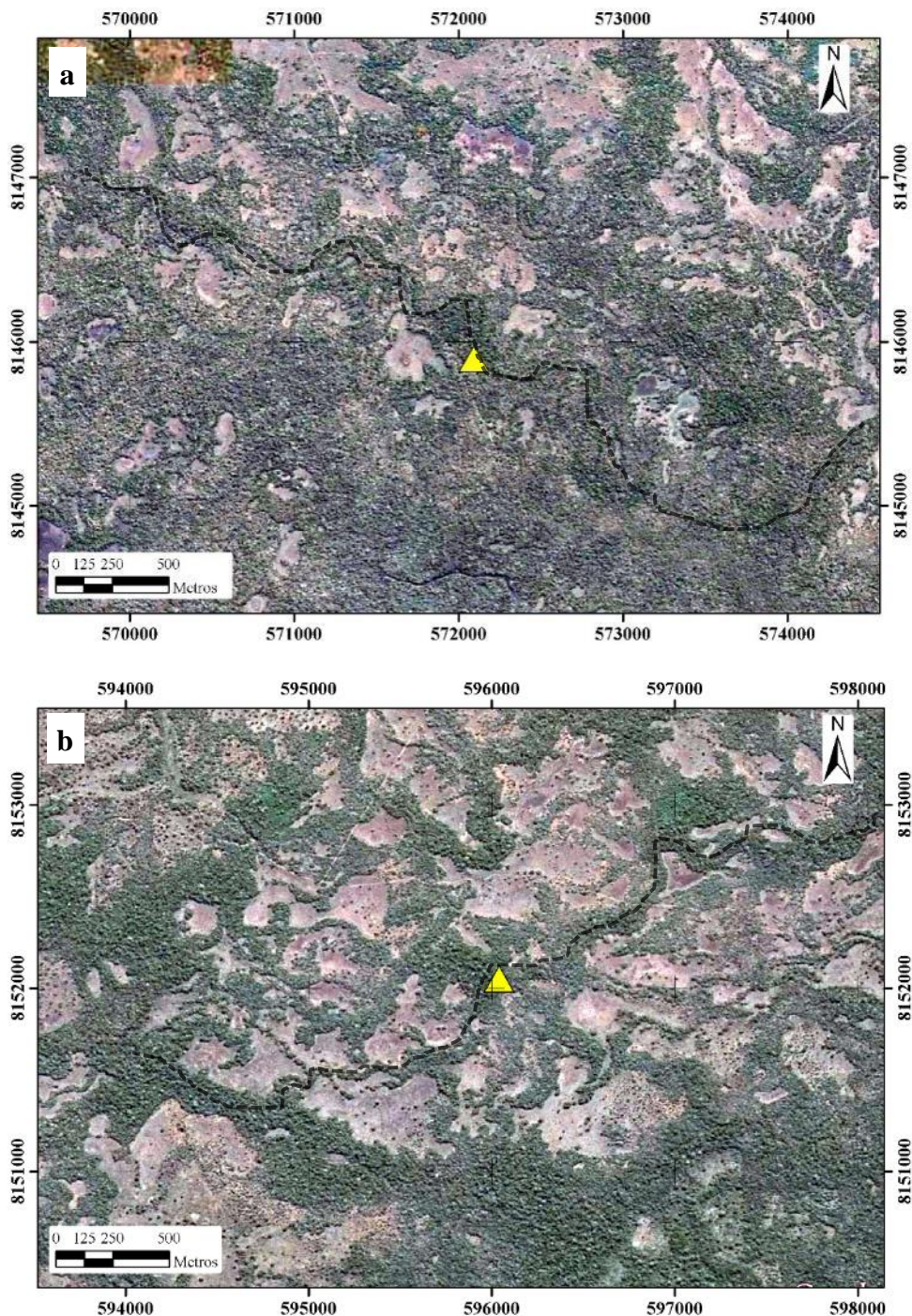


Figura 13 - Setor 1 (a) e Setor 2 (b), situados no lóbulos mais recente do rio São Lourenço (NASCIMENTO, 2012). O primeiro se caracteriza pelo estágio de dissecção incipiente, possibilitando visualizar o antigo canal (tracejado) e feições arredondadas com drenagem lateral restrita e que originam lagoas na época das cheias e secam pelo intenso processo de evapotranspiração, enquanto que no setor 2 a dissecção apresenta-se em estágio mais avançado, com cordilheiras um pouco mais estreitas, com planícies de inundação maiores e melhor conectadas. Os triângulos indicam a área de abertura do perfil

Imagem: GoogleEarth

- c) **Setor 3:** apresenta paleodiques mais dissecados que o primeiro setor, alguns relativamente estreitos e alongados (Figura 14). As planícies de inundação são maiores e bem conectadas, favorecendo uma drenagem lateral mais rápida, porém apresenta vegetação herbácea típica de ambientes alagados. Sobre o paleodique a espécie que se destaca é o Acuri (*Attalea phalerata* Mart.), indicadora de solos enriquecidos em bases trocáveis.

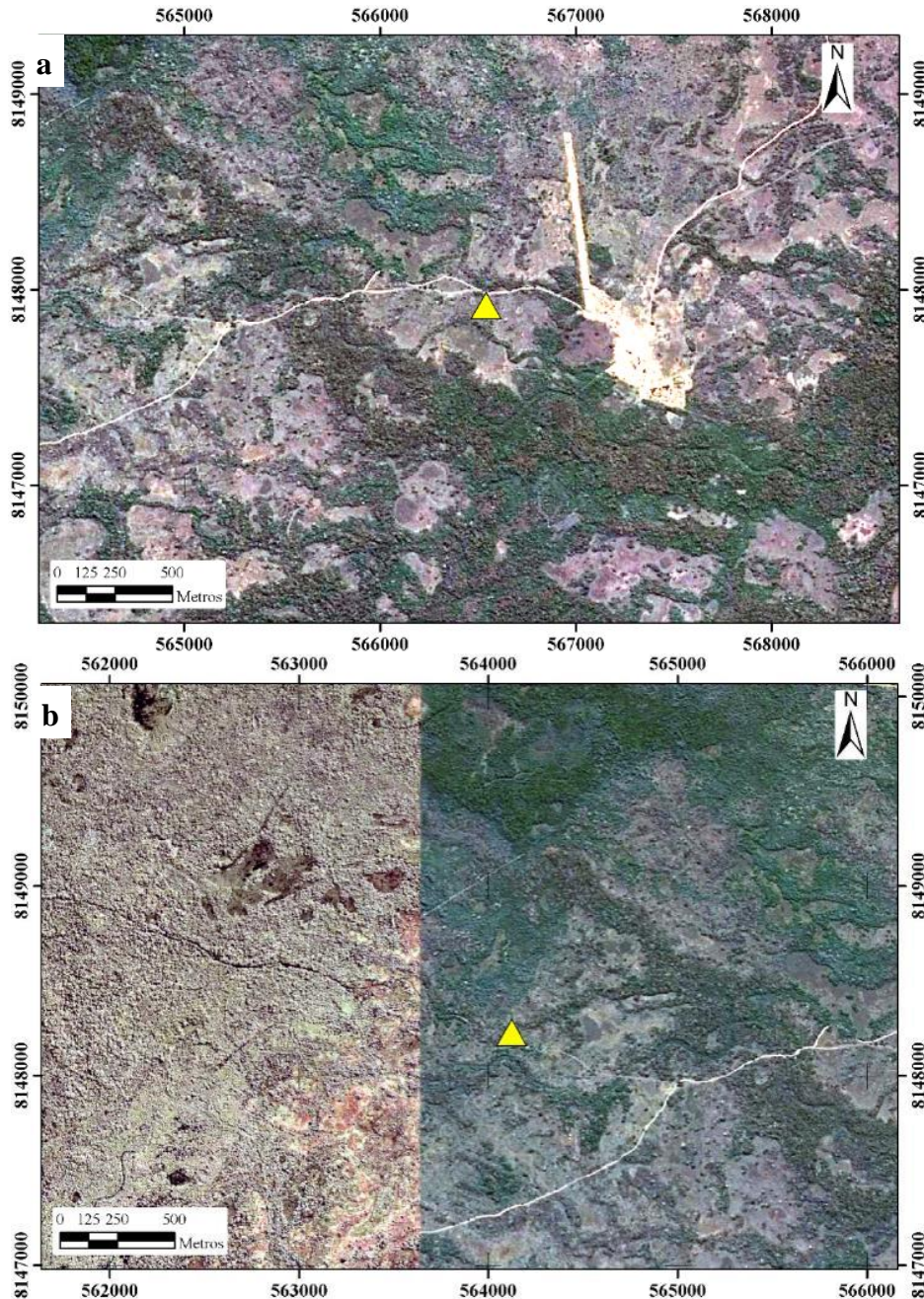


Figura 14 - Setor 3 (a) no lóbulos deposicional caracterizado pelo estágio de dissecção intermediário, com paleodiques relativamente estreitos e planícies mais amplas e bem conectadas, favorecendo a drenagem lateral. Setor 4 (b) situado na transição entre planície do Rio Cuiabá e o lóbulos de idade intermediária do Rio São Lourenço, Os triângulos indicam a área de abertura do perfil

Imagem: GoogleEarth

- d) Setor 4:** situa-se entre a planície atual do rio Cuiabá e o lóbulo de idade intermediária (Figura 14). Caracterizado pela ocorrência de paleodiques estreitos, com planícies de inundação maiores e bem conectadas. Se destaca pela presença de Carandá (*Copernicia alba*), uma arecácea indicadora de solos salinos.
- e) Setor 5:** Lóbulo mais antigo do Rio São Lourenço, em avançado estágio de dissecação, os paleodiques já não apresentam mais restrição a drenagem lateral. As planícies de inundação dominam a área, imprimindo um sistema de drenagem aberto em que a inundação ocorre por um período mais curto que nos setores anteriores e a perda de água pelo processo de evapotranspiração é bem menor. A vegetação dos paleodiques é mais aberta, ocorrendo com frequência pequenos paleodiques com formato circular e alinhados, alguns com atividades de térmitas (Figura 15).

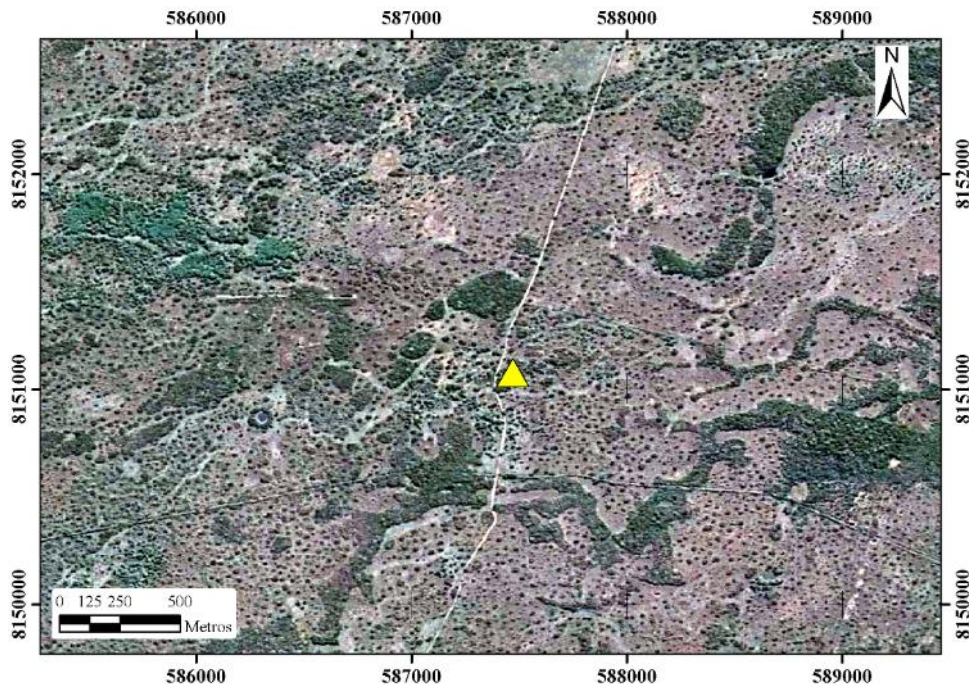


Figura 15 - Setor 5, lóbulo mais antigo do rio São Lourenço, caracterizado pelo estágio de dissecação avançado, com relictos de diques marginais (murundus), planícies amplas e aberta, permitindo uma boa drenagem lateral. Triângulo indica a área de abertura do perfil

Imagem: GoogleEarth

Em todos os setores foi aberta uma trincheira em um paleodique para descrição morfológica do perfil do solo segundo Santos et al. (2005). Após a descrição procedeu-se a coleta de amostras deformadas de cada horizonte, as quais foram secas e passadas em peneira de malha de 2mm para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA). Também foram coletadas

amostras indeformadas de alguns horizontes e transições entre estes para confecção de lâminas delgadas para descrição micromorfológica.

Pelo fato do setor 3 apresentar uma transição abrupta entre o paleodique e a planície de inundação, local ideal para uma investigação de detalhe devido à curta distância, optou-se pela abertura de uma trincheira contínua numa transeção entre esses dois compartimentos do relevo. Para a prospecção e escolha do local da transeção e abertura da trincheira e posterior amostragem, de modo a representar a variação lateral e vertical dos horizontes com suas transições, realizou-se o mapeamento da condutividade elétrica na área com apoio de um sensor eletromagnético EM-38 (GeonicsLtd, Ontario, Canadá), que mede a condutividade em miliSiemens (mS m^{-1}) e tem como vantagem a obtenção de dados de forma rápida e não destrutiva (BARBIERO et al., 2010). As medições foram realizadas na posição vertical, ao longo da parte mais elevada do paleodique e outras três transeções perpendiculares, cruzando o paleodique no sentido planície–paleodique–planície. Baseado no mapa gerado a partir dessas medições, a prospecção seguiu para uma segunda etapa (mais detalhada) onde foi escolhida uma parcela da cordilheira com grande variabilidade nos valores de condutividade para realizar tradagens e medições de pH e CE de amostras retiradas a cada 0,20 m de profundidade. A trincheira então foi locada entre duas tradagens com valores de pH e CE significativamente diferentes, com 6 m de comprimento e 2 m de profundidade, coincidindo com a transição do terço médio para o terço inferior do paleodique e com o nível máximo que as águas de inundação alcançam nesse setor. Para a compreensão da variabilidade espacial dos processos e dos atributos do solo resultantes, optou-se por uma amostragem em malha regular de 0,25 m, procedendo nessas amostras todas as análises descritas no próximo item.

Ainda em relação às inundações a transeção pode ser dividida em três setores, em que a parte situada na posição mais elevada fica inundada excepcionalmente, enquanto que a base do perfil descrito permanece saturada por grande parte do ano, e a zona intermediária sofre grande variabilidade quanto à saturação hídrica, podendo variar o estado de saturação mesmo durante a época úmida, dependendo da altura da lâmina de inundação.

2.2.3 Granulometria e complexo de troca do solo

A granulometria da TFSA foi realizada pelo método do densímetro. As amostras foram tratadas com peróxido de oxigênio (30%) para remoção da matéria orgânica, posteriormente, a dispersão das partículas foi conduzida em 20 gramas de amostra adicionando solução de NaOH

1M e hexametáfosfato de sódio ($\text{Na}_{16}\text{P}_{14}\text{O}_{43}$) $0,015 \text{ mol L}^{-1}$, acondicionado em frasco de 300 mL e mantido sob agitação por 16 horas. Após esta etapa a amostra passou por tamisamento, separando a fração areia de silte+argila, esta última acondicionada em provetas em foi adicionado água destilada até o volume de 1000 mL e agitadas, esperando em torno de 16 horas para realizar a leitura com o densímetro. Para o fracionamento da areia utilizou-se os seguintes intervalos: areia muito grossa – 1 a 2 mm; areia grossa – 0,5 a 1 mm; areia média – 0,25 a 0,5; areia fina – 0,125 a 0,25 mm, e areia muito fina – 0,125 a 0,05 mm (USDA, 1996).

Além do pH em água, foram determinados alguns elementos que compõem o complexo de troca do solo, sendo eles: Al^{3+} extraído por KCl 1N e determinado por titulometria com NaOH; H+Al extraído com acetato de Ca e determinado por titulação com NaOH; Ca^{2+} e Mg^{2+} extraído com KCl 1N e determinado por absorção atômica; K^+ , Na^+ e P extraído por Mehlich I, com K^+ e Na^+ determinados por espectrofotômetro de chama e P por colorimetria; e CaCO_3 equivalente por acidimetria (EMBRAPA, 1997)

2.2.4 Extrato da pasta saturada

Como o regime hídrico dos solos sódicos do Pantanal se assemelha aos de ambiente semiárido, foi utilizada a metodologia do extrato de pasta saturada para simular a solução do solo e conseqüentemente o equilíbrio entre a fase sólida e líquida do solo. Para tanto foram pesados cerca de 150 g de TFSA, adicionando água deionizada até a amostra atingir aspecto lustroso, deslizando suavemente pelo béquer, conforme os critérios estabelecidos por United States Department of Agriculture - USDA (2004). Após a obtenção deste ponto a amostra foi deixada em repouso por 4 horas e, quando necessário, adicionou-se mais água deionizada até atingir o ponto de saturação citado acima. Posteriormente a amostra foi submetida ao vácuo para extração da solução de saturação (PANSU; GAUTHEYROU, 2006). A determinação dos ânions (Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-}) e cátions (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , Fe^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Mn^{4+}) foi realizada por meio de Cromatografia Líquida de Alta Pressão (HPLC) no laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP).

2.2.5 Micromorfologia

Para garantir uma boa impregnação, os blocos indeformados foram secos ao ar por 15 dias e posteriormente por 72 horas em estufa à 40°C para remoção de toda água. Para a impregnação utilizou-se resina poliéster (Arazyn 1.0 –Ashland), com adição de monômero de

estireno para obtenção do poliéster final de impregnação na proporção 1:1. Para observação em estereoscópio binocular da porosidade em luz ultravioleta também foi adicionado pigmento fluorescente Tinopal OB (BASF®) (MURPHY, 1986). Para aumentar a velocidade de polimerização do poliéster final, foram adicionadas 15 gotas de catalisador (Butanox, peróxido orgânico) para cada litro de mistura de poliéster. As amostras foram acondicionadas em dessecadores ligados a uma bomba de vácuo para promover a impregnação da resina mesmo em poros de menor diâmetro. A mistura foi adicionada em pequenas quantidades até que a frente de molhamento atingisse a superfície do bloco. Após essa etapa foi adicionada mais resina até a cobertura completa do bloco, deixando por mais 24 horas sob vácuo para a remoção de todo o ar no interior da amostra. O procedimento seguiu até o final de acordo com as recomendações de Castro et al. (2003).

Com o completo endurecimento da resina, as amostras foram cortadas com disco de corte diamantado, coladas em laminas de vidro (dimensões 18 x 70 x 50 mm), procedendo ao desbaste e desgaste da amostra até a espessura aproximada de 30µm, em que o quartzo passa de suas cores de interferência amarelada para incolor. Após esta etapa, foi realizada a descrição das feições micromorfológicas de acordo com Bullock et al. (1985) e Stoops et al. (2010). As feições mais relevantes a esta investigação como, por exemplo, revestimentos e nódulos de carbonatos, alteração de minerais primários, revestimentos de argila foram registradas por meio de uma câmera digital em cores (Sony®, modelo DFW-X700), em sistema “*charged couple device*” (CCD), conectada a uma lupa ou microscópio petrográfico com polarizador (Zeiss®).

2.2.6 Datação dos sedimentos e nódulos

Para estabelecer uma relação cronológica com os demais trabalhos que abordam as mudanças climáticas durante o Quaternário (STEVAUX, 2000; McGLUE et al., 2012; KUERTEN et al., 2013), foram coletadas amostras de camadas arenosas do Setor 1 e 3, além de nódulos de carbonato de cálcio do setor 4. As amostras arenosas foram coletadas em tubos de PVC de 50 mm de diâmetro e 200 mm de comprimento e datadas utilizando luminescência opticamente induzida (LOE) seguindo o protocolo SAR (*single-aliquot-regenerative dose*) proposto por Walinga et al. (2000), no Laboratório de Datação, Comercio e Prestação de Serviços LTDA (SP). Os nódulos de carbonatos do setor 2 foram cuidadosamente separados da matriz do solo e enviados ao laboratório Beta Analytic Inc. para datação de C¹⁴ por espectrometria de aceleração de massa (AMS). Não foi possível coletar amostras para datação

dos demais setores, pois estes não possuíam camada arenosa a mais de 50 cm de profundidade ou precipitações de carbonato.

2.2.7 Mineralogia

Para observar possíveis mudanças na mineralogia entre as duas áreas do perfil do setor 3 e um possível controle do Mg^{2+} através da precipitação de esmectitas magnesianas, foram escolhidas amostras do horizonte com carbonato e do horizonte Btn no final da trincheira correspondente ao com carbonato, que é atingido pelas águas nas cheias. A matéria orgânica das amostras foi eliminada com adição de H_2O_2 30% e os óxidos de Fe com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) em banho-maria a $80^\circ C$ por 30 min em cada extração, repetindo-se o procedimento 3 vezes. Este procedimento evita a interferência dos óxidos de Fe nos difratogramas (JACKSON, 1979).

A separação da fração areia das frações silte+argila foi realizada por tamisamento, sendo a argila posteriormente separada do silte por decantação, seguindo a lei de Stokes. Depois da obtenção da argila, a mesma foi fracionada em argila fina ($< 0,2 \mu m$) e grossa ($0,2-2 \mu m$) por meio de sucessivas centrifugações (4.100 rpm por 21 minutos, centrífuga Sorvall RC 5C Plus) em solução de carbonato de sódio ($NaCO_3$), sendo que o material do sobrenadante ($< 0,2 \mu m$) foi sifonado e floculado com NaCl. Estas amostras foram saturadas com Mg^{2+} e com etilenoglicol, e estudadas através da montagem de lâminas orientadas para o DRX, que permitem a identificação dos principais grupos de filossilicatos através dos planos 001. O difratômetro utilizado foi um Rigaku Miniflex II que operou com tensão de 15 kV e 10 mA de corrente, ao passo de $0,02^\circ 2\theta$ e velocidade de 1s/passo, no intervalo de 3 a $30^\circ 2\theta$. Lâminas não orientadas também foram confeccionadas para o estudo dos picos dos planos 060, sensíveis à ocupação da lâmina octaedral dos minerais por diferentes cátions e possível diferenciação entre espécies di e trioctedrais. Essas leituras foram realizadas no mesmo difratômetro, no intervalo de 58 a $64^\circ 2\theta$ e, passo de $0,02^\circ 2\theta$ velocidade de 30 s/passo.

2.2.8 Geoquímica da solução do solo, das águas e processos evaporativos

Para uma caracterização prévia da composição química dos extratos de saturação, os resultados obtidos pelo HPLC foram inseridos no programa Diagrammes 6.0 (SMILER, 2014). Com base nesses resultados e nos valores de pH, foram calculados, através de equação termodinâmica, os teores de alcalinidade e pCO_2 para cada amostra. Após essa etapa os dados

foram plotados em diagramas de Piper (Figura 16), identificando a “fácies química” a que cada amostra pertence, de acordo com a participação dos cátions e ânions.

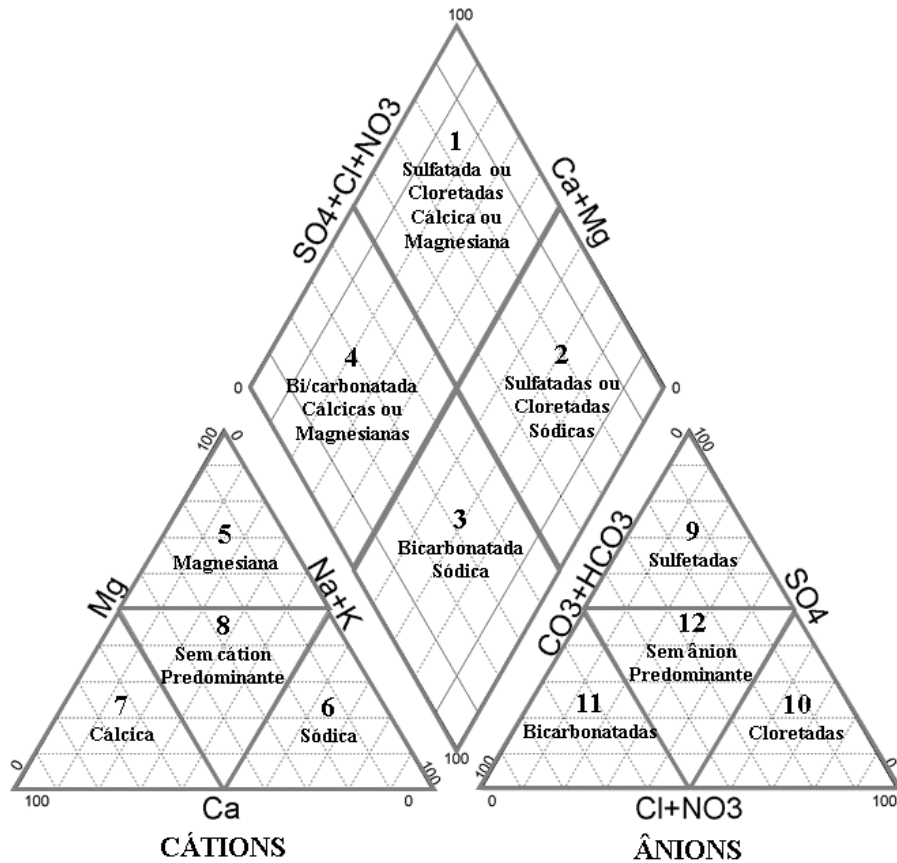


Figura 16 - Modelo esquemático do diagrama de Piper e a classificação das fácies químicas de acordo com a posição das amostras no diagrama

Além da caracterização química dos extratos de saturação, foram efetuadas simulações da concentração das águas dos rios São Lourenço e Cuiabá a partir dos resultados cedidos pelo Prof. Ary Rezende Filho, da UFMS. As simulações foram realizadas no programa AQUA, desenvolvido pelo Prof. Dr. Vincent Valles, da Universidade de Avignon, França. Foram levados em conta alguns cenários nos quais o processo de concentração poderia ter se desenvolvido, sendo eles: com complexo de troca considerado baixo ($CEC = 1 \times 10^{-8} \text{ meq dm}^{-3}$), médio ($CEC = 1 \times 10^{-5} \text{ meq dm}^{-3}$) e alta ($CEC = 4 \times 10^{-4} \text{ meq dm}^{-3}$), para ambos os rios e mantendo a $p\text{CO}_2$ de -2,0 para todos os quadros. As soluções iniciais (águas dos rios) foram concentradas em até 500 vezes. No programa AQUA, as opções de precipitação de calcita (CaCO_3), sílica amorfa e de sepiolita (Silicato de Mg) foram habilitadas para todos os quadros descritos anteriormente.

2.2.9 Análises estatísticas

A análise de componentes principais (ACP) é um procedimento estatístico multivariado amplamente utilizado para uma análise exploratória dos dados, reduzindo o volume de informação em alguns componentes. De forma geral, os dados são transformados ortogonalmente, colocados na mesma dimensão independente da unidade em que estejam expressas. Os componentes são independentes entre si, cada um resultando da combinação linear entre as variáveis, visando guardar o máximo de informação sobre a variação dos dados. O primeiro componente apresenta a maior variação dos dados ou é responsável pelo máximo de variabilidade do conjunto de variáveis. Os demais componentes são ortogonais entre si, agrupando os indivíduos de acordo com a sua variância dentro população.

A participação de cada eixo na variabilidade pode ser expressa em porcentagem, dividindo-se os valores de variabilidade do eixo pela variabilidade total dos dados. Dessa forma escolhemos o número de componentes a serem utilizados para agrupar ou diferenciar os indivíduos em questão. De forma geral, se utiliza o número de componentes até que 70% da variabilidade total dos dados seja contemplada (REGAZZI, 2000).

Depois de discriminados os principais eixos fatoriais é feita a interpretação do peso de cada variável no eixo em questão. Uma das formas mais ilustrativas de interpretação da ACP se dá pelos gráficos 2D, com dois eixos fatoriais dispostos ortogonalmente e com cada atributo posicionado de acordo com sua participação em ambos os eixos (REZENDE FILHO, 2011). Dessa forma, é possível discriminar e hierarquizar a participação de cada atributo na variabilidade em cada eixo, e interpretando os mesmos em relação aos processos que ocorrem no solo. Por este motivo foi conduzida a ACP somente para cada um dos setores que apresentaram maior variação de atributos morfológicos, químicos e físicos (Setor 1, 3 e 4).

Por meio da análise de variância (ANOVA) é possível decompor a variação dos dados do atributo em questão (variável resposta) e relacioná-los com os fatores que exercem influência sobre o mesmo, que em alguns casos são denominados de tratamentos. Parte da variância pode ser atribuída a erros experimentais ou analíticos e é mensurada pela soma dos quadrados.

$$SQTotal = \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J y_{ij}^2 - C, \quad (1)$$

em que,

$$C = \frac{(\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J y_{ij})^2}{IJ} \quad (2)$$

$$SQTrat = \frac{\sum_{i=1}^J y_i^2}{J} - C \quad (3)$$

Em que a soma dos quadrados dos resíduos é obtida pela diferença,

$$SQRes = SQTotal - SQTrat \quad (4)$$

Pelo fato da pCO₂ estar relacionada a um conjunto de processos pedológicos, procedeu-se a análise de variância (ANOVA₁) sobre os mesmos setores que realizou-se a ACP. Para a decomposição da variabilidade, foram elencados de forma decrescente e utilizados os atributos com maior correlação com a pCO₂. O resíduo de cada regressão (variabilidade não explicada) foi utilizado para uma nova regressão com o atributo que apresentou a segunda melhor correlação, estimando assim sua participação na variabilidade da pCO₂, e o grau de correlação entre ele e o primeiro atributo. Desse modo foi possível decompor e individualizar a variação resultante do atributo (C%, CE, etc.) e da variação resultante de processos externos aos atributos (inundação e processo redox).

Análogo ao descrito anteriormente, a ANOVA também foi realizada com vistas a fatores responsáveis pela variação da CE (ANOVA₂), buscando algum indício sobre a influência de processos atuais ou pretéritos na sua formação.

Além das análises multivariadas descritas anteriormente os resultados das amostras do setor 3, coletadas em malha regular, foram submetidos a análises geoestatísticas, em que sua estrutura de distribuição espacial foi determinada pelos semivariogramas, elaborados no programa GS+ (GAMMA DESIGN SOFTWARE, 2000), e que se baseia na seguinte equação (2):

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (5)$$

em que: $\hat{\gamma}(h)$ é a semivariância estimada a partir dos dados experimentais; Z os valores medidos nos pontos x_i e $x_i + h$; N(h) o número de pares de valores medidos separados por uma distância h.

De acordo com Landim e Sturaro (2002), as feições do semivariograma (Figura 17) que descrevem a variabilidade espacial dos atributos são: i) Amplitude (a) – distância a partir da qual as amostras passam a ser independentes entre si; ii) Patamar ($C + C_0$) – valor de variância onde a mesma se estabiliza e; iii) efeito pepita (C_0) – descontinuidade da origem do semivariograma que, teoricamente, se atribui a erros de amostragem como, por exemplo,

espaçamento entre amostras muito grande. Outro parâmetro extraído do semivariograma é a proporção $\{[1-(C_0/C)]*100\}$, ou seja, a porcentagem do efeito pepita no valor do patamar, estimando a dependência espacial das amostras, que de acordo com Cambardella et al. (1994) é classificado como: baixa dependência ($<0,25$), média dependência ($0,25 < \text{proporção} \leq 0,75$) e alta dependência ($> 0,75$). Quando o valor de proporção é igual a zero temos o efeito pepita puro, ou seja, as amostras não apresentam dependência espacial entre elas na distância amostrada, e os valores observados ocorrem de forma aleatória no espaço.

A escolha do modelo teórico que melhor se ajustou a distribuição dos dados foi baseada na menor soma de quadrado de resíduos (RSS) e maior coeficiente de determinação (r^2) e a confiança do modelo escolhido foi testada pela validação cruzada.

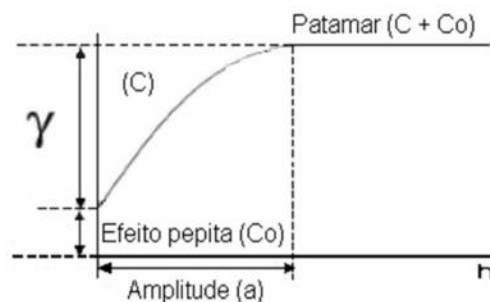


Figura 17 - Modelo de um semivariograma e suas principais feições (LANDIM; STURARO, 2002)

A partir dos padrões da variabilidade espacial foi realizada a interpolação dos valores de cada atributo por meio da krigagem ordinária, gerando assim imagens com valores contínuos e representando a distribuição espacial desses atributos no solo, o que permite uma melhor visualização da dinâmica atual e auxilia na localização da frente de transformação de solo sódico para não sódico.

2.3 Resultados e Discussão

2.3.1 Morfologia dos perfis, complexo de troca, granulometria e micromorfologia

Os cinco setores estudados apresentaram variações significativas nas descrições morfológicas dos perfis de solos nas várias escalas utilizadas. De forma geral, o horizonte eluvial (E) aumenta de espessura conforme o estágio de erosão dos setores se intensifica, inexistindo no setor 1 e passando a mais de 50 cm de espessura no setor 5. Outro atributo que

apresentou variação marcante foi a coloração, mais avermelhadas em áreas mais conservadas e mais pálidas em áreas mais erodidas.

2.3.1.1 Setor 1

A geomorfologia do setor 1 se destacou pela ocorrência de paleodiques mais largos e contínuos. A sudoeste do perfil estudado, observa-se algumas áreas vegetadas por gramíneas, ligeiramente mais baixas que o paleodique. Estas áreas são isoladas, não apresentando conexão entre si (Figura 13a), tornando a drenagem da área extremamente lenta, em que as águas de inundação permanecem nesse local por um longo período (NASCIMENTO, 2012), submetidas aos processos de evapotranspiração e concentração da solução até o secamento completo da área. Entretanto na porção mais a nordeste do perfil, essas feições vegetadas por gramíneas apresentam maior conexão entre si, facilitando a drenagem dessas áreas. Concomitante à maior conexão e melhor drenagem, observa-se a tendência dos paleodiques se tornarem mais estreitos, sugerindo um estágio incipiente de erosão. Também observa-se uma depressão em seu interior, próximo ao local de ocorrência de geofagia (Figura 18). Essa depressão estaria relacionada ao paleo-canal que originou essa feição e que, após o processo de avulsão se tornou um ambiente de sedimentação lântico.

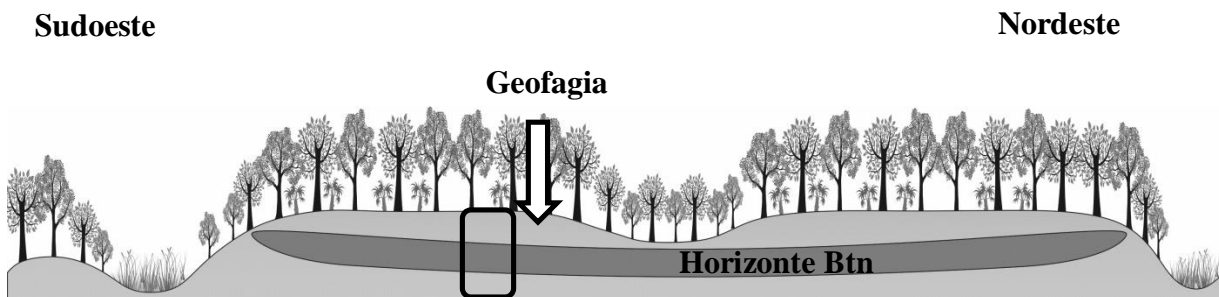


Figura 18 - Corte transversal do paleodique referente ao setor 1, a seta branca indica o local de geofagia, próximo a uma pequena depressão na feição, mas atualmente sem contato direto com as águas de inundação. Retângulo indica o local de abertura do perfil

A ingestão de solo pelos animais inicia-se no tombamento de espécies arbóreas promovendo o erguimento das raízes (COELHO, 2006) que, conseqüentemente expõem a camada argilosa de interesse (Figura 19a e b), que na área possui espessura de aproximadamente 70 cm. Após o início da geofagia na área, os animais escavam a subsuperfície sempre em busca da camada argilosa (Figura 19c) e por vezes atuam na região radicular de outras árvores, enfraquecendo o suporte desses indivíduos e promovendo seu tombamento. Deste modo pode-se inferir que a fauna, ao praticar geofagia, pode desempenhar um importante papel na

transformação dos solos e da paisagem, acelerando processos erosivos localmente (Figura 19d), porém há a necessidade de observações mais detalhadas sobre o tema.

No setor 1, a descrição morfológica do perfil evidenciou a transição abrupta entre os horizontes A e o Btn1, o mesmo ocorrendo na transição entre Btn2 e Cn (Figura 20). A estrutura prismática que se desfaz em blocos angulares no horizonte Btn apresentou relativa homogeneidade. A separação do Btn em dois sub-horizontes, Btn1 e Btn2, foi definida pela consistência extremamente dura e com cerosidade comum e moderada no primeiro, enquanto que no Btn2 a cerosidade apresentou-se fraca e pouca, a coloração foi mais cromada (7,5YR 4/6, cor úmida) e consistência dura, sem presença de mosqueados ou nódulos de Fe ou Mn em ambos.

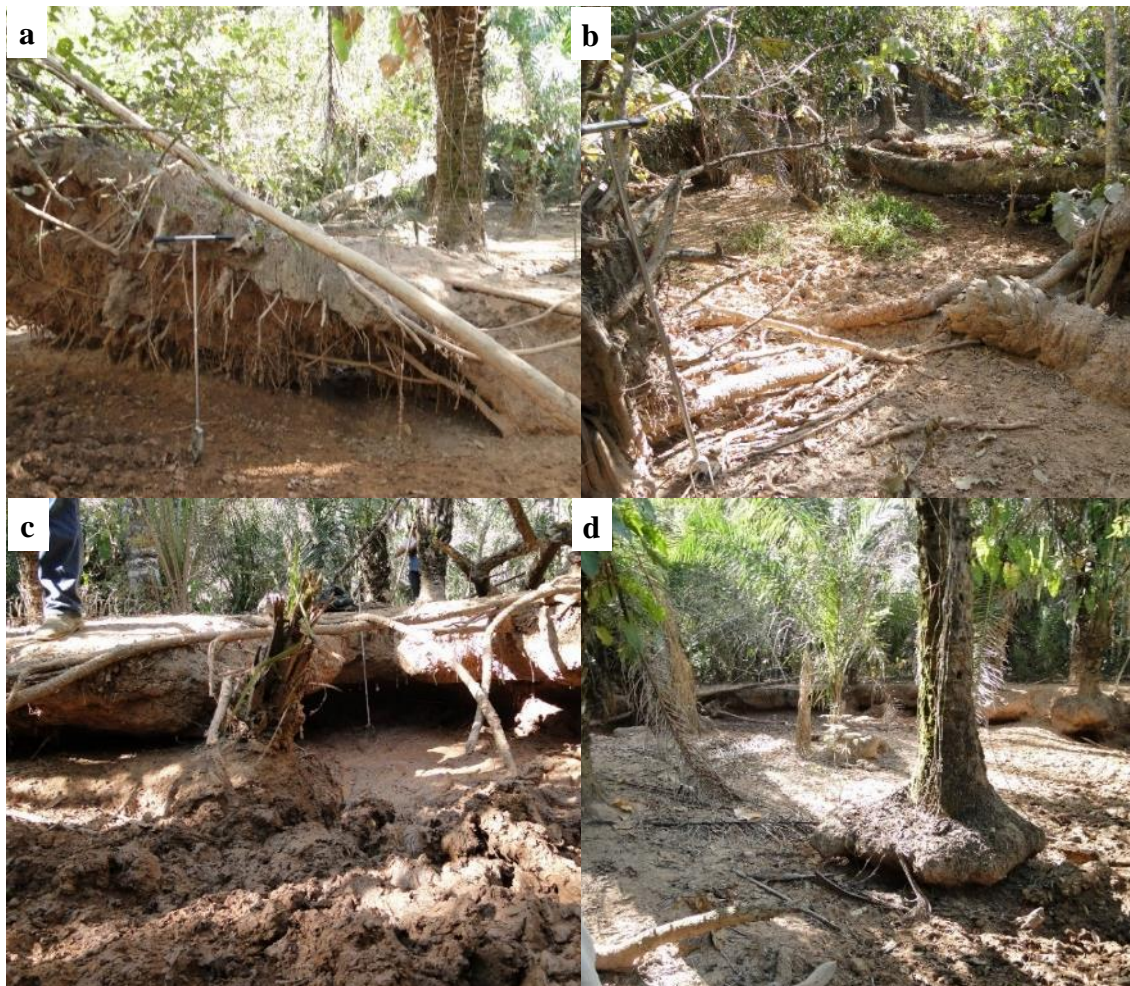


Figura 19 - Sítio geofágico do setor 1. Detalhe da camada de solo levantada pelas raízes no tombamento (a), tombamento de árvores e exposição da camada subsuperficial (b), Profundidade em que ocorre o processo (c), extensão do sítio e presença de Acurí (d)

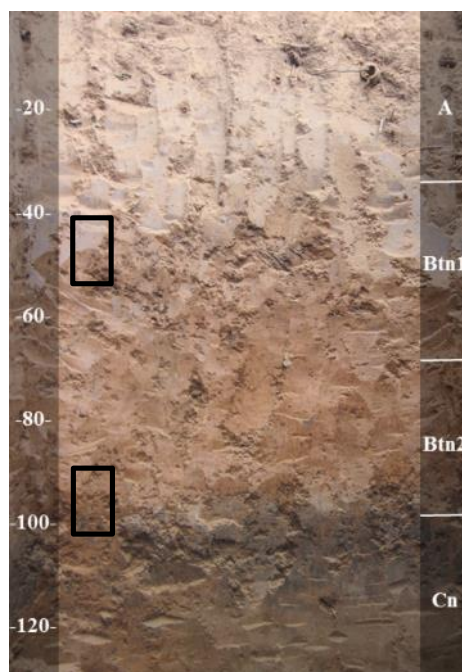


Figura 20 - Perfil do LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abrupto do setor 1, com horizonte Btn de coloração avermelhada, transição clara entre o horizonte A fraco e o Btn, sem a ocorrência de mosqueados. Os retângulos pretos indicam os locais de coleta de amostras indeformadas para as lâminas delgadas

O horizonte A apresentou coloração clara (7,5 YR 4/4 - Figura 20), textura franco-arenosa (150 g kg^{-1} de argila) e pH levemente ácido (6,2), mas ainda assim com valor acima do necessário para ocorrência de Al^{3+} , resultando em valores de V% de 100 para todo o perfil (Tabela 4). A relação textural entre o horizonte A e Btn1 (2,17) indicando o forte aumento de argila em sub-superfície (Tabela 3), o que é comumente citado na literatura como resultado do processo de argiluviação. Entretanto Nascimento et al. (2013) observaram que o gradiente textural dessa magnitude em solos da região é fortemente influenciado pela dinâmica deposicional do sistema de grandes leques aluviais. Os sub-horizontes Btn (Btn1 e Btn2) possuem granulometria distinta entre si pois, além do teor de argila ser um pouco menor no Btn2, o teor de silte no horizonte Btn1 (textura franco argilosa) é 16 vezes maior que em Btn2 (franco argilo arenosa), características provavelmente herdadas do processo sedimentar. Vale destacar que elevados teores de silte no solo promovem maior acomodação das partículas e consequentemente a diminuição da porosidade (BRADY; WEIL, 2013), dificultando a percolação de água e que, neste setor, podem atuar como uma barreira a lixiviação Na^+ e outros íons, preservando o mesmo na paisagem.

Foi observado na lâmina delgada do horizonte Btn1 do setor 1 o predomínio de fábrica salpicada granida, com ocorrência em menor intensidade de fábricas do tipo poroestriada e granoestriada, resultados da expansão e contração do material fino (argila expansiva). Devido

ao teor moderado de argila, a distribuição relativa (disposição do material fino e grosso) para o Btn1 foi descrita como do tipo gefúrica, próximo aos canais, e outro do tipo quitônica, predominando no interior dos agregados (Figura 21a e b).

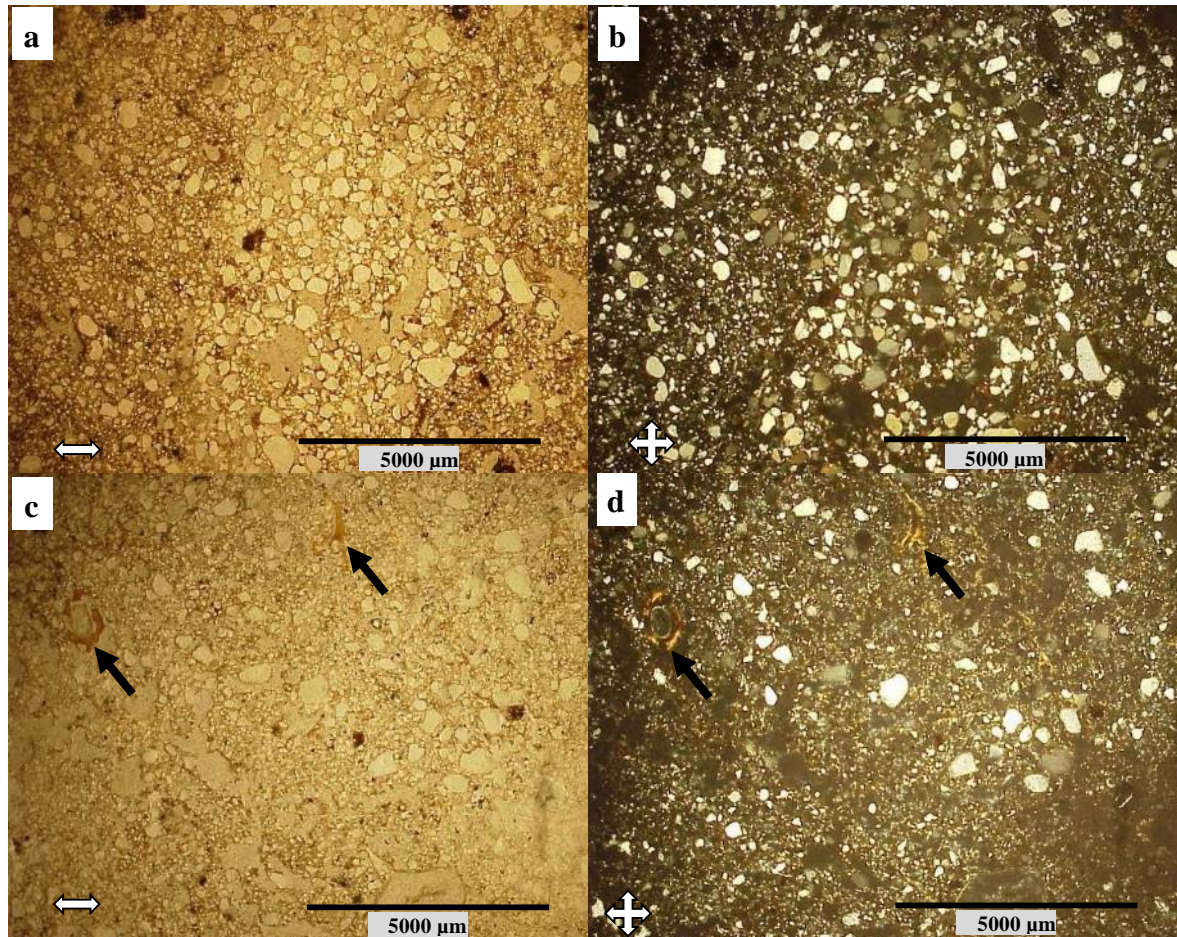


Figura 21 - Fotomicrografias de lâmina delgada do horizonte Btn1 do Setor 1, com distribuição relativa quitônica associada a um antigo canal, ao centro da imagem com (a) luz polarizada (PPL); e (b) nicóis cruzados (XPL). As setas indicam feições de revestimento de argila (c) em poros e canais (PPL), também é possível observar a ocorrência de fábrica salpicada granida (d) (XPL)

Os poros inter-agregados têm predomínio de canais perfazendo aproximadamente 40% do total do volume, e que com frequência moderada apresentam revestimentos de argila, indicando o processo de argiluviação (Figura 21c e d). Além de canais, foi observado porosidade por empacotamento de grãos (25%), cavidades (20%), e câmaras (15%). A distribuição relativa e a forma e a conectividade da porosidade sugerem uma condição de drenagem regular, o que facilitaria a lixiviação de íons, entretanto o horizonte Cn, por possuir um elevado teor de silte, deve ser o principal responsável pelo impedimento a livre drenagem deste perfil, preservando o caráter sódico.

As feições texturais de revestimento observadas apresentam grau de extinção forte, estriada e contínua e com limite nítido em relação a matriz (Figura 22a e b). Apesar do grau forte de extinção, as feições texturais não apresentaram laminações, o que seria comum em feições formadas por vários eventos de argiluviação, ou que estariam constantemente recebendo material fino. Entretanto, Fedoroff e Courty (1986) destacam que em horizontes nátricos as feições de argila nunca ocorrem são laminadas. Isto ocorre provavelmente pela dispersão das mesmas quando saturadas com água, promovendo a homogeneização com argila recém iluviada. Mas como o processo de secamento desses solos ocorre de forma lenta, permite a deposição da argila de forma orientada com grau de extinção forte.

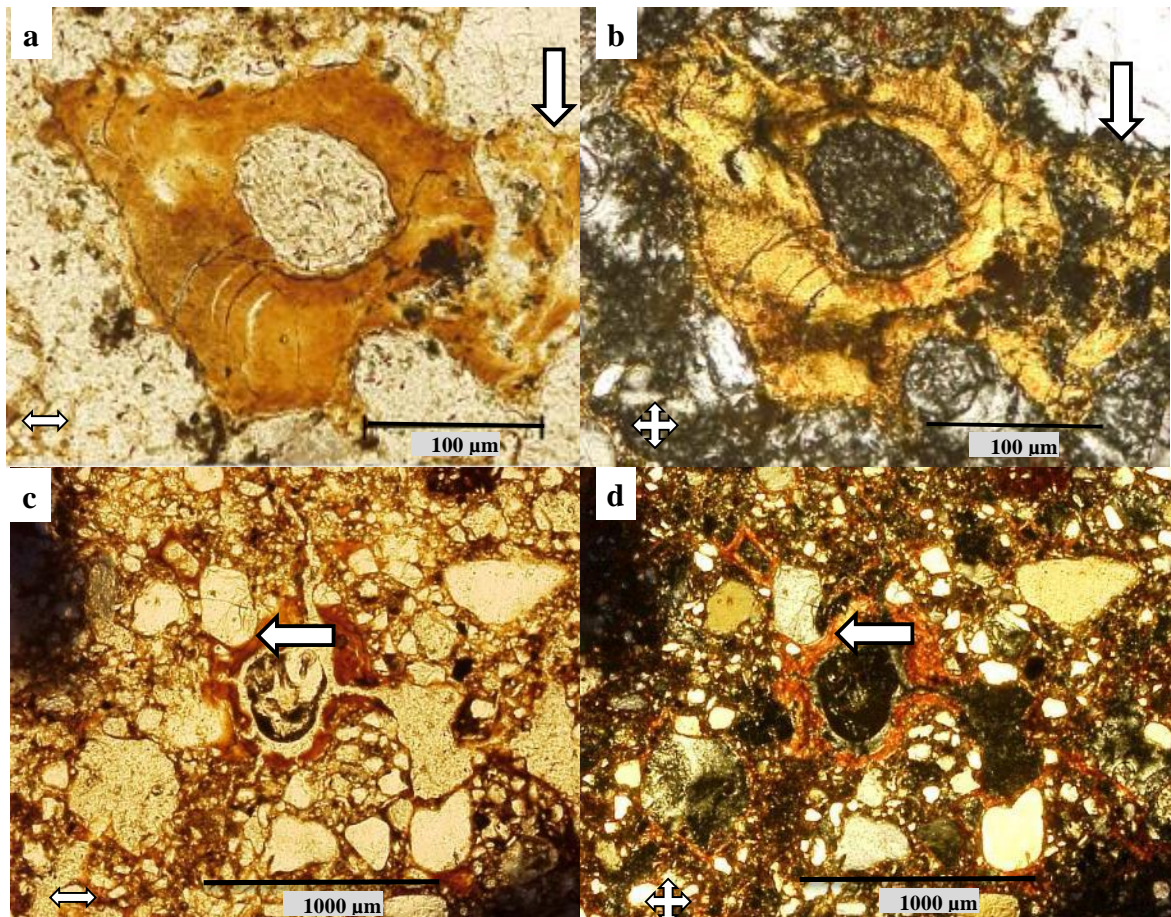


Figura 22 - Fotomicrografias do horizonte Btn1 e suas feições de (a) revestimento e preenchimento típico de argila em poro em luz PPL (a) e XPL(b) evidencia o transporte da superfície, as setas indicam a região da feição que poderia representar a sua degradação ou ser um artefato produzido pela secagem da amostra; (c) hiporrevestimento de ferro e revestimento de argila (setas) (c – PPL e d –XPL)

As feições de hiporrevestimento, indicando a impregnação do fundo matricial pela difusão de Fe, foram observadas com menor frequência, predominantemente típicos, sem extinção, com limite difuso para a matriz, moderadamente límpidos e não laminados (Figura

22c e d). Em alguns casos o hiporrevestimento é precedido por um revestimento típico de argila, com orientação forte, contínua, limite nítido, não laminado e moderadamente límpido. Estas feições são provavelmente resultado dos processos de epissaturação, em que o Fe na solução se difunde para o interior da matriz devido ao maior teor de oxigênio.

As feições de preenchimentos variam de denso incompleto a completo, não laminados, extinção forte, contínua e limite nítido. Alguns revestimentos e preenchimentos apresentam fissuras ou rachaduras, que poderiam ser interpretadas como indício do processo de contração e expansão da matriz do solo, causada pelo processo natural de molhamento e secamento do solo, que indicariam um estágio incipiente de degradação desta feição. Entretanto essas feições também podem ser artefatos originadas pelo secamento da amostra durante o preparo das lâminas delgadas, assim não se descarta a eluviação de argila como um processo atual.

A relativa homogeneidade de cor observada em Btn1 e Btn2 pode ser atribuída aos processos pedogenéticos mais avançados. Como as evidências de translocação de argila no horizonte Bt1 não são tão marcantes, atribui-se a presença de material mais arenoso na superfície do perfil pela redistribuição por erosão da areia (antes concentrada no dique marginal) promovido pelas chuvas ou pelas cheias excepcionais que atingiriam o nível do paleodique.

Tabela 3 - Granulometria dos horizontes descritos na trincheira de estudo⁽¹⁾

Horizonte	Prof. ⁽²⁾	Argila	Silte	Areia ⁽³⁾					
				AT	AMF	AF	AM	AG	AMG
A	35	150	267	583	186	249	122	21	5
Btn1	70	326	377	297	148	95	44	9	1
Btn2	105	225	24	751	121	390	200	28	12
Cn	>200	175	440	385	67	186	113	18	1

(1) Valores expressos em g kg⁻¹, (2) Prof. – medida em cm do limite inferior de cada horizonte, (3) AT- areia total, AMF – areia muito fina, AF – areia fina, AM – areia média, AG – areia grossa, AMG – areia muito grossa

Tabela 4 - Atributos químicos dos horizontes descritos na trincheira de estudo

Horizonte	pH (H ₂ O)	C _{org} (g kg ⁻¹)	CE (dS.cm ⁻¹)	H+Al	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	CTC	V	m	PST
				(cmol _c kg ⁻¹)									
A	6,2	24	0,74	0,0	0,0	2,0	1,3	0,1	0,1	3,9	100	0,0	2,5
Btn1	8,8	11	1,58	0,0	0,0	3,5	4,4	2,2	0,9	11,2	100	0,0	19,6
Btn2	8,8	8	1,79	0,0	0,0	3,7	5,5	3,0	1,2	13,5	100	0,0	22,2
Cn	9,1	5	0,95	0,0	0,0	0,7	2,2	1,5	0,7	5,3	100	0,0	28,3

Exceto no horizonte A, que é mais influenciado pela ciclagem de nutrientes, o complexo de troca apresentou predomínio de Mg²⁺, seguido por Ca²⁺ e Na⁺ (Tabela 4), com a relação

$\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ de 0,80 e 0,67 (Btn1 e Btn2, respectivamente) e no horizonte mais profundo (Cn) essa relação é de 0,32. O predomínio de Mg^{2+} em relação ao Ca^{2+} diverge com o que é comumente observado em solos bem drenados de clima tropical, mas é frequentemente observado em solos com elevada concentração de íons (solos salinos ou sódicos), sobretudo solos alcalinos (BEIRIGO, 2008; PARAHYBA et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2010; NASCIMENTO, 2012). A porcentagem de sódio trocável (PST) de 19,6% para o horizonte Btn1 foi superior ao limite definido para solos sódicos (>15% - World Reference Base for Soil Resources – WRB, 2006; EMBRAPA, 2013) e aumenta em profundidade. Os maiores valores de condutividade elétrica (CE) foram observados no horizonte Btn, sobretudo Btn2, resultado da maior CTC e argila de maior atividade (dados não apresentados). Os valores de CE não foram suficientes para caracterizar o solo como salino (Tabela 4), indicando presença significativa de sais e o provável motivador da atividade geofágica nesta área.

O horizonte subsequente não apresentou estrutura bem desenvolvida, com coloração acinzentada, sendo classificado como horizonte Cn. A coloração gleizada é um indicativo da ação do lençol freático em sua base, promovendo a redução e remobilização de óxidos de ferro e manganês. Cabe ressaltar também que apesar de CE relativamente baixa ($0,95 \text{ dS cm}^{-1}$) o horizonte Cn apresentou elevada PST (28,3%). A presença de argila de atividade alta, mudança textural abrupta, elevado V%, coloração cromada, caracterizaram esse solo no sistema brasileiro como LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abruptico (SiBCS, 2013); Abruptic Solonetz (Loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric), (WRB, 2014) e Typic Natrudalf (SOIL TAXONOMY, 2006).

2.3.1.2 Setor 2

No setor 2, o paleodique é mais estreito e com vegetação mais esparsa em relação ao setor anterior, todavia também apresenta uma pequena depressão em seu centro (Figura 23), o que pode ser atribuído a uma herança da época em que era um canal ativo do rio, antes de ser abandonado pelo curso d'água. Neste setor também há registro de atividades geofágicas, com intensidade menor em relação à área descrita anteriormente, mas com a mesma origem e o mesmo impacto na paisagem (Figura 24).

O horizonte A possui coloração clara (10 YR 4/2 - Figura 25) devido ao grande teor de areia (majoritariamente quartzo) e baixo teor de matéria orgânica (24 g dm^{-3} – Tabela 5). Sua estrutura é granular, fracamente desenvolvida, que se desfaz em grãos simples. O horizonte E foi caracterizado como alvísculo, sendo de estrutura maciça e sem agregação, resultando do

empilhamento de grãos simples. A granulometria dos dois primeiros horizontes foi semelhante (Tabela 6), sendo os horizontes A e E diferenciados apenas pela presença de matéria orgânica e maior atividade de raízes no primeiro, o que promove a agregação, ainda que fraca.

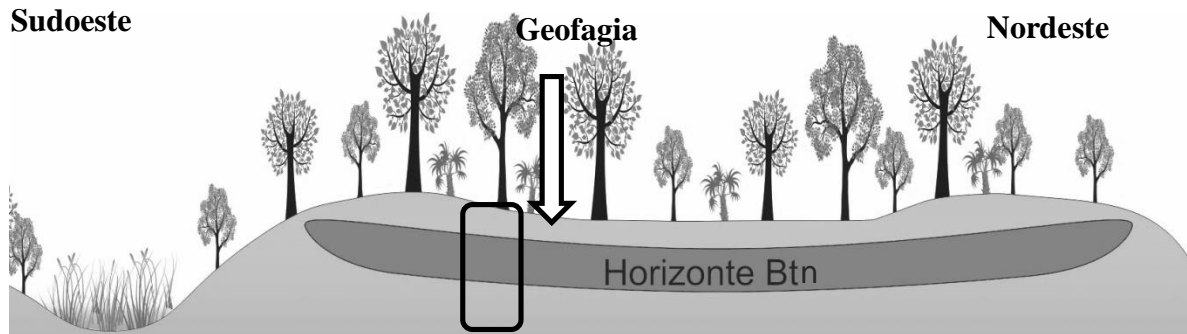


Figura 23 - Corte transversal do paleodique referente ao setor 2, a seta branca indica o local de geofagia, próximo a uma pequena depressão na feição, mas sem contato direto com as águas de inundação. Retângulo pontilhado indica o local de abertura do perfil

O horizonte Btn1 apresentou coloração brunada, textura franco arenosa, estrutura prismática que se desfaz em blocos subangulares, de grau forte, com cerosidade forte e abundante, indicando eluviação de argila do horizonte superior. As lâminas delgadas também evidenciaram a migração do Fe pelo perfil, com feições de hiporrevestimento no horizonte Btn predominando em pequenas cavidades e canais, com forte grau de impregnação, com contraste distinto e difuso, de frequência moderada (Figura 27a e b). No interior do agregado a coloração apresentou-se mais pálida, indicando a difusão do ferro do interior para fora do agregado.

A aproximadamente 140 cm de profundidade ocorre pequenas lentes arenosas, concentrações de formato alongado e horizontal (Figura 26a). Tal disposição sugere que estas estruturas fazem parte da mesma camada e que, provavelmente, foram depositadas em evento de cheia com maior energia.



Figura 24– Sítio geofágico no setor 3. Atividade promove bioturbação em alguns locais (a), com o processo sendo iniciado pelo tombamento de árvores e exposição da camada de interesse aos animais (b)

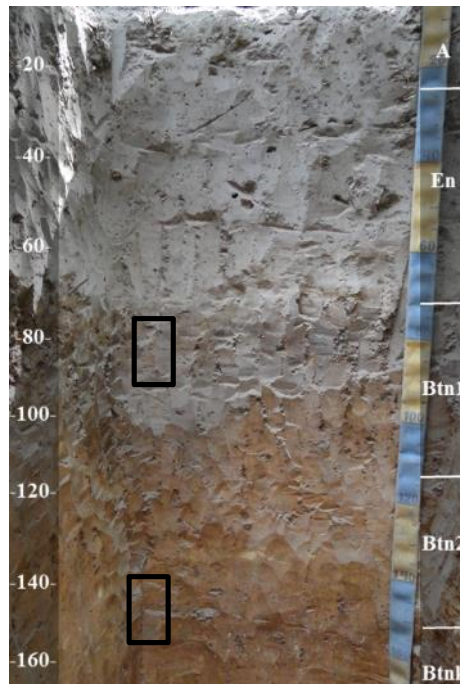


Figura 25 - LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abruptico do perfil do setor 2. Presença do horizonte E com espessura com ~60 cm, presença de horizonte crômico com incremento de argila, com a coloração mais pálida em profundidade e feições de precipitação de CaCO_3 ao fundo do perfil. Retângulos pretos indicam os locais de coleta de amostras indeformadas para confecção de lâminas delgadas

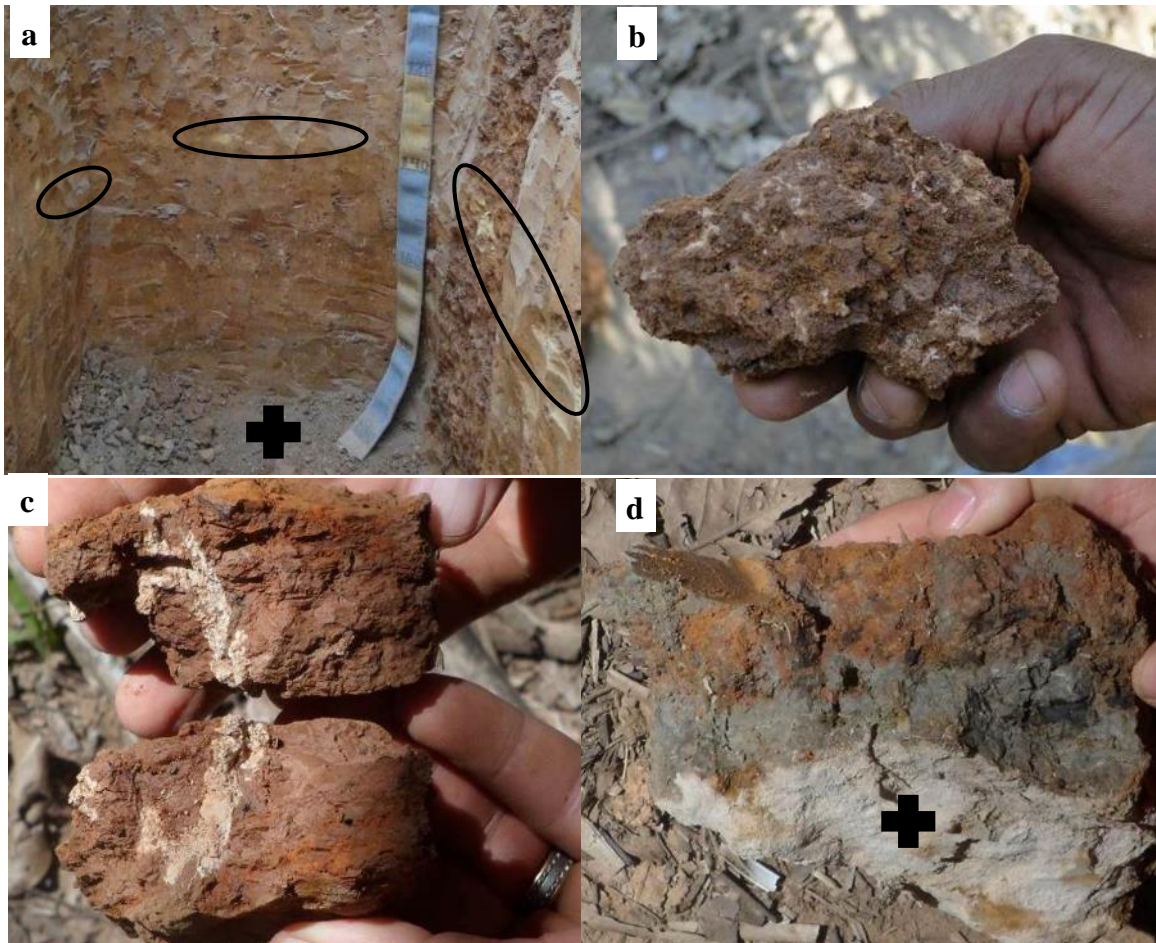


Figura 26 - Estruturas arenosas paralelas, de origem sedimentar (a), Precipitação de carbonatos em antigo canal biológico indicando processo de remobilização (b e c), camada acinzentada de textura argilosa (d), local de coleta da amostra para datação por LOE na trincheira (a) e em detalhe no agregado (d)

Logo abaixo dessa camada ocorre um horizonte de coloração mais cromadas do que o superior (Btn2), com textura franco argilo siltosa, estrutura prismática que se desfaz em blocos subangulares grandes, que se desfazem em pequenos prismas e blocos de grau forte. No horizonte Btn2 foram observadas precipitações de calcita, em pó “solto”, geralmente associada a canais e fissuras (Figura 26b e c) com clara efervescência ao contato com HCl diluído, entretanto houve dificuldade na determinação dos teores de CaCO_3 equivalente pelo método acidimétrico (EMBRAPA, 1997). A precipitação de carbonato foi o de maior destaque na diferenciação deste setor com o anterior. A frequência e tamanho das precipitações carbonáticas aumentam com a profundidade com a máxima expressão no horizonte Btnk.

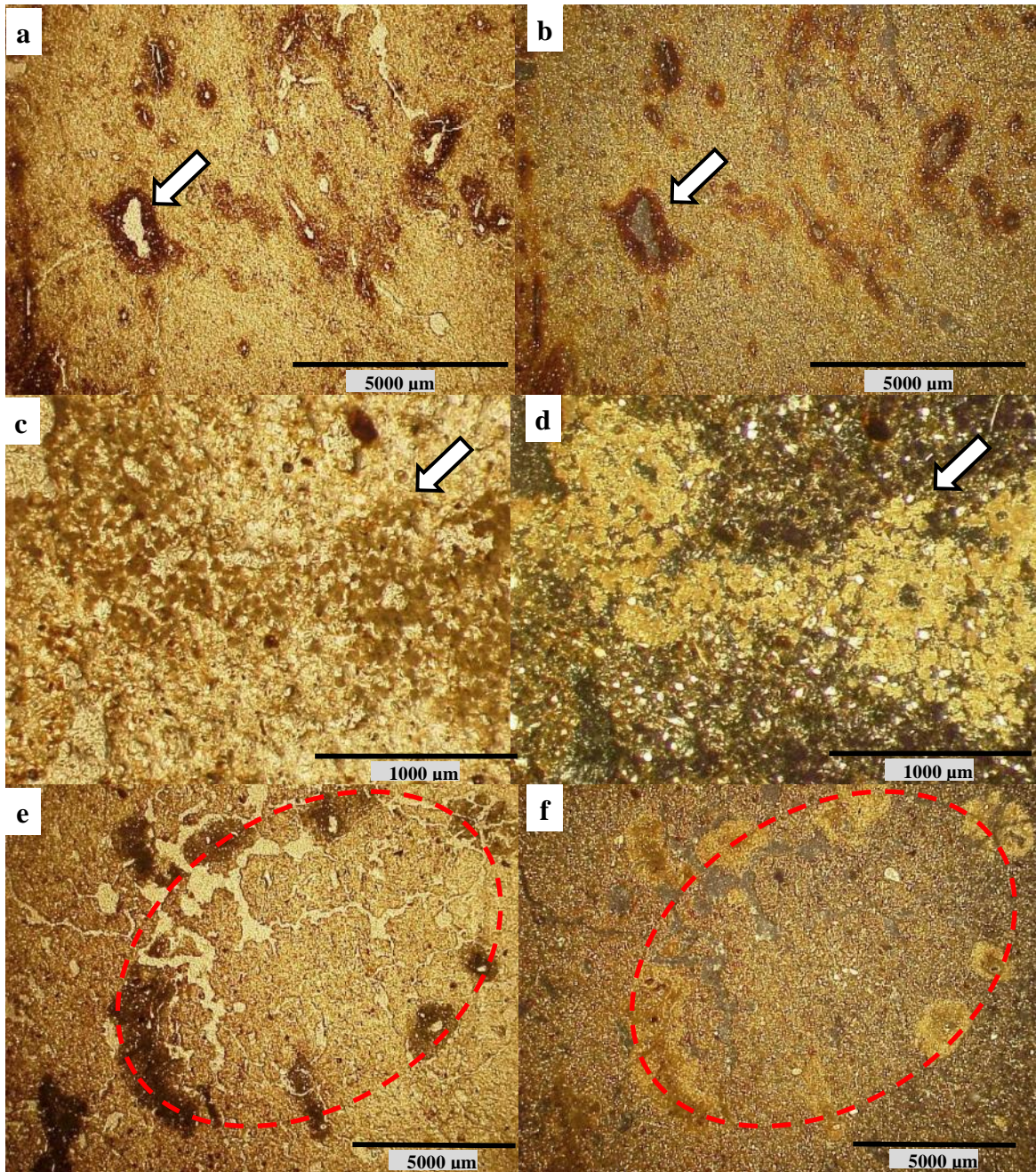


Figura 27– Lâmina delgada do horizonte Btn1 do setor 2 apresentando feições de hiporrevestimento de Fe associados a microporos do tipo canal e cavidade, sugerindo a sua origem pela endossaturação (a - PPL; b - XPL). Lâminas do horizonte Btn2 com aglomerado de nódulos de calcita, sugerindo sua degradação (c - PPL; d -XPL), nódulos de calcita em diferentes estágios de degradação agrupados em forma circular, provavelmente formavam um único nódulo (e - PPL; f-XPL)

Na descrição das lâminas delgadas do Btnk, as feições de precipitação de calcita apresentaram-se fraturadas, por vezes com revestimento de ferro (Figura 28), algumas lembrando estruturas laminadas e que foram submetidas a vários ciclos de dissolução e reprecipitação, e que atualmente se apresentam como uma massa aglomerada de pequenos nódulos soltos (Figura 27c e d). Outras vezes essas feições de calcita se assemelham a resquícios de antigos nódulos, maiores e que foram parcialmente dissolvidos (Figura 27e e f), sem a

presença de córtex denso (BARBIERO; VLIET-LANOE, 1998). As feições de preenchimento de argila e ferro são observadas frequentemente em associação com as feições de calcita, ora em justaposição ou mesmo como preenchimento no “córtex” do nódulo (Figura 28a e b). Todas as feições relacionadas aos carbonatos sugerem que estes não encontram-se em um ambiente favorável a sua formação, com a clara tendência de se dissolverem e migrarem em subsuperfície concomitantemente aos óxidos de Fe e de argila (GUNAL; RANSOM, 2006).

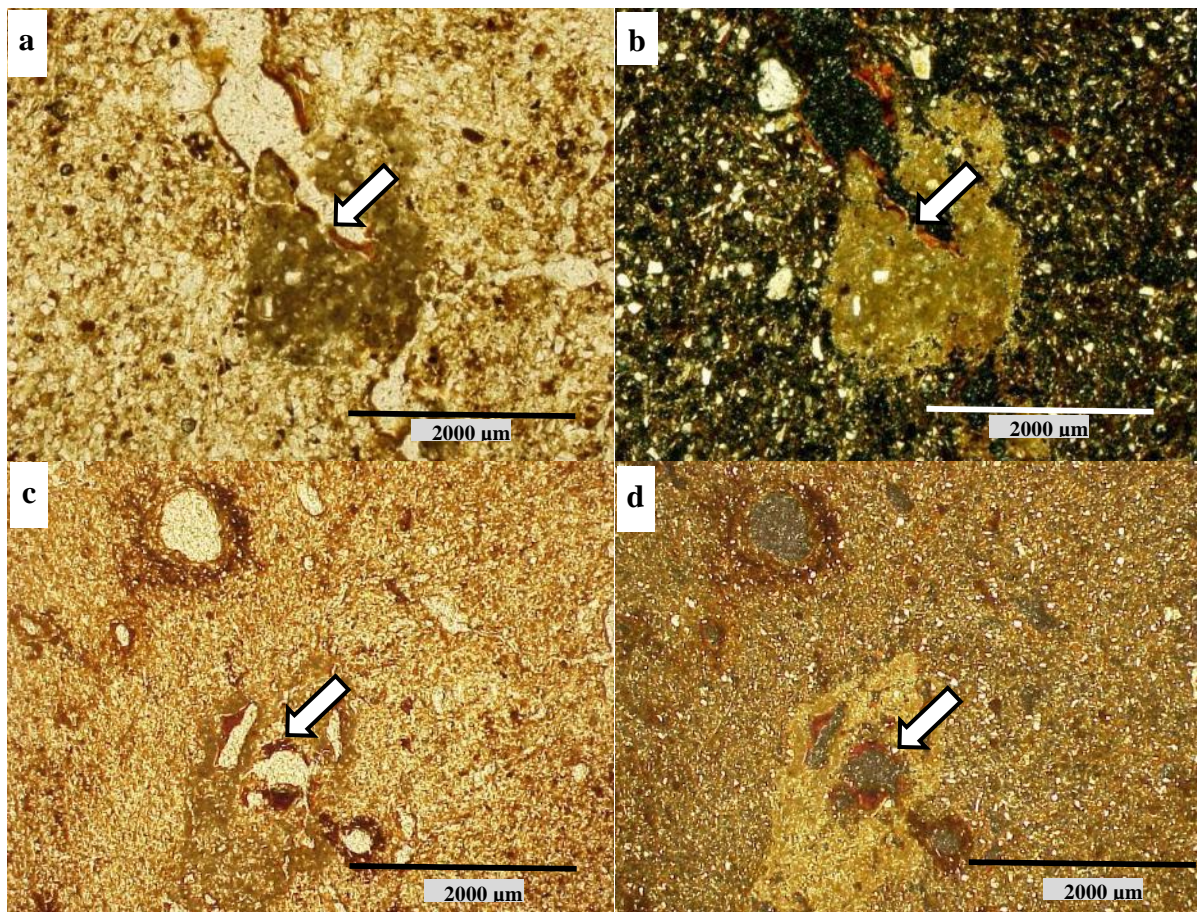


Figura 28–Microfotografias do horizonte Btnk do setor 2. Revestimento de Fe em nódulos de calcita (a – PPL; b – XPL) e preenchimento de nódulos de calcita com Fe indicados pela seta branca (c - PPL; d - XPL). Ambas feições sugerem uma condição de saturação e redução de Fe no horizonte superior, em um processo mais recente que a precipitação dos carbonatos

Abaixo deste horizonte, a cerca de 200 cm de profundidade, ocorre uma camada argilosa de cor cinza esverdeada, de estrutura laminar provavelmente herdada do processo de sedimentação, no qual não foi observada a presença de carbonato nodular na morfologia de campo. Este horizonte é sobrejacente a uma camada arenosa (Figura 26d) que pode estar relacionada aos depósitos de fundo do canal, ou seja, antigo curso do rio que foi abandonado na avulsão. Outra hipótese é de que essa camada arenosa pode ser herdada do dique marginal por meio da migração lateral do canal. A lâmina delgada dessa camada apresentou estrutura

laminar, com porosidade predominantemente fissural (Figura 29a e b), provavelmente pelo secamento das amostras antes a confecção da lâmina, sugerindo que este horizonte possui uma baixa permeabilidade. Também foram observadas feições de depleção e hiporrevestimento de ferro e manganês associados às fissuras de menor tamanho que ocorrem nesse horizonte. Essas feições de Fe e Mn descartam a hipótese de artefato pelo secamento da amostra e indicam que a esta profundidade o lençol freático pode exercer um papel importante na pedogênese.

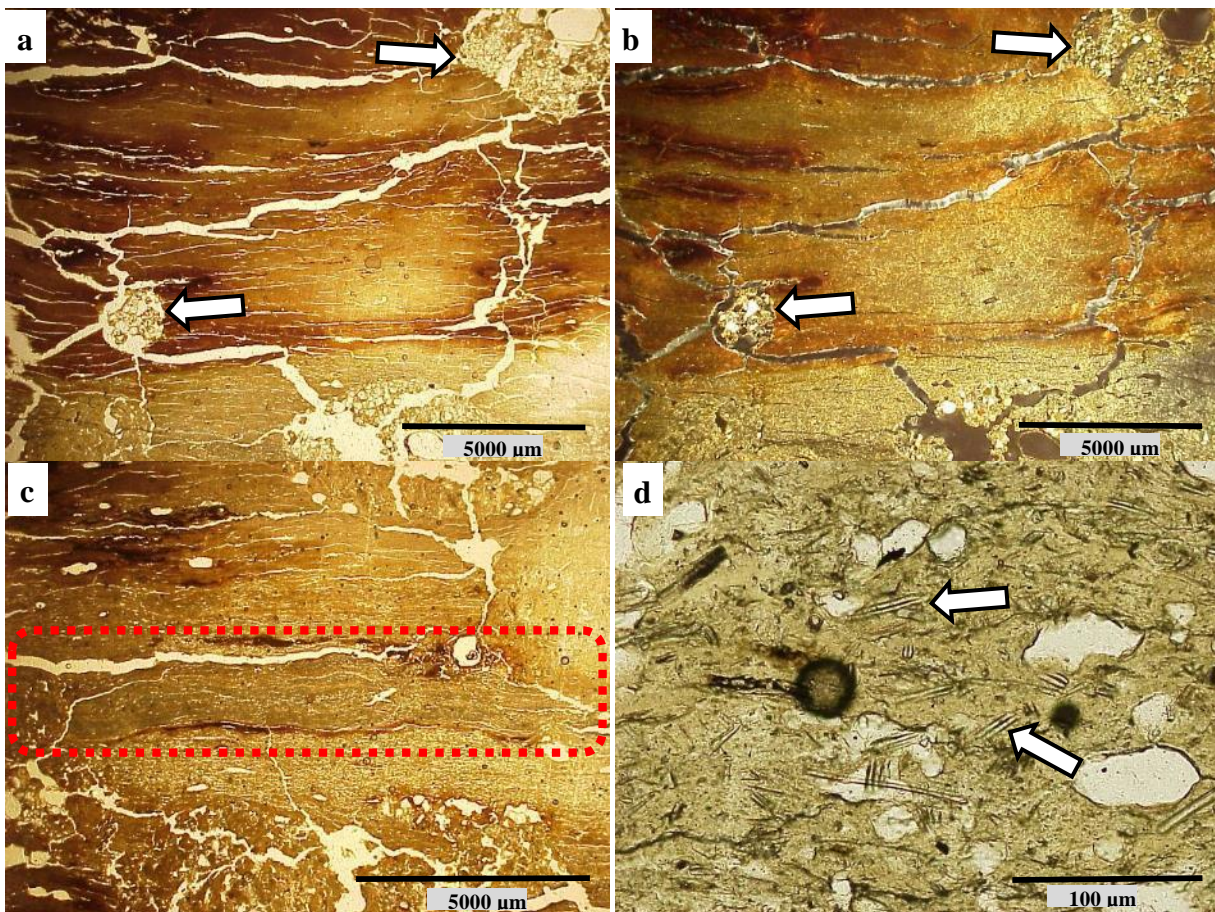


Figura 29 - Estrutura laminar semelhante a de deposição sedimentar e preenchimento de cavidades por material grosso (seta branca) sugerindo o início do processo pedogênico (a - PPL; b - XPL), estrutura laminar de calcita (retângulo vermelho) provavelmente relacionada a um grande evento de seca e precipitação deste mineral (c - PPL) e diatomáceas de ambiente deposicional lântico (setas brancas) observadas na área referente a lâmina de calcita, sugerindo que a sua precipitação ocorreu em ambiente lacustre (d - PPL)

Preenchimentos com grãos mais grossos (quartzo) também foram observados em antigos bioporos (Figura 29a e b). As estruturas laminares de origem sedimentar apresentam em suas extremidades sinais de processo pedogenético incipiente, e transformando-se em pequenos blocos. Também nessa camada foi observada a presença de uma lâmina (fácies) de deposição de calcita com espessura aproximada de 1000 μm (Figura 29c). Com a observação detalhada desta feição, em uma magnificação de 1000 vezes, foram identificadas estruturas de

espículas e/ou esponjas (Figura 29d). Estas evidências convergem com as demais observações geomorfológicas e da morfologia do perfil e corroboram com a hipótese de que a lâmina de carbonato teria precipitado em ambiente lântico, sobretudo em corpos d'água superficiais que, nos períodos de estiagem estariam subordinados a intensa evapotranspiração e concentração de íons.

De forma geral o perfil apresentou pH básico (Tabela 5) acentuado em profundidade como resultado da precipitação da calcita. Apesar da precipitação desse mineral, a CE (1,15 dS cm⁻¹) foi inferior ao do setor anterior e insuficiente para enquadrar esse perfil como salino. O Na⁺ tende a aumentar sua saturação no complexo de troca de acordo com a profundidade, chegando até 38% no horizonte Btnk, mas de forma geral o complexo é dominado por Mg²⁺, seguido por Na⁺ e Ca²⁺. O perfil mostrou forte incremento no teor de argila no horizonte Btn1 em relação ao horizonte E, passando de 100 g kg⁻¹ para 301 g kg⁻¹. Abaixo dessa profundidade o teor de argila apresentou pequena variação (Tabela 6), acompanhado de um aumento considerável do teor de silte no horizonte com precipitação de carbonato (Btnk). A presença do horizonte B textural, associado ao V% e a argila de atividade alta (Ta) enquadram este solo como LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abrupto (SiBCS, 2013)

Tabela 5 - Atributos químicos do perfil representativo do setor 2

Horizonte	pH H ₂ O	C _{org} (g kg ⁻¹)	CE (dS.cm ⁻¹)	Cátions							CTC	V	m	PST
				H+Al	Al ³⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	(cmol _c kg ⁻¹)				
A	6,59	24	0,41	0,0	0,0	0,5	8,2	84,7	33,0	12,7	100	0	0	
En	7,98	5	0,04	0,0	0,0	1,6	5,8	11,0	18,7	3,7	100	0	26	
Btn1	8,90	9	0,76	0,0	0,0	21,1	17,6	14,3	44,0	9,7	100	0	22	
Btn2	9,50	5	0,87	0,0	0,0	28,3	11,7	14,3	33,0	8,7	100	0	32	
Btnk	9,65	6	1,15	0,0	0,0	54,3	17,8	17,6	55,0	14,5	100	0	38	

Tabela 6 - Granulometria do perfil do setor 2⁽¹⁾

Horizonte	Prof. ⁽²⁾	Argila	Silte	Areia ⁽³⁾					
				AT	AMG	AG	AM	AF	AMF
A	25	100	291	609	4	14	100	298	192
En	65	100	290	609	2	8	93	294	213
Btn1	115	301	374	325	1	6	34	133	151
Btn2	150	276	426	298	0	3	5	43	247
Btnk	>200	301	569	130	2	3	11	26	88

(1) Valores expressos em g kg⁻¹, (2) Prof. – medida em cm do limite inferior de cada horizonte, (3) AT- areia total, AMF – areia muito fina, AF – areia fina, AM – areia média, AG – areia grossa, AMG – areia muito grossa

As variações de CE e pH em profundidade são indícios do início do processo de solodização. A água da chuva, inicialmente diluída, seria responsável pela argiluviação e transporte de íons em profundidade como, por exemplo, o CO₃²⁻ e Ca²⁺, promovendo a

cerosidade forte e abundante observada no Btn1, bem como a precipitação de carbonatos em antigos canais de raízes e entre estruturas (Figura 26e).

A datação da camada arenosa na base do perfil (Figura 26a e d) indicou que a última vez que esse material recebeu luz foi a 54.200 anos AP e que, os sedimentos acima da mesma foram depositados a partir dessa data. O nódulo de carbonato (Figura 26c) foi datado com aproximadamente 660 anos AP. Estes resultados mostram o anacronismo entre a precipitação de carbonato e a sedimentação do material no qual está presente, ou seja, o processo de concentração de água e de remobilização dos carbonatos ocorreram em momentos distintos, reiterando a hipótese de solodização e remobilização do carbonato.

2.3.1.3 Setor 3

O paleodique do setor 3 é mais estreito que os anteriores, com a transição para a planície de inundação ocorrendo a uma curta distância lateral, as partes vegetadas com gramíneas e relacionadas as planícies apresentam maior conexão entre si, resultando em uma drenagem mais rápida da área. Todavia, ao sul da área estudada observa-se uma estrutura relativamente confinada, indicando que em um estágio menos avançado de erosão a geomorfologia deste setor era similar ao do setor 1. Neste setor foi realizado o levantamento da CE aparente do solo (CEa) com auxílio do EM-38, com resultados mostrando maiores valores na área correspondente as porções mais elevadas do paleodique (Figura 30), com variação abrupta de valores no sentido da planície, corroborando a ocorrência de solos sódicos somente nos paleodiques e que as águas de inundação, atualmente, promovem a remoção de íons do solo e resultam na solodização. Para identificar os processos responsáveis por esta variação, optou-se pela abertura de uma grande trincheira na transição paleodique/planície de inundação (Figura 31). Ao longo de toda a trincheira foi observada a presença de bolsões de areia (Figura 32), entre os quais foi escolhido um para a datação LOE, que determinou que esse paleodique é mais recente que o anterior (setor 2), datando do Pleistoceno tardio, há aproximadamente 21.500 anos AP.

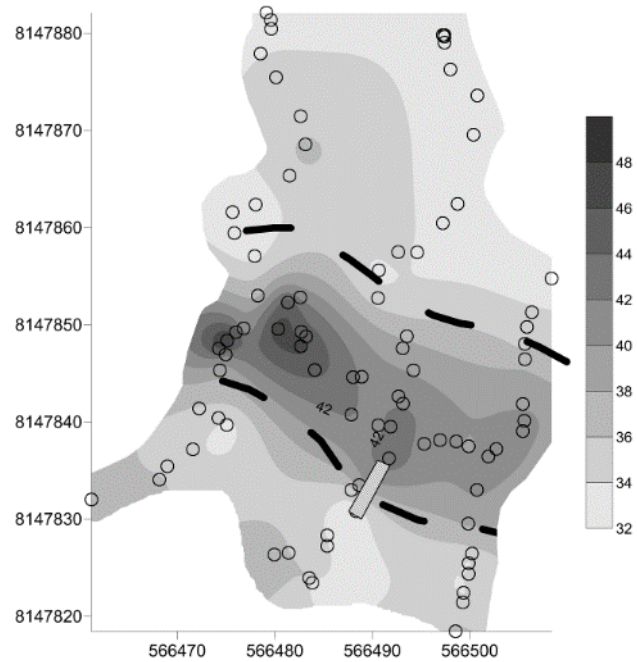


Figura 30 - Condutividade elétrica do setor 3 (mS m^{-1}) obtida por EM38, com os maiores valores ocorrendo na área relativa ao paleodique (linha pontilhada). Os círculos indicando o local de coleta das informações e a área retangular indica o local de abertura da trincheira

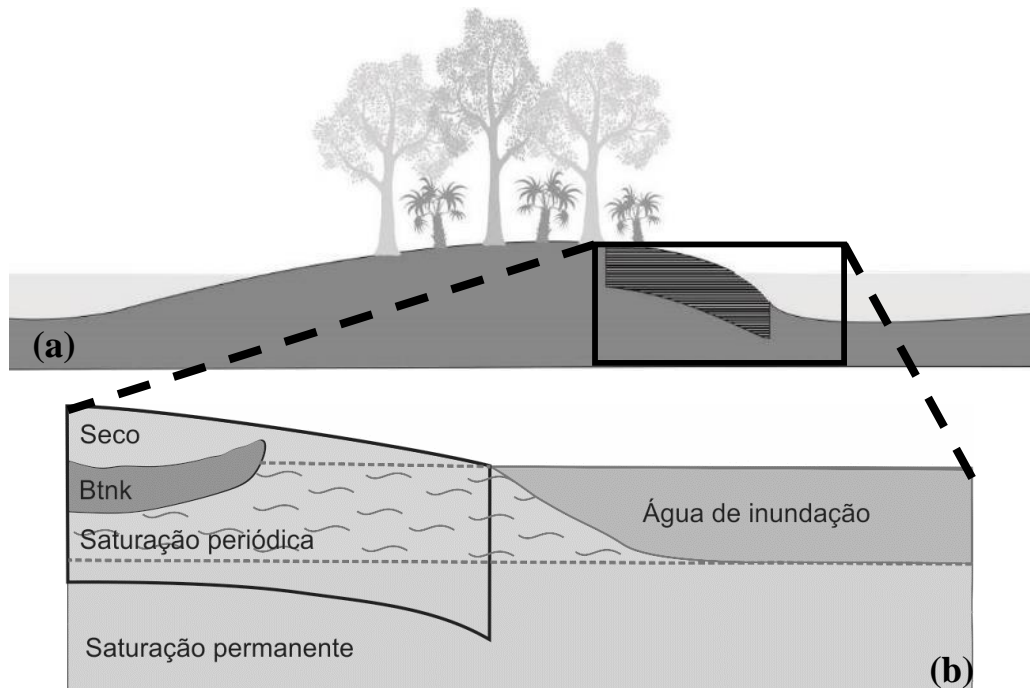


Figura 31 - Ilustração do (a) paleodique de estudo com o nível máximo de inundação e localização da trincheira. Em detalhe (b) as zonas: não inundada, com lençol freático variável, de saturação permanente, e o horizonte Btnk.

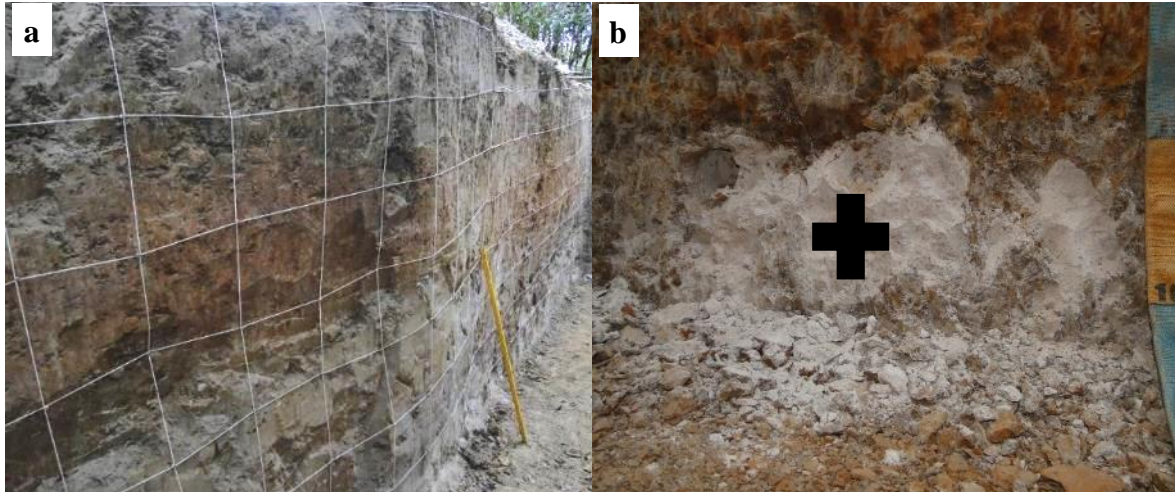


Figura 32– Trincheira de ~6 x 2 m, aberta na transição entre paleo-dique/paleo-planície com malha de amostragem para determinação da variabilidade espacial, com ênfase em Na⁺ (a), bolsão de areia utilizado para coleta de material e datação por LOE (b)

A trincheira aberta para o setor 3, com aproximadamente 6 m de comprimento e 2 m de profundidade, apresentou duas áreas com morfologias distintas (Figura 33), além do complexo de troca (Tabela 7) e granulometria (Tabela 8). A primeira parte (posição mais elevada) caracteriza-se pela sequência de horizontes A, E, Btn1, Btnk, Cgn1 e Cgn2 (Figura 33 e Figura 34).

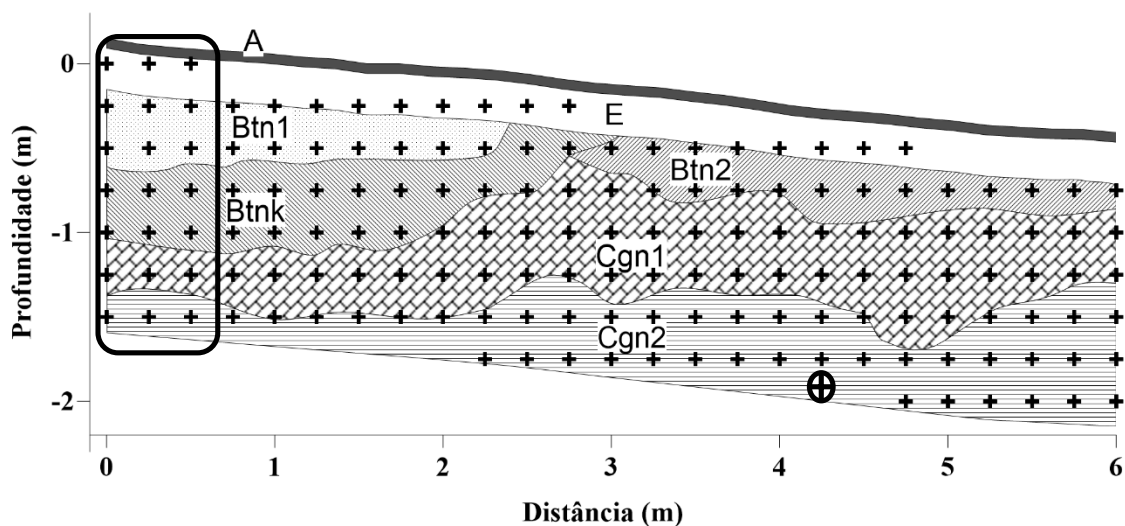


Figura 33 - Horizontes descritos na trincheira do setor 3 e pontos de amostragem. Na primeira metade do perfil há a presença do horizonte Btnk em formato nitidamente abaciado, confinando a água na parte mais alta do setor. Na segunda metade do perfil, coincide com os níveis máximos de inundação e o horizonte Btn não apresenta mais precipitação de CaCO₃. Local de coleta da amostra para datação por LOE indicada pela cruz envolvida pelo círculo preto. Retângulo indica o perfil descrito para a parte não inundável, apresentado na figura 34

Tabela 7 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil do setor 3

Amostra	pH	CE	Corg	H+Al	Al3+	Ca	Mg	Na	K	CTC	V	m	PST
	H ₂ O	dS	g kg ⁻¹	cmol _c kg ⁻¹									%
Parte não inundável													
A	6,5	0,46	10,1	1,17	0,00	2,32	2,44	0,52	0,36	6,8	83	0	8
E	6,73	0,17	5,2	1,04	0,01	0,51	1,40	0,31	0,26	3,5	70	0	9
Btn	9,12	0,49	5,4	0,18	0,00	2,84	4,77	4,35	0,72	12,9	99	0	34
Btnk	8,81	0,20	3,2	0,28	0,00	2,46	4,89	4,52	0,77	12,9	98	0	35
Cgn1	7,88	0,11	4,7	0,23	0,00	0,35	2,17	1,57	0,17	4,5	95	0	35
Cgn2	6,67	0,07	4,5	0,83	0,52	0,22	2,60	1,91	0,16	5,7	85	10	33
Parte Inundável													
A	5,45	0,28	11,6	1,52	0,00	1,95	1,81	0,02	0,23	5,5	73	0	0
E	5,93	0,14	5,4	0,68	0,19	0,21	1,24	0,12	0,10	2,4	71	10	5
Btn2	6,49	0,07	6,1	0,83	0,36	0,53	3,21	1,65	0,19	6,4	87	6	26
Cgn1	6,26	0,06	5,2	1,23	1,81	0,21	4,25	2,00	0,13	7,8	84	22	26
Cgn2	6,2	0,07	4,5	0,60	0,70	0,05	1,81	0,39	0,04	2,9	79	23	13

Tabela 8 - Granulometria da parte mais elevada do paleodique no setor 3⁽¹⁾

Amostra	Argila	Silte	Areia ⁽²⁾					
			Total	AMF	AF	AM	AG	AMG
Parte não inundável								
A	88	213	699	156	451	80	8	5
E	75	68	857	189	546	111	8	2
Btn	263	328	410	127	238	26	12	6
Btnk	175	215	610	232	353	12	10	3
Cgn1	88	62	851	154	690	5	1	0
Cgn2	163	15	823	25	716	80	1	1
Parte Inundável								
A	50	245	706	166	451	77	10	3
E	38	231	732	187	446	89	8	1
Btn2	213	297	490	272	201	9	6	3
Cgn1	275	241	485	138	323	19	3	0
Cgn2	113	253	634	139	358	121	15	0

(1) Valores expressos em g kg⁻¹, (2) AT- areia total, AMF – areia muito fina, AF – areia fina, AM – areia média, AG – areia grossa, AMG – areia muito grossa

O horizonte com carbonatos secundários (Btnk) possui formato abaciado, coloração de matiz acinzentada e mosqueados abundantes de cor amarelada e avermelhada, é de textura franca e possui feições de precipitação de calcita (CaCO₃) em pó “solto”, que ocorrem com maior frequência em seu limite inferior, principalmente no interior de fendas e de antigos canais originados pela morte e decomposição de raízes (Figura 35). Este horizonte apresentou estrutura prismática, grande e de grau de desenvolvimento forte, pouco porosa.

As precipitações de calcitas observada na lâmina delgada do horizonte Btnk apresentaram grande fraturamento, com núcleo indistinto, associado a grandes canais, sugerindo a remobilização do mineral (Figura 36a e b). Entretanto, em algumas feições mais preservadas, foi possível observar que devido ao alto valor de pH promovido pela precipitação de calcita, alguns grãos de quartzo apresentavam sinais de dissolução, comuns em meios alcalinos (DURAND et al., 2010), sugerindo também que as precipitações de carbonato estão presentes no local há algum tempo (Figura 36c e d), ou seja, não foram formadas nas condições hidropedológicas atuais.

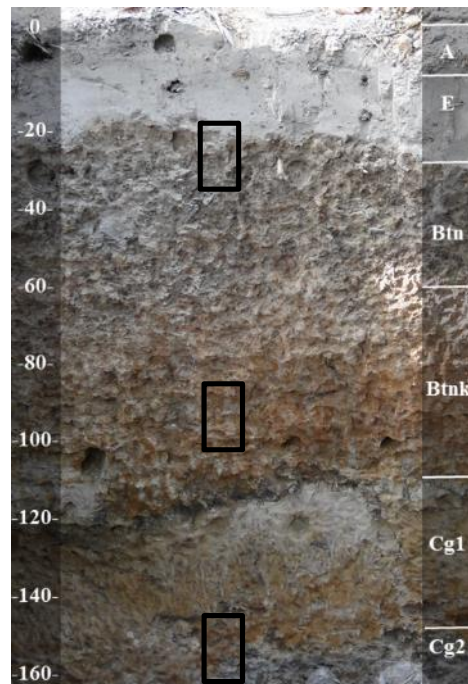


Figura 34– PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico típico, referente ao perfil do Setor 3. Horizonte E relativamente espesso, com horizonte subjacente com incremento de argila (Btn) de coloração pálida, na sequência o horizonte Btnk com precipitações de CaCO_3 . Retângulos vermelhos indicam locais de coleta de amostras indeformadas



Figura 35 - Precipitações de CaCO_3 no horizonte Btnk do Setor 3. Ocorrência principalmente a canais de raízes atuais (A) e antigos (B) e fendas entre agregados (C)

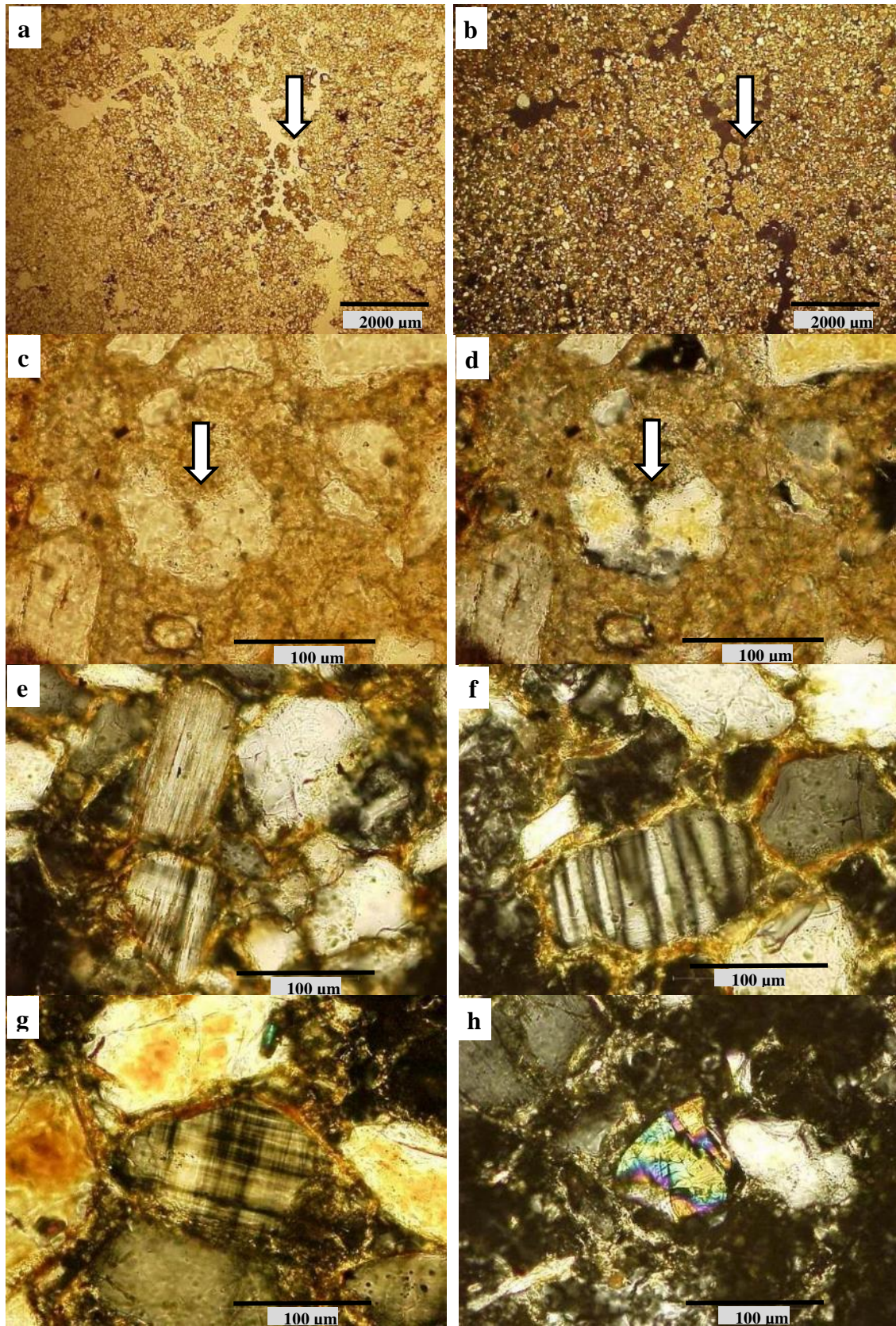


Figura 36 - Feições de precipitação de calcita já fragmentadas, presentes em canais, indicando processo de dissolução e remobilização (a – PPL e b – XPL). Dissolução de grãos de quartzo em meio a matriz de carbonato, evidenciados pela reentrância no grão de quartzo e pela mesma posição de extinção (c – PPL e d – XPL), intemperismo de biotita (e), plagioclásio (f) e feldspato (g), que podem favorecer a concentração de íons na solução do solo, mas observados com baixa frequência. Mineral acessório de origem metamórfica (h)

A fração grossa deste horizonte contém, em menor proporção, minerais primários alteráveis, como feldspatos e plagioclásios (Figura 36e, f e g), além de alguns minerais acessórios, provavelmente de origem metamórfica (Figura 36h), provenientes da litologia da bacia do rio Cuiabá.

O horizonte subjacente classificado como Cgn1, possui coloração pálida, de textura areia franca (Tabela 7 e Tabela 8), maciça que se desfaz em grãos simples, de grau fraco e grande macroporosidade.

A segunda metade da trincheira (parte mais baixa) é atingida pelas águas nos períodos de pico das cheias, fato que só ocorre na primeira parte em eventos de cheia excepcionais (Figura 31). A sequência de horizontes identificada é A, E, Btn2, Cgn1 e Cgn2 (Figura 33). A variação de textura entre estes horizontes Btn2 e Cgn1 é sutil, predominando uma textura franco argilo arenosa e muito porosa (Tabela 8 e Figura 38a, b e c). Este setor não apresentou precipitação de calcita, provavelmente por sofrer influência das águas de inundação, diluindo o meio e, desse modo, a concentração da solução do solo não ultrapassa o produto de solubilidade da calcita, inibindo assim sua precipitação. O horizonte Cgn1 se diferenciou pela coloração mais pálida com mosqueados esbranquiçados, presença de nódulos de Fe e Mn, evidenciando a frequente alternância do estado de saturação hídrica do solo.

Nas lâminas delgadas do horizonte Btn2 (parte inferior da trincheira) ocorrem feições de revestimento de argila típicos de coloração avermelhada, crescentes não laminados com orientação/extinção forte estriada e contínua, por vezes com impregnação de Fe/Mn na parte mais externa da feição (Figura 37a). Feições de preenchimento denso e contínuo também são frequentemente observadas, não laminados com orientação/extinção forte estriada e contínua. Ambas feições, de preenchimento e revestimento, sugerem que o processo a argila acumulada é proveniente de outra parte da paisagem, entretanto não há evidências se o material foi transportado do horizonte suprajacente ou da parte mais elevada do paleodique (translocação lateral).

As lâminas delgadas do horizonte inferior (Cgn1) apresentam feições de eluviação de argila relacionadas aos maiores canais (Figura 37b). Também foram observadas feições de depleção de ferro junto aos poros entre agregados (Figura 37c e d). Esta feição sugere que o processo de depleção provavelmente esteja relacionado às condições de epissaturação ou de saturação hídrica rápida, como ocorre nos eventos de inundação. Com a depleção de Fe, a argila que já era susceptível à dispersão pelo elevado PST, se torna ainda mais facilmente dispersa e é removida progressivamente do horizonte em questão. No interior do agregado em que foi

observada a depleção/difusão de Fe se nota a coloração avermelhada, semelhante ao do horizonte com carbonato, podendo ser um vestígio de que este horizonte era maior e que provavelmente foi erodido pelas águas de inundação.

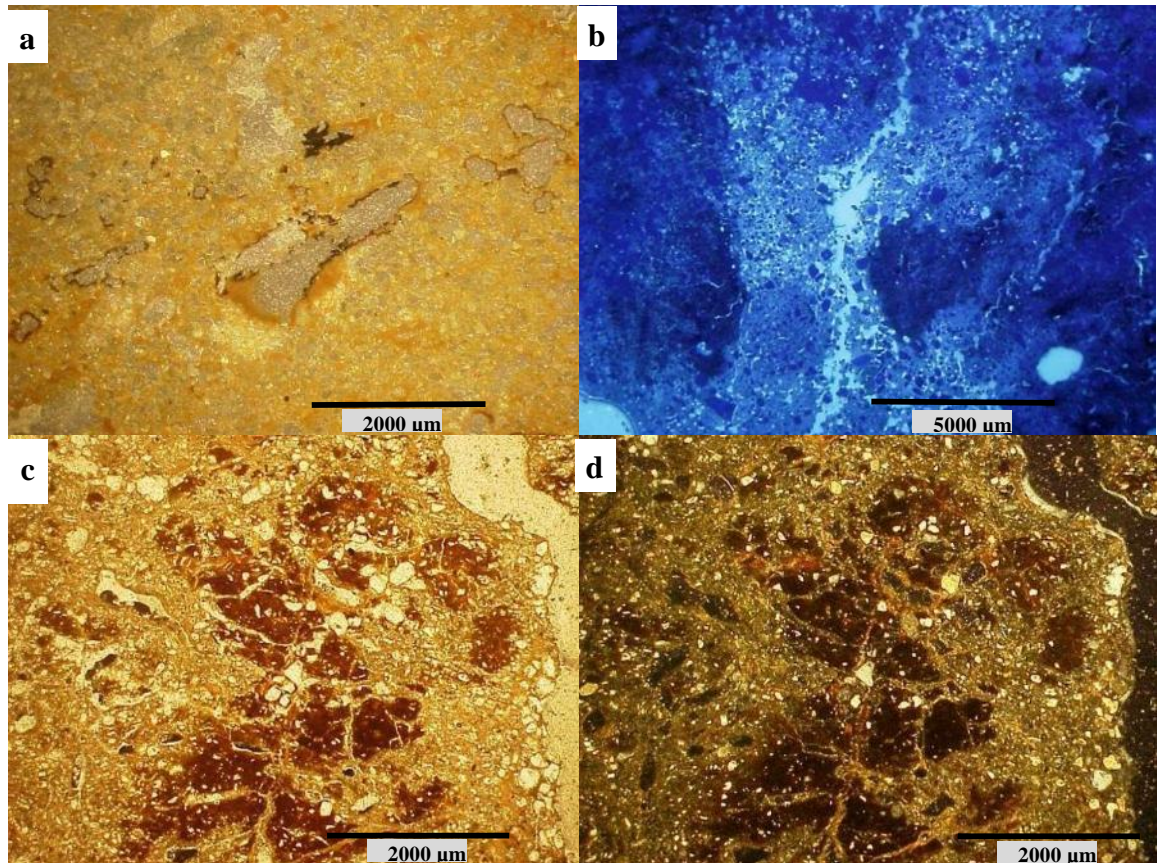


Figura 37 - Revestimento de Fe/Mn em canais, resultado do processo de endossaturação (a), remoção de material fino associado a porosidade entre agregados (b) e depleção de Fe (c-PPL; d-XPL) relacionados a poros entre agregados, sugerindo o processo de epissaturação

Como a distribuição das partículas mostra certa estratificação, remetendo a uma origem sedimentar, a variação da morfologia observada parece resultado de diferentes processos pedogenéticos sobre esses estratos, com a parte inundável influenciada principalmente pelos processos de redução de Fe e Mn. Já na parte mais elevada, a morfologia do horizonte Btgn2 indica que o processo de epissaturação é atuante, em um estágio provavelmente mais avançado em relação aos setores anteriores. Nesta posição da paisagem a principal fonte de água para a saturação do solo é a precipitação direta, uma vez que a inundação raramente alcança essa parte do sistema.

Além disso, as precipitações de carbonato nas fendas (Figura 35) corroboram a hipótese de que a drenagem atual destes solos é diferente da época em que a concentração da água e sodificação do solo ocorreram. Entretanto, o espessamento do horizonte E por degradação

hidromórfica do Btn é limitada neste setor pelo aumento gradativo da declividade à jusante, o que promove o fluxo lateral da água, diminuindo as chances da degradação do Btn2 por ferrólise e aumenta a intensidade do processo erosivo.

Através da espacialização dos atributos no perfil, foi possível observar que os maiores valores de pH coincidiram com os limites descritos no campo para o horizonte com carbonatos secundários (Figura 39a), localizando-se na parte da trincheira menos afetada pela inundação, confirmando assim a variação observada nas medidas de campo pelo EM-38 e que definiram o local de abertura da trincheira.

Os valores de E_{Ca} (Figura 39c) apresentaram distribuição espacial similar aos valores de pH, concentrando-se principalmente na região delimitada como horizonte com carbonato. Já a E_{Na} teve uma distribuição mais dispersa na trincheira, com redução branda dos valores em direção à planície. Todavia não foi observado relação entre os maiores valores deste atributo com os limites descritos para os horizontes da trincheira (Figura 39e). As prospecções realizadas indicaram maiores valores de CE nas áreas correspondentes ao paleodique (Figura 30), corroborando com a ideia de que os solos sódicos (e com maior CE) localizam-se nessas feições, entretanto a tendência a redução da CE e do E_{Na} em direção a planície corroboram com a hipótese de que a inundação atua na alteração e degradação desses solos sódicos.

A análise de componentes principais realizada nos dados do complexo de troca do setor 3 (ACP₁) discriminou dois eixos com grande participação na variabilidade desses teores (Figura 40a), sendo que ambos os eixos somados (F1 e F2) são responsáveis por 79,49% da variabilidade dos dados (F1 = 63,63% e F2 = 15,86%). A Figura 40a mostra que no eixo 1 o processo mais marcante é o aumento da saturação de Al (E_{Al}) em detrimento aos demais cátions, CTC e CE. A E_{Mg} também teve contribuição negativa em relação aos demais atributos e uma grande contribuição para o eixo fatorial 2 (>75%), se opondo principalmente a CE. A redução da E_{Al} é normal com o aumento da concentração da solução e do pH e precipitação do Al na forma de $Al(OH)_3$, já a redução do E_{Mg} se deve a provável formação de esmectitas magnesianas (FURQUIM et al., 2010a), o que também contribuiria para aumento da CTC.

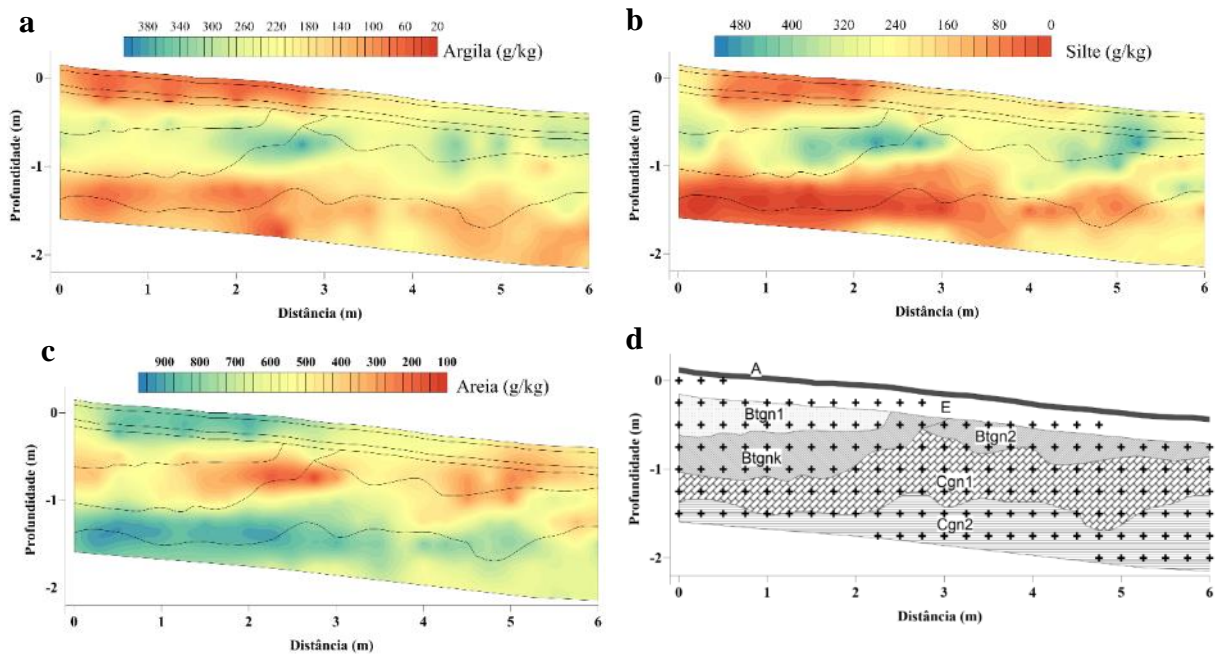


Figura 38 - Espacialização das frações argila (a), silte (b), areia total (c) semelhantes a depósitos sedimentares. Note-se o importante aumento dos teores de silte e argila na zona de ocorrência do horizonte Btk

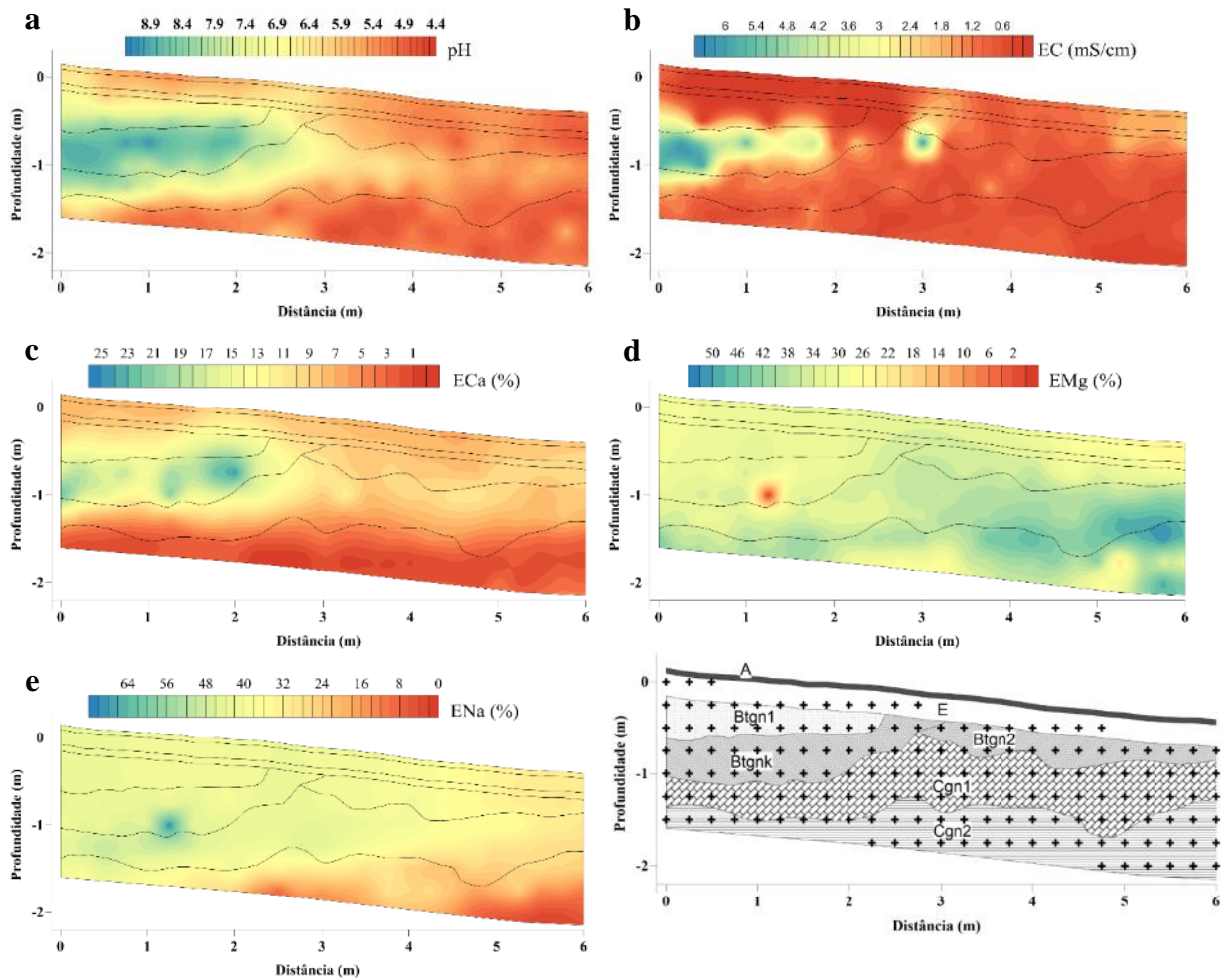


Figura 39 - Espacialização dos valores de pH (a), condutividade elétrica (ECe – b), e das frações equivalentes de Ca²⁺ (ECa – c), Mg²⁺ (EMg – d), Na⁺ (ENa – e) ocorrendo em áreas correspondentes ao horizonte Btk

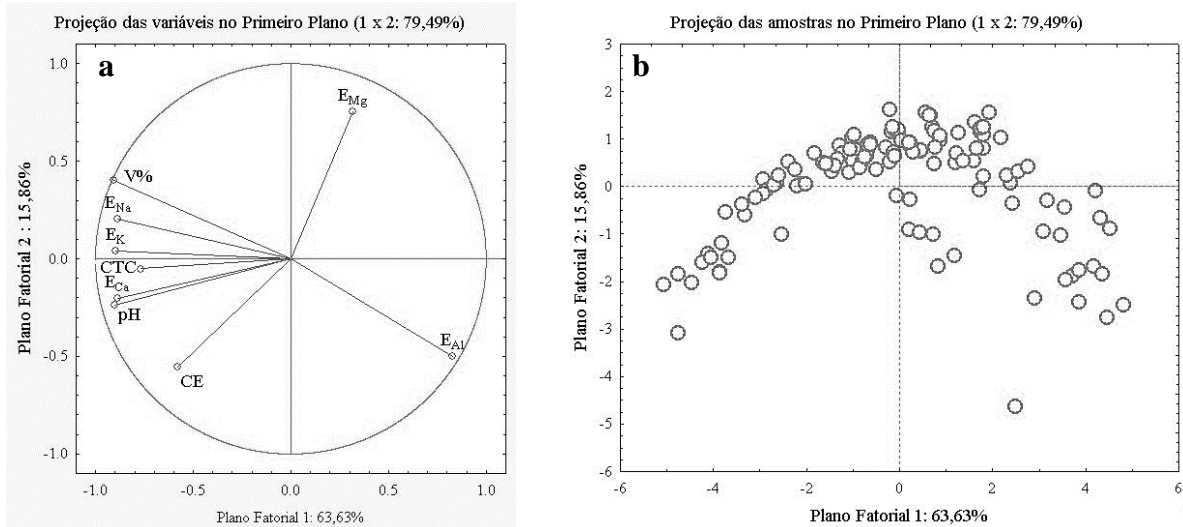


Figura 40 - ACP1 sobre os resultados do complexo de troca do setor 1(a) e o diagrama de dispersão das amostras do primeiro plano fatorial (b)

O perfil correspondente a parte mais elevada do paleodique possui incremento de argila do horizonte E para o Btn de 75 para 263 g kg⁻¹ (Tabela 8), com transição clara, conferindo o caráter de mudança textural abrupta ao perfil. As cores descritas para os horizontes Btn e Btn2 (5/3 e 5/4, respectivamente) os enquadram como crômicos que, associados ao alto valor de V% e Ta, classificam este perfil como LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abrupto. A classificação correspondente a WRB (2014) é Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic, Cutanic, Magnesic, Hypernatric), enquanto no Soil Taxonomy (2014) é enquadrado como Aquic Natrudalf.

2.3.1.4 Setor 4

O setor 4 se caracterizou pela presença de Carandá, uma arecácea conhecida por ser indicadora de solos salinos. Em relação aos paleodiques dos demais setores, o desta área foi considerado mais estreito (Figura 41). A área também se destaca por localizar-se na transição entre a planície de influência dos rios Cuiabá e rio São Lourenço (NASCIMENTO, 2012 - Figura 10).

Como em todos os solos descritos neste trabalho, o horizonte A deste perfil foi caracterizado como A fraco, de coloração clara (Figura 42), textura areia franca, e média CE (Tabela 9). A uma profundidade de 15 a 35 cm ocorre o horizonte E moderadamente desenvolvido. O horizonte Btn1 é relativamente espesso (130 cm), com coloração amarelada, possui textura franco argilosa, estrutura prismática que se desfaz em blocos grandes, com cerosidade comum e moderada. Algumas feições esbranquiçadas foram observadas em antigos poros biológicos (Figura 43a), mas que não apresentaram efervescência quando colocadas em

contato com HCl 10%, descartando-se assim a hipótese de serem carbonato de cálcio. Na morfologia de perfil, observou-se no topo do Btn1 feições de oxirredução associados a canais formados pelas raízes.

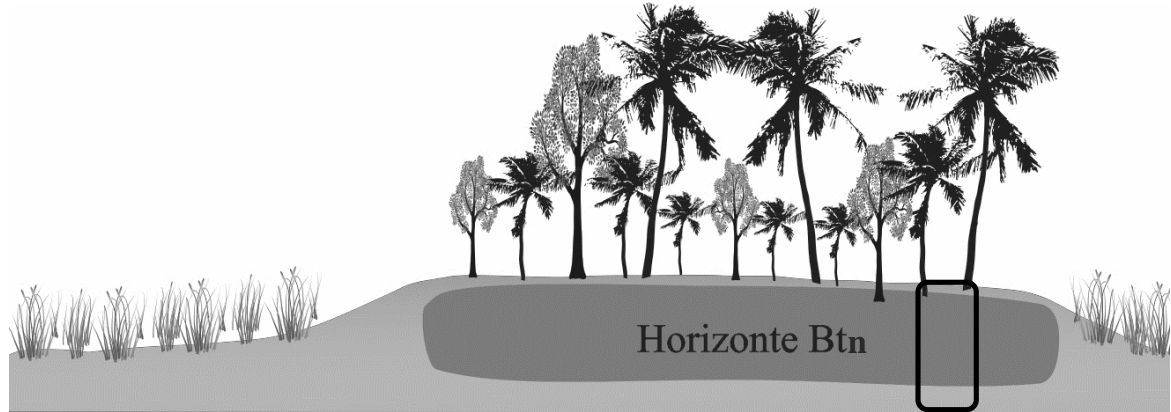


Figura 41 - Corte transversal do paleodique referente ao setor 4. Presença de Carandá (palmeira de cor escura) e horizonte Btn mais próximo a superfície e mais espesso. Retângulo preto indica o local do perfil

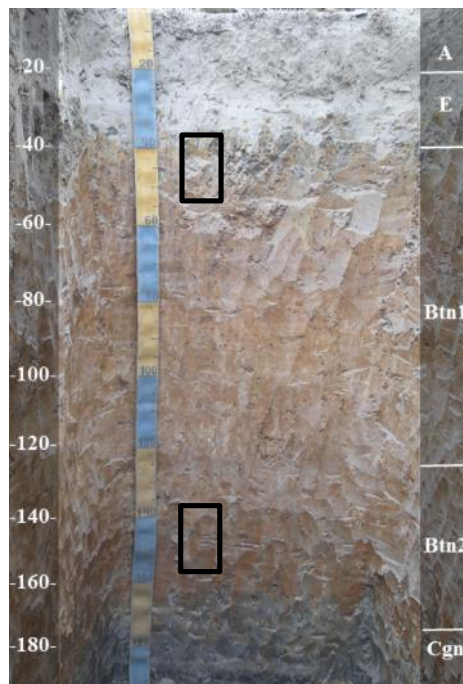


Figura 42 – LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abrupto referente ao perfil do setor 4. Horizonte E relativamente pouco espesso, horizonte subjacente com incremento de argila (Btn1) de coloração avermelhada e espesso. Abaixo do Btn2, ocorre um horizonte com coloração acinzentada (Cgn) mas com textura similar ao horizonte sobrejacente. Retângulos pretos indicam local de coleta de amostras indeformadas para confecção de lâminas delgadas

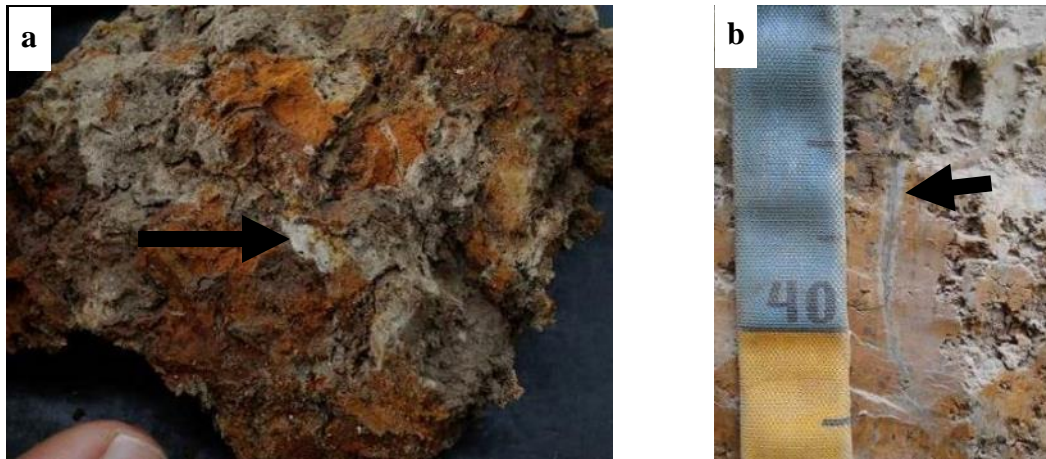


Figura 43 - Precipitação de material fino esbranquiçado (a) e depleção de Fe em canais formados por raízes em um estágio inicial do processo de ferrólise (b)

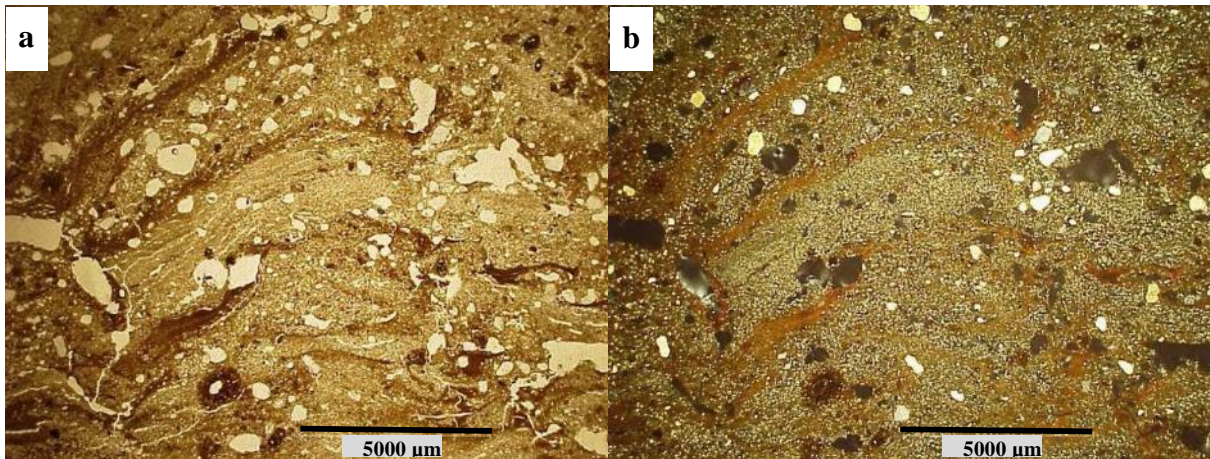


Figura 44 - Fotomicrografia do horizonte Btn2 e as feições laminares de argila, de origem sedimentar, com certa deformação por acomodação dos sedimentos e posterior bioturbação. Note-se a dominância de areia fina e alto conteúdo de silte, com uma trama porfírica bastante fechada e pouco permeável (a - PPL, b - XPL)

Estas feições sugerem o início do processo de ferrólise (VIDAL-TORRADO et al., 1999; CASTRO et al., 2003). A presença de raízes mortas nesses canais, aliada aos vários ciclos de saturação hídrica (redução do Fe) e secamento (oxidação do Fe), promovem o aumento na concentração de H^+ em microsítios. Nestes microsítios o H^+ promove a desestruturação dos argilominerais, e o Si passa a para a solução do solo, que posteriormente é lixiviado, ocorrendo uma concentração residual da fração grossa (BREEMEN; BUURMAN, 2002). Neste setor fica clara a participação da ferrólise no processo de transformação dos solos sódicos, principalmente pelo espessamento do horizonte E, apesar dos valores de pH não serem ácidos. Todavia, esse processo pode ocorrer em microsítios e, no estágio final, promover uma redução de pH de forma generalizada em todo o horizonte.

Nas lâminas delgadas do Btn2 foram identificadas feições de acúmulo de argila, relativamente paralelas à superfície, principalmente no setor da lamina com predomínio de areia

fina e silte, situação típica de ambiente de deposição de baixa energia. Essas feições apresentaram extinção difusa de grau fraco/moderado, e sem relação aparente com canais ou outro tipo de porosidade funcional, sugerindo uma herança sedimentar e do desenvolvimento de processos pedogenéticos ainda de forma incipiente (Figura 44). O elevado teor de silte observado na lamina é o principal responsável pela trama porfírica, promovendo também a acomodação das partículas e o baixo grau de desenvolvimento de estruturas, além de reduzir de maneira drástica a porosidade funcional e a drenagem do perfil.

As feições de revestimento são constituídas por argila e óxidos de Fe, ocorrem em associação a canais e cavidade em frequência moderada, com extinção difusa e grau moderado, de coloração avermelhada, indicando um processo moderado de eluviação de argila. Já as feições de hiporrevestimento ocorrem em cavidades menores, com forte impregnação, de coloração brunada. Estas feições estariam relacionadas à difusão de Fe por endossaturação, uma vez que em eventos de saturação hídrica rápida, essas pequenas cavidades manteriam o O₂ aprisionado por um tempo maior e criariam um gradiente de difusão e acúmulo de Fe.

Os teores de argila para o horizonte Btgn2 foram semelhantes aos dos outros setores, contudo o horizonte mais inferior (Cgn) apresentou um acréscimo significativo, passando de 351 para 451 g kg⁻¹ de argila. (Tabela 9). Destacam-se os dados analíticos mostrando que além do aumento significativo de argila, os horizontes Btgn apresentaram aumento de silte na ordem de 2,2 vezes do horizonte E para o Btgn1 e de 2,77 do E para o Btgn2. Como mencionado anteriormente, o elevado teor de silte promove uma baixa acomodação das partículas do solo, e devido à baixa carga desta fração, o grau de estruturação do solo é fraco, refletindo numa baixa porosidade e conseqüentemente numa drenagem deficiente. Estes atributos físicos favorecem então o acúmulo/preservação de Na⁺ nestas áreas.

Os valores de Na⁺ e PST foram extremamente elevados, passando a marca de 50% (Tabela 10), o que não tinha sido observado nos setores anteriores. O complexo de troca do setor 4 possui elevados valores de CTC para todos os horizontes de sub-superfície, além de teores de Na⁺ muito superiores aos dos outros cátions, inclusive Mg²⁺. Os valores de pH foram elevados, e seriam compatíveis com ambiente de precipitação de calcita, porém esta não foi observada na morfologia de campo. Os valores de CE foram relativamente elevados, entretanto não foram suficientes para caracterizar este perfil como salino.

Tabela 9 - Granulometria do perfil do setor 4⁽¹⁾

Amostra	Argila	Silte	Areia ⁽²⁾					Total
			AMG	AG	AM	AF	AMF	
A	50	168	2	10	144	372	254	782
E	50	210	1	5	113	391	230	740
Btn1	301	477	0	3	11	38	170	222
Btn2	351	581	1	7	13	18	30	69
Cgn	451	252	0	2	10	170	115	297

(1) Valores expressos em g kg⁻¹, (2) AT- areia total, AMF – areia muito fina, AF – areia fina, AM – areia média, AG – areia grossa, AMG – areia muito grossa.

Tabela 10 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil do setor 4

Amostra	pH H ₂ O	Corg g kg ⁻¹	CE dS m ⁻¹	H+Al	Al ³⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CTC	V	m %	PST
A	6,20	20	0,34	0,42	0,04	0,02	0,13	0,44	0,22	0,9	85	15	2
E	7,10	4	0,05	0,00	0,00	0,01	0,06	0,23	0,14	0,4	100	0	5
Btn1	8,91	9	0,71	0,00	0,00	6,48	0,16	1,98	2,20	10,8	100	0	60
Btn2	8,67	6	0,60	0,00	0,00	7,85	0,22	2,97	4,40	15,4	100	0	51
Cgn	8,25	6	0,63	0,03	0,00	7,50	0,22	2,75	2,20	12,7	100	0	59

A forma mais estreita desse paleodique pode ser herdada do sistema deposicional de menor intensidade em comparação as outras áreas. Seu elevado teor de Na⁺ e PST persistem graças ao predomínio de silte no horizonte Btn, que resulta em agregados grandes, densos, com trama porfírica, baixa porosidade e conseqüentemente baixa drenagem do perfil. Pelo fato de estar situada na transição entre a planície do Cuiabá e do São Lourenço, seria interessante realizar observações do impacto das inundações neste setor, principalmente no que diz respeito à presença e da origem da água de inundação (rio Cuiabá ou São Lourenço).

2.3.1.5 Setor 5

O paleodique do Setor 5 tem dimensões menores que os anteriores, ocorrendo de forma descontínua, além da notável ocorrência de murundus alinhados aos paleodiques, sugerindo que os mesmos pertenceram aos paleodiques e, pelo processo erosivo, se desmembraram (Figura 45). Neste setor as feições vegetadas por gramíneas, relacionadas à planície de inundação, são mais amplas, conectadas e favorecem uma rápida drenagem e menor tempo sob inundação (NASCIMENTO, 2012). A vegetação é mais esparsa, com menor frequência de Acurí.

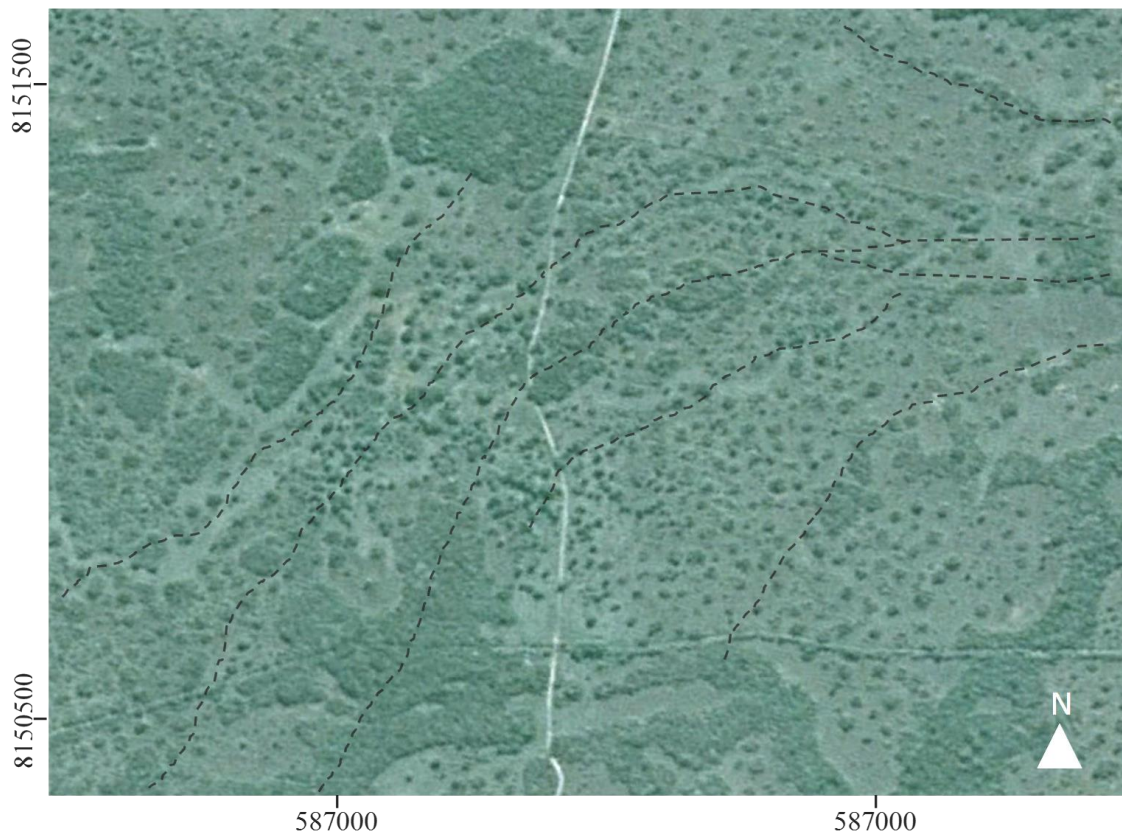


Figura 45 - Imagem do setor 5, linhas pontilhadas pretas indicam o alinhamento dos murundus e evidenciam sua herança da estrutura dos paleodiques
Imagem: GoogleEarth

Neste paleodique foram abertas duas trincheiras (5A e 5B), sendo que a primeira está situada na parte não atingida pelas águas de inundação, ao passo que a segunda situa-se na transição entre o paleodique e a planície de inundação (Figura 46). Foram identificados neste setor apenas os horizontes A, E, Btgn e Cg. Os dois primeiros de textura arenosa, se diferenciando apenas pelo teor de matéria orgânica.

O horizonte Btgn deste setor possui coloração pálida, textura argila e estrutura colunar grande que se desfaz em blocos subangulares pequenos a médio de grau forte. Na transição deste horizonte com o horizonte E foram observadas precipitações de Fe e Mn, estas últimas com efervescência forte quando em contato com H_2O_2 . A topografia do horizonte Btgn ao longo do paleodique possui formato abaciado e coincide com os limites do paleodique. Sua maior profundidade ocorre no centro do paleodique e, devido à sua menor permeabilidade, atua como uma barreira de impedimento à livre drenagem da água (Figura 46).

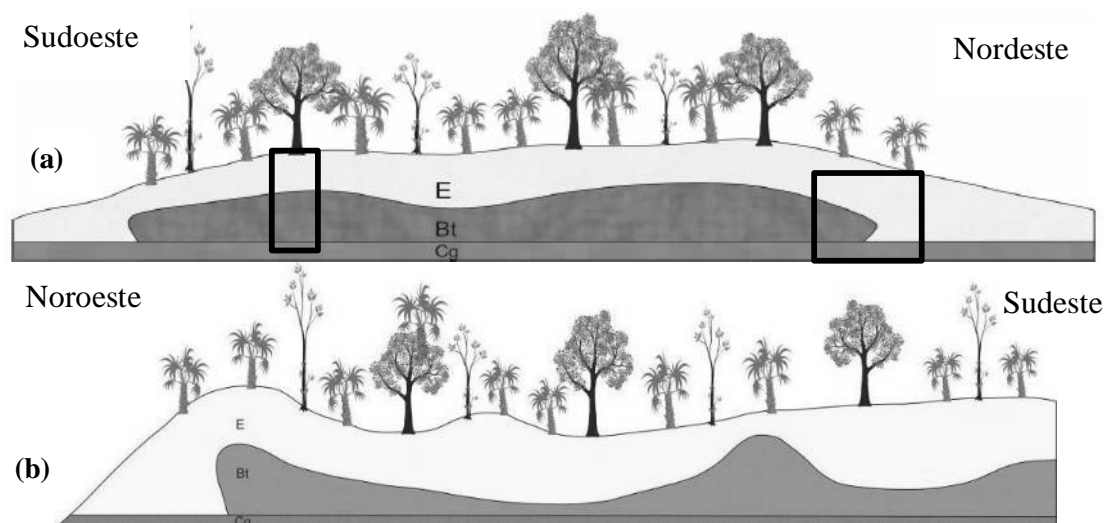


Figura 46 - Desenho esquemático da topografia da superfície e do horizonte Btgn no setor 5 em um corte ortogonal (a) e longitudinal (b) levantados por tradagens. Os retângulos pretos indicam o local de abertura dos perfis 5A (esquerda) e 5B (direita)

O perfil 5A apresentou horizonte E espesso (~100cm) com alguns nódulos de Fe e Mn, e que aparentemente avança entre as estruturas colunares do horizonte Btgn (Figura 47), com forte gradiente textural E/Btgn (2,5 vezes - Tabela 11). O pH deste perfil é ligeiramente ácido, com baixos teores de Ca^{2+} e Al^{3+} e de CE devido a intensa alteração e lixiviação do solo (Tabela 12), todavia, os valores de PST são elevados.

Neste perfil notam-se resquícios do horizonte Btgn em meio ao horizonte E (Figura 48a e b), corroborando a ideia de espessamento do E por degradação do Btgn (CASTRO, 1989; VIDAL-TORRADO et al., 1999). Este processo se expressou de forma mais intensa nesse setor do que no anterior. As feições morfológicas indicam a combinação dos processos de eluviação de argila e de ferrólise no espessamento do horizonte E. Os elevados valores de PST para este setor favorecem a dispersão e eluviação da argila, sobretudo entre estruturas maiores (Figura 47). A ferrólise ocorre na base do horizonte E e topo do horizonte Btgn, local onde a alternância entre saturação de água e seca é mais intenso e promove a desestruturação da argila, e conseqüentemente a lixiviação de Si, o que acentua o gradiente textural e o espessamento do E às custas do Btgn (FANNING; FANNING, 1989; RENGASAMY; SUMNER, 1998; BREEMEN; BUURMAN, 2002).

Abaixo desses horizontes há a presença de uma camada acinzentada, com topografia relativamente plana, classificado como Cg. Esta camada é mais argilosa que os horizontes superiores, e ocorre de forma plana, como uma “soleira”, apresentando alta umidade mesmo na época mais seca do ano (Figura 46). Sua formação se deve provavelmente ao acúmulo de argila dos horizontes superiores (Tabela 11).

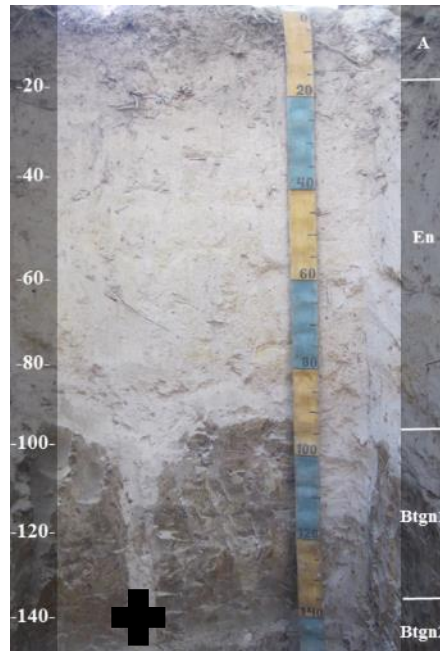


Figura 47 – PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico espesso referente ao Perfil 5A do Setor 5. Horizonte En espesso (~95 cm), estruturas colunares muito grandes, com caminhos preferenciais de passagem de água entre as estruturas e que promovem a remoção de argila. Cruz indica o local da coleta de amostra para datação por LOE

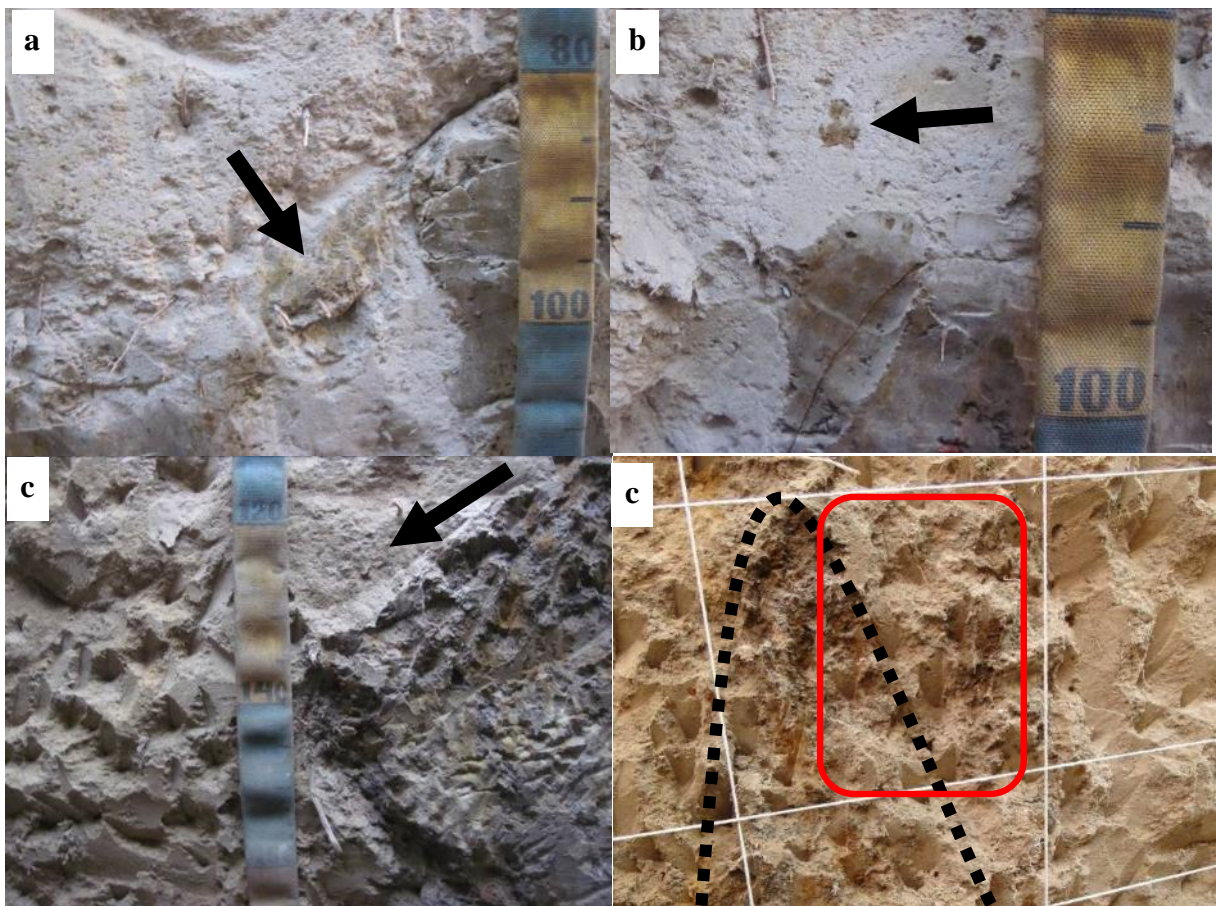


Figura 48–Perfil 5B. Remanescentes do horizonte Btgn em meio ao horizonte E (a), com transição quebrada (b), Seta amarela indicando a direção preferencial do fluxo lateral de água na transição abrupta entre E e Btgn (c), e resquício da estrutura que lembra a estrutura colunar observada em outro perfil da mesma área (d), retângulo vermelho indica local de coleta de amostra para confecção de lamina delgada

Tabela 11 - Granulometria do perfil 5A do setor 5⁽¹⁾

Amostra	Argila	Silte	Areia ⁽²⁾					
			AMG	AG	AM	AF	AMF	AT
A	175	24	1	16	178	497	110	801
En	150	51	1	17	195	483	102	799
Btgn1	376	83	3	15	121	315	87	542
Btgn2	475	88	4	18	103	246	68	438

(1) Valores expressos em g kg⁻¹, (2) AT- areia total, AMF – areia muito fina, AF – areia fina, AM – areia média, AG – areia grossa, AMG – areia muito grossa

Tabela 12 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil 5A do setor 5

Amostra	pH (H ₂ O)	Corg g kg ⁻¹	CE dS cm ⁻¹	cmol _c dm ⁻³							V	m	PST
				Al ³⁺	H+Al	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CTC			
A	5,29	16	0,21	0,49	0,27	0,00	0,58	1,10	1,10	0,69	90	15	0
En	6,68	7,0	0,12	0,00	0,00	0,76	0,46	1,10	0,00	2,00	100	0	33
Btgn1	6,32	7,5	0,45	0,00	0,13	3,52	2,61	1,10	3,30	7,20	100	0	49
Btgn2	6,03	8,0	0,23	0,00	1,85	2,54	0,79	0,00	2,20	5,00	96	0	51

Através da trincheira (perfil 5B), cuja profundidade atinge o limite do horizonte Btgn, foi possível observar sua transição lateral abrupta em formato de “língua”, passando de um material de textura franco-arenosa com coloração acinzentada para um material arenoso esbranquiçado (Figura 48c e d). No final desta trincheira foram observadas estruturas que lembram as colunares observadas no perfil 5A, porem em grau mais avançado de degradação, indicando que provavelmente este paleodique era mais extenso em um período pretérito e que a erosão do paleodique está intimamente relacionada com a degradação do horizonte Btgn.

Na lâmina delgada da transição entre o horizonte En e o resquício do Btgn observou-se que os grãos de areia são de tamanho e formatos similares, descartando a hipótese de diferença sedimentar (Figura 49). Em parte, a diferença textural se dá pela eluviação de argila, evidenciada pela ocorrência generalizada de feições de preenchimento por ferriargilãs no horizonte Btgn, resultando também na distribuição relativa porfírica com porosidade cavitária, o que imprime restrição à drenagem. Na seção da lâmina que corresponde ao contato entre E e o Btgn observou-se a coalescência de cavidades (Figura 49c e d), feição relacionada ao processo de dissolução por ferrólise (CASTRO, 1989; VIDAL-TORRADO et al., 1999). Em um primeiro estágio do processo, ocorre a dissolução dos argilominerais, formando cavidades e, conforme o processo avança, as cavidades tendem a coalescer e suas paredes apresentam formato mamelonar. As feições de revestimento de Fe, ou ferrãs (BREWER, 1976) (Figura 50) são atuais e evidenciam a oxidação do Fe após os ciclos de redução, o que acidifica localmente o meio e promove a hidrólise das argilas o que, juntamente com a depleção mecânica por argiluviação, dá origem às cavidades e posteriormente à coalescência destas (CASTRO, 1989;

VIDAL-TORRADO et al., 1999) gerando poros muito grandes que poderão vir a colapsar. Nas condições hidrológicas atuais, esse processo tende a avançar em direção ao horizonte Btgn.

Tabela 13 - Atributos químicos do complexo de troca do perfil 5B do setor 5

Amostra	pH (H ₂ O)	Corg (g kg ⁻¹)	CE dS cm ⁻¹	Al ³⁺	H+Al	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CTC	V	m %	PST
				cmolc dm ⁻³									
A	5,12	11	0,18	0,50	0,56	0,00	0,53	0,00	0,00	1	48	48	0
E	5,45	6,1	0,13	0,22	0,00	0,02	0,46	0,00	0,00	0	100	31	5
Btgn	6,01	5,4	0,33	0,00	0,76	2,15	1,33	0,00	2,20	6	88	0	33
Cgn	5,52	6,5	0,09	2,53	1,50	0,89	1,20	0,00	1,10	5	68	44	19

Tabela 14 - Granulometria do perfil 5B do setor 5⁽¹⁾

Amostra	Argila	Silte	Areia ⁽²⁾					Total
			AMG	AG	AM	AF	AMF	
A	125	24	1	21	175	553	101	851
E	100	22	1	23	209	568	76	878
Btgn	176	36	3	35	282	381	87	788
Cgn	276	46	1	25	194	358	101	678

(1) Valores expressos em g kg⁻¹, (2) AT- areia total, AMF – areia muito fina, AF – areia fina, AM – areia média, AG – areia grossa, AMG – areia muito grossa

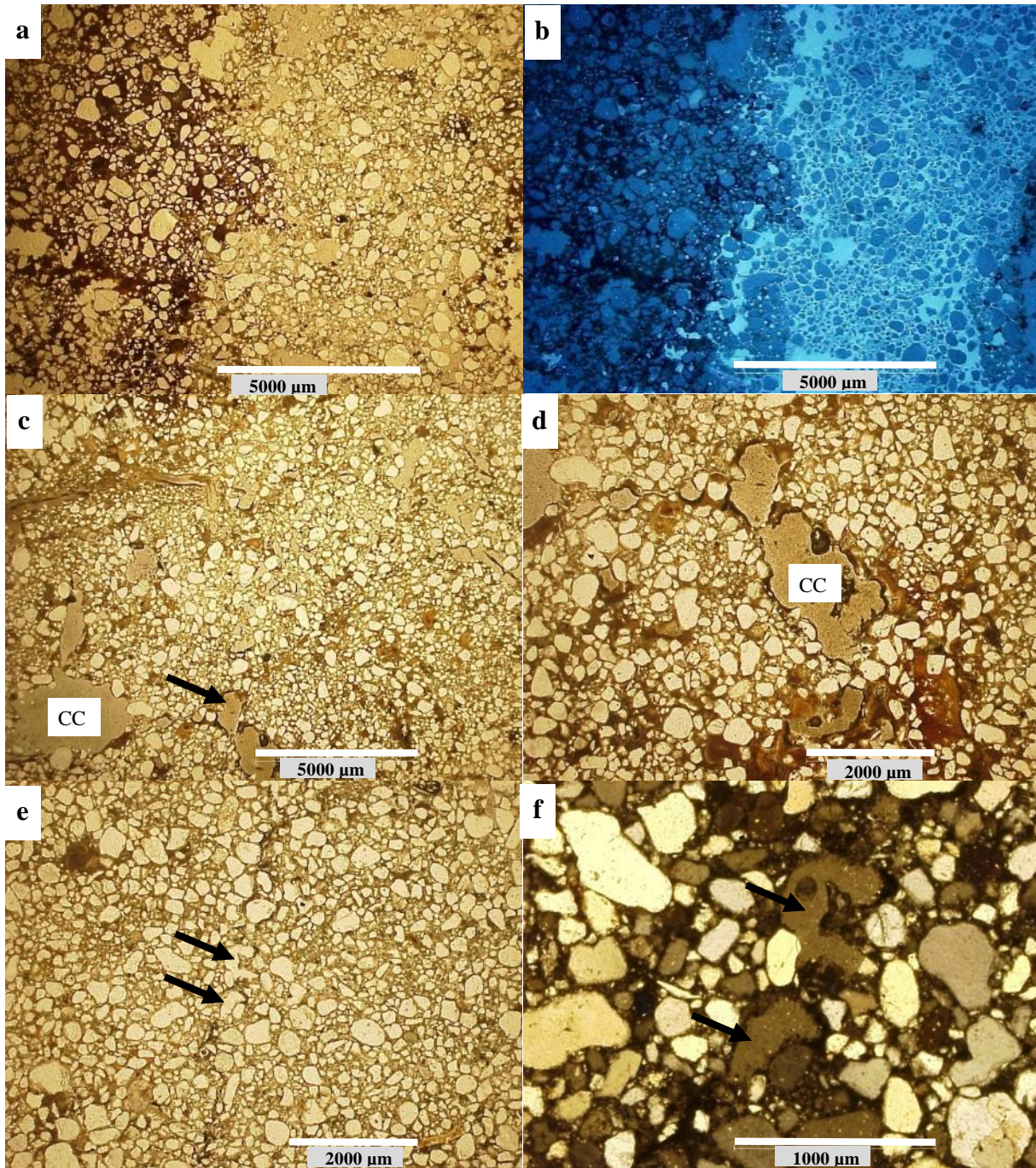


Figura 49 - Contato abrupto entre os horizontes E e Btn (a - PPL e b- ultravioleta), com importante presença de cavidades. Feições de eluviação de argila e coalescência de cavidades com paredes em formato mamelonar (c e d), setas pretas indicando cavidades também na porção da lamina referente ao horizonte E (e e f). Note-se que mesmo no horizonte e há precipitação de óxidos de Fe (ferrãs) nas cavidades

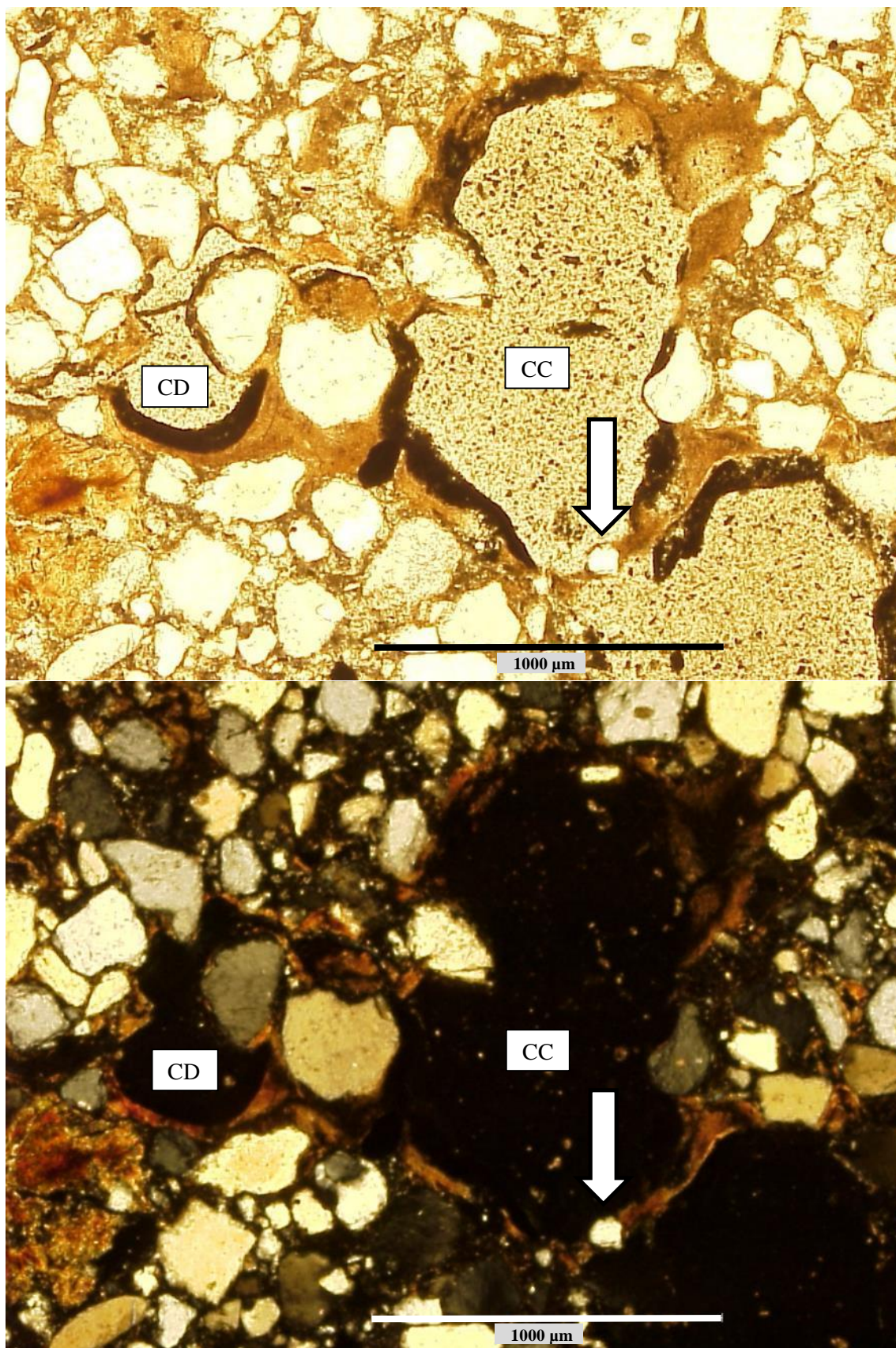


Figura 50 - Feições de revestimento de Fe e argila e de Fe (a - PPL e b - XPL) em uma cavidade de dissolução (CD) e na coalescência de cavidades (CC). Ao centro da microfotografia a seta branca indica uma fina camada de argila que tende a migrar e coalescer ambas cavidades, mais abaixo e do centro

O perfil 5B possui menores valores de pH, PST, CTC, e devido ao pH mais ácido, o Al^{3+} passa para a forma trocável e começa a ocupar os sítios do complexo de troca (Tabela 13). De fato, a redução do pH e aumento de Al^{3+} são decorrentes da ferrólise em estágio mais avançado (BRINKMAN, 1969), principalmente porque nesta porção do paleodique a inundação acentua o caráter hidromórfico temporário, ao passo que perfil 5A o hidromorfismo se d  pela satura o do solo com as águas das chuvas. Os valores de CE observados para o perfil 5B foram menores em compara o ao perfil 5A, e os teores de argila e de silte são menores, principalmente em rela o ao horizonte Btgn (

Tabela 14).

Neste setor os processos pedogenéticos ocorreram em grande intensidade e a morfologia não apresentou fei es herdadas do processo sedimentar. Em um primeiro est dio, as argilas dos horizontes superiores com elevado PST se dispersam quando da entrada da água da chuva e migram em profundidade, formando o gradiente textural, resultando nos revestimentos e preenchimentos de argila (Figura 49d). Com a forma o do gradiente, o horizonte com acúmulo de argila (Bt) tem sua permeabilidade reduzida e, nos períodos de chuva, o lençol suspenso temporário se forma na transi o entre o horizonte En e o Btgn. Neste local, a oscila o entre os estados de satura o em água e secamento promovem varia es de oxida o e redu o do Fe, acidificando o meio e provendo a ferr lise que, conseqüentemente hidrolisa os argilominerais, promovendo o espessamento do horizonte En em detrimento do Btgn. O horizonte arenoso   então erodido pelos eventos de inunda o, que promovem o estreitamento dos paleodiques, resultando por vezes em fei es circulares isoladas. Deste modo, fica evidente que tanto as  guas da precipita o quanto da inunda o influenciam nas transforma es dos solos sódicos, sobretudo neste setor.

Os atributos físicos, químicos e morfológicos presentes neste perfil indicaram mudança textural abrupta, caráter sódico a partir de 20 cm de profundidade e horizonte A com textura franco arenosa. As cores dos horizontes Btn1 e Btn2, assim como sua transi o abrupta o enquadram como horizonte pl nico. A associa o de todos esses atributos classifica este perfil como PLANOSSOLO N TRICO  rtico espesso. Sua correspondência no WRB (2014)   Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic over Clayic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric) enquanto no Soil Taxonomy   Glossic Natraqualf.

2.3.2 Biogeoquímica

2.3.2.1 Setor 1

As amostras para análise do extrato de pasta saturada foram coletadas a cada 20 cm de profundidade no setor 1, permitindo a caracterização da dinâmica dos atributos químicos e físico-químicos em relação a profundidade, em que o número 1 indica a amostra mais superficial e o número 10 a mais profunda.

O diagrama de Piper para o setor 1 apresenta uma alternância entre SO_4^{2-} e HCO_3^- como ânion predominante na solução, sugerindo uma variação da composição química das águas que deram origem ao solo sódico e as que chegam atualmente na área durante a inundação (Figura 51). As amostras com predomínio de SO_4^{2-} estão localizadas à uma profundidade intermediária, coincidindo os maiores valores de CE e de argila, sugerindo a remobilização destes íons da superfície em profundidade, em que a argila exerce um controle morfológico na lixiviação. Os maiores teores de HCO_3^- foram observados em superfície e nas amostras coletadas em maior profundidade.

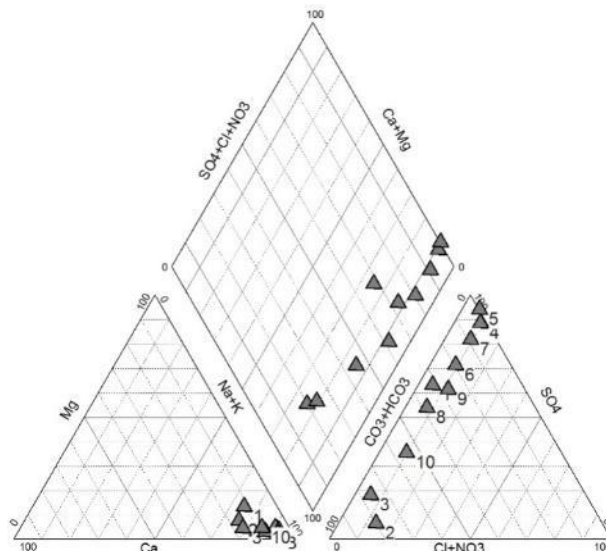


Figura 51 - Diagrama de Piper com a distribuição das amostras de acordo com a composição química do extrato de saturação. A amostra superficial é indicada pelo número 1 e a mais profunda pelo número 10, mostrando que as amostras superficiais com caráter mais alcalino e conforme vai aumentando a profundidade o perfil muda para sulfatado e retorna aos poucos para uma classificação carbonatada.

Outro fator que pode ser responsável pela diferença na composição química é a adição de sal mineral (sulfato de amônio) utilizado por caçadores para atrair os animais a determinado

ponto do paleodique, facilitando o seu abate em uma pratica vulgarmente conhecido como “ceva” e que pode ter ocorrido antes da criação da RPPN. A adição deste sal dissolveria a calcita, aumentando sua mobilidade, causando sua lixiviação e consequentemente o acúmulo residual de SO_4^{2-} que ainda permanece na área devido a presença do horizonte mais argiloso (Btgn).

Outra hipótese, e de difícil investigação no quadro deste trabalho, é que a composição química das águas de ambos os rios também podem ter sofrido alterações do momento de formação dos solos sódicos até os dias atuais, seja pela mudança na bacia de drenagem ou pela atividade antrópica, principalmente pela utilização de insumos agrícolas (REZENDE FILHO et al., 2012). A proporção dos cátions em solução não apresentou significativa variação em relação à profundidade, com Na e K dominando a composição química do extrato de saturação.

Os resultados obtidos pela ACP indicam que o primeiro plano fatorial explica 69% da variabilidade dos dados, com o primeiro eixo (F1) respondendo por 40,8% da variabilidade total dos dados, enquanto o segundo eixo (F2) responde por 28,2% da variação total dos dados (Tabela 15).

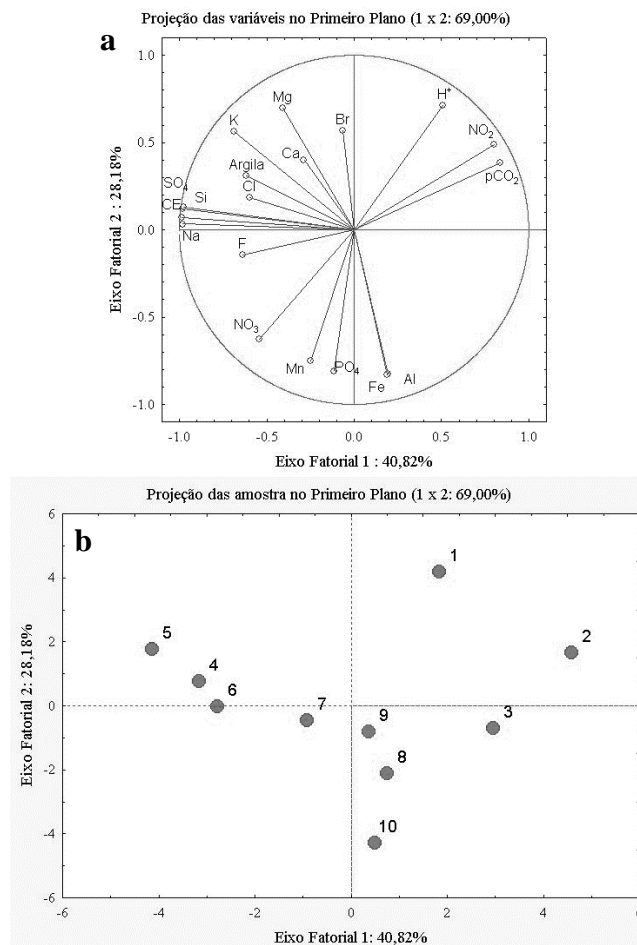


Figura 52 - Primeiro plano fatorial do setor 1 (a) com as variáveis ligadas a concentração de solução (CE, Na e SO_4) se opondo as variáveis relacionadas ao processo de oxirredução (NO_3 , Mn e Fe) sugerindo a existência desses dois processos no perfil estudado, a projeção de cada amostra e seus pesos no primeiro plano fatorial (b)

O primeiro eixo se destaca pela forte influência das variáveis Na, CE, Cl e SO_4 (Figura 52a) e se opõem principalmente a pCO_2 e NO_2 . Vale ressaltar que o teor de argila também apresenta grande influência no primeiro eixo fatorial. Esse comportamento é comum de ambiente em que a concentração da solução se impõe como um dos principais fatores, todavia não é possível afirmar, pela ACP_2 , se este padrão é resultado de processos atuais ou passados. O segundo eixo fatorial, apesar de representar uma porção menor da variabilidade dos dados identifica o importante processo de redução de Fe, Al, Mn que se opõem à H^+ e PCO_2 , comportamento comum em ambientes de forte anaerobiose (BREEMEN; BUURMAN, 2002).

Tabela 15 - Peso de cada eixo fatorial na variabilidade dos dados do setor 1, a percentagem da variabilidade explicada por cada eixo de forma individual e acumulada

Eixo fatorial	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Peso do eixo	7,76	5,35	2,46	1,33	0,86	0,59	0,45	0,16	0,05
Variância (%)	40,8	28,2	12,9	7,0	4,5	3,1	2,3	0,9	0,3
Variância acumulada (%)	40,8	69,0	81,9	88,9	93,4	96,5	98,9	99,7	100

O gráfico de dispersão das amostras no primeiro plano fatorial (Figura 52b) representa a contribuição de cada amostra nos eixos fatoriais e evidencia que os processos se diferem de acordo com a profundidade. As amostras mais superficiais (1, 2 e 3) se posicionaram próximas a região em que foram plotados os atributos pCO_2 , NO_2 e H^+ . Já as amostras 4, 5 e 6 possuem grande peso no primeiro eixo fatorial, o qual é relacionado com o processo de concentração e situa-se em profundidade intermediária, região onde provavelmente ocorre o processo de permanência dos íons do solo devido ao maior teor de argila. As amostras 7 a 10, que foram coletadas nas maiores profundidades, apresentaram grande peso no segundo eixo fatorial.

Apesar do terceiro eixo fatorial participar com 12,9% da variabilidade dos dados (Tabela 15), a dispersão das amostras em relação a esse eixo foi consistente, ou seja, não foi apenas uma amostra que influenciou a discriminação deste eixo (Figura 52a). Entretanto, não foi possível atribuir um processo biogeoquímico a ele. De forma geral, o terceiro eixo opôs Al^{3+} , Ca^{2+} , Fe^{3+} ao Br^- , padrão que não corresponde a nenhum processo pedogenético conhecido, dificultando qualquer interpretação ou correlação.

A ANOVA_1 , realizada com o objetivo de hierarquizar a importância de alguns atributos nos processos de produção e consumo de CO_2 , utilizou os seguintes atributos no setor 1: pCO_2 ,

C%, CE, profundidade e teor de argila. Como observado por diversos autores, os teores de matéria orgânica (C%) apresentaram forte correlação com a $p\text{CO}_2$ ($r = 0,84$ – Tabela 16).

Tabela 16 - Matriz de correlação entre os atributos utilizados na ANOVA₁

	pCO₂	CE	Prof.	Argila
CE	-0,84			
Prof,	-0,61	0,26		
Argila	-0,28	0,54	-0,18	
C%	0,90	-0,60	-0,88	0,00

Em ordem de importância, o segundo atributo que mais contribuiu para a variabilidade do $p\text{CO}_2$ foi a CE, entretanto sua contribuição se deu de forma negativa (Figura 53b), ou seja, o aumento dos valores de CE e conseqüentemente de salinidade, interferindo na atividade biológica de respiração de plantas ou de decomposição de matéria orgânica.

Na ANOVA₁, pela regressão linear entre os valores do resíduo da primeira regressão e os valores de CE, foi possível observar que os processos ligados a CE explicam 9,23% da variação dos teores de $p\text{CO}_2$. A profundidade também apresentou correlação negativa com a $p\text{CO}_2$ ($r = -0,61$ – Tabela 16). A equação de regressão utilizada na ANOVA indicou que a profundidade responde por 6,58% da variabilidade da $p\text{CO}_2$. A argila, por sua vez, foi o atributo que apresentou menor relação com a pressão de CO_2 ($r = -0,28$), representando um ganho de 0,58% no modelo de estimativa dos teores de $p\text{CO}_2$ (Figura 53d).

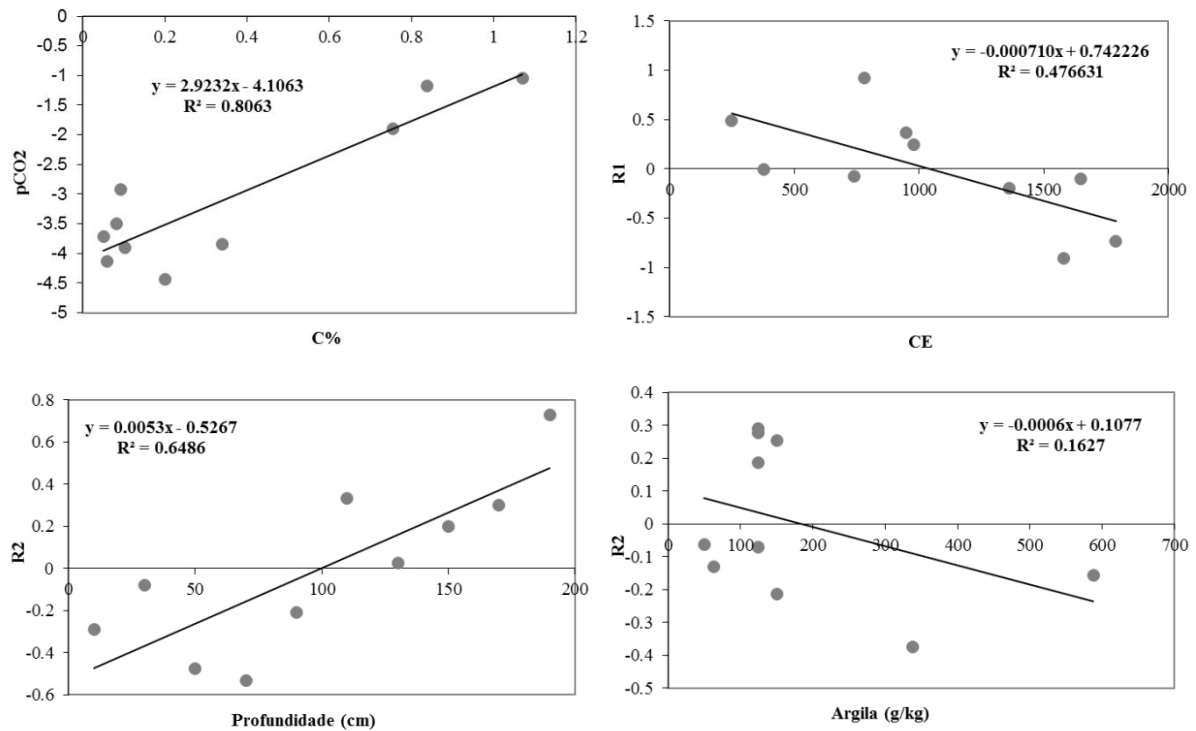


Figura 53 - Modelos lineares utilizados na análise de variância (ANOVA₁) da pCO₂ do setor 1, (a) C%, (b) CE, (c) profundidade e (d) teor de argila. Os atributos C% e profundidade apresentaram correlação direta (positiva), enquanto CE e argila apresentaram correlação indireta (negativa)

O modelo obtido pela ANOVA₁ apresentou um ótimo ajuste entre os valores obtidos pelas análises e o calculado através do modelo ($r = 97,02$ – Tabela 17 e Figura 54). Isto significa que o modelo obtido pela correlação entre esses atributos representa a maior parte da variação de pCO₂ e que pode ser aplicado para condições similares a da área estudada, estimando o comportamento da pCO₂.

Tabela 17 - Porcentagem da variabilidade da pCO₂ explicada pelos modelos, individualmente e acumulativa na ANOVA₁

Modelo	C%	CE	Profundidade	Argila
Acumulado	80,63	9,23	6,58	0,58
Individual	80,63	89,86	96,44	97,02

Para a decomposição da variabilidade da CE, realizou-se a ANOVA₂ utilizando os mesmos parâmetros que foram utilizados para ANOVA₁. A forte e negativa correlação entre pCO₂ e CE indica processos antagônicos (Tabela 18), em que o aumento da concentração de sais, especialmente de Na⁺, provavelmente promove a desestruturação do solo, diminuindo a porosidade e conseqüentemente a decomposição da matéria orgânica. Parte da correlação negativa entre CE e C% pode estar contemplada no mesmo processo descrito anteriormente,

justificando a utilização da ANOVA₂ na decomposição dos pesos de cada atributo na variação dos valores de CE.

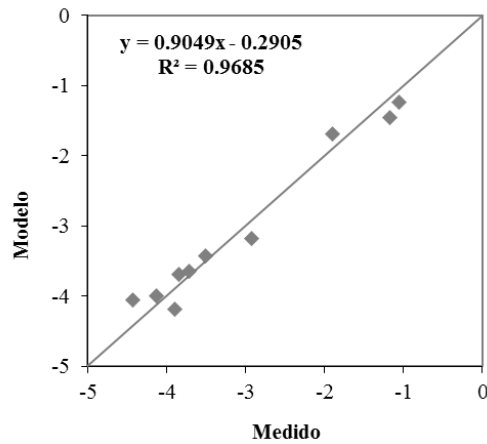


Figura 54 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo da ANOVA₁ do setor 1, indicando o bom ajuste dos valores mensurados e dos estimados pelo modelo

Tabela 18 - Porcentagem da variabilidade da CE explicada pelos modelos, de forma individual e acumulada na ANOVA₂

Modelo	pCO₂	C%	Argila	Profundidade
Individual	70,30	72,78	82,01	82,39
Acumulado	70,30	2,48	9,23	0,39

A ANOVA₂ mostrou que os mesmos processos responsáveis pela produção de CO₂ respondem por cerca de 70% da variabilidade de CE, mas, diferente do observado para o pCO₂ na ANOVA₁, a argila possui correlação direta com os valores de CE (Figura 55), sendo o segundo em ordem de importância (Tabela 18). O modelo obtido pela ANOVA₂ possui um coeficiente de determinação menor que a ANOVA₁, entretanto o modelo teve um bom ajuste em relação aos valores determinados (Figura 56).

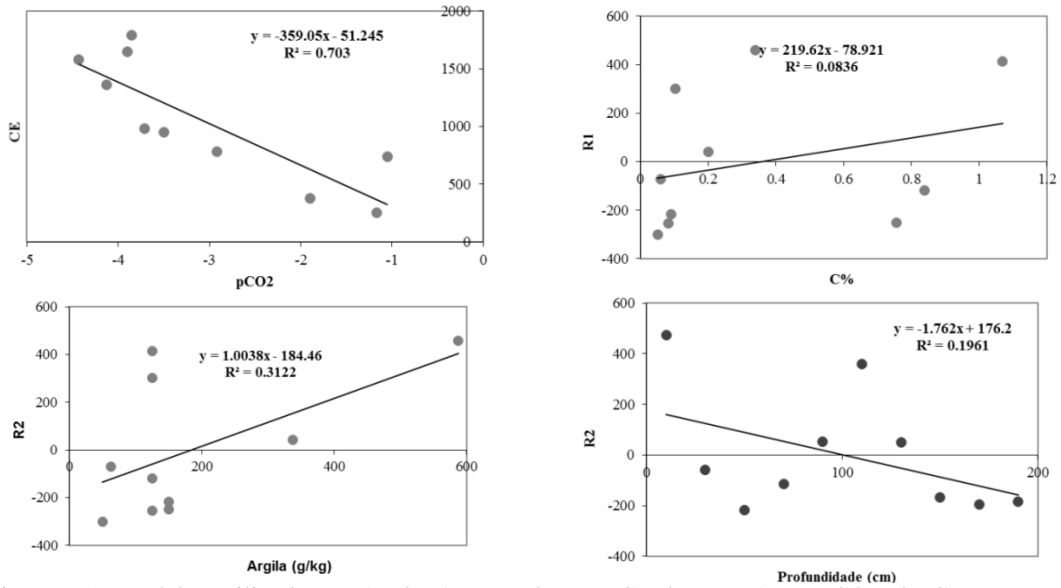


Figura 55 - Modelos utilizados na ANOVA₂, em relação a CE do setor 1. (a) pCO₂, (b) C%, (c) teor de argila e (d) profundidade. A pCO₂ apresentou bom ajuste dos pontos ao modelo linear e correlação indireta, C% e Profundidade não apresentaram boa correlação com os resíduos, não contribuindo de forma significativa na explicação da variabilidade

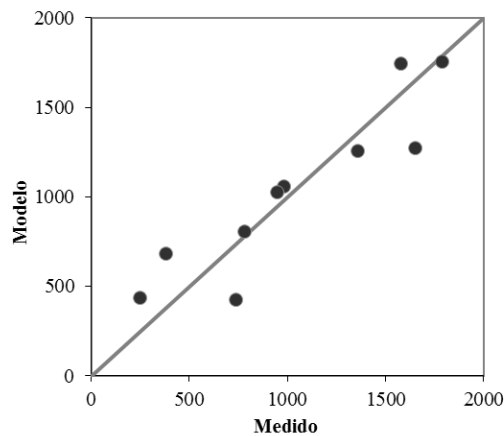


Figura 56 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo da ANOVA₂ do setor 1

O perfil de salinidade traçado para este setor (Figura 57) apresenta comportamento não linear. A tendência de aumento da condutividade ocorre da base para o topo do perfil, o que é característico da salinidade gerada pela concentração de água através da evapotranspiração. Entretanto, a partir da superfície até 50 cm de profundidade os valores de CE tendem a diminuir, apresentando valores bem inferiores aos observados em amostras coletadas em profundidades maiores. Os maiores valores de CE ocorrem na mesma profundidade em que foram observados os maiores teores de argila (Figura 57), sugerindo o controle da argila no processo de lixiviação desses íons, corroborando a hipótese de que o processo atual é o de solidificação. Este resultado indica um processo de remobilização dos sais através da lixiviação, validando a hipótese sugerida anteriormente pela ANOVA.

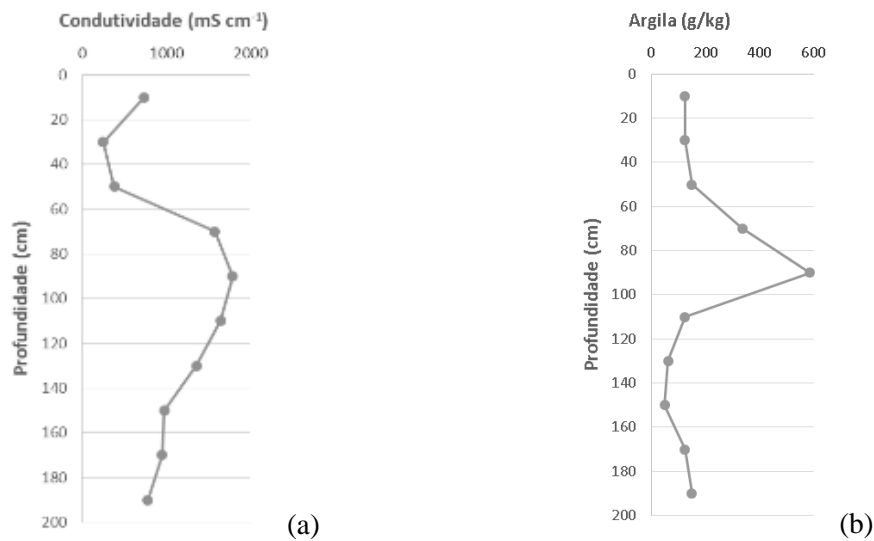


Figura 57 - Perfil Salino do setor 2 (a) e perfil dos teores de argila (b)

2.3.2.2 Setor 3

A classificação quanto a composição química do extrato de saturação indicou duas principais fácies químicas para o setor 3, em que a grande dispersão de dados também está relacionada a possível mistura de águas com composição química diferentes. A diferença na composição química pode ser decorrente da formação do solo sob influência de um rio (provavelmente São Lourenço) e a transformação sob outro (Cuiabá) ou até mesmo a variação na composição química da água ao longo do tempo. Os perfis discriminados foram de águas bicarbonatadas cálcicas e bicarbonatadas sódicas (Figura 58). Os teores de cálcio e magnésio são fortemente influenciados pela precipitação de calcita e de argilominerais magnesianos (sepiolita), o que pode ter influenciado na relação entre esses cátions e conseqüentemente na classificação quanto a sua fácies química.

As amostras pertencentes ao horizonte com carbonato, e que apresentaram maior condutividade elétrica, identificadas com coloração esverdeada na Figura 58, foram mais homogêneas e pertencem exclusivamente a família bicarbonatada sódica, sugerindo que o caráter sódico e a precipitação de carbonatos são derivados da concentração da água de um único rio. Também se observou o aumento da participação do Na^+ e K^+ na composição do extrato, provavelmente pela precipitação do Ca^{2+} na forma de calcita.

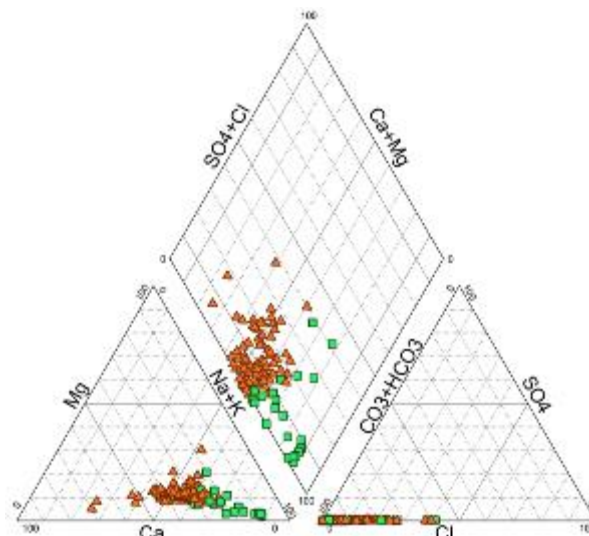


Figura 58 - Diagrama de Piper com as amostras do setor 1. Os pontos verdes indicam as amostras do horizonte com carbonato e os pontos alaranjados as demais amostras do perfil

A matriz de correlação para os atributos analisados através do extrato de saturação (Tabela 31 – em anexo) indicou uma forte correlação da CE vs Na ($r = 0,99$) e do F vs Na e CE ($r = 0,60$ para ambos), comportamento comumente observado em processos de concentração de solução do solo. Por outro lado Fe^{3+} apresentou alta e positiva correlação com Al, SO_2 e Mn ($r = 0,97$; $0,88$ e $0,86$), comportamento comum em processos de oxirredução em ambientes com ausência de O_2 .

Através da ACP_2 , com resultados do extrato de saturação, foi possível quantificar o peso de cada um dos processos citados anteriormente. Foram identificados 3 eixos fatoriais que, mesmo com uma baixa explicação da variabilidade, estão relacionados aos processos de grande importância para o entendimento da dinâmica de transformação desses solos. O primeiro plano fatorial é responsável por 44,6% da variabilidade dos dados, e constitui-se pelos eixos fatoriais 1 e 2 (Figura 59), com o primeiro eixo representando 28,65% da variabilidade dos dados (Tabela 19) em que se destacam com valores positivos os elementos Mg (0,41), Fe (0,39), Al (0,39) e Mn (0,38) e SO_4 (0,37), em oposição à H^+ (-0,20) (Tabela 20). O segundo eixo fatorial representa 15,98% da variabilidade dos dados (Tabela 19), com destaque para os maiores valores de CE (0,49) Na(0,48) e F(0,39), por outro lado o H^+ é o atributo que apresenta maior peso negativo no segundo eixo (-0,26).

O processo predominante descrito pela ACP foi o de oxirredução em ambiente mais anóxico (subóxico), com a redução de Fe e Mn, corroborando com o descrito por Beirigo (2013). A espacialização dos valores de ACP indicou que este processo é marcante em subsuperfície em razão do horizonte mais argiloso criar um ambiente de episaturação, com estagnação de água temporária, e os maiores teores de C orgânico decomposto pelos organismos

anaeróbios e que fazem uso dos Fe e Mn como aceptores de elétrons, reduzindo seu estado de valência durante a processo de respiração e os tornando móveis (VEPRASKAS et al., 2001; BREEMEN; BUURMAN, 2002). Na superfície do solo, apesar de possuir maior teor de C orgânico, não possui condições de redução de Fe e Mn devido a sua textura arenosa permitir uma boa aeração e drenagem, ou seja, mesmo durante os raros eventos de inundação ou em grandes precipitações ele permanece por um curto tempo saturado hidricamente, insuficiente para o consumo de todo o O_2 dissolvido na água.

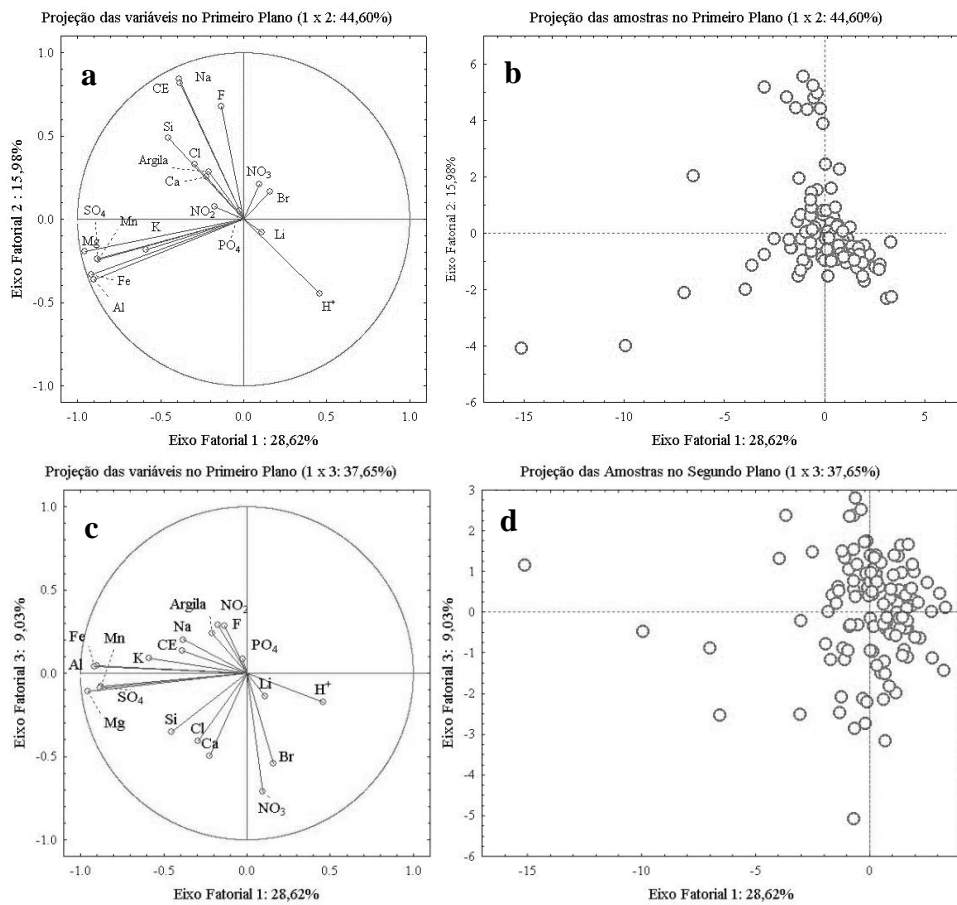


Figura 59 - Primeiro plano fatorial da ACP₂ composto por F1 e F2 (a) e dispersão das amostras (b). Segundo plano fatorial composto F1 e F3 (c) distribuição das amostras nos eixos F1 e F3 (d)

Apesar do segundo eixo fatorial estar ligado a processos de concentração da solução e contribuir de forma significativa para a variabilidade dos dados, a especialização dos seus valores mostra uma grande variabilidade lateral, atribuída aos processos de inundação. A dinâmica de inundação atualmente promove a dissolução e lixiviação de sais, além do processo de elutriação, configurando o processo de concentração como um processo herdado de épocas passadas, hipótese confirmada pela ANOVA.

Tabela 19 - Peso de cada eixo fatorial, porcentagem da variabilidade explicada por cada eixo e % acumulada da variabilidade na ACP₂

Eixo fatorial	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Valor próprio	5,44	3,04	1,72	1,49	1,25	1,04	0,92	0,87	0,77	0,70
Variância própria (%)	28,6	16,0	9,0	7,8	6,6	5,5	4,8	4,6	4,1	3,67
Variância acumulada (%)	28,6	44,6	53,6	61,4	68,0	73,5	78,3	82,9	87,0	90,66

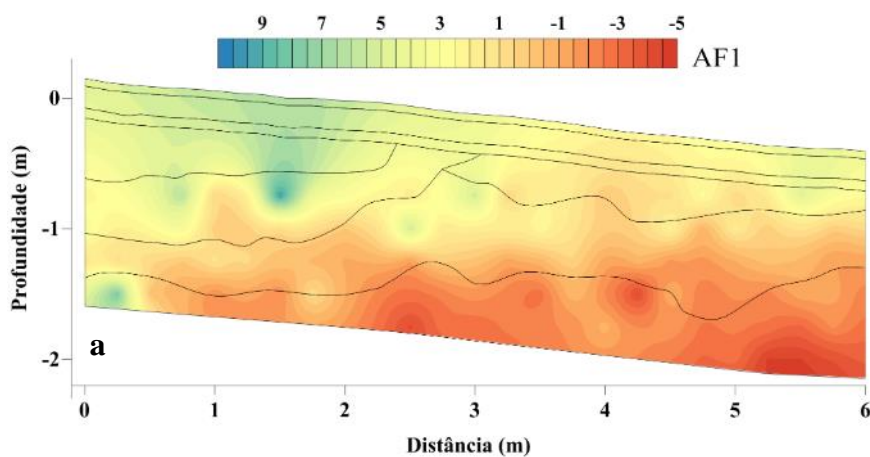
O terceiro eixo fatorial apresentou menor peso na ACP₂ para explicar a variabilidade dos dados (9,08%), entretanto a distribuição das amostras no diagrama (Figura 59c e d) indica que o mesmo é consistente e pode representar um importante processo de transformação do solo. Os elementos que apresentaram grande peso positivo foram NO₃(0,54) e Br (0,41) (Tabela 20), e os atributos com valores negativos foram NO₂(-0,22), F(-0,22) e argila (-0,15).

Tabela 20 - Valores próprios dos atributos dentro de cada eixo fatorial

	Eixo Fatorial 1	Eixo Fatorial 2	Eixo Fatorial 3
CE	0,17	0,48	-0,10
Li	-0,05	-0,04	0,11
F	0,06	0,39	-0,22
NO₂	0,07	0,04	-0,22
Cl	0,13	0,19	0,31
Br	-0,07	0,09	0,41
NO₃	-0,04	0,12	0,54
Al	0,39	-0,21	-0,03
Ca	0,10	0,15	0,38
Fe	0,39	-0,19	-0,03
K	0,25	-0,10	-0,07
Mg	0,41	-0,11	0,08
Na	0,17	0,47	-0,15
Si	0,19	0,28	0,27
Mn	0,37	-0,14	0,06
SO₄	0,38	-0,14	0,07
PO₄	0,01	0,03	-0,06
Argila	0,09	0,16	-0,18
H	-0,20	-0,26	0,13

O terceiro eixo, por sua vez está relacionado à variação da forma de azoto que, assim como o primeiro, possui padrão de variabilidade vertical, ocorrendo em profundidade imediatamente abaixo do primeiro eixo e coincide com a camada mais argilosa do perfil. A transformação do azoto ocorre em ambiente levemente anóxico, favorecida pelos teores mais elevados de argila, que por sua vez dificultam as trocas gasosas e criam microsítios anóxicos. Este fato favorece o desenvolvimento do processo em questão e explica a grande variabilidade espacial observada na Figura 60. Este fato ratifica a atividade biológica como um dos principais processos de transformação dos solos do pantanal atualmente, corroborando com alguns autores que citam esse ambiente como um grande reator biológico (REZENDE FILHO, 2011).

A grande relação entre saturação hídrica e $p\text{CO}_2$ se deve, provavelmente, ao fato de que este primeiro atributo tenta integrar a dinâmica de inundação com os atributos físicos e morfológicos do solo observados a campo. Os elevados valores de $p\text{CO}_2$ na base do perfil estão relacionados a saturação hídrica permanente ou por um período muito prolongado, diminuindo seus valores em direção a superfície, conforme o período de saturação destas zonas do perfil se tornam menores (Figura 61a). Entretanto é possível observar uma retomada dos valores mais elevados perto da superfície, os quais estariam relacionados aos maiores teores de C orgânico, sobretudo próxima da área inundável, na parte mais baixa do paleodique. Devido aos fatores que atuam como principais responsáveis pela produção de CO_2 (C orgânico e saturação hídrica) se alternarem de acordo com a profundidade, a equação de regressão do C orgânico não apresentou grande correlação com a $p\text{CO}_2$ (Figura 61f). Figura 61c observa-se que próximo a superfície os valores de resíduo são mais distantes de 0, reforçando a discussão anterior de que as amostras da superfície, contendo maiores teores de C orgânico apresentaram influência na $p\text{CO}_2$, mas não atua de forma significativa por todo o perfil.



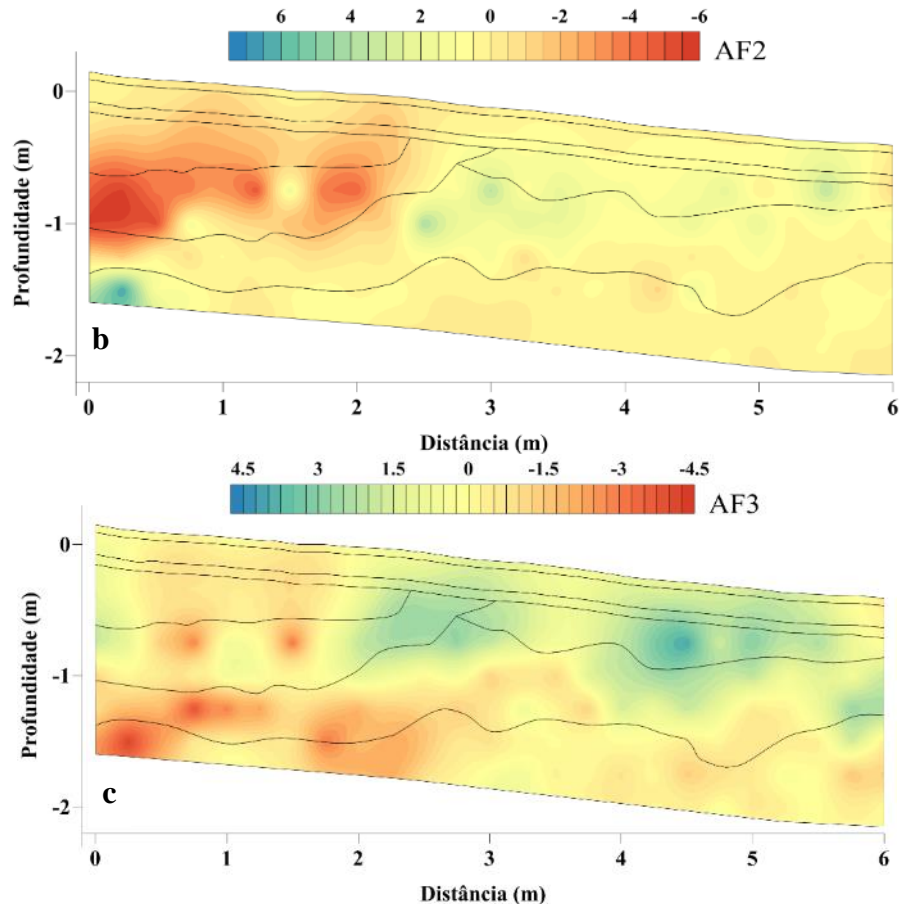


Figura 60 - Espacialização do primeiro (a), segundo (b) e terceiro eixo fatorial (c). As linhas sólidas indicam as divisões dos horizontes descritos na morfologia de campo

Baseado nos valores de participação de cada ponto do grid na ACP_2 foi realizada a espacialização desses valores com auxílio da análise geoestatística a fim de localizar as áreas com maior contribuição nos eixos fatoriais e consequentemente dos processos por eles representados. A espacialização do primeiro eixo indicou uma relativa variação no sentido vertical (Figura 60a), com predomínio dos valores mais altos em sub-superfície, não apresentando relação com a morfologia descrita em campo.

A espacialização do segundo eixo fatorial indica um processo em sentido perpendicular ao primeiro, ou seja, com grande variabilidade lateral, em que os maiores valores se concentram na parte mais elevada do perfil, guardando grande semelhança com os limites do horizonte Btk descritos na morfologia de campo (Figura 60b). O terceiro eixo apresentou variação vertical, similar ao do primeiro eixo, entretanto os maiores valores encontram-se abaixo da região de maior expressão do primeiro eixo (Figura 60c).

Como a pCO_2 é um indicador global de processos (concentração, saturação hídrica, oxirredução) realizou-se a ANOVA sobre esse parâmetro com o intuito de desmembrar a participação de certos atributos na sua variabilidade. Desse modo, identificou-se três atributos

com grande influência na dinâmica do pCO₂ na área, a saber: saturação hídrica, distância lateral e a profundidade (Tabela 21).

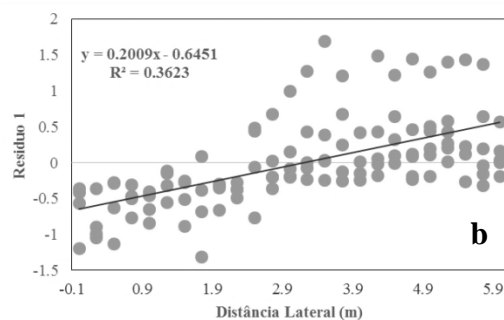
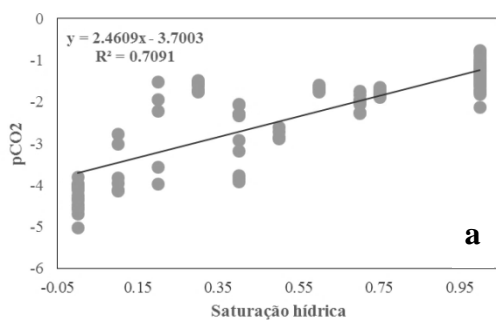
Tabela 21 - Matriz de correlação entre os atributos utilizados ANOVA₁

	CE ¹	Argila	C% ²	pCO ₂ ³	Prof ⁴	SH ⁵
Argila	0,24					
C%²	0,03	0,62				
pCO₂³	-0,66	-0,32	0,00			
Prof⁴	-0,24	-0,78	-0,76	0,33		
SH⁵	-0,63	-0,62	-0,40	0,84	0,70	
DL⁶	-0,60	0,13	0,23	0,70	-0,17	0,45

¹CE – condutividade elétrica; ²C% – % de carbono orgânico; ³pCO₂ – pressão parcial de CO₂ em relação a atmosfera; ⁴Prof – Profundidade; ⁵SH – saturação hídrica e ⁶Distância lateral em relação a parte mais elevada da catena

A saturação hídrica se caracteriza como principal responsável pela variação da pCO₂ uma vez que o resíduo, valor atribuído a variabilidade não explicada pelo modelo e calculado com base na regressão linear (r1) entre esses dois atributos, foi de 29,09%, ou seja, a saturação hídrica é responsável por 70,91% da variabilidade (Tabela 22 e Figura 61). Mesmo com proporção inferior ao atributo anterior, a regressão linear obtida para a distância lateral (r2) indicou que este atributo tem influência em 10,54% da variabilidade do pCO₂, e que somado ao modelo de saturação hídrica, perfaz um total de 81,45% (Figura 61b e Tabela 22).

Na regressão entre o resíduo do modelo anterior (r2) e a profundidade, foi utilizada a curva de tendência quadrática a fim de obter um melhor ajuste do modelo, com a dispersão dos dados em forma exponencial nos primeiros 0,8 metros da superfície, com os pontos apresentando certa estabilidade após esta profundidade (Figura 61c). Através deste modelo, a profundidade é responsável por 8,78% da variação nos valores de pCO₂ observados na transeção indicando que o nível de lençol freático também exerce grande influência na dinâmica do pCO₂, mas com menor intensidade do que a inundação.



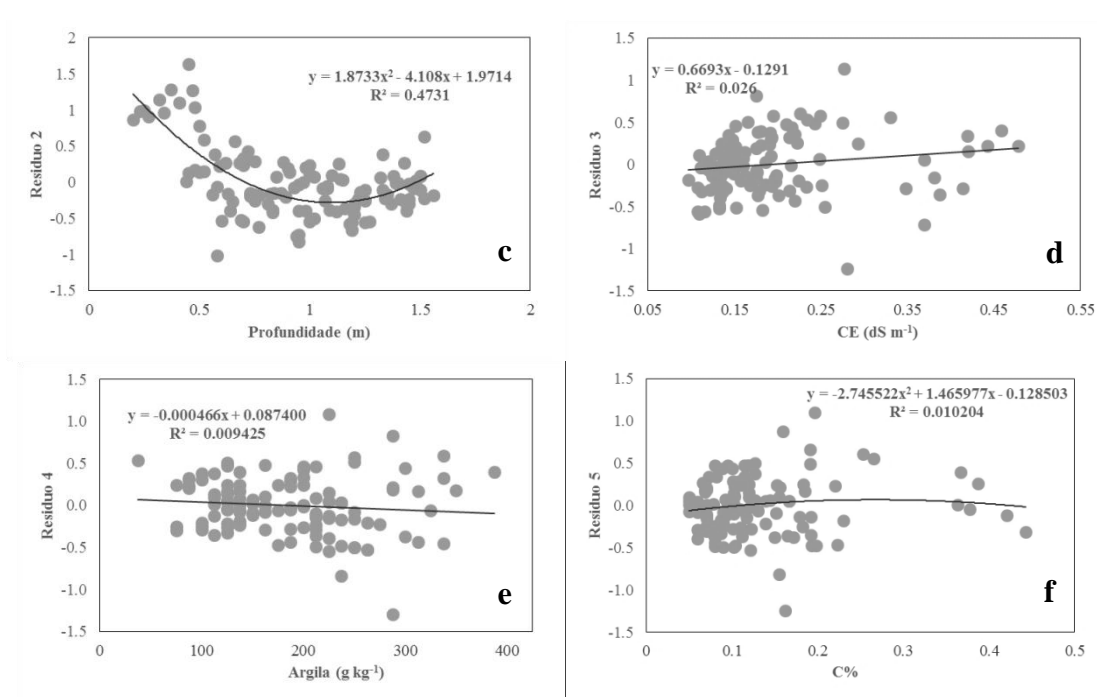


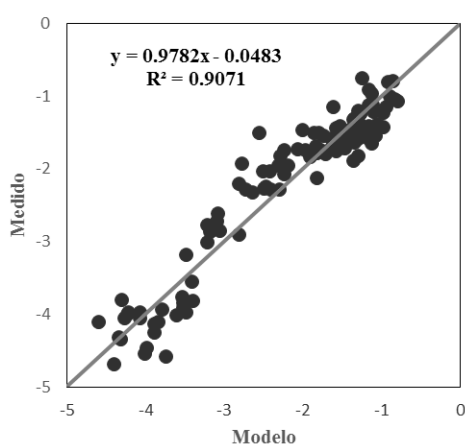
Figura 61 - Regressões utilizadas para construção do modelo de pCO₂ do setor 3, utilizando (a) saturação hídrica, distância lateral (b), profundidade (c), CE (d), Argila (e) e C% (f). As três primeiras variáveis apresentam bom ajuste dos dados a curva, cada um contribuindo de forma significativa para explicar a variabilidade do modelo geral

Assim como para a profundidade, foi utilizado um modelo de regressão quadrática para a argila para um melhor ajuste do modelo aos dados. Entretanto, a dispersão dos pontos no gráfico não apresentou uma forma definida (Figura 61d), e os valores dos resíduos apontaram que apenas 0,33% da variabilidade pode ser explicada por este atributo (Tabela 22). Mesmo reconhecido como um dos principais responsáveis pela produção de CO₂, e conseqüentemente aumento na pCO₂, o gráfico com a relação entre os valores de C e pCO₂ (Figura 61e) mostrou uma distribuição dos valores de C relativamente paralela ao eixo X que, em conjunto com os valores da análise de resíduos, definiu que sua participação na variabilidade do pCO₂ dessa é quase insignificante, com aproximadamente 0,02%.

Tabela 22 - Porcentagem da variabilidade explicada pelos modelos da ANOVA₁, individual e acumulativa

Modelo	1	2	3	4	5	6
Individual	70,91	10,54	8,78	0,26	0,09	0,096
Acumulado	70,91	81,45	90,23	90,48	90,57	90,67

A equação do modelo obtido pela ANOVA, utilizando todos os atributos é capaz de explicar 90,71% da variabilidade da pCO₂ na catena estudada (Figura 62), o que pode ser considerado um excelente ajuste dos dados do modelo e dos valores obtidos pelas análises (Tabela 22).

Figura 62 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo de pCO₂ do setor 3

Para fins de comparação, os valores de pCO₂ obtidos pelo modelo foram especializados e comparados com o mapa dos valores obtidos pelas análises (Figura 63), apresentando grande semelhança entre ambos, variando de forma discreta na forma na transição entre áreas com valores mais negativos para menos negativos. A espacialização dos valores de resíduo do modelo geral não apresentou uma estrutura espacial que indicasse, a priori, algum processo que fosse negligenciado na ANOVA (Figura 64). Deste modo o restante da variabilidade não explicada pelo modelo (9,42%) pode ser atribuído erros de preparo das amostras, determinação dos atributos ou mesmo a variações ao acaso.

A baixa participação do C orgânico no controle dos teores de CO₂ se deve provavelmente aos teores muito baixos de C nesses solos, sobretudo em profundidade. A análise de C pelo método da combustão via seca, e a utilização e amostras-padrão descartam a hipótese de erro instrumental na determinação dos teores. Beirigo et al. (2011) e Nascimento et al. (2013) trabalharam com solos da mesma região também encontraram baixos teores de C orgânico, em geral menores que 1%. Johnson et al. (2013) associa o baixo acúmulo de C orgânico a hiper-sazonalidade do Pantanal, ocorrendo o acúmulo na época seca e seu consumo na estação úmida.

A grande correlação entre argila e C orgânico era esperada devido a formação de complexo argila-metal-matéria orgânica.

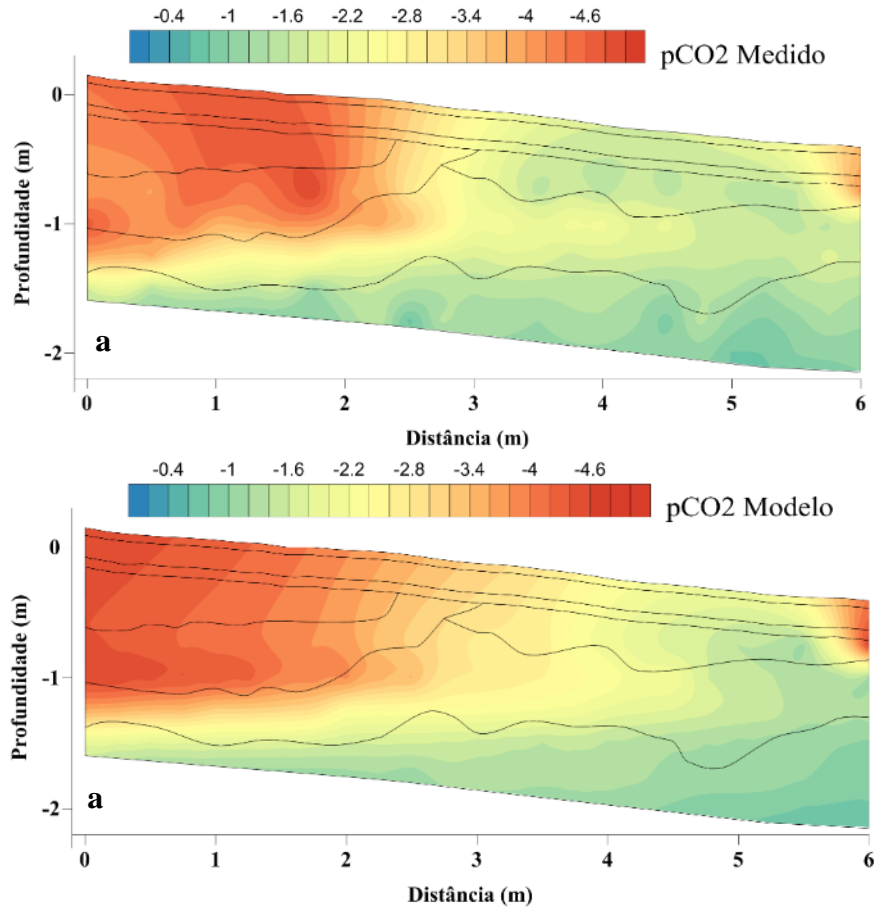


Figura 63 - Espacialização do pCO₂ através das análises químicas (a) e da equação obtida pela ANOVA (b). A linha sólida indica os horizontes identificados na descrição morfológica

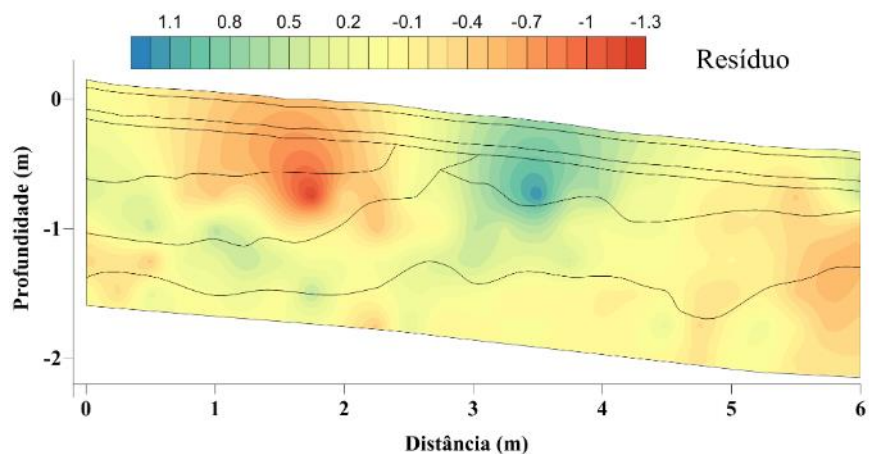


Figura 64 - Espacialização do resíduo do modelo aplicado. A ocorrência de forma dispersa dos maiores e menores teores sugerem que esse resíduo é resultado de fatores aleatórios

Já a baixa relação entre os teores de C orgânico e pCO₂ é provavelmente decorrente dos seus maiores teores em superfície, indicado pelo $r = 0,78$ na matriz de correlação (Tabela 12).

Essa baixa relação se deve provavelmente ao fato de que essa camada argilosa, por situar-se na parte mais elevada do perfil, é alcançada pelas águas no nível máximo das cheias, permanecendo por pouco tempo sob influência da mesma, e também com saturação hídrica menor, reduzindo a produção de CO_2 . Como os horizontes sob essa camada argilosa permanecem por mais tempo saturados, até mesmo permanentemente saturados, a produção de CO_2 é maior, com essa camada argilosa podendo dificultar a difusão do CO_2 produzido para a atmosfera por conta da sua porosidade de tamanho reduzido.

Diante do exposto é possível afirmar a participação da argila na dinâmica estudada não ocorre de forma direta, e por este motivo não foi identificada nas análises estatísticas realizadas. Isso ratifica o uso de ferramentas estatísticas para análise de processos não observados em campo ou pelas análises de laboratório, mas sempre prestando atenção para todos os processos que possam estar relacionados ao objeto de estudo. A Figura 64 mostra que o modelo de saturação funcionou de forma diferente nas duas metades da catena, sendo que na parte mais elevada (valores do eixo x de 0 a 3), os teores de pCO_2 foram superestimados pela equação de regressão entre este atributo e a saturação, enquanto na outra metade da trincheira, (valores do eixo x > 3) os valores de pCO_2 foram subestimados, logo os valores de resíduo foram positivos. Além disso, a distribuição dos pontos foi mais dispersa indicando uma maior variabilidade dos resultados neste setor que na área mais elevada.

2.3.2.3 Setor 4

A caracterização química dos extratos obtidos do setor 4 indicaram que nos primeiros 40 cm de profundidade a composição química é completamente distinta, à amostra dos primeiros 20 cm situando-se no centro do diagrama, na transição entre 4 grupos químicos, sem a predominância de um cátion ou ânion específico. Para a segunda profundidade (40 cm) o cátion predominante foi o Na^+ , se destacando pela dominância de SO_4 como ânion. Para as demais profundidades observou-se pouca variabilidade, e a composição química foi classificada como carbonatada sódica (Figura 65).

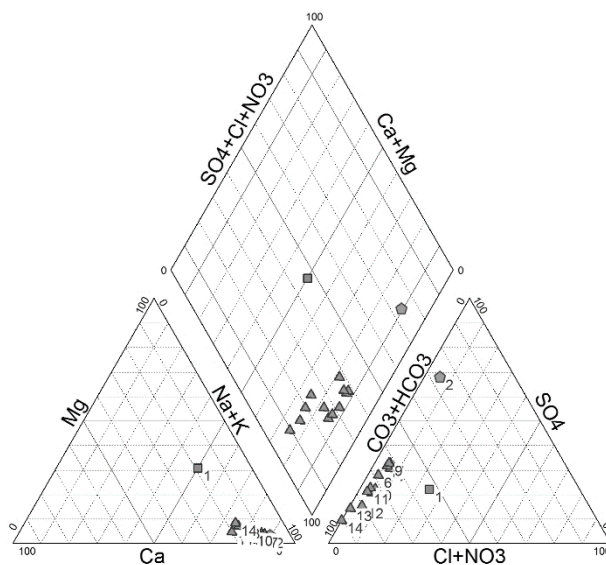


Figura 65 - Diagrama de Piper com a distribuição das amostras de acordo com a composição química do extrato de saturação do setor 4. A amostra superficial é indicada pelo número 1 e a mais profunda pelo número 14. As duas primeiras profundidades se enquadram em uma composição química diferente entre si e em relação as amostras em maior profundidade, estas últimas sendo classificadas como da família das carbonatadas sódicas

A ACP sobre os dados do setor 4 indicou que o primeiro eixo fatorial é responsável por 44,3% de toda a variabilidade dos dados (Tabela 23). Este eixo se destaca pela participação positiva da $p\text{CO}_2$, CE, C%, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e NO_3^- , enquanto se destacam no lado oposto do eixo (contribuição negativa) o pH, argila, Mn^{4+} e Al^{3+} (Figura 66a). O segundo eixo participa com 25,9% na variabilidade perfazendo o total de 70% no primeiro plano fatorial. Com valores positivos, os atributos que apresentaram maior participação foram Na^+ , SO_4 , Si, NO_2^- e CE, enquanto no outro extremo do eixo se destacaram de forma negativa os atributos Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e argila.

Tabela 23 - Peso de cada eixo fatorial, porcentagem da variabilidade explicada por cada eixo de forma individual e acumulada

Eixo fatorial	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Valor único	8,86	5,18	2,70	1,22	0,98	0,46	0,23	0,16	0,10	0,07
Variância (%)	44,3	25,9	13,5	6,1	4,9	2,3	1,1	0,8	0,5	0,3
Variância acumulada (%)	44,3	70,2	83,7	89,8	94,7	97,0	98,2	99,0	99,5	99,8

A dispersão das amostras no primeiro plano fatorial mostrou que as amostras mais superficiais (amostras 1 e 2) possuem grande peso nos dois primeiros eixos e são os grandes responsáveis por essa variabilidade (Figura 66b). O terceiro eixo fatorial compreende 13,5% da variabilidade total dos dados, e se caracteriza pela oposição do F^- , pH e PO_4 a Fe^{3+} e Al^{3+} , comportamento similar ao observado para processos de oxirredução (Figura 67a). O gráfico

de dispersão das amostras (Figura 67b) mostra que as amostras sub-superficiais (3 à 9) se opõem as amostras de maior profundidade (10 à 13). Já as amostras superficiais (1 e 2) situaram-se no sentido das amostras mais profundas, onde provavelmente se desenvolve o processo de oxirredução.

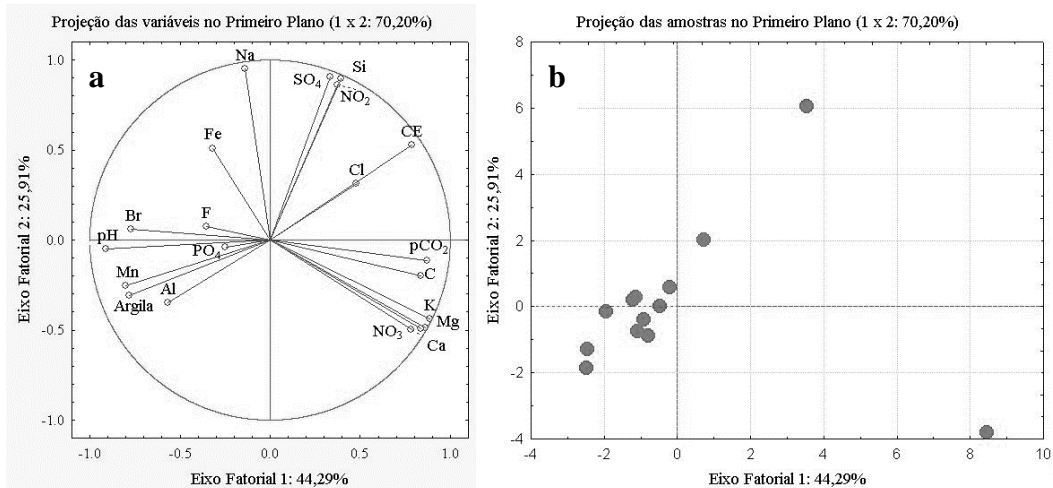


Figura 66—Projeção das variáveis no primeiro plano fatorial do setor 4, sem padrão típico a algum processo pedogenético (a), dispersão dos pesos de cada amostra no primeiro plano fatorial indicando que as amostras das primeiras profundidades estão muito dispersas e comprometem os resultados da ACP (b)

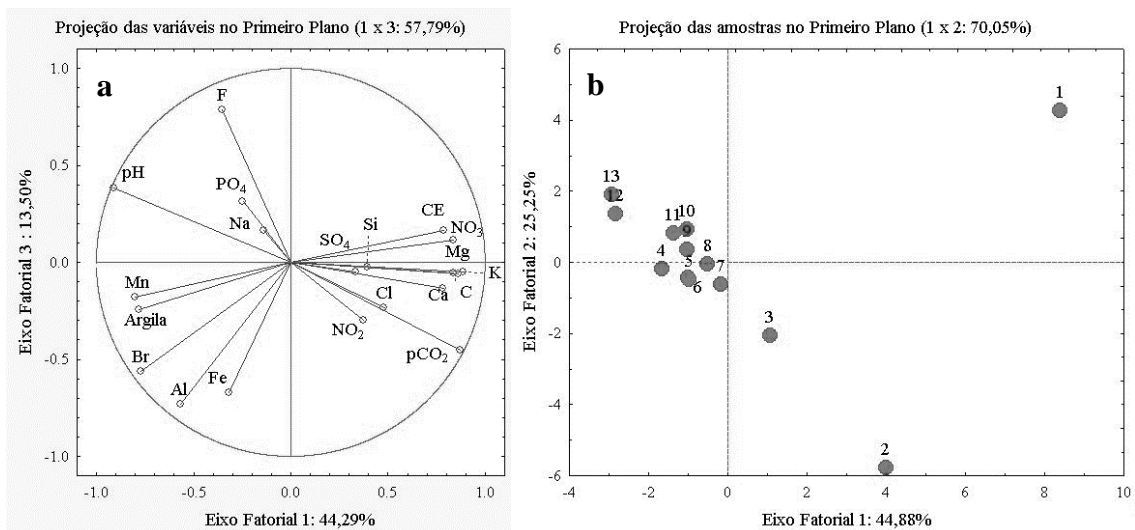


Figura 67 - Projeção das variáveis no segundo plano fatorial do setor 4, sem padrão típico a algum processo pedogenético(a), dispersão dos pesos de cada amostra no primeiro plano fatorial indicando que as amostras das primeiras profundidades estão muito dispersas e comprometem os resultados da ACP(b)

As regressões do tipo lineares utilizadas nos modelos da ANOVA₁ do setor 4 não apresentaram bons resultados, com valores de coeficientes relativamente baixos. Por este motivo optou-se pela utilização de modelos parabólicos no ajuste dos pontos à curva do modelo. Os valores para os coeficientes de determinação (r^2), sempre em relação à pCO_2 , foram de 0,80

(profundidade); 0,79 (argila); 0,66 (C%); 0,56 (CE). Esta ordem (r^2 decrescente) foi utilizada na ANOVA₁ para construção do modelo global. O modelo global de pCO₂ baseado nesses atributos foi capaz de explicar 94,8% da sua variabilidade (Tabela 24), muito próximo dos valores atribuídos aos erros experimentais e analíticos.

Tabela 24 - Variabilidade explicada pelos modelos, individualmente e cumulativamente da ANOVA₁ do setor 4

Modelo	Prof.	Argila	C%	CE
Individual	80,13	2,76	9,05	2,88
Acumulado	80,13	82,89	91,94	94,82

Como citado anteriormente, a profundidade possui grande correlação com os valores de pCO₂, havendo um decréscimo intenso nas amostras mais superficiais (até 60 cm de profundidade), ocorrendo um aumento de forma gradual em profundidade (Figura 68a). Já a relação entre o resíduo do modelo anterior (variância não explicada pelo modelo) e os teores de argila foi relativamente baixa ($r^2 = 0,14$), mesmo utilizando a regressão parabólica (Figura 68b). Tal fato indica que provavelmente o processo responsável pelo controle dos teores de argila está relacionado com a profundidade e a pCO₂, e por este motivo a contribuição da argila no modelo foi de apenas 2,76%.

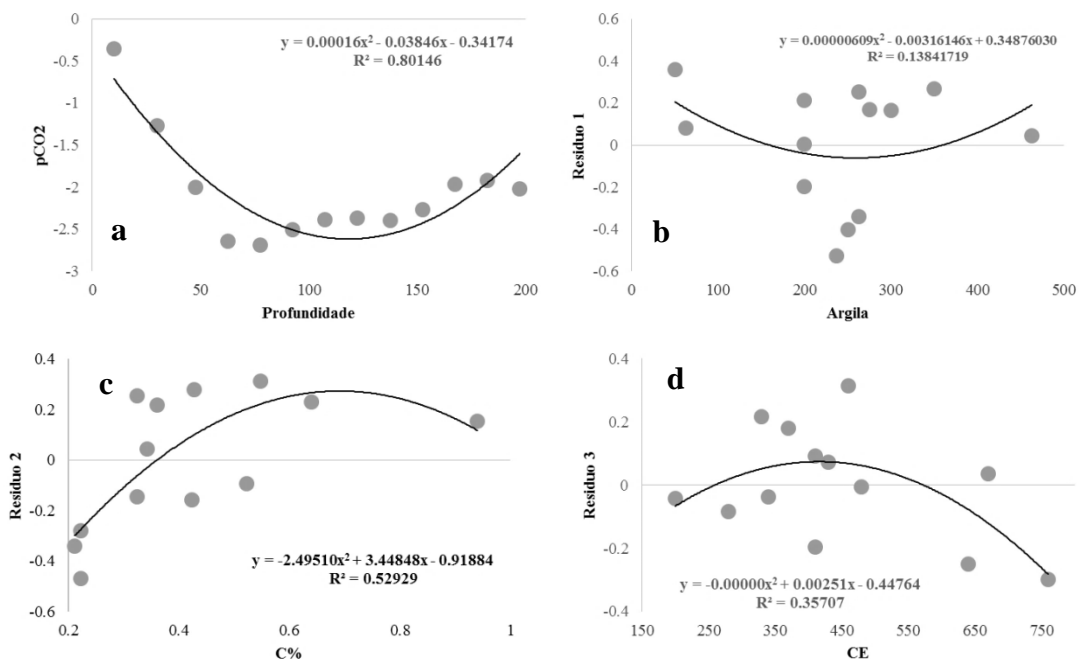


Figura 68 - Modelos utilizados na análise de variância da pCO₂ do setor 4

A relação entre os valores de resíduo do modelo anterior com os teores de C% apresentaram bom ajuste em relação a curva ($r = 0,53$ – Figura 68c), refletindo numa significativa participação deste atributo no modelo global (9,05% – Tabela 24). A regressão

posterior, utilizando os valores de CE, apresentou um ajuste dos pontos mediano ($r^2 = 0,36$) mas com baixa participação no modelo geral de pCO_2 (2,88%).

Para a escolha dos modelos de regressão para a ANOVA₂, utilizou-se os mesmos critérios da análise anterior. O principal atributo relacionado a essa variabilidade foi a profundidade ($r^2 = 0,83$ – Tabela 25), assim como observado para os teores de pCO_2 . Também com comportamento similar a ANOVA₁, a argila não teve grande participação no modelo, contribuindo com apenas 0,26% do total.

A regressão entre os valores de resíduo do modelo anterior e os teores de pCO_2 apresentaram bom ajuste a curva parabólica (Figura 70c), contribuindo com 11,31% na explicação da variabilidade dos dados. Devido ao processo de formação/acúmulo de C% e pCO_2 serem similares, este último não teve participação significativa no modelo, uma vez que sua contribuição é contemplada pelo modelo anterior. O modelo global explicou 94,82% da variabilidade dos valores de CE (Figura 71 e Tabela 25).

Tabela 25 - Variabilidade explicada pelos modelos, individualmente e cumulativamente na ANOVA₂

Modelo	Prof.	Argila	pCO_2	C%
Acumulado	83,35	83,61	94,92	96,00
Individual	83,35	0,26	11,31	1,08

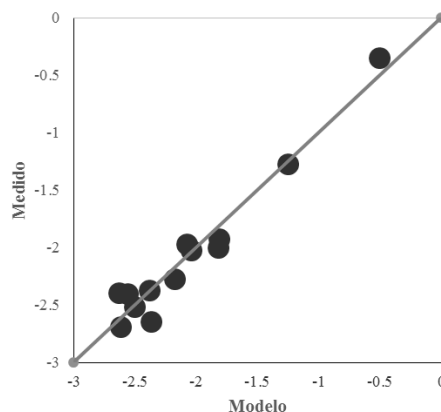


Figura 69 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo de pCO_2 do setor 4

O perfil salino do setor 4 tem comportamento típico de ambientes com acúmulo de sais por evaporação da água do lençol freático (Figura 72), com aumento gradual em direção a superfície. Entretanto um aumento expressivo (de forma potencial) era esperado próximo à superfície.

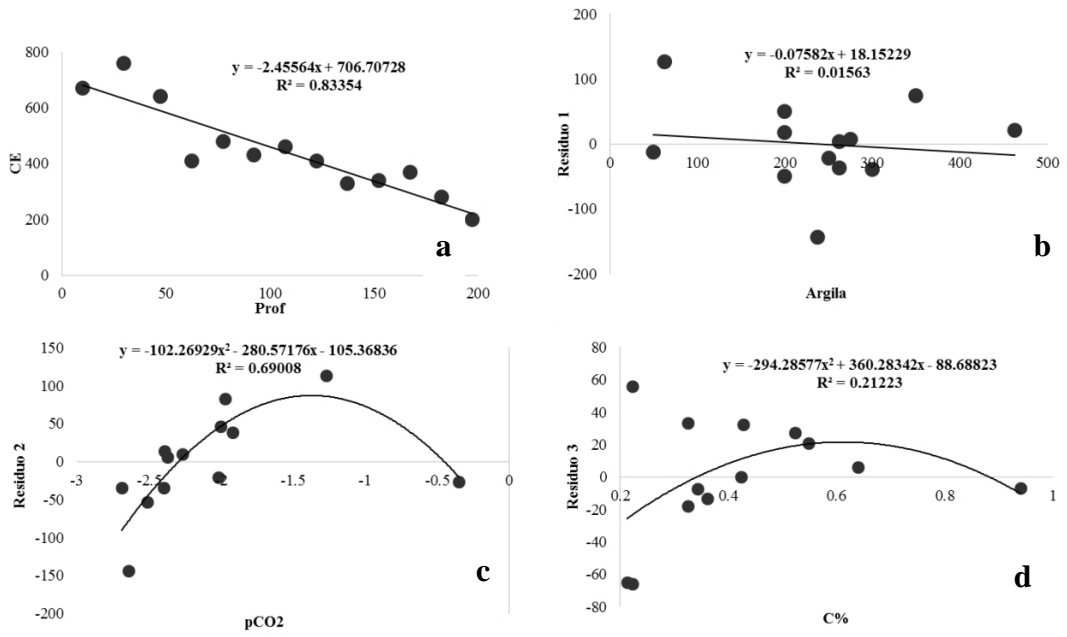


Figura 70 - Modelos utilizados na análise de variância da CE do setor 4

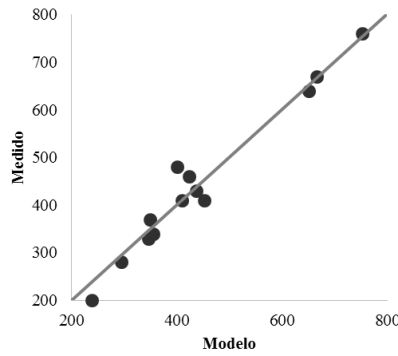


Figura 71 - Relação entre os valores medidos e o estimado pelo modelo de CE do setor 4

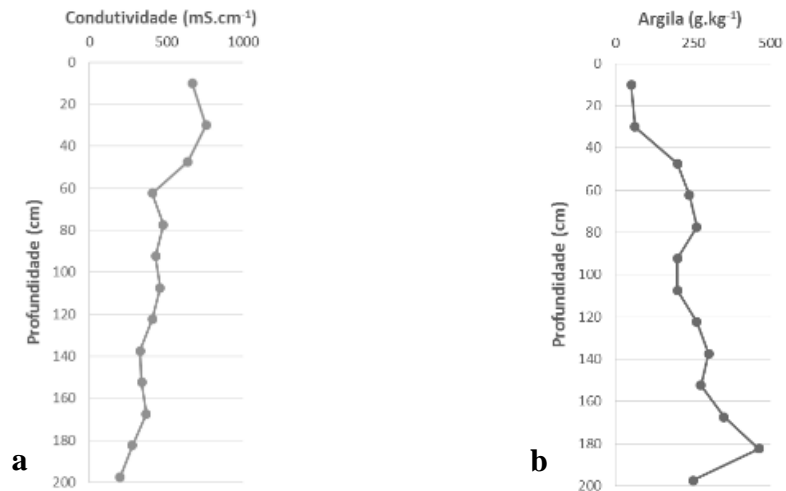


Figura 72 - Perfil Salino do setor 4 (a) e distribuição dos teores de argila em profundidade (b)

2.3.3 Modelagem de concentração d'água

2.3.4 Química da água dos rios São Lourenço e Cuiabá

As amostras de água de cada rio (soluções) utilizadas como ponto de partida para a simulação de concentração apresentaram similaridades quanto aos valores de pH e CE (Tabela 32 – em anexo). Ambos os rios apresentaram maiores teores de alcalinidade em relação ao Ca^{2+} o que, de início, resulta em uma via alcalina de evolução. A predominância de SO_4 em relação ao Na^+ no rio São Lourenço caracteriza uma via alcalina sulfatada durante o processo de concentração. Para o rio Cuiabá, a predominância de Na^+ em relação ao SO_4 caracteriza uma via alcalina sódica no processo de concentração.

2.3.4.1 Rio São Lourenço

O comportamento da solução, tanto na condição de baixa como de média atividade do complexo de troca, foi similar. Observou-se nas simulações de concentração que, a partir de uma concentração de 50 vezes, ocorre a precipitação da calcita, e o controle dos teores de Ca^{2+} no complexo de troca pelo consumo na formação deste mineral se torna mais intenso (Figura 73). A saturação do complexo de troca pelo Ca^{2+} passa de aproximadamente 45% (concentração de 50 vezes) para próximo de 12% (concentração de 200 vezes).

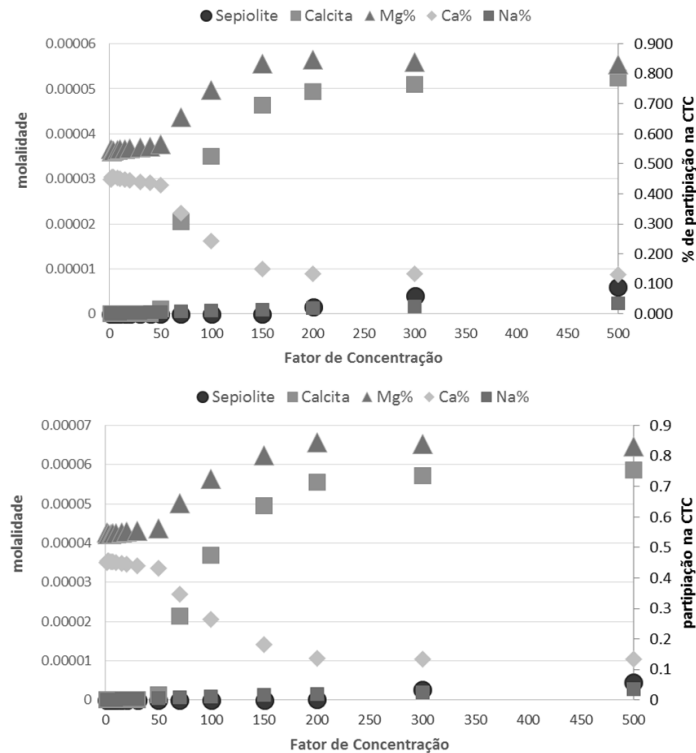


Figura 73 - Dinâmica da água do rio São Lourenço durante o processo de concentração, levando em consideração a precipitação de sepiolita e calcita, bem como a ocupação de Ca^{2+} , Mg^{2+} e Na^+ no complexo de troca de baixa (a) e média atividade(b)

A formação de silicatos de Mg (sepiolita) ocorre em estágio de concentração mais avançado, e em menor quantidade que as observadas para calcita. A saturação de Mg^{2+} no complexo de troca tende a aumentar com a precipitação de calcita, ocupando os sítios deixados pelo Ca^{2+} , chegando aos valores próximos de 85% no início da concentração (GAC et al., 1977; DROUBI et al., 1980). Com a formação de sepiolita, e o consumo de Mg^{2+} , este elemento tende a reequilibrar com o meio, reduzindo a seus valores de saturação no complexo de troca. Entretanto, como a quantidade de sepiolita é pequena, essa redução ocorre de forma tênue (Figura 73). Mesmo em concentrações relativamente elevadas, o Na^+ é retido pelo complexo de troca em pequenas quantidades, não ultrapassando os 5% mesmo com a concentração de 500 vezes.

2.3.4.2 Rio Cuiabá

Na simulação da concentração das águas do rio Cuiabá foi possível observar a precipitação de calcita em níveis de concentração relativamente baixos (30 vezes), isso se deve a concentração relativamente grande de Ca^{2+} e alcalinidade na solução inicial (Tabela 32– em anexo, Figura 74). A partir deste ponto, a saturação do complexo de troca com Mg^{2+} aumenta

de forma muito rápida, alcançando o máximo em concentração de 70 vezes ($Mg/T = 85\%$). A partir desse ponto também ocorre a formação de sepiolita, e saturação de Mg^{2+} reduz drasticamente até a concentração de 500 vezes ($Mg/T = 74\%$).

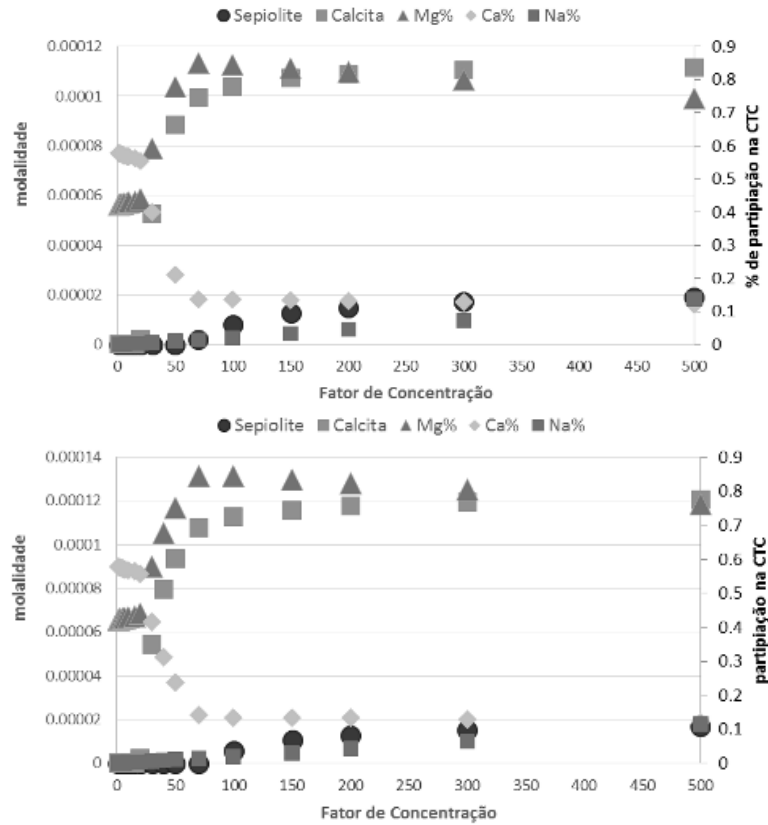


Figura 74 - Dinâmica da água do rio Cuiabá durante o processo de concentração, levando em consideração a precipitação de sepiolita e calcita, bem como a ocupação de Ca^{2+} , Mg^{2+} e Na^{+} no complexo de troca de baixa (a) e média atividade (b)

Com os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} sendo controlados pela precipitação de calcita e sepiolita, respectivamente, o Na^{+} passa a ocupar o complexo de troca em quantidades significativas, atingindo 14% em concentração de 500 vezes.

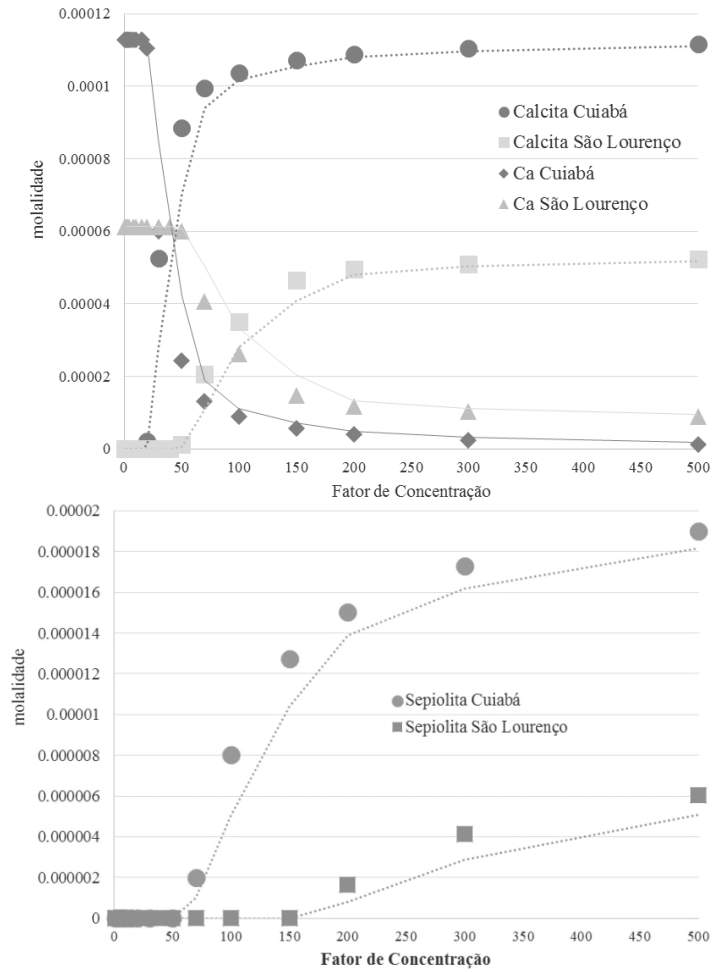


Figura 75 -Controle dos teores de Ca em solução devido à precipitação de calcita no processo de evaporação das águas dos rios Cuiabá e São Lourenço (a) e precipitação de sepiolita pela evaporação das águas dos rios São Lourenço e Cuiabá (b)

2.3.5 Mineralogia do setor 3

Os difratogramas apresentaram picos de esmectita com elevada intensidade, tanto para a amostra do horizonte com carbonato como para o sem carbonato do setor 3 (Figura 76a e b), fato que tornaria a hipótese de controle do Mg^{2+} pelas esmectitas neogênicas plausível. As difrações do plano 060 da argila fina apresentaram valores próximos a $62^\circ 2\theta$, indicando o predomínio de componentes dioctaedrais na fração argila fina (Figura 77), devido à grande presença de Al^{3+} nas lâminas octaedrais (FURQUIM et al., 2010).

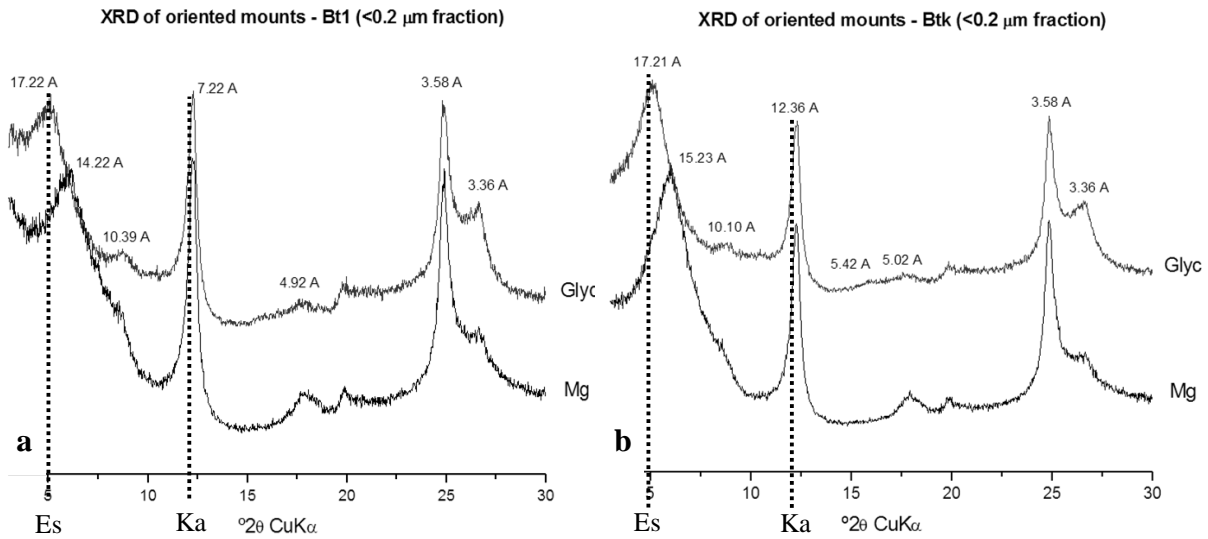


Figura 76 - Difratomogramas indicando a maior intensidade de reflexão dos picos de esmectita (Es) no horizonte com carbonato (a) em relação ao sem carbonato (b) além da expansão da estrutura quando saturado com Etilglicol

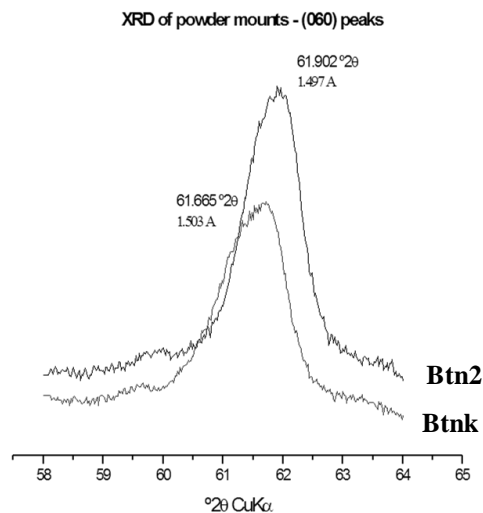


Figura 77 - Difratomogramas do plano (060) de minerais do tipo 2:1 (esmectitas) dos horizontes sem carbonato (Bt1) e com carbonato (Btk), sugerindo maior participação de argilas trioctaedrais ou interstratificados no primeiro

Tabela 26 - Parâmetros extraídos dos DRXs da argila fina dos horizontes com carbonato e sem carbonato

Parâmetro	Com Carbonato	Sem carbonato
2θ	61,665	61,902
d (Å)	1,503	1,497
Fator de Assimetria	2,15	1,68
Largura à meia altura (2θ)	1,182	1,001

Apesar dos picos de esmectitas se situarem próximos aos valores de minerais dioctaedrais, foi possível observar um relativo deslocamento e assimetria na difração do plano 060 da amostra do horizonte com carbonato (Figura 77 e Tabela 26), o que poderia ser um indicio de interstratificação de argilas dioctaedrais com trioctaedrais.

A decomposição dos difratogramas foi conduzida com a finalidade de identificar a presença de interstratificados, associando a participação de cada um deles no pico observado no difratogramas experimental, obtido pelo difratômetro (Figura 78). Na Tabela 27 são apresentados os parâmetros derivados da decomposição do difratogramas. Em ambos horizontes foi identificado a presença de minerais interstratificados caulinita-esmectita (K-S), também apresentando ordenamento aleatório entre as camadas ($R = 0$).

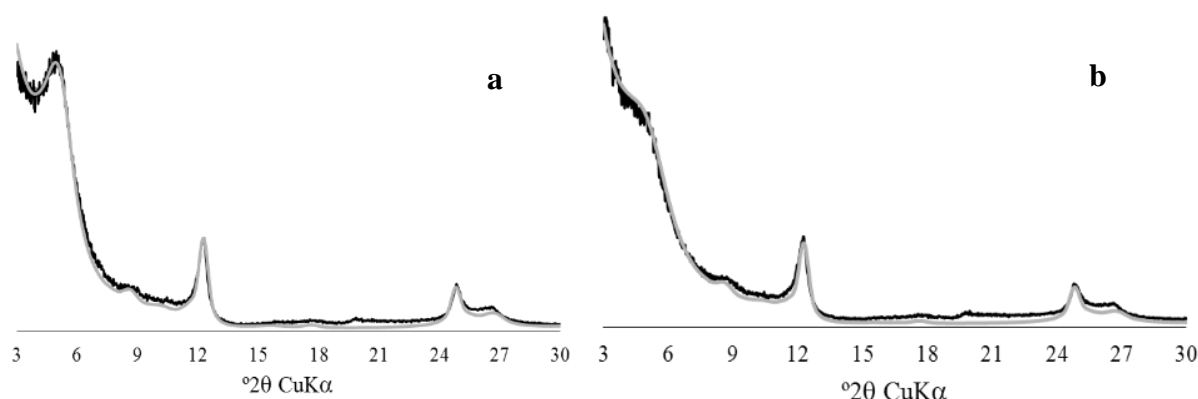


Figura 78 - Difratograma experimental (linha preta) e calculado a pelo programa Newmod II (linha cinza), para amostras da fração argila fina do horizonte Btnk (a) e Btn2 (b), ambas orientadas e saturadas com etilenoglicol

Tabela 27 - Parâmetros derivados da decomposição dos difratogramas em pó da fração argila fina

Fase	R	Pos. 001	%	%	Fe Sm	Fe II	K II	σ^*	N max	N med	%	Total de camadas (%)		
												fase 1	fase 2	Caulinita
K-S	0	7,2	99	1	1,7			18	30	20	14,6	41,5	42,1	16,4
K-S	0	16,7	20	80	1,7			18	7	1	20,9			
Btnk		9,98	100	0		0,2	0,8	18	12	6	16,4			
K-S	0	7,2	88	12	1,7			18	12	7	26,0			
Esm		16,7	100	0	1,7			18	7	1	22,1			
K-S	0	7,2	99	1	1,7			18	30	20	14,0	51,1	33,0	15,9
K-S	0	16,7	40	60	1,7			18	7	1	50,9			
Btn2		9,98	100	0		0,2	0,8	18	12	6	15,9			
K-S	0	7,2	88	12	1,7			18	12	7	19,1			

Pos. 001 – posição do pico 001 do mineral (em Å) Fe Sm – átomos de Fe por meia fórmula unitária na camada de esmectita (por $O_{10}(OH)_2$); Fe II - átomos de Fe por meia fórmula unitária na camada de esmectita (por $O_{10}(OH)_2$); K II - átomos de K por meia fórmula unitária na camada de esmectita (por $O_{10}(OH)_2$)

No Btnk os teores de caulinita e esmectitas foram muito próximos (41,5 e 42,1%, respectivamente – Tabela 27) e em menor quantidade ocorre a ilita (16,4%). A primeira fase identificada foi a K-S 99-1, ou seja, interstratificados com 99% de caulinita e 1% de esmectita, e essa fase teve participação de 14,6% da amostra. A segunda fase contempla 20,9% do total da amostra (Tabela 27) e também foi caracterizada pelo interstratificado K-S, entretanto a participação de esmectita nessa fase foi de 80% (K-S 20-80). Ainda na amostra de argila fina do horizonte Btnk foi identificada a presença de ilita pura, assim como a esmectita. No caso da

esmectita pura, sua participação no total da amostra foi de 22,1%. Os índices N (Nmax e Nmed) refletem a cristalinidade do mineral em consideração. Observa-se que para a primeira fase, mais caulínica, os valores de N são mais elevados, indicando a maior cristalinidade do mineral, observada no difratogramas pelo pico intenso e assimétrico. Entretanto os valores de N para as fases similares em ambas as amostras não apresentaram variação (Tabela 27). Outro parâmetro obtido pelo programa foi o teor de Fe em cada mineral, mas que não apresentou diferença entre minerais e entre as amostras.

No horizonte Btgn2 o mineral que apresentou maior participação na assembleia mineralógica foi a caulinita (51,1% – Tabela 27) seguida de esmectita e ilita (33,0 e 15,9%, respectivamente). A primeira observada também foi a K-S 99-1 seguida pela K-S 40-60, esta última perfazendo mais da metade da amostra (50,9%).

Ao comparar a assembleia mineralógica do horizonte Btnk e do horizonte Btn2, sobretudo em relação a esmectita, observa-se indícios do processo de alteração pelo processo intemperismo. A ausência de esmectita pura no Btgn2 (parte inundável) se deve ao meio mais diluído e bem drenado, com teores de Si^{4+} provavelmente mais baixos, condição em que a esmectita é muito instável. A predominância da fase K-S 60-40 no total desta amostra indica que grande parte da caulinita presente neste solo é oriunda da dessilicação gradual da esmectita (RYAN; HUERTAS, 2009). Mesmo no horizonte Btnk (parte não inundável) observa-se a interstratificação K-S, entretanto em menor intensidade. Estes resultados atestam o fato de que a ocorrência da esmectita nesses solos se deve a herança de uma condição hidropedológica distinta da atual, e que sua maior expressão nesses solos se dá em posições do relevo menos impactados pela inundação.

Todavia, os resultados não forneceram evidências da presença de esmectitas trioctaedrais magnesianas. Por este motivo prosseguiu-se para a decomposição dos picos 060 das mesmas amostras em pó, pelo programa Grams/Galactica 3.2 (Figura 79). Em ambas as amostras foram identificadas a participação da caulinita (~1,49 Å), esmectita dioctaedral (~1,50 Å), e outro pico provavelmente relacionado a presença de quartzo (1,54 Å). Contudo, o pico que estaria relacionado a presença de esmectitas dioctaedrais (~1,53 Å) não foi observada em nenhuma das amostras. No horizonte Btnk há a presença de um pico na região de 1,53 Å, o qual estaria relacionado a esmectitas com grande presença de Fe na estrutura, talvez uma beidelita, similar ao observado por Furquim et al. (2010a) nas cordilheiras situadas no entorno de uma lagoa salina na região sul do Pantanal.

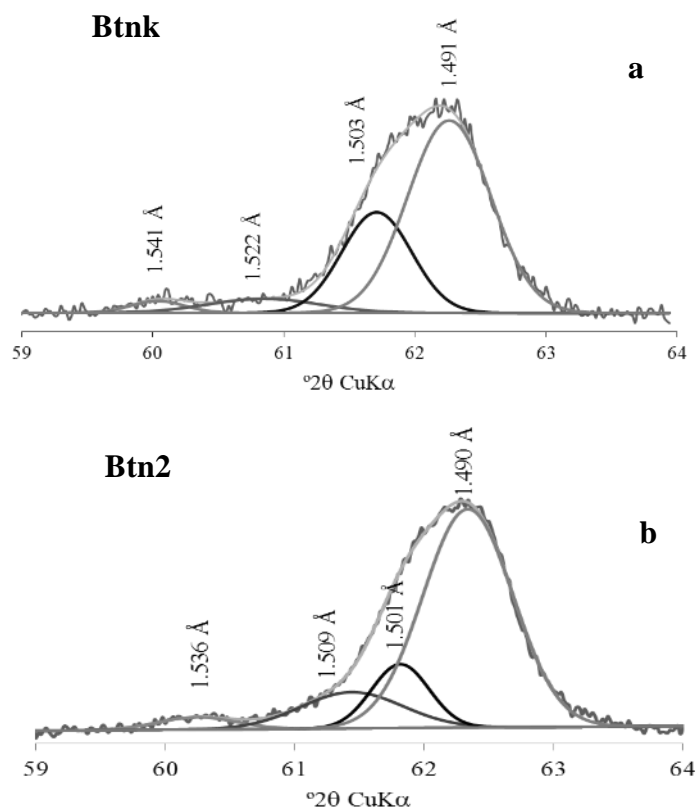


Figura 79 - Decomposição dos picos 060 das amostras da fração argila fina dos horizontes Btnk (a) e Btn2 (b), ambas em pó

Os resultados de FTIR indicam que há grande homogeneidade nos espectros de ambas as amostras, mesmo considerando as duas frações analisadas, com picos relacionados aos três principais minerais, que dominam a assembleia mineralógica (caulinita, ilita e esmectita dioctaedral) e são coincidentes com os dados químicos obtidos por TEM-EDS para os cristais individuais de esmectitas (Figura 80). A região onde ocorrem os estiramentos de grupos OH apresentam bandas em $3618\text{-}3621\text{ cm}^{-1}$ e $3695\text{-}3700\text{ cm}^{-1}$, típicos para os três minerais em questão e outros picos associados à água de hidratação, como em 3675 cm^{-1} e 3696 cm^{-1} .

Picos relacionados à presença de Fe estrutural ocorrem nas frequências 876 cm^{-1} (vibrações de $\text{AlFe}^{3+}\text{OH}$), cujos deslocamentos a valores inferiores a 890 cm^{-1} indicam maior substituição de Fe por Al e 820 cm^{-1} (Fe_2OH) (RUSSEL; FRASER, 1994; FROST; KLOPPROGGE, 2000), sendo esta última caracterizada por picos de baixa intensidade. O pico a $913\text{-}918\text{ cm}^{-1}$ corresponde tanto à deformação de OH da caulinita, como à deformação das ligações octaedrais AlAlOH da esmectita. Picos diagnósticos de a 752 cm^{-1} também foram encontrados, correspondentes à deformação das ligações AlMgOH , e 825 cm^{-1} (estiramento das mesmas ligações) (MADEJOVA; KOMADEL, 2001).

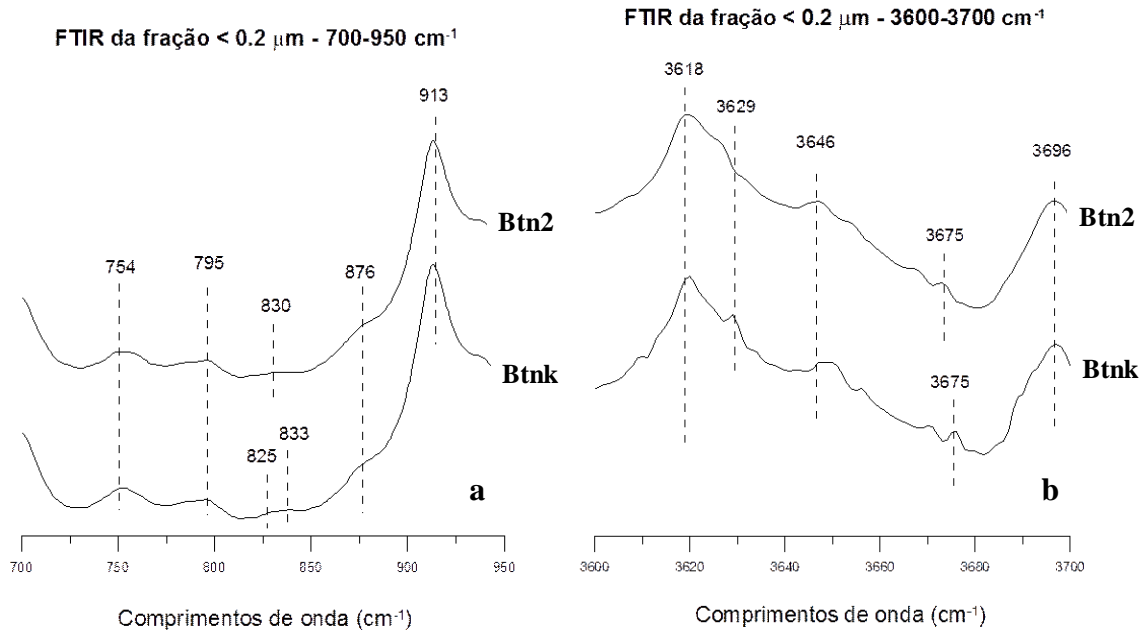


Figura 80 - Espectrogramas das amostras para os comprimentos de ondas de 700 à 950 cm^{-1} (a), com presença de Fe e Mg estrutural (pico de 876 e 751 cm^{-1} , respectivamente), Espectrograma na faixa de comprimento de ondas de 3600 à 3700 cm^{-1} (b)

As fórmulas químicas de cristais do grupo da esmectita foram calculadas a partir das análises dos espectros de TEM-EDS, com base em $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, valores correspondentes a meia cela unitária dos filossilicatos 2:1, com base em método descrito por Moore e Reynolds (1997). Todo o Si^{4+} foi posicionado na lâmina tetraedral, juntamente com parte do Al^{3+} , até que o valor de 4.0 átomos unidade de fórmula (a.f.u.) fosse atingido. Na lâmina octaedral foram posicionados o restante dos átomos de Al^{3+} , o Fe, considerado como Fe^{3+} (o EDS não discrimina o estado de oxidação do elemento) e parte do Mg^{2+} , até o valor de 2.0 a.f.u. Na região entrecamada foram posicionados o K^+ , o Mg^{2+} restante e Na^+ e Ca^{2+} quando presentes.

Na Tabela 28 encontra-se as fórmulas químicas de oito cristais de esmectitas analisados no TEM-EDS (Figura 81). Observa-se, de forma geral, uma composição semelhante à beidelite (NEWMAN; BROWN, 1987) para a maior parte dos cristais, devido aos elevados teores de Al^{3+} octaedral, com valores oscilando entre 0,93 e 1,67 a.f.u. A carga na camada é originada tanto nos tetraedros (pela substituição de Al^{3+} por Si^{4+}) como nos octaedros (pela substituição de Mg^{2+} por Al^{3+}). Os grandes teores de K^+ (0,22 a 0,57 a.f.u.) na entrecamada de seis dos oito cristais indicam, ainda, a possibilidade da interestratificação com ilita (DEOCAMPO et al., 2009).

Os valores de Mg^{2+} são baixos, até mesmo para montmorilonita, com exceção do cristal 10, que apresenta 0,59 átomos de Mg^{2+} p.f.u. Nos demais, há variação de 0,11 a 0,37 átomos de Mg^{2+} p.f.u. Esses valores demonstram que não há espécies do grupo da esmectita com caráter

trioctaedral, e que apenas parte da lâmina octaedral é ocupada pelo Mg^{2+} . Os dados cristaloquímicos gerados através do TEM-EDS confirmam as informações geradas pelo estudo dos planos 060 da fração $<0,2 \mu m$ obtidos pelo DRX: em ambos os horizontes não há evidências de esmectita trioctaedral.

Tabela 28 - Composições elementares e fórmulas químicas de cristais de esmectita analisados pelo TEM-EDS

Cristal	1J	1K	1L	1O	2F	2I	2N	2Q
Composição elemental (óxidos, %)								
SiO ₂	55,13	59,38	56,66	64,71	54,10	52,70	55,06	56,76
Al ₂ O ₃	25,39	17,20	21,07	20,80	17,42	21,76	15,78	22,83
Fe ₂ O ₃	4,00	9,04	4,12	0,00	12,23	9,76	15,70	7,41
MgO	1,75	2,70	3,80	10,28	3,19	2,48	3,64	1,89
K ₂ O	4,12	0,00	6,69	0,00	4,46	5,33	5,16	2,64
Fórmulas O₁₀(OH)₂								
Σ tetraedral	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Si ⁴⁺	3,68	4,00	3,78	3,92	3,71	3,58	3,69	3,75
Al ³⁺	0,32	0,00	0,22	0,08	0,29	0,42	0,31	0,25
Σ octaedral	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,07	2,00	2,00
Al ³⁺	1,67	1,36	1,43	1,41	1,12	1,32	0,93	1,52
Fe ³⁺	0,20	0,46	0,21	0,00	0,63	0,50	0,79	0,37
Mg ²⁺	0,13	0,18	0,37	0,59	0,25	0,25	0,28	0,11
Cátions entrec,								
K ⁺	0,35	0,00	0,57	0,00	0,39	0,46	0,44	0,22
Mg ²⁺	0,05	0,09	0,01	0,33	0,07	0,07	0,08	0,07
Carga tetraedral	-0,32	0,00	-0,22	-0,08	-0,29	-0,42	-0,31	-0,25
Carga octaedral	-0,13	-0,18	-0,37	-0,59	-0,25	-0,18	-0,28	-0,11
Carga total	-0,45	-0,18	-0,59	-0,67	-0,54	-0,60	-0,60	-0,37
Carga entrec,	0,45	0,18	0,59	0,67	0,54	0,60	0,60	0,37

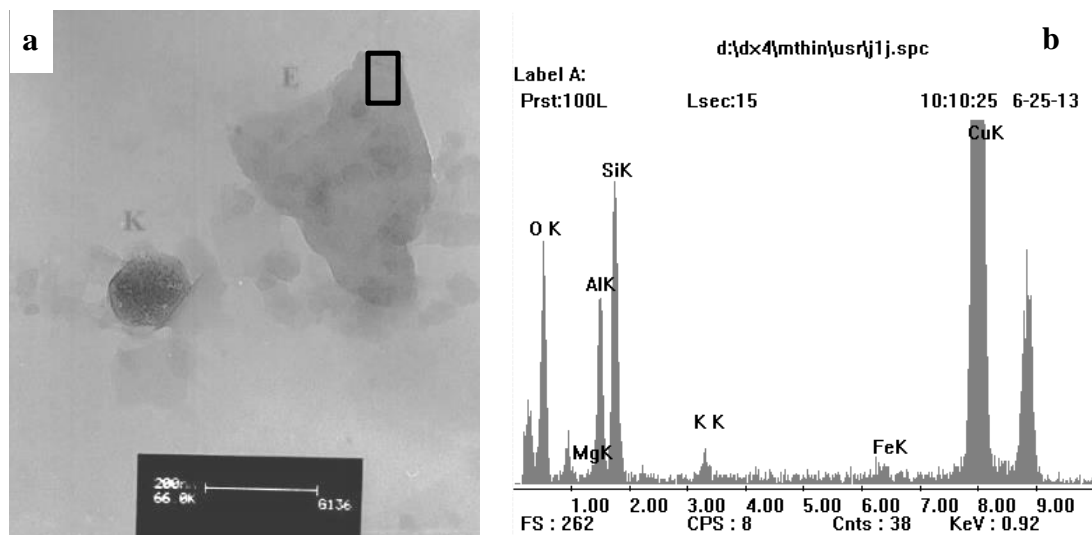


Figura 81 - Cristal 1J (a) e espectro de EDS - área analisada dentro do quadrado (b) Legenda: E – cristal de esmectita, K – cristal de caulinita

2.3.6 Transformações do relevo e dos solos sódicos

Os resultados apresentados neste trabalho convergem para o fato de que os solos sódicos no Pantanal que situam-se na parte mais elevada da paisagem, localmente chamada de cordilheira, são herdados de uma condição hidrológica, climática e eventualmente geomorfológica diferentes dos dias atuais. O processo de sodificação desses solos se deu pela concentração de águas de inundação, de forma similar, mas não igual ao observado no Pantanal da Nhecolândia (BARBIERO et al., 2002; FURQUIM et al., 2010).

Ao sul do perfil aberto no setor 1, considerado o mais conservado, observa-se que os paleodiques conferem às planícies de inundação o formato circular, não conectadas entre si com drenagem lateral lenta. Essa conformação resulta em um ambiente de baixa energia, evidenciado pela presença de diatomáceas (BEIRIGO, 2008), e que favorece a sedimentação de partículas mais finas como silte e argila, principais responsáveis pela diminuição da porosidade do solo (trama porfírica) e conseqüentemente da percolação de água.

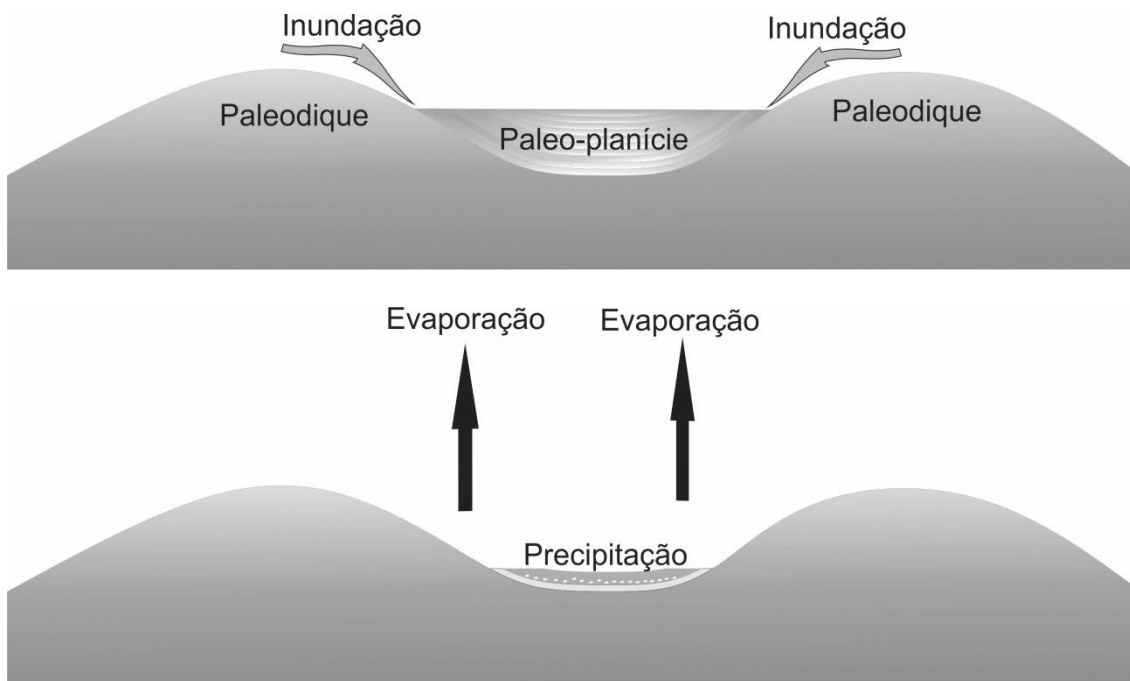


Figura 82 - Processo de inundação (a), concentração da água e precipitação de minerais e carbonatos (b) em lagoas de meandros abandonados

Nesse cenário, a água proveniente da inundação é confinada nas planícies e fica sujeita ao processo de evapotranspiração. A repetição desse processo durante os vários ciclos de inundação e evapotranspiração promoveram o aporte e concentração de íons na água, elevando também os valores da CE (Figura 82). A precipitação de carbonatos ocorreu a partir do ponto

em que a concentração da água da lagoa ultrapassou o produto de solubilidade dos carbonatos de Ca^{2+} e Mg^{2+} (DROUBI, 1980), todavia, a formação de lâminas desses carbonatos indica que a precipitação ocorreu em um ambiente com água confinada em superfície e não em meio a matriz do solo (PUSTOVOYTOV, 2002). Desse modo, os nódulos fraturados e sem córtex nítido, observados nos horizontes mais superficiais e no perfil do setor 3, são atribuídos a remobilização desses carbonatos no solo, sobretudo devido ao clima mais úmido e à melhor drenagem do que no momento de sua formação (BARBIERO; VLIET-LANOE, 1998). Durante o processo de concentração provavelmente ocorreu a formação de argilominerais do tipo 2:1, entretanto não foi possível determinar a presença de sepiolita (silicato magnésiano), provavelmente pela sua alteração em ambiente relativamente melhor drenado.

Outro mineral passível de ser formado nas condições citadas anteriormente é a fougérita, também conhecida como “*green rust*”, material com significativa presença de Fe^{2+} (TROLLARD et al., 1997). Com o clima alternando para uma condição mais úmida, o padrão do rio passou de meandrante para retilíneo, configurando uma condição de maior erosão e rebaixamento do nível de base, reduzindo drasticamente a entrada de água nessas áreas. Com o avanço do processo erosivo, as áreas que antes permaneciam isoladas tornam-se conectadas e facilitando a drenagem do local e o processo de concentração da água deixa de atuar. Além da abertura da drenagem, o rebaixamento do talvegue torna essas feições relativamente mais bem drenadas e conseqüentemente a camada esverdeada com presença de fougérita oxidou-se e deu origem à goethita e/ou à hematita (COSTA; BIGHAM, 2009), conferindo a coloração amarelada/avermelhada aos solos observados nos paleodiques da região, com argila de alta reatividade (Ta) e complexo de troca com elevada saturação por bases (SB) (Figura 83).

Com a abertura da drenagem, decorrente do processo erosivo mais intenso e incisivo, essas feições passaram por um re-trabalhamento, onde as águas da inundação e da chuva promovem a erosão dos diques marginais, originalmente mais arenosos. Parte desse material erodido se depositou sobre a paleo-planície, onde há as estruturas laminares de argila e carbonato, e uma outra parte do material erodido foi transportada no sentido do canal atual ou da planície de inundação, o que promoveu o rebaixamento do entorno dos paleodiques e o estreitamento dessas formas de relevo.

Com a nova dinâmica hidrológica da área, as águas provenientes de precipitação direta assumem um importante papel na transformação destes solos. A percolação dessas águas, inicialmente muito diluídas, promove o processo de solodização por meio da remoção de alguns sais antes presentes no solo como, por exemplo, sulfatos e cloretos (SO_4^- e Cl^-). Deste modo a

CE desses solos é reduzida, entretanto a PST continua elevada, uma vez que parte do Ca^{2+} está presente na forma de carbonatos e o Mg^{2+} na constituição de alguns argilominerais 2:1.

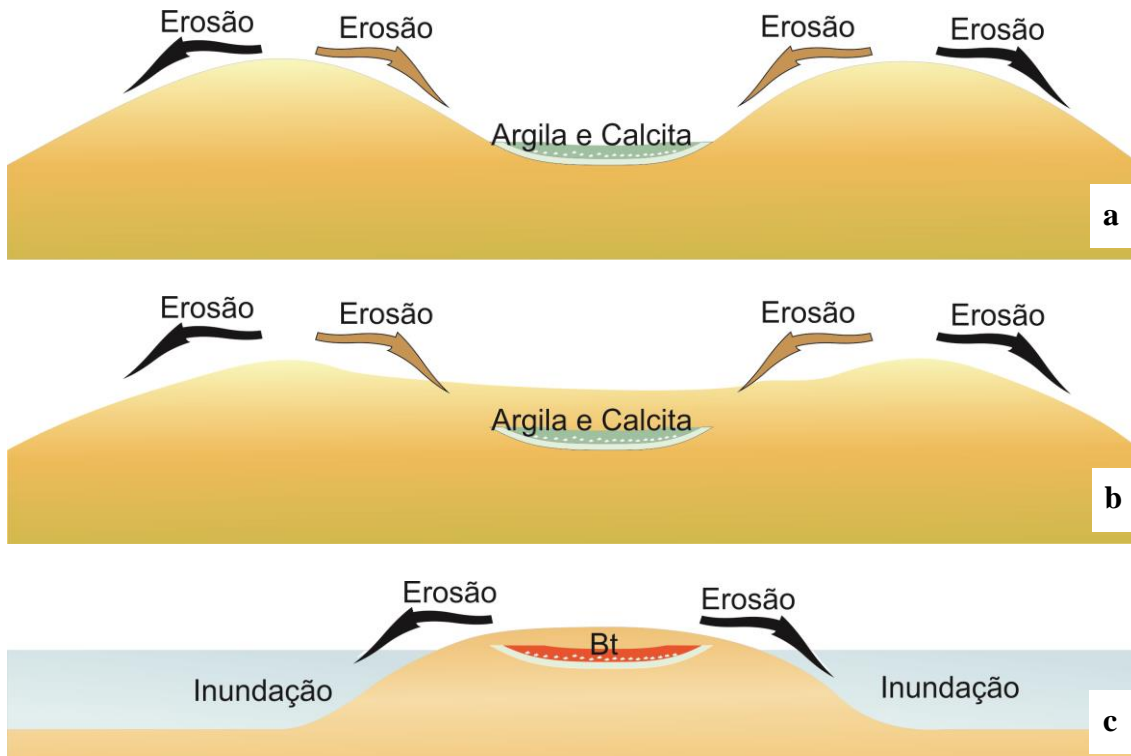


Figura 83 - Processos erosivos atuando no reafeiçoamento do paleodique (a), com sedimentos grossos encobrindo a camada argila a qual fica em subsuperfície (b), e estreitamento dessa forma de relevo com erosão o que fornece sedimentos para a planície de inundação atual (c)

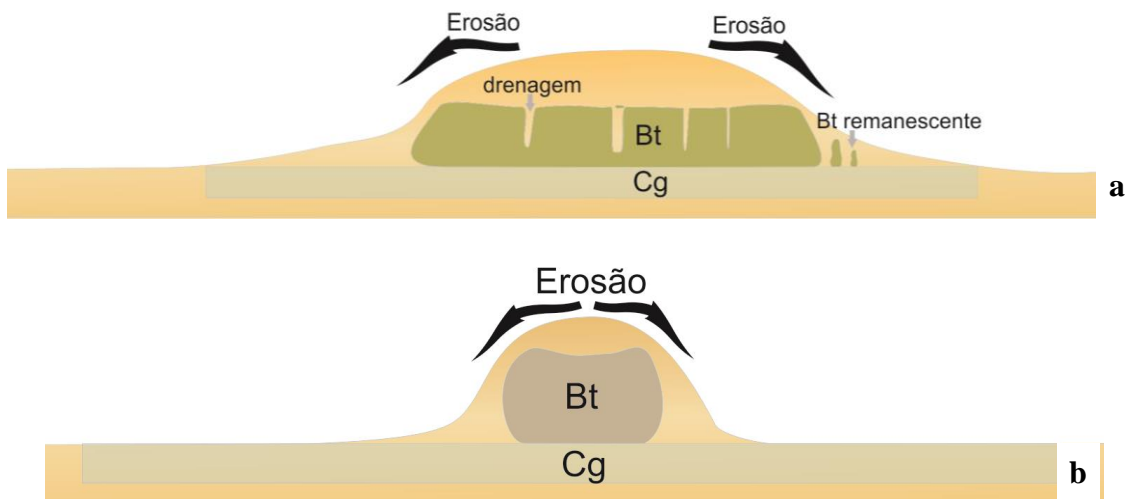


Figura 84 - Espessamento do horizonte E pela ferrúlise e formação dos caminhos preferenciais de drenagem interna, por onde se estabelece forte fluxo lateral, e remanescentes do horizonte Bt (a); no estágio mais avançado de alteração e erosão os fragmentos de paleodiques vão se estreitando e formam as formas de relevo localmente denominadas de murundus (b)

Os solos então com elevada PST, passam a ter um elevado teor de argila dispersa em água, facilitando assim a argiluviação e o espessamento do horizonte E. Entre os agregados

maiores (geralmente prismas ou blocos), há a formação de um caminho preferencial de passagem de água, e que intensifica o processo de argiluviação. Esse caminho também promove a formação de estruturas colunares (Figura 84), sendo possível observar resquícios do que originalmente era o horizonte Bt.

Nascimento (2012) sugere que algumas feições mais elevadas e arredondadas, conhecidas como murundu, são geralmente originadas pela atividade biológica, mais especificamente de térmitas (Figura 85). Segundo esse mesmo autor, estas estruturas são parte de uma estratégia dessa espécie para o refúgio da inundação. Pela constante movimentação das partículas do solo, esses animais promoveriam a homogeneização da textura do solo, resultando na transição gradual entre o horizonte A ou E para o horizonte Btn, retardando a migração de argila em profundidade o espessamento do horizonte E. Assim os solos dessas feições, com textura mais homogênea e melhor agregada, teriam maior resistência à erosão.

Próximo ao local descrito por este autor (Figura 45) situa-se o setor 5 estudado neste trabalho. Neste setor há evidências, apresentadas anteriormente, indicando que os paleodiques desta área encontram-se em processo erosivo avançado, em que o Btn se degrada e resulta no espessamento do horizonte E, o qual é muito susceptível a erosão. Quando o horizonte E se torna espesso e alcança o nível da planície, o paleodique é erodido e paulatinamente vai se estreitando, chegando a ser interrompido em seu estágio final de erosão constituindo um cordão em forma de rosário de pequenas elevações arredondadas, similares aos murundus, alinhadas e por vezes paralelas ao paleodique original. Por outro lado, estas feições se distinguem dos murundus de origem essencialmente biológica por terem menor atividade das térmitas e apresentarem sempre transição abrupta entre o horizonte E e o Btn. Deste modo a permanência dos solos sódicos nos paleodiques nas condições atuais está relacionada a dois fatores: a) biológico – ação das térmitas na agregação e homogeneização do material mais argiloso e b) controle estrutural – morfologia do horizonte Btn e ocorrência deste horizonte a uma cota ligeiramente superior ao nível máximo da lâmina de inundação. Em ambas as situações há o retardamento da degradação do Btn, o qual é extremamente susceptível ao processo erosivo devido a sua alta PST.

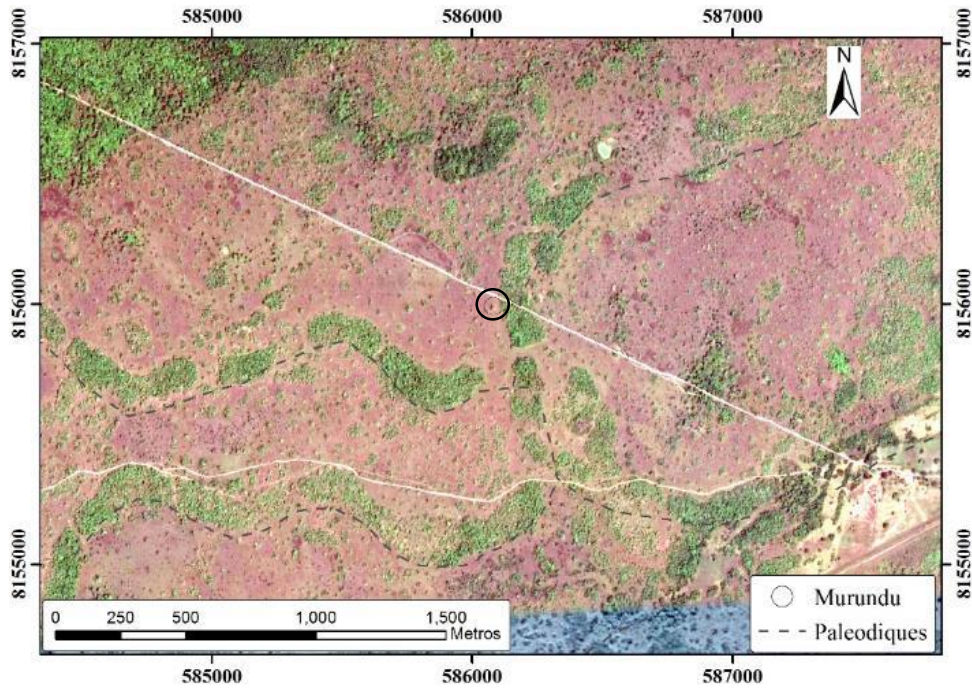


Figura 85 - Murundu situado na mesma posição que os paleodiques em estágio avançado de erosão, predominando formas arredondadas e preservando a orientação do paleodique

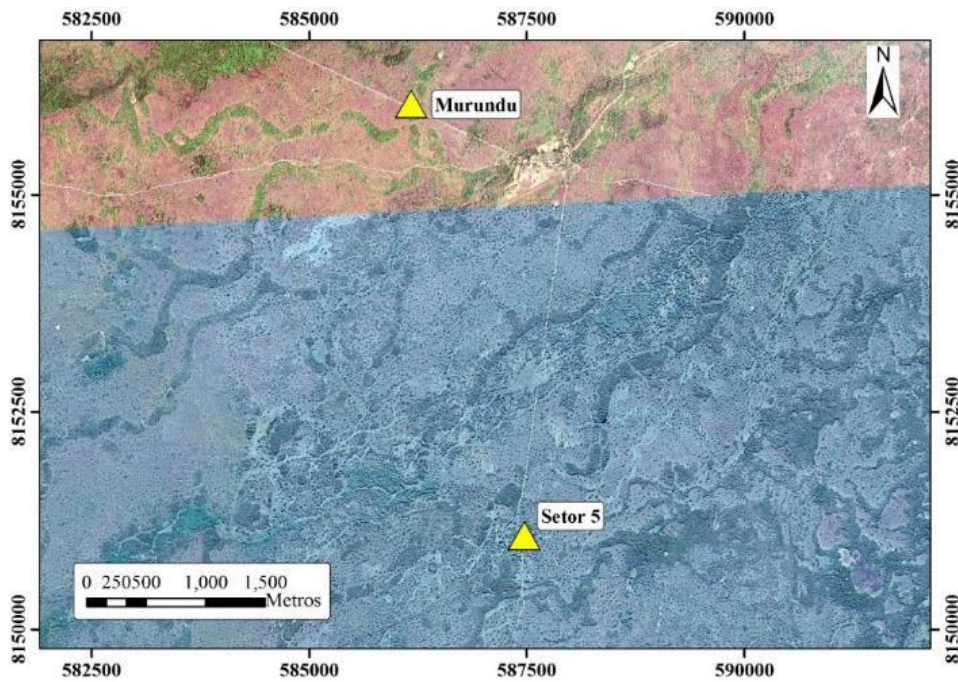


Figura 86 - Ocorrência do paleodique em estágio avançado de dissecação (Setor 5) e do Murundu (segundo NASCIMENTO, 2012) na mesma unidade geomorfológica

2.3.7 Adequação do Sistema Brasileiro de Classificação de solos.

A classificação dos solos sódicos da RPPN utilizando o SiBCS foi problemática e resultou em algumas lacunas, principalmente no que se refere na identificação dos elevados valores de PST, que por sua vez impõem grande limitação a esses solos. As principais classes de solos identificadas nos paleodiques foram LUVISSOLOS e PLANOSSOLOS (Tabela 29), ambos apresentaram argila Ta, V > 65%, mudança textural abrupta, elevada PST. Entretanto a cor foi o atributo crucial para distinção entre ambas classes, em que o horizonte Btn com coloração pálida foi diagnóstico de PLANOSSOLO, e o horizonte Btn com elevado croma caracterizou os LUVISSOLOS (SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS – SiBCS, 2013).

Tabela 29 - Classificação de solos segundo o SiBCS (2013), WRB (2014 e ST (2014) para os cinco setores estudados.

Setor	SiBCS	WRB	Soil Taxonomy
1	LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abrupto	Abruptic Solonetz (Loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric)	Typic Natrudalf
2	LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abrupto	Abruptic Solonetz (Loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric)	Aquic Natrudalf
3	LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abrupto	Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric)	Aquic Natrudalf
4	LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abrupto	Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric)	Aquic Natrudalf
5	PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico espesso	Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic over Clayic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric)	Glossic Natraqulf

Na classe dos PLANOSSOLOS o caráter nátrico é apresentado no segundo nível categórico (PLANOSSOLOS NÁTRICOS), demonstrando o forte grau de restrição ao uso e manejo desses solos. A principal restrição está relacionada à qualidade física, em que a elevada PST promove a dispersão e eluviação da argila que se deposita nos poros entre agregados e reduz a infiltração do solo e aumenta a susceptibilidade à erosão. Além do aspecto físico, os elevados valores de PST também influenciam no desenvolvimento de plantas no que diz respeito a toxicidade pelo Na⁺.

No caso dos LUVISSOLOS, a PST é mencionada somente no 4º nível categórico, mas somente o caráter solódico ($6 > \text{PST} < 15$), p.e. LUVISSOLO CRÔMICO Órtico solódico. Entretanto os LUVISSOLOS identificados na RPPN possuem PST superiores a 15 e, neste caso, o caráter nátrico não é indicado em nenhum nível do atual SiBCS. Todavia, os perfis estudados nos setores de 1 a 4, classificados como LUVISSOLOS pelo SiBCS (2013) apresentaram

elevados valores de PST, mas esse atributo só seria mencionado na classe de solo caso a cor atendesse ao caráter plânico. Ao utilizar o sistema WRB (2014) e o Soil Taxonomy (2014) o caráter nátrico é identificado na classificação de todos os perfis estudados, tendo precedência taxonômica, independentemente da cor (Tabela 29). Tal fato demonstra que esses solos apresentam as mesmas restrições quanto ao uso e manejo que teriam os PLANOSSOLOS NÁTRICOS.

Pelo WRB, os perfis dos setores 3 e 4 se diferenciaram dos demais pelos atributos “*Albic*” e “*Stagnic*”, em que o primeiro designa material mineral de coloração clara, geralmente arenosa, sem matéria orgânica e óxidos de Fe, com estrutura fraca ou maciça e que seria correspondente ao horizonte E álbico, enquanto o segundo indica condições de má drenagem, ou de saturação temporária, com feições redoximórficas. No perfil do setor 5, além do caráter “*Albic*” e “*Stagnic*”, o WRB ressaltou a variação de textura (*Loamic over Clayic*), um importante fator a ser levado em consideração nas práticas de manejo e de fragilidade desses solos.

O Soil Taxonomy apresentou pequenas diferenças na classificação dos solos estudados. O caráter “*Aquic*” foi identificado nos perfis dos setores 2, 3, 4 e diz respeito as feições redoximórficas resultantes dos vários ciclos de saturação hídrica e secamento, e que não foi observado no setor 1. O setor 5 se diferenciou dos demais por apresentar regime “áquico” e horizonte arenoso espesso (*Glossic*).

Dos três sistemas de classificação utilizados, o WRB foi o que representou melhor os processos pedogenéticos responsáveis pela diferenciação dos cinco setores, identificando elevados valores de PST em todo horizonte Bt (*Hypermatric*) em todos os setores, condições de redução de Fe (*Stagnic*) e presença do horizonte com depleção de argila, Fe e matéria orgânica (*Albic*) conforme o processo de transformação desses solos evolui. Assim como o WRB, o Soil Taxonomy deu precedência taxonômica aos elevados valores de PST de todos os setores e, seguindo o modelo de evolução proposto anteriormente, discriminou a condição de ambiente redutor temporário pela presença do caráter “*Aquic*” e do espessamento do horizonte E pelo caráter “*Glossic*”.

Para as condições do presente estudo, em termos de potencialidades e fragilidades do solo, a nomenclatura das classes de solo utilizada pelo WRB fornece mais subsídios para tomadas de decisão, pois destaca a grande restrição química imposta pelos elevados teores de Na^+ e Mg^{2+} além de elementos como variação da textura do solo e das condições de saturação

hídrica temporária. Pelo SiBCS a variação dos atributos químicos e físicos não tiveram impacto significativo na classificação, a não para o perfil do setor 5.

Desse modo a utilização apenas da nomenclatura de horizontes, mesmo que classificado até o 4º nível categórico, pode levar a interpretação errônea da potencialidade da área. Devido ao grau de restrição resultante dos elevados teores de Na^+ , o mesmo poderia ser indicado no terceiro nível categórico dos LUVISSOLOS (LUVISSOLOS HÁPLICO Sódico) de forma similar ao utilizado para a ordem dos GLEISSOLOS (GLEISSOLO HÁPLCO Sódico), indicando o caráter sódico dentro dos 100 cm a partir da superfície do solo. Outra sugestão é da inclusão do caráter sódico, nos moldes citados anteriormente, no quarto nível categórico dos LUVISSOLOS (LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abruptico sódico).

3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foi demonstrado que os solos sódicos da região do Pantanal foram formados em condições pretéritas, por meio da concentração de águas em ambientes mais confinados que tinham pouca ou nenhuma conexão com as feições de drenagem superficial. Nestes ambientes de baixa energia, predominou a sedimentação de partículas mais finas como silte e argila. O elevado teor de silte nesses solos promoveu uma acomodação entre as partículas com porosidade muito reduzida, evidenciada nas lâminas delgadas pela trama porfírica fechada, limitando desse modo a drenagem interna do solo. Com a restrição da drenagem lateral e em profundidade, as soluções dessas paleo-lagoas eram então submetidas ao processo de concentração devido ao pronunciado déficit hídrico no período seco, que foi ainda mais intenso do que o atual em decorrência a um clima mais seco. Após vários ciclos de aporte de íons pelas águas de inundação e concentração nos períodos de estiagem, ocorreu a precipitação de carbonatos e a consequente sodificação desses solos. O processo provavelmente ocorreu de forma mais marcante há aproximadamente 5.000 anos AP, com níveis de inundação intermediários.

A modelagem de evaporação da água dos rios São Lourenço e Cuiabá foi importante para identificar os possíveis produtos formados pela concentração dessas águas. Os resultados indicaram que ambos podem originar calcita e sepiolita. Para o Rio São Lourenço, o fator de concentração para precipitação desses minerais é menor, ou seja, seria necessária uma menor concentração de água. Todavia, para que ocorra a precipitação desses minerais é necessário a redução do volume de água (concentração) em pelo menos 30 vezes, o que resultaria em valores de condutividade elétrica relativamente elevados, o que não foi encontrado em nenhum dos setores estudados.

Durante o Holoceno, houve a mudança no padrão de drenagem dos rios, que passaram a ser mais erosivos, influenciando dessa forma na erosão dos paleodiques e aumentando a conexão entre as planícies (antes isoladas), tornando o sistema de drenagem mais aberto, ou seja, o principal mecanismo de perda de água nessas áreas passa de evapotranspiração para a drenagem lateral.

Estas condições hidropedológicas atuais não favorecem a formação dos solos sódicos e, devido a sua grande “fragilidade” nessas condições, a ocorrência dos mesmos se dá por condições muito específicas. O formato abaciado de um horizonte B textural pouco poroso, com textura franco argilo siltosa na maior parte dos casos (pouco permeável) e sua localização na parte mais elevada da paisagem diminuem a lixiviação de íons.

Os resultados obtidos por meio da ACP foram importantes na identificação e hierarquização dos principais processos que ocorrem na RPPN atualmente. De modo geral a ACP demonstrou que a redução e oxidação de metais é o principal processo que hoje ocorre nos solos da região, sobretudo os processos redox ligados ao Fe e que se expressam em maior intensidade na parte inundável da cordilheira. Como consequência, há o desenvolvimento do processo de ferrólise, que foi evidenciado pela morfologia de campo e micromorfologia. A ferrólise atua acidificando pontualmente na zona de transição do horizonte E para o Bt e promovendo a hidrólise dos argilominerais, acentuando o gradiente textural por meio da destruição de argila e promovendo o espessamento do horizonte E. Embora esse processo seja evidente na parte inundável, ele também ocorre na parte mais elevada da cordilheira, e que não recebe água da inundação. Neste caso a infiltração das águas das chuvas direta é o principal mecanismo de saturação do solo, que permanece por menor tempo saturado que a outra porção da cordilheira.

As análises mineralógicas deram suporte a hipótese de alteração dos solos sódicos, em que a parte mais conservada possui elevados teores de esmectita, inclusive a forma pura, enquanto na parte inundável, mais alterada, há predomínio de caulinita e sobretudo a forma interestratificada com esmectita. Entretanto pelos difratogramas, MET-EDS e FTIR, não foram observados sinais da existência de esmectitas magnesianas, rechaçando uma das hipóteses para o controle do teor de Mg^{2+} durante o processo de concentração de soluções diluídas e que foi identificado na simulação da concentração das águas dos rios São Lourenço e Cuiabá.

A atividade biológica também desempenha importante papel na conservação desses solos, sobretudo no estágio final de erosão. De fato, o impacto dos eventos de inundação é maior do que é comumente divulgado em que, além de influenciarem na migração e isolamento de espécies selvagens e do povo pantaneiro, também desempenham importante papel na transformação dos solos sódicos pelo transporte de material coloidal e de sais. O tênue limite entre os níveis máximos das águas durante a inundação e a cota em que ocorrem os horizontes com caráter sódico potencializa a fragilidade desses solos, ou seja, um pequeno aumento nos níveis de inundação pode promover a invasão de águas diluídas nos paleodiques e aumentar os processos de erosão, iniciando pela erosão dos finos (elutriação).

Algumas feições descritas em lâminas delgadas como, estruturas laminares de calcita e argila, são importantes registros para a reconstrução de situações pretéritas de clima, hidrologia e fácies químicas de sedimentação quaternária. A alternância dessas feições também mostra que a bacia sedimentar do Pantanal é sujeita a variações bruscas de condições hidropedológicas.

O desenvolvimento de atividades antrópicas, tanto nos solos sódicos do Pantanal como nos planaltos que o circundam, já causam impactos na alteração dos atributos químicos destes solos o que acelera sua alteração. Por este motivo as áreas de paleodiques, contendo solos sódicos precisam de maior atenção quanto ao seu manejo, a fim de evitar acelerar os processos de alteração do solo, que resultaria em solos extremamente arenosos e susceptíveis à erosão. De fato, a erosão desses paleodiques eliminaria as áreas de refúgio animal durante a inundação, locais de desenvolvimento de espécies como Acuri, bem como os sítios de geofagia, ou seja, o impacto seria maior do que a simples existência ou não de uma classe de solo. Os solos com caráter sódico são um grande exemplo disso, uma vez que é de senso comum que a formação de solos se processa durante milhares ou milhões de anos e, no caso dos solos sódicos do Pantanal norte, o processo de alteração se processa dentro de pouco tempo.

A falta de informação e de estudos mais detalhados sobre os processos pedológicos no Pantanal pode ser observada quando utiliza-se o SiBCS. Pelo fato de não terem sido observados solos com elevado croma e elevado valor de PST em outras áreas do território nacional, o sistema brasileiro não apresenta uma alternativa na classificação que identifique tal caráter. Entretanto o sistema WRB e o Soil Taxonomy dão precedência taxonômica a este caráter em relação a cor, demonstrando sua grande importância em vistas a conservação e potencialidades. Esta lacuna motivou o presente trabalho a sugerir a inclusão deste caráter em terceiro ou quarto nível categórico para que os futuros mapeamentos da região possam subsidiar tomadas de decisão mais adequadas quanto ao uso e conservação.

Algumas questões ainda precisam detalhamento, principalmente em relação ao papel da atividade biológica na geomorfologia da área. Um exemplo seria o impacto direto e indireto da fauna na atividade geofágica no processo de modelagem da geomorfologia e na mudança da hidrologia (drenagem) local, ou o papel das térmitas no suporte dessas feições contrapondo o processo erosivo. Outra questão importante e que carece de detalhamento diz respeito ao papel das plintitas, observadas em alguns perfis, principalmente no que concerne a estabilidade dos paleodiques e sua conservação, assim como descrito para algumas áreas de planalto na região centro-oeste do Brasil.

REFERÊNCIAS

- ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES, J.L.M. SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil Alcarde. **Meteorologische Zeitschrift**, Stuttgart, v. 22, p. 711–728, 2013.
- ANTAS, P.T.Z.; CAMARRA, L.A.; YABE, R.S.; UBAID, F.K. OLIVEIRA JUNIOR, S.B.; VASQUES, E.R.; FERREIRA, L.P. **A arara-azul na Reserva Particular do Patrimônio Natural SESC Pantanal**. Rio de Janeiro:SESC, Departamento Nacional, 2010. 168p.
- ASSINE, M.L.; SILVA, A. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v.113, p. 189–199, 2009.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 114, p. 23–34, 2004.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 24, p. 77-89, 1994.
- ASSINE, M.L.; CORRADINI, F.A.; PUPIM, F.N.; MCGLUE, M.M. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 301, p. 172-184, 2014.
- ALVARENGA, S.M.; BRASIL, A.E.; PINHEIRO, R.; KUX, H.J.H. Estudo Geomorfológico Aplicado à Bacia do Alto Rio Paraguai e Pantanaís Matogrossenses. In: BRASIL. Ministério de Minas e Energia. **Projeto RADAMBrasil**. Rio de Janeiro, 1984. v.1, p.89-183.
- BARBIERO, L.; VAN VLIET-LANOE, B. The alkali soils of the middle Niger Valley: origins, formation and present evolution. **Geoderma**, Amsterdam, v.84, p. 323-347, 1998.
- BARBIERO, L.; QUEIROZ NETO, J.P.; CIORNEI, G.; 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 processes. **Wetlands**, Wilmington, v. 22, p. 528-540, 2002.
- BARBIERO, L.; MOHAN KUMAR, M.S.; VIOLETTE, A.; OLIVA, P.; BRAUN, J.J.; KUMAR, C.; FURIAN, S.; BABICF, M.; RIOTTE, J.; VALLES, V. Ferrolisis induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid South India. **Geoderma**, Amsterdam, v. 156, p. 173-188, 2010.
- BARBIERO, L.; REZENDE FILHO, A.; FURQUIM, S.A.C.; FURIAN, S.; SAKAMOTO, A.; VALLES, V.; GRAHAM, R.; FORT, M.; DIAS FERREIRA, R.P.; QUEIROZ NETO, J.P. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v.148, p. 91-106, 2008.
- BEIRIGO, R.M. **Sistema pedológico Planossolo-Plintossolo no Pantanal de Barão do Melgaço – MT**. 2008. 69p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.

- BEIRIGO, R.M.; VIDAL-TORRADO, P.; STAPE, J.L.; COUTO, E.G.; ANDRADE, G.R.P. **Solos da Reserva Particular do Patrimônio Natural SESC Pantanal**. Rio de Janeiro: SESC, 2011. v.1, 76p.
- BOHN, H.L.; MCNEAL, B.L.; O'CONNOR, G.A. **Soil chemistry**. 2nd ed. New York: A Wiley-Interscience; John Wiley, 1985. 341p.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; GESICKI, A.L.D.; SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P.; RIBEIRO, F.B.; FLEXOR, J.M. Tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS: cachoeiras petrificadas ao longo dos rios. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Ed.). **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. Brasília: DNPM, 2002. p. 249–259.
- BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. Tradução de I.F. Lepsch. 3. ed. Porto Alegre : Bookman, 2013. 686 p.
- BREEMEN, N.; BUURMAN, P. **Soil formation**. 2nd ed. Dordrecht: Kluwer Academic, 2002. 404p.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. Huntington; New York: Robert E. Krieger Publ., 1976. 482p.
- BRIGHTSMITH, D.J.; TAYLOR, J.; PHILLIPS, T.D. The roles of soil characteristics and toxin adsorption in avian geophagy. **Biotropica**, Washington, v.40, p. 766–774, 2008.
- BRINKMAN, R. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, Amsterdam, v.3, p. 199-206, 1969.
- BULLOCK, P.; FEDEROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. London: Waine Research Publ., 1985. 152p.
- CAMBARDELLA, C.A.; MOORMAN, T.B.; NOVAK, J.M.; PARKIN, T.B.; KARLEN, D.L.; TURCO, R.F.; KONOPKA, A.E. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.58, p.1501-1511, 1994.
- CARVALHO, N.O. Hidrologia da Bacia do Alto Paraguai. In: SIMPÓSIO SOBRE RECURSOS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICOS DO PANTANAL, 1., 1984, Corumbá. **Anais...** Corumbá: EMBRAPA, 1986. p. 43-49.
- CASTRO, S.S. **Sistemas de transformação pedológica em Marília, SP: B latossólicos e B texturais**. 1989. 274 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S.; ALVAREZ, V.H. **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. p. 107-164.

CATONI, M.; FALSONE, G.; BONIFACIO, E. Assessing the origin of carbonates in a complex soil with a suite of analytical methods. **Geoderma**, Amsterdam, v.175/76, p. 47-57, 2012.

COELHO, I.P. **Relação entre barreiros e a fauna de vertebrados no nordeste do Pantanal, Brasil**. 2006. 55p. Tese (Doutorado em Ecologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

COUTO, E.G.; OLIVEIRA, V.A. The soil diversity of the Pantanal. In: JUNK, W.J.; SILVA, C.J.; NUNES DA CUNHA, C.; WANTZEN, K.M. (Ed.). **The Pantanal of Mato Grosso: ecology, biodiversity and sustainable management of a large Neotropical seasonal wetland**. Sofia: Pensoft, 2009. p. 71-102.

DEOCAMPO, D.M.; CUADROS, J.; WING-DUDEK, T.; OLIVES, J.; AMOURIC, M. Saline lake diagenesis as revealed by coupled mineralogy and geochemistry multiple ultrafine clay phases: Pliocene Olduvai Gorge, Tanzania. **American Journal of Science**, New Haven, v.309, p.834-868, 2009.

DROUBI, A.; FRITZ, B.; TARDY, Y. **Equilibres entre minéraux et solutions**: programmes de calculs appliqués à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. Montpellier: ORSTOM, 1976. v.1, p.13-38. (ORSTOM. Série Pédologie, 14).

DURAND, N.; GUNNELL, Y.; CURMI, P.; AHMAD; S.M. Pedogenic carbonates on Precambrian silicate rocks in South India: origin and paleoclimatic significance. **Quaternary International**, Oxford, v.162/163, p. 35-49, 2007.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro, 1997. 212p.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3.ed. Brasília, 2013. 353p.

FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. **Soil, morphology, genesis, and classification**. New York: John Wiley, 1989. 395p.

FEDOROFF, N.; COURTY, M.A. Micromorphology of natric horizons. In: CONGRESS INTERNATIONAL SOCIETY SOIL SCIENCE, 13., 1986. Hamburg. **Transactions...** Hamburg: ISSS, 1986. v. 5, p. 1551-1552.

FRAGA, C.I.M. **Evapotranspiração e fator de desacoplamento em área de cambarazal no Pantanal**. 2009. 56 p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2009.

FRANCO, M.S.M.; PINHEIRO, R. Geomorfologia da Folha SE.21 (Corumbá). In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. **Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro, 1982. cap. 2, p. 161-224.

FROST, R.L.; KLOPROGGE, J.T. Vibrational spectroscopy of ferruginous smectite and nontronite. **Spectrochimica Acta**, Part A, Amsterdam, v.56, p.2177-2189, 2000.

FURQUIM, S.A.C.; GRAHAM, R.C.; BARBIERO, L.; QUEIROZ NETO, J.P.; VALLES, V. Mineralogy and genesis of smectites in an alkaline-saline environment of Pantanal wetland, Brazil. **Clays and Clay Minerals**, New York, v.56, p.579-595, 2008.

FURQUIM, S.A.C.; GRAHAM, R.C.; BARBIERO, L.; QUEIROZ NETO, J.P.; VIDAL-TORRADO, P. Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of Pantanal Wetland, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v.154, p.518-528, 2010a.

FURQUIM, S.A.C.; BARBIERO, L.; GRAHAM, R.C.; QUEIROZ NETO, J.P.; FERREIRA, R.P.D.; FURIAN, S. Neof ormation of micas in soils surrounding alkaline-saline lake of Pantanal wetland, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v.158, p.331-342, 2010b.

GAC, J.Y.; DROUBI, A.; FRITZ, B.; TARDY, Y. Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. **Chemical Geology**, Amsterdam, v.19, p. 215–228, 1977.

GALAN, E. Genesis of clay minerals. In: BERGAYA, F.; THENG, B.K.G.; LAGALY, G. **Handbook of clay science**. Amsterdam: Elsevier, 2006. p. 1129-1162.

GARCIA, E.A.C. **Zoneamento agroecológico e sócioeconômico da Bacia Hidrográfica Brasileira do rio Paraguai**: uma abordagem numérica preliminar. Corumbá: Embrapa Pantanal, 1991. 65p.

GIRARD, P.; FANTIN-CRUZ, I.; OLIVEIRA, S.M.L.; HAMILTON, S.K. Small-scale spatial variation of inundation dynamics in a floodplain of the Pantanal (Brazil). **Hydrobiologia**, Den Haag, v. 638, p. 223–233, 2010.

GUNAL, H.; RANSOM, M.D. Clay illuviation and calcium carbonate accumulation along a precipitation gradient in Kansas. **Catena**, Amsterdam, v.68, p. 59–69, 2006.

HASENACK, H.; CORDEIRO, J.L.P.; HOFMANN, G.S. **O clima da RPPN SESC Pantanal**. Rio de Janeiro: SESC, 2010. 84 p. (Conhecendo o Pantanal, 5).

ISELL, R. **The Australian soil classification**. 2nded. Collingwood; Victoria: CSIRO Publ., 2002. 152p.

IUSS WORKING GROUP WRB. **World reference base for soil resources**. FAO: Rome, 2006. 128p. (World Soil Resources Reports, 103).

JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis**: advanced course. Madison: Prentice-Hall, 1979. 895 p.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. (Ed.). **Pedologia**: fundamentos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012. p.208-248.

KHADEMI, H.; MERMUT, A.R. Micromorphology and classification of Argids and associated gypsiferous Aridisols from central Iran. **Catena**, Amsterdam, v.54, p.439–455, 2003.

KHORMALI, F.; ABTAHI, A.; MAHMOODI, S.; STOOPS, G. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid regions of southern Iran. **Catena**, Amsterdam, v.53, p.273–301, 2003.

KLAMMER, G. The paleodesert of the Pantanal of Mato Grosso and the Pleistocene climatic-history of the central Brazilian tropics. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v.26, p.393–416, 1982.

KUERTEN, S.; PAROLIN, M.; ASSINE, M.L.; MCGLUE, M.M. Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. **Journal of Paleolimnology**, Amsterdam, v.49, p.171-183, 2013.

LANDIM, P.M.B.; STURARO, J.R. **Krigagem indicativa aplicada à elaboração de mapas probabilísticos de riscos**. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/kindicativa.pdf>>. Acesso em: 11 nov. 2009.

MACEDO, H.D.; ASSINE, M.L.; SILVA, A.; PUPIM, F.N.; MERINO, E.R.; STEVAUX, J.C. Mudanças paleo-hidrológicas na planície do Rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v.15, p.75-85, 2014.

MADEJOVÁ, J.; KOMADEL, P. Baseline studies of the clay minerals source society: infrared methods. **Clays and Clay Mineralogy**, New York, v.49, p.410–432, 2001.

MARIMON, B.S.; MARIMON-JUNIOR, B.H.; MEWS, H.A.; JANCOSKI, H.S.; FRANZAK, D.D.; LIMA, H.S.; LENZA, E.; ROSSETTE, A.N.; MORESCO, M.C. Florística dos campos de murundus do Pantanal do Araguaia, Mato Grosso, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, Belo Horizonte, v.26, p.181-196, 2012.

MCGLUE, M.M.; SILVA, A.; ZANI, H.; CORRADINI, F.A.; PAROLIN, M.; ABEL, E.J.; COHEN, A.S.; ASSINE, M.L.; TREES, M.A.; KUERTEN, S.; DOS SANTOS GRADELLA, F.; RASBOLD, G.G. Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). **Quaternary Research**, New York, v.78, p.285–294, 2012.

MEDEIROS, P.R.F.; SILVA, E.F.F.; DUARTE, S.N. Salinidade em ambiente protegido. In: GHEYI, H.R.; DIAS, N.S.; LACERDA, C.F. **Manejo da salinidade na agricultura**: estudos básicos e aplicados. Fortaleza: INCTSal, 2010. pt. 2, p. 83-92.

NASCIMENTO, A.F. **Relações pedologia-geomorfologia-sedimentologia no Pantanal Norte**. 2012. 201p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2012.

NASCIMENTO, A.F.; FURQUIM, S.A.C.; COUTO, E.G.; BEIRIGO, R.M.; OLIVEIRA JUNIOR, J.C.; CAMARGO, P.B.; VIDAL-TORRADO, P. Genesis of textural contrasts in subsurface soil horizons in the Northern Pantanal-Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.37, p.1113-1127, 2013.

NEWMAN, A.C.D.; BROWN, G. The chemical constitution of clays. In: NEWMAN, A.C.D. (Ed.). **Chemistry of clays and clay minerals**. London: Longman Scientific & Technical, 1987. p. 1-128.

NEZLI, I.E.; ACHOUR, S.; DJABRI, L. Approche géochimique des processus d'acquisition de la salinité des eaux de la nape phréatique de la base vallée de l'oued M'ya (Ouargla). **Larhyss Journal**, Biskra, v.207, p.121-134, 2007.

OLIVEIRA, H.; CARVALHO FILHO, A.; SCHAEFER, C.E.R.G.; CARDOSO, E.L. Soils of the Pantanal. In: CHESWORTH, W. **Encyclopedia of soil science**. Dordrecht: Taylor & Francis, 2006. p. 1658-1663.

OLIVEIRA, L.B.; FONTES, M.P.F.; RIBEIRO, M.R.; KER, J.C. Morfologia e classificação de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semiárido do nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência Solo**, Viçosa, v.33, p.1333-1345, 2009.

OLIVEIRA, L.B.; RIBEIRO, M.R.; FERRAZ, F.B.; FERREIRA, M.G.V.X.; MERMUT, A.R. Mineralogia, micromorfologia e gênese dos solos planossólicos do sertão do Araripe, Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.28, p.665-678, 2004.

PAL, D.K.; SRIVASTAVA, P.; BHATTACHARYYA, T. Clay illuviation in calcareous soils of the semiarid part of the Indo-Gangetic Plains. **Geoderma**, Amsterdam, v.115, p.177-192, 2003.

PANSU, M.; GAUTHEYROU, J. **Handbook of soil analysis: mineralogical, organic and inorganic methods**. Berlin: Springer, 2006. 993 p.

PARAHYBA, R.B.V.; SANTOS, M.C.; ROLIM NETO, F.C. Evolução quantitativa de Planossolos do Agreste do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.33, p.991-999, 2009.

PENDALL, E.G.; HARDEN, J.W.; TRUMBORE, S.E.; CHADWICK, O. Isotopic approach to soil-carbonate dynamics: implications for paleoclimatic interpretations. **Quaternary Research**, New York, v.42, p.60-71, 1994.

PIPUJOL, M.D.; BUURMAN, P. The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in tertiary paleosols of the Ebro basin, NE Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 110, p. 103-113, 1994.

POR, F.D. **The Pantanal of Mato Grosso (Brazil): world's largest wetlands**. Dordrecht: Kluwer Academic, 1995. 122p.

PUSTOVOYTOV, K. Pedogenic carbonate cutans on clasts in soils as a record of history of grassland ecosystems. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v.177, p.199-214, 2002.

RENGASAMY, P.; SUMNER, M.E. Processes involved in sodic behavior. In: SUMNER, M.E.; NAIDU, R. (Ed.). **Sodic soils: distribution, properties, management, and environmental consequences**. New York: Oxford University Press, 1998. p.35-50.

REZENDE FILHO, A.T. **Variabilidade química das águas do Alto Paraguai: uma compartimentação do Pantanal Mato-grossense**. 2011. 180 p. Tese (Doutorado em

Ciência) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

REZENDEFILHO, A.T.; FURIAN, S.; VICTORIA, R.L.; MASCRÉ, C.; VALLES, V.; BARBIERO, L. Hydrochemical variability at the Upper Paraguay basin and Pantanal wetland. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v.16, p.2723-2737, 2012.

RIBEIRO, M.R.; BARROS, M.F.C.; FREIRE, M.B.G.S. Química dos solos salinos e sódicos. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009.v.2, p. 449-484.

RUSSELL, J.D.; FRASER, A.R. Infrared methods. In: WILSON, M.J. (Ed.). **Clay mineralogy: spectroscopic and chemical determinative methods**. London: Chapman & Hall, 1994. p. 13-67.

RYAN, P.C.; HUERTAS, J.F. The temporal evolution of pedogenic Fe-smectite to Fe-kaolin via interstratified kaolin-smectite in a moist tropical soil chronosequence. **Geoderma**, Amsterdam, v.151, p.1-15, 2009.

SANCHES, L.; ALVES, M.C.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; NOGUEIRA, J.S.; DALMAGRO, H.J. Estimativa do coeficiente Priestley-Taylor em floresta monodominante cambarazal no Pantanal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 25, p. 448-454, 2010.

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**. 5. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. 100 p.

SIKES, N.E.; ASHLEY, G.M. Stable isotopic signatures of pedogenic carbonates as indicators of paleoecology in the Plio-Pleistocene (upper Bed I) western margin of Olduvai Basin, Tanzania. **Journal of Human Evolution, African Paleoclimate and Human Evolution**, Amsterdam, v.53, p.574-594, 2007. Special issue.

SILVA, C.J.; GIRARD, P. New challenges in the management of the Brazilian Pantanal and catchment area. **Wetlands Ecology and Management**, Dordrecht, v. 12, p. 553-561, 2004.

SMILER, R. **Diagrammes: logiciel d'hydrochimie**. 2014. Disponível em: <http://www.lha.univ-avignon.fr/Fichiers/Setup_Diagrammes.exe>. Acesso em: 31 ago. 2014.

SRIVASTAVA, P. Paleoclimatic implications of pedogenic carbonates in Holocene soils of the Gangetic Plains, India. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v.172, p.207-222, 2001.

STEVAUX, J.H. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 72, p. 73-85, 2000.

STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010. 752p.

STUMM, W.; MORGAN, J.J. **Aquatic chemistry**. New York: Wiley-Interscience, 1970.583 p.

TOKASHIKI, C.C; SAES, G.S. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 38, p.661-675, 2008.

TRICART, J.El Pantanal: un ejemplodel impacto de la geomorfologia sobre elmedio ambiente. **Geografia**, Rio Claro, v.7, p.37–50, 1982.

TROLARD, F.; GENIN, J.M.R.; ABDELMOULA, M.; BOURRIE, G.; HUMBERT, B.; HERBILLON, A. Identification of a green rust mineral in a reductomorphic soil by Mössbauer and Raman spectroscopies. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v.61,p.1107–1111,1997.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE.**Soil survey laboratory methodsmanual**.Washington:U.S. Govt. Printing Office, 1996. 716p.

_____. **Soil survey laboratory methods manual**.Washington, U.S. Govt. Printing Office, 2004. 735p.

_____. **Keys to soil taxonomy**. 10th ed. Washington: Natural Resources Conservation Services, 2006. 333p.

UNITED STATE SALINITY LABORATORY. **Diagnosis and improvement of saline and alkali soils**. Washington: USDA, 1954. 631 p.

VICTORIA, R.L.; FERNANDES, F.; MARTINELLI, L.A.; PICCOLO, M.C.; CAMARGO, P.B.; TRUMBORE, S.Past vegetation changes in the Brazilian Pantanal-grassy savanna ecotoneby using carbon isotopes in the soil organic matter. **Global Change Biology**,New York, v.1, p.165–171, 1995.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO, S.S.; COOPER, M. Pedogênese em uma seqüência Latossolo-Podzólico no bordo de um platô na depressão periférica paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 909-921, 1999.

WALLINGA, J.; MURRAY, A.; WINTLE, A. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. **Radiation Measurements**,Amsterdam, v.32, p.529-533, 2000.

WEST, L.T.; DREES, L.R.; WILDING, L.P.; RABENHORST, M.C. Differentiation of pedogenic and lithogenic carbonate forms in Texas. **Geoderma**, Amsterdam, v.43, p.271-287, 1988.

WESTIN, F.C. Solonetz soils of eastern South Dakota: their properties and genesis. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.17, p.287-293, 1953.

WHITNEY, B.S.; MAYLE, F.E.; PUNYASENA, S.W.; 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 low land interior of tropical South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 307, p. 177–192, 2011.

YAGODIN, B.A. **Agricultural chemistry**. Moscow: Mir Publ., 1984. 375p.

YOUNG, S.L.; WILSON, M.J.; HILLIER, S.; DELBOS, E.; ALI, S.M.; STOLTZFUS, R.J. Differences and commonalities in physical, chemical and mineralogical properties of Zanzibari geophagic soils. **Journal of Chemical Ecology**, Dordrecht, v.36, p.129–140, 2010.

ZEILHOFER, P.; SCHESSL, M. Relationship between vegetation and environmental conditions in the northern Pantanal of Mato Grosso, Brazil. **Journal of Biogeography**, Oxford, v. 27, p. 159–168, 1999.

ANEXOS

PERFIL DO SETOR 1

CLASSIFICAÇÃO: LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abruptico (SiBCS, 2013)
Abruptic Solonetz (Loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric - WRB,
2006)
Typic Natrudalf (Soil Taxonomy, 2014).

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS –RPPN SESC Pantanal – MT.
Projeção UTM Fuso 21, Lat. (x)= 572.041 e Long. (Y)= 8.152.022.

ALTITUDE – 130 m

LITOLOGIA – Sedimentos fluviais quaternário mal selecionados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Pantanal.

PERÍODO – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Mata densa com Acurí.

USO ATUAL – Unidade de conservação - Reserva Particular do Patrimônio Natural.

CLIMA – Aw, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Jairo Calderari de Oliveira Junior e Mariane Chiapini.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A** 0- 35 cm; bruno (7,5 YR 4/4, úmida e 10 YR 6/4, seca); franco argilo arenosa; moderada a forte, média; granular, dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta
- Btn1** 35- 70 cm; bruno escuro (7,5 YR 3/3, úmida e 7,5 YR 4/6, seca); franco argilosa; prismática, forte, média, que se desfaz em blocos subangulares, pequena a grande, forte; extremamente dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara; cerosidade comum e moderada.
- Btn2** 70- 105 cm; bruno forte (7,5 YR 4/6 úmida e 7,5 YR 6/6, seca); franco-argilo-arenosa; prismática, forte, média e grande, que se desfaz em blocos subangulares, pequena a média, moderada; extremamente dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta; cerosidade fraca e pouca.
- Cn** 105+ cm; cinza amarelo escuro (10YR 4/4, úmida e 7,5 YR 4/4 seca); franco; blocos subangulares, pequena a grande, moderada; dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

PERFIL SETOR 2

CLASSIFICAÇÃO: LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abruptico (SiBCS, 2013)
Abruptic Solonetz (loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric - WRB, 2006)
Aquic Natraqualf (Soil Taxonomy, 2014).

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS –RPPN SESC Pantanal – MT. Projeção UTM Fuso 21, Lat. (x)= 595.575 e Long.(y)= 8.152.006

ALTITUDE – 133 m

LITOLOGIA – Sedimentos fluviais quaternário mal selecionados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Pantanal.

PERÍODO – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Mata densa com Acurí.

USO ATUAL – Unidade de conservação - Reserva Particular do Patrimônio Natural.

CLIMA – Aw, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Jairo Calderari de Oliveira Junior e Mariane Chiapini.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0- 25 cm; bruno escuro (10 YR 3/2, úmida e 10YR 4/2 seca); franco arenosa; fraca, muito pequena, granular que se desfaz em grãos simples, fraca; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara
En	25- 65cm; bruno-acinzentado (7,5 YR 5/2, úmida e 7,5 YR 6/3, seca); franco arenosa; maciça que se desfaz em grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e abrupta.
Btn1	65-115 cm; bruno (7,5 YR 4/4, úmida e 7,5 YR 4/6, seca); franco argilosa; prismática, forte, média, que se desfaz em blocos subangulares, grande a muito grande, forte; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e abrupta; cerosidade comum e moderada.
Btn2	115-150 cm; bruno forte (7,5 YR 4/6, úmida e 7,5 YR 5/8, seca); franco argila; forte, média, prismática, que se desfaz em blocos subangulares, forte, grande a muito grande; extremamente dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e abrupta; cerosidade comum e moderada.
Btnk	150- 200+ cm; cinza-brunado (7,5 YR 5/6, úmida e 7,5 YR 6/8, seca); franco argilo siltosa; prismática que se desfaz em blocos subangulares, média a grande, forte; dura a muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa.

PERFIL SETOR 3

CLASSIFICAÇÃO: LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abruptico (SiBCS, 2013)
Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic, Cutanic, Magnesian, Hypernatric - WRB, 2014)
Aquic Natraqualf (Soil Taxonomy, 2014).

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS –RPPN SESC Pantanal – MT. Projeção UTM Fuso 21, Lat. (x)= 566.477 e Long.(y)=8.147.867

ALTITUDE – 125 m

LITOLOGIA – Sedimentos fluviais quaternário mal selecionados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Pantanal.

PERÍODO – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL – Plano.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Mata com Acuri.

USO ATUAL – Unidade de conservação - Reserva Particular do Patrimônio Natural.

CLIMA – Aw, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Jairo Calderari de Oliveira Junior e Raphael Moreira Beirigo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- | | |
|------|---|
| A | 0- 10 cm; bruno escuro (7,5 YR 3/2, úmida e 7,5YR 7/1 seca); franco arenosa; fraca, muito pequena, granular que se desfaz em grãos simples, fraca; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara. |
| E | 10- 25cm; bruno-acinzentado (10 YR 6/2, úmida e 10 YR 8/1, seca); areia-franca; maciça que se desfaz em grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição quebrada e abrupta |
| Btn | 25-60 cm; bruno (7,5 YR 4/2, úmida e 7,5 YR 5/3, seca); argila; forte, média, prismática que se desfaz em grande a muito grande, forte, blocos subangulares; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada e gradual |
| Btnk | 60-115 cm; bruno forte (7,5 YR 5/4, úmida e 7,5 YR 5/6, seca); franca; forte, média, prismática que se desfaz em forte, grande a muito grande, blocos subangulares; cerosidade comum e moderada; extremamente dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada e clara. |
| Cgn1 | 115- 130 cm; cinza-brunado (7,5 YR 5/2, úmida e 7,5 YR 6/2, seca); areia franca; maciça que se desfaz em grãos simples, fraca; dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e clara. |
| Cgn2 | 130- 160 cm; (7,5 YR 5/2, úmida e 7,5 YR 6/2 seca), franco arenosa; maciça que se desfaz em grãos simples, maciça, dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa. |

PERFIL SETOR 4

CLASSIFICAÇÃO: LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abruptico (SiBCS, 2013)
 Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic, Cutanic, Magnesic,
 Hypernatric - WRB, 2014)
 Aquic Natrudalf (Soil Taxonomy, 2014).

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS –RPPN SESC Pantanal –
 MT. Projeção UTM Fuso 21, Lat. (x)= 566.477 e Long.(y)=8.147.867

ALTITUDE – 125 m

LITOLOGIA – Sedimentos fluviais quaternário mal selecionados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Pantanal.

PERÍODO – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL – Plano.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Mata com Acuri.

USO ATUAL – Unidade de conservação - Reserva Particular do Patrimônio Natural.

CLIMA – Aw, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Jairo Calderari de Oliveira Junior.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- | | |
|------|---|
| A | 0- 15 cm; bruno (7,5 YR 4/4, úmida e 10 YR 6/4, seca); areia franca; granular, fraca, pequena a muito pequena; macia, solto; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual |
| E | 15- 35 cm; bruno-acinzentado (10 YR 6/2, úmida e 10 YR 8/1, seca); areia franca; maciça que se desfaz em grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta. |
| Btn1 | 35-120 cm; bruno escuro (7,5 YR 3/3, úmida e 7,5 YR 4/6, seca); franco argilosa; forte, média a grande, blocos subangulares; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara; cerosidade comum e moderada |
| Btn2 | 120-155 cm; bruno forte (7,5 YR 5/4, úmida e 7,5 YR 5/6, seca); franco-argilo siltosa; forte, média a grande, prismática que se desfaz em blocos subangulares, grande a muito grande, forte; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara; cerosidade comum e moderada. |
| Cgn | 155- 200+ cm; cinza amarelo escuro (10YR 4/4, úmida e 7,5 YR 4/4 seca); argila; forte, grande a muito grande, blocos subangulares; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa. |

PERFIL SETOR 5

CLASSIFICAÇÃO: PLANOSSOLO NÁTRICO Órtico espesso (SiBCS, 2013)
Abruptic Stagnic Solonetz (Albic, Loamic over Clayic, Cutanic,
Magnesic, Hypernatric - WRB, 2006)
Glossic Natraqualf (Soil Taxonomy).

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS –RPPN SESC Pantanal –
MT. Projeção UTM Fuso 21, Lat.(x)= 587.469 e Long.(Y)= 8.151.091

ALTITUDE – 129 m

LITOLOGIA – Sedimentos fluviais quaternário mal selecionados.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Pantanal.

PERÍODO – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto da alteração da litologia supracitada.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL – Plano.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Mata aberta com Acurí.

USO ATUAL – Unidade de conservação - Reserva Particular do Patrimônio Natural.

CLIMA – Aw, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Jairo Calderari de Oliveira Junior e Mariane Chiapini.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- | | |
|-------|--|
| A | 0- 20 cm; bruno escuro (7,5 YR 3/2, úmida e 7,5YR 7/1 seca); franco arenosa; fraca, maciça que se desfaz em grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara |
| En | 20- 80 cm; bruno-acinzentado (10 YR 6/2, úmida e 10 YR 8/1, seca); areia franca; fraca, maciça que se desfaz em grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição quebrada e abrupta |
| Btgn1 | 100- 130 cm; acinzentado (7,5 YR 5/1, úmida e 7,5 YR 4/1, seca), franco argilo arenoso; forte, média a muito grande, colunar que se desfaz em blocos subangulares; dura, friável, plástica e pegajosa; transição abrupta e ondulada; cerosidade comum e moderada. |
| Btgn2 | 130-160 cm +; bruno claro acinzentado (10 YR 6/2, úmida e 10 YR 4/8, seca) com coloração variegada (10 R 4/8, úmida); argila; forte, médio, colunar que se desfaz em blocos angulares, forte, médio; muito dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; cerosidade pouca e fraca. |

Observações:

Raízes: são observadas em todo o perfil sendo 90% em A, 7% em E e 3% em Btgn e Cg.

Nódulos de manganês: são observados no horizonte Btgn em tamanho pequeno a médio.

Tabela 30 - Matriz de correlação entre as 9 variáveis usadas na ACP1, determinada em 121 amostras.

	pH	CTC	V%	E_{Al}	E_{Na}	E_{Ca}	E_{Mg}	E_K
CTC	0,68							
V%	0,72	0,67						
E_{Al}	-0,59	-0,55	-0,94					
E_{Na}	0,70	0,52	0,90	-0,86				
E_{Ca}	0,86	0,81	0,72	-0,61	0,63			
E_{Mg}	-0,39	-0,09	0,03	-0,05	-0,32	-0,36		
E_K	0,80	0,48	0,82	-0,77	0,87	0,70	-0,37	
EC	0,64	0,53	0,33	-0,21	0,32	0,57	-0,35	0,44

Tabela 31 - Matriz de correlação entre as 19 variáveis determinadas em 121 amostras utilizadas na ACP₁

	CE	Li+	F-	NO2-	Cl-	Br-	NO3-	Al	Ca	Fe	K	Mg	Na	Si	Mn	SO4	PO4-	Argila
Li+	-0,14																	
F-	0,60	-0,01																
NO2-	0,11	0,10	-0,04															
Cl-	0,29	0,13	0,07	0,05														
Br-	0,03	-0,25	-0,01	-0,24	-0,11													
NO3-	0,05	0,16	-0,02	-0,12	0,15	0,41												
Al	0,05	-0,09	-0,10	0,11	0,10	-0,17	-0,14											
Ca	0,20	0,06	0,05	0,00	0,32	0,17	0,12	0,03										
Fe	0,11	-0,11	-0,04	0,06	0,10	-0,16	-0,14	0,97	0,03									
K	0,18	-0,07	-0,06	0,10	-0,03	-0,10	-0,08	0,52	0,04	0,59								
Mg	0,21	-0,07	-0,01	0,09	0,25	-0,11	-0,04	0,93	0,21	0,95	0,59							
Na	0,99	-0,12	0,60	0,15	0,24	0,00	0,03	0,05	0,11	0,11	0,23	0,20						
Si	0,48	-0,06	0,14	0,14	0,48	0,04	0,23	0,18	0,29	0,21	0,11	0,34	0,46					
Mn	0,12	-0,08	-0,01	0,08	0,16	-0,08	-0,11	0,86	0,20	0,86	0,46	0,87	0,11	0,28				
SO4	0,11	-0,03	0,00	0,10	0,24	-0,17	-0,07	0,87	0,17	0,88	0,40	0,89	0,10	0,31	0,79			
PO4-	0,02	0,10	0,12	0,00	-0,02	-0,07	-0,04	-0,02	0,04	0,02	-0,01	0,00	0,02	0,02	-0,01	0,06		
Argila	0,25	-0,16	0,07	0,11	0,13	-0,07	-0,15	0,17	0,10	0,06	0,02	0,13	0,24	0,16	0,03	0,04	-0,13	
H+	-0,43	0,11	-0,44	-0,14	-0,06	-0,02	-0,02	-0,29	-0,14	-0,28	-0,01	-0,29	-0,42	-0,29	-0,33	-0,31	-0,12	-0,30

Tabela 32 - Composição química das águas dos rios Cuiabá e São Lourenço, utilizados como solução inicial na simulação de concentração

Rio	T°C	EC (µS)	Alk (MC/l)	pH	logpCO2	Eh(v)	logpO2	O2 dis. (mg/l)	K (M/l)	Na (M/l)	Ca (M/l)	Mg (M/l)	Cl (M/l)	SO4 (M/l)
Cuiabá	25	70,9	0,00044	6,54	-2,0	0,3	-30	7,1	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06
São Lourenço	25	59,3	0,00018	6,14	-2,0	0,3	-30	7,1	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05

Tabela 33 - Evaporação da água do rio São Lourenço, considerando complexo de troca de baixa atividade

FC	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO4	Si	Calcita CaCO ₃	Silica SiO ₂	Sepiolita Si/Mg	Na/T	Ca/T	Mg/T	CEC
1	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	3,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-09
2	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	1,0E-03	4,6E-01	5,4E-01	4,0E-09
3	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	1,0E-03	4,6E-01	5,4E-01	4,0E-09
4	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	1,0E-03	4,6E-01	5,4E-01	4,0E-09
8	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	2,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-09
10	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	2,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-09
15	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,3E-04	0	3,6E-05	0	3,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-09
20	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,0E-04	0	6,9E-05	0	4,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-09
30	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	6,7E-05	0	1,0E-04	0	5,0E-03	4,4E-01	5,6E-01	4,0E-09
40	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	5,1E-05	0	1,2E-04	0	6,0E-03	4,4E-01	5,6E-01	4,0E-09
50	1,1E-04	3,0E-05	6,0E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	4,0E-05	1,2E-06	1,3E-04	0	7,0E-03	4,3E-01	5,6E-01	4,0E-09
70	1,1E-04	3,0E-05	4,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	2,9E-05	2,1E-05	1,4E-04	0	9,0E-03	3,4E-01	6,6E-01	4,0E-09
100	1,1E-04	3,0E-05	2,6E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	2,0E-05	3,5E-05	1,5E-04	0	1,2E-02	2,4E-01	7,5E-01	4,0E-09
150	1,1E-04	3,0E-05	1,5E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,3E-05	4,6E-05	1,6E-04	5,8E-09	1,5E-02	1,5E-01	8,3E-01	4,0E-09
200	1,1E-04	3,0E-05	1,2E-05	6,5E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,0E-05	4,9E-05	1,5E-04	1,6E-06	1,9E-02	1,3E-01	8,5E-01	4,0E-09
300	1,1E-04	3,0E-05	1,0E-05	5,5E-05	5,0E-05	9,2E-05	6,6E-06	5,1E-05	1,4E-04	4,1E-06	2,6E-02	1,4E-01	8,4E-01	4,0E-09
500	1,1E-04	3,0E-05	8,8E-06	4,8E-05	5,0E-05	9,2E-05	4,0E-06	5,2E-05	1,3E-04	6,0E-06	3,7E-02	1,3E-01	8,3E-01	4,0E-09

Tabela 34 - Evaporação da água do rio São Lourenço, considerando complexo de troca de média atividade

FC	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO4	Si	Calcita CaCO ₃	Silica SiO ₂	Sepiolita Si/Mg	Na/T	Ca/T	Mg/T	CEC
1	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	2,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-05
2	1,1E-04	3,1E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	0,0E+00	4,6E-01	5,4E-01	4,0E-05
3	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	1,0E-03	4,6E-01	5,4E-01	4,0E-05
5	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	2,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-05
7	1,1E-04	3,1E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	2,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-05
10	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,7E-04	0	0	0	2,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-05
15	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,3E-04	0	3,6E-05	0	3,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-05
20	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,0E-04	0	6,9E-05	0	4,0E-03	4,5E-01	5,5E-01	4,0E-05
30	1,1E-04	3,0E-05	6,1E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	6,7E-05	0	1,0E-04	0	5,0E-03	4,4E-01	5,5E-01	4,0E-05
50	1,1E-04	3,0E-05	6,0E-05	7,2E-05	5,0E-05	9,2E-05	4,0E-05	1,3E-06	1,3E-04	0	7,0E-03	4,3E-01	5,6E-01	4,0E-05
70	1,1E-04	3,0E-05	4,2E-05	7,0E-05	5,0E-05	9,2E-05	2,9E-05	2,1E-05	1,4E-04	0	9,0E-03	3,5E-01	6,4E-01	4,0E-05
100	1,1E-04	3,0E-05	2,8E-05	6,8E-05	5,0E-05	9,2E-05	2,0E-05	3,7E-05	1,5E-04	0	1,2E-02	2,7E-01	7,2E-01	4,0E-05
150	1,1E-04	3,0E-05	1,7E-05	6,7E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,3E-05	5,0E-05	1,6E-04	2,9E-18	1,6E-02	1,8E-01	8,0E-01	4,0E-05
200	1,1E-04	3,0E-05	1,2E-05	6,5E-05	5,0E-05	9,2E-05	1,0E-05	5,5E-05	1,6E-04	1,8E-07	1,9E-02	1,4E-01	8,5E-01	4,0E-05
300	1,1E-04	3,0E-05	1,0E-05	5,6E-05	5,0E-05	9,2E-05	6,6E-06	5,7E-05	1,5E-04	2,6E-06	2,5E-02	1,4E-01	8,4E-01	4,0E-05
500	1,1E-04	2,9E-05	8,9E-06	4,8E-05	5,0E-05	9,2E-05	4,0E-06	5,9E-05	1,4E-04	4,5E-06	3,5E-02	1,3E-01	8,3E-01	4,0E-05

Tabela 35 - Evaporação da água do Rio Cuiabá considerando complexo de troca de baixa atividade

FC	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO4	Si	Calcita CaCO ₃	Silica SiO ₂	Sepiolita Si/Mg	Na/T	Ca/T	Mg/T	CEC
1	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-03	0	3,2E-03	0	0	5,8E-01	4,2E-01	1,0E-08
2	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-03	0	4,3E-03	0	1,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	1,0E-08
3	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-04	0	4,6E-03	0	1,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	1,0E-08
4	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	5,1E-04	0	4,8E-03	0	2,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	1,0E-08
6	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	3,3E-04	0	4,9E-03	0	2,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	1,0E-08
8	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,5E-04	0	5,0E-03	0	3,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	1,0E-08
10	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-04	0	5,1E-03	0	3,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	1,0E-08
15	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,3E-04	0	5,1E-03	0	4,0E-03	5,6E-01	4,3E-01	1,0E-08
20	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-04	2,1E-06	5,2E-03	0	5,0E-03	5,6E-01	4,4E-01	1,0E-08
30	1,4E-05	4,6E-05	6,0E-05	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-05	5,3E-05	5,2E-03	0	7,0E-03	4,0E-01	5,9E-01	1,0E-08
50	1,4E-05	4,6E-05	2,4E-05	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-05	8,8E-05	5,2E-03	0	1,1E-02	2,1E-01	7,8E-01	1,0E-08
70	1,4E-05	4,6E-05	1,3E-05	7,4E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,9E-05	9,9E-05	5,2E-03	2,0E-06	1,4E-02	1,4E-01	8,5E-01	1,0E-08
100	1,4E-05	4,6E-05	8,9E-06	5,0E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-05	1,0E-04	5,2E-03	8,0E-06	2,1E-02	1,4E-01	8,4E-01	1,0E-08
150	1,4E-05	4,6E-05	5,6E-06	3,1E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,3E-05	1,1E-04	5,2E-03	1,3E-05	3,3E-02	1,3E-01	8,3E-01	1,0E-08
200	1,4E-05	4,6E-05	3,9E-06	2,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-05	1,1E-04	5,2E-03	1,5E-05	4,5E-02	1,3E-01	8,2E-01	1,0E-08
300	1,4E-05	4,6E-05	2,3E-06	1,3E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-06	1,1E-04	5,1E-03	1,7E-05	7,2E-02	1,3E-01	8,0E-01	1,0E-08
500	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-06	5,8E-06	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-06	1,1E-04	5,1E-03	1,9E-05	1,4E-01	1,2E-01	7,4E-01	1,0E-08

Tabela 36 - Evaporação da água do Rio Cuiabá considerando complexo de troca de média atividade

FC	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO4	Si	Calcita CaCO ₃	Silica SiO ₂	Sepiolita Si/Mg	Na/T	Ca/T	Mg/T	CEC
1	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-03	0	3,3E-03	0	0	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-05
2	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-03	0	4,2E-03	0	1,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-05
3	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-04	0	4,6E-03	0	1,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-05
4	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	5,0E-04	0	4,8E-03	0	2,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	4,0E-05
5	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-04	0	4,9E-03	0	2,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	4,0E-05
7	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,9E-04	0	5,0E-03	0	2,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	4,0E-05
10	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-04	0	5,1E-03	0	3,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	4,0E-05
15	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,3E-04	0	5,1E-03	0	4,0E-03	5,6E-01	4,3E-01	4,0E-05
20	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-04	2,2E-06	5,2E-03	0	5,0E-03	5,6E-01	4,4E-01	4,0E-05
30	1,4E-05	4,6E-05	6,1E-05	7,9E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-05	5,5E-05	5,2E-03	0	7,0E-03	4,2E-01	5,8E-01	4,0E-05
40	1,4E-05	4,6E-05	3,8E-05	7,7E-05	1,5E-05	7,4E-06	5,0E-05	7,9E-05	5,2E-03	0	9,0E-03	3,1E-01	6,8E-01	4,0E-05
50	1,4E-05	4,6E-05	2,6E-05	7,5E-05	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-05	9,3E-05	5,2E-03	0	1,1E-02	2,4E-01	7,5E-01	4,0E-05
70	1,4E-05	4,5E-05	1,4E-05	7,3E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,9E-05	1,1E-04	5,2E-03	0	1,4E-02	1,4E-01	8,5E-01	4,0E-05
100	1,4E-05	4,5E-05	8,9E-06	5,0E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-05	1,1E-04	5,2E-03	5,9E-06	2,0E-02	1,4E-01	8,4E-01	4,0E-05
150	1,4E-05	4,5E-05	5,6E-06	3,1E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,3E-05	1,2E-04	5,2E-03	1,1E-05	3,1E-02	1,3E-01	8,3E-01	4,0E-05
200	1,4E-05	4,4E-05	4,0E-06	2,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-05	1,2E-04	5,2E-03	1,3E-05	4,3E-02	1,3E-01	8,2E-01	4,0E-05
300	1,4E-05	4,3E-05	2,4E-06	1,3E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-06	1,2E-04	5,2E-03	1,5E-05	6,6E-02	1,3E-01	8,0E-01	4,0E-05
500	1,4E-05	4,1E-05	1,2E-06	6,5E-06	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-06	1,2E-04	5,2E-03	1,7E-05	1,2E-01	1,2E-01	7,6E-01	4,0E-05

Tabela 37 - Evaporação da água do Rio Cuiabá considerando complexo de troca de alta atividade

FC	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO4	Si	Calcita CaCO ₃	Silica SiO ₂	Sepiolita Si/Mg	Na/T	Ca/T	Mg/T	CEC
1	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-03	0	3,2E-03	0	1,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-04
2	1,4E-05	4,6E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-03	0	4,3E-03	0	1,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-04
3	1,4E-05	4,5E-05	1,1E-04	8,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-04	0	4,6E-03	0	1,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-04
4	1,4E-05	4,5E-05	1,1E-04	8,1E-05	1,5E-05	7,4E-06	5,1E-04	0	4,8E-03	0	2,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-04
5	1,4E-05	4,5E-05	1,1E-04	8,1E-05	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-04	0	4,9E-03	0	2,0E-03	5,8E-01	4,2E-01	4,0E-04
7	1,4E-05	4,5E-05	1,1E-04	8,1E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,9E-04	0	5,0E-03	0	3,0E-03	5,7E-01	4,2E-01	4,0E-04
10	1,4E-05	4,5E-05	1,1E-04	8,1E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-04	0	5,1E-03	0	3,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	4,0E-04
15	1,4E-05	4,4E-05	1,1E-04	8,1E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,3E-04	0	5,1E-03	0	4,0E-03	5,7E-01	4,3E-01	4,0E-04
20	1,4E-05	4,4E-05	1,1E-04	8,0E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-04	3,6E-06	5,2E-03	0	5,0E-03	5,6E-01	4,3E-01	4,0E-04
30	1,4E-05	4,3E-05	6,8E-05	6,5E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-05	6,3E-05	5,2E-03	0	7,0E-03	4,9E-01	5,1E-01	4,0E-04
40	1,4E-05	4,3E-05	4,7E-05	5,5E-05	1,5E-05	7,4E-06	5,0E-05	9,4E-05	5,2E-03	0	9,0E-03	4,4E-01	5,5E-01	4,0E-04
50	1,4E-05	4,2E-05	3,5E-05	4,8E-05	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-05	1,1E-04	5,2E-03	0	1,1E-02	4,0E-01	5,9E-01	4,0E-04
70	1,4E-05	4,0E-05	2,3E-05	3,8E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,9E-05	1,4E-04	5,2E-03	0	1,5E-02	3,5E-01	6,4E-01	4,0E-04
100	1,4E-05	3,8E-05	1,4E-05	3,0E-05	1,5E-05	7,4E-06	2,0E-05	1,5E-04	5,2E-03	0	2,0E-02	3,0E-01	6,8E-01	4,0E-04
150	1,4E-05	3,5E-05	8,6E-06	2,2E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,3E-05	1,7E-04	5,2E-03	0	2,7E-02	2,5E-01	7,2E-01	4,0E-04
200	1,4E-05	3,3E-05	6,0E-06	1,8E-05	1,5E-05	7,4E-06	1,0E-05	1,8E-04	5,2E-03	0	3,3E-02	2,3E-01	7,4E-01	4,0E-04
300	1,4E-05	2,9E-05	3,6E-06	1,3E-05	1,5E-05	7,4E-06	6,7E-06	1,9E-04	5,3E-03	8,1E-23	4,3E-02	1,9E-01	7,7E-01	4,0E-04
500	1,4E-05	2,3E-05	2,1E-06	9,0E-06	1,5E-05	7,4E-06	4,0E-06	1,9E-04	5,3E-03	8,4E-08	5,6E-02	1,6E-01	7,8E-01	4,0E-04

Tabela 38 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btnk do setor 3

Horizonte	Btnk
Microestrutura	Blocos subangulares, pedalidade moderada. Poros intra-agregados em cavidades e câmaras. Poros interagregados em canais.
Material Grosso	Quartzo (90%), subarredondado a arredondado, pouco esférico a esférico, moderadamente a bem selecionado; nódulos de Fe (7%); e nódulos de CaCO ₃ (3%).
Distribuição relativa G/F	Porfírica
Fábrica-b	Granoestriada, poroestriada e salpicada mosaico.
Feições pedológicas	<p>a) revestimento típico de argila, crescente, vermelho-amarelo, baixa frequência, presentes em canais fissurais, orientação moderada e extinção difusa.</p> <p>b) preenchimento denso completo, bruno-amarelado, não laminados, orientação moderada e extinção difusa, grande quantidade de fraturas.</p> <p>c) nódulos de CaCO₃ em canais, sem forma definida, cor acizentada, média opacidade, com bordas rugosas e grãos de Qz se desprendendo do nódulo.</p> <p>d) nódulos de Mn com contraste forte, baixa frequência, grande variabilidade, sem orientação. e) nódulos de Fe com contraste forte, frequência moderada, alta variabilidade em relação ao tamanho e forma.</p>

Tabela 39 - Descrição da lamina delgada do horizonte E do setor 3

Horizonte	E
Microestrutura	Grãos compactos. Poros em empacotamento simples, cavidades e canais.
Material Grosso	Quartzo (90%), subarredondados a arredondados, moderadamente esférico a esférico, pobre seleção; e nódulos de Fe (10%).
Distribuição relativa G/F	Quitônica/gefúrica
Fábrika-b	Não observada
Feições pedológicas	<p>a) hipo-revestimento vermelho, baixa opacidade, baixa impregnação, contraste distinto e difuso, baixa frequência;</p> <p>b) nódulos de Fe concêntricos e geódicos, esféricos, vermelho-escuros, opacos, forte impregnação, muito baixa frequência, limites proeminentes e nítidos, quartzo semelhantes aos da matriz adjacente e presentes apenas na parte mais externa.</p>

Tabela 40 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btgn1 do setor 3

Horizonte	Btgn1
Microestrutura	blocos angulares, pedalidade moderada. Poros interagregados tipos canais e câmeras. Poros intra-agregados tipo cavidades e fissuras.
Material Grosso	Quartzo (98%), subarredondados a arredondados., moderadamente esférico a esférico, grau de seleção moderado a pobremente selecionado. Nódulos de Fe (2%).
Distribuição relativa G/F	Porfírica
Fábrica-b	Poroestriada, granoestriada e salpicada granida.
Feições pedológicas	<p>a) hiporrevestimento vermelho, baixa opacidade, baixa impregnação, contraste proeminente a claro e difuso, frequentes;</p> <p>b) revestimento crescente de argilas, amarelo, micro laminado, orientação/extinção forte contínua e nítida. Muito baixa frequência;</p> <p>c) revestimento típico de argilas impuras, amarelo, não laminado, orientação/extinção baixa e ausente. Baixa frequência e pouco espesso;</p> <p>d) Nódulo típico de Fe, vermelho-escuro, opaco, forte impregnação, limite proeminente e nítido, muito baixa frequência, Quartzo semelhante aos da matriz adjacente;</p> <p>e) Depleção de Fe paralela as paredes dos canais condutores interagregados.</p>

Tabela 41 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btgn2 do setor 3

Horizonte	Btgn2
Microestrutura	Prismática, pedalidade moderada. Poros interagregados do tipo câmara, canais e fissuras. Poros intra-agregados do tipo vesícula, cavidade e fissura.
Material Grosso	Quartzo (100%), subangular a arredondada e esféricos, bem selecionados.
Distribuição relativa G/F	Porfírica (90%) e porfiro-quitônica (10%).
Fábrica-b	Salpicada granida e mosaico, granoestriada
Feições pedológicas	<p>a) revestimento de argila típico, raro crescente, vermelho-amarelo e amarelo, não laminado e micro laminado, orientação/extinção forte contínua e nítida (amarelo) e moderada contínua e difuso (vermelhos-amarelo). Raros com presença de Mn na camada mais externa;</p> <p>b) preenchimento de argila denso e contínuo, vermelho-amarelo e amarelo, micro laminado e não laminado, orientação/extinção forte contínua e nítida (amarelo) e moderada contínua e difusa (vermelho-amarelo);</p> <p>c) preenchimento de argila impura denso e contínuo, bruno-amarelo, não laminado, orientação/extinção fraca contínua e ausente, com presença de quartzo no seu interior (areia muito fina e silte), muito baixa frequência e aspecto degradado (muito fragmentado e sem extinção).</p>

Tabela 42 - Descrição da lamina delgada do horizonte Cgn1 do setor 3 (Zona 1)

Horizonte	Cgn1
Microestrutura	Blocos subangulares, pedalidade fraca a moderada. Poros intra-agregados em cavidades e microfissuras. Poros interagregados em fissuras e câmaras;
Material Grosso	Quartzo (100%), subangulares a arredondados, esféricos.
Distribuição relativa G/F	Porfírica fechada.
Fábrica-b	Granoestriada, poroestriada e salpicada mosaico.
Feições pedológicas	<p>a) revestimento típico de argila, bruno-amarelo, amarelo e vermelho, não laminados, orientação/extinção moderada contínua e difusa ou ausente;</p> <p>b) preenchimento denso e contínuo de argila, vermelho-amarelo e amarelo, não laminados, orientação/extinção fraca a moderada contínua e ausente ou difusa.</p>

Tabela 43 - Descrição da lamina delgada do horizonte Cgn1 do setor 3 (Zona 2)

Horizonte	Cgn1
Microestrutura	Blocos angulares, pedalidade moderada a forte. Poros intra-agregados em cavidades, fissuras, vesículas e câmaras. Interagregados poros em fissura.
Material Grosso	Quartzo (100%), subangulares e arredondados, pouco esféricos a esféricos. Boa a moderada seleção.
Distribuição relativa G/F	Porfírica aberta.
Fábrica-b	Não observada
Feições pedológicas	<p>a) preenchimento denso e contínuo de argila, amarelo, não laminado, orientação/extinção moderada contínua e difusa (cútuans de disusão).</p> <p>b) Depleção de Fe paralela as paredes das microfissuras intra-agregadas.</p>

Tabela 44 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btn1 do setor 2

Horizonte	E/Btn1
Microestrutura	Blocos subangulares, pedalidade moderada/fraca, grau de acomodação parcial.
Material Grosso	Quartzo (90%), subangulares a arredondados, esféricos, Feldspato potássico (4%), Plagioclásio (1%)
Distribuição relativa G/F	porfírica/gefúrica
Fábrica-b	Não observada
Feições pedológicas	<p>a) hiporrevestimento e revestimento típico de Ferro com coloração vermelho-amarelo, média impregnação e moderada opacidade, contraste distinto e difuso.</p> <p>b) Preenchimentos de silte e areia fina, com coloração bruno-amarelada, denso, moderadamente opaco, não orientado, de frequência rara.</p> <p>c) Nódulos de Fe concêntricos típicos, esféricos, de coloração vermelho-escura, opacos e com forte grau de impregnação, com limites proeminentes e nítidos, apresentam halo, de frequência muito baixa. Os grãos de quartzo presentes dentro do nódulo são semelhantes aos presentes aos da matriz.</p>

Tabela 45 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btn2 do setor 2

Horizonte	Btn2
Microestrutura	Blocos subangulares, pedalidade fraca com grau de acomodação parcial à não acomodado, porosidade de canal (50%), fissural (30%) e câmaras (15%) e vesicular (5%).
Material Grosso	Quartzo (95%), moderadamente selecionado, subarredondados, subesféricos/subalongados e ondulados; nódulos de Fe (5%).
Distribuição relativa G/F	gefúrica /porfírica (6/4)
Fábrica-b	Mosaico salpicada (90%), granoestriada (5%) e poroestriada (5%).
Feições pedológicas	<p>a) Revestimento de argila (caulinita e óxidos de Fe), em cavidades, típico e orientação moderada.</p> <p>b) Preenchimento denso incompleto de argila e Fe, de coloração vermelho-amarela (luz incidente), opaco, sem extinção.</p> <p>c) Preenchimentos de argila, silte e areia fina, com coloração vermelho-amarelada (luz incidente), denso, sem extinção.</p>

Tabela 46 - Descrição da lamina delgada do horizonte Btnk do setor 2

Horizonte	Btnk
Microestrutura	Blocos subangulares, pedalidade moderada a forte, com grau de acomodação parcial, porosidade em vesícula (50%), câmaras (40%) de canal (10%).
Material Grosso	Predomínio de quartzo (100%), moderadamente selecionado, subarredondados, subesféricos/subalongados e ondulados.
Distribuição relativa G/F	Porfírica (60/40)
Fábrica-b	Salpicada granida
Feições pedológicas	<p>a) Hiporrevestimento de argila (hematita e goethita), opacos, com grau de impregnação forte, contraste distinto e difuso, frequência baixa a moderada.</p> <p>b) Nódulos de CaCO₃ de frequência comum à abundante (10%) da lâmina, em sua maioria do tipo geódica, mas com presença também de nódulos fragmentados e alongados. Limites difusos, com fábrica interna deformada. Alguns nódulos apresentam também a iluviação de Fe em seu núcleo.</p>

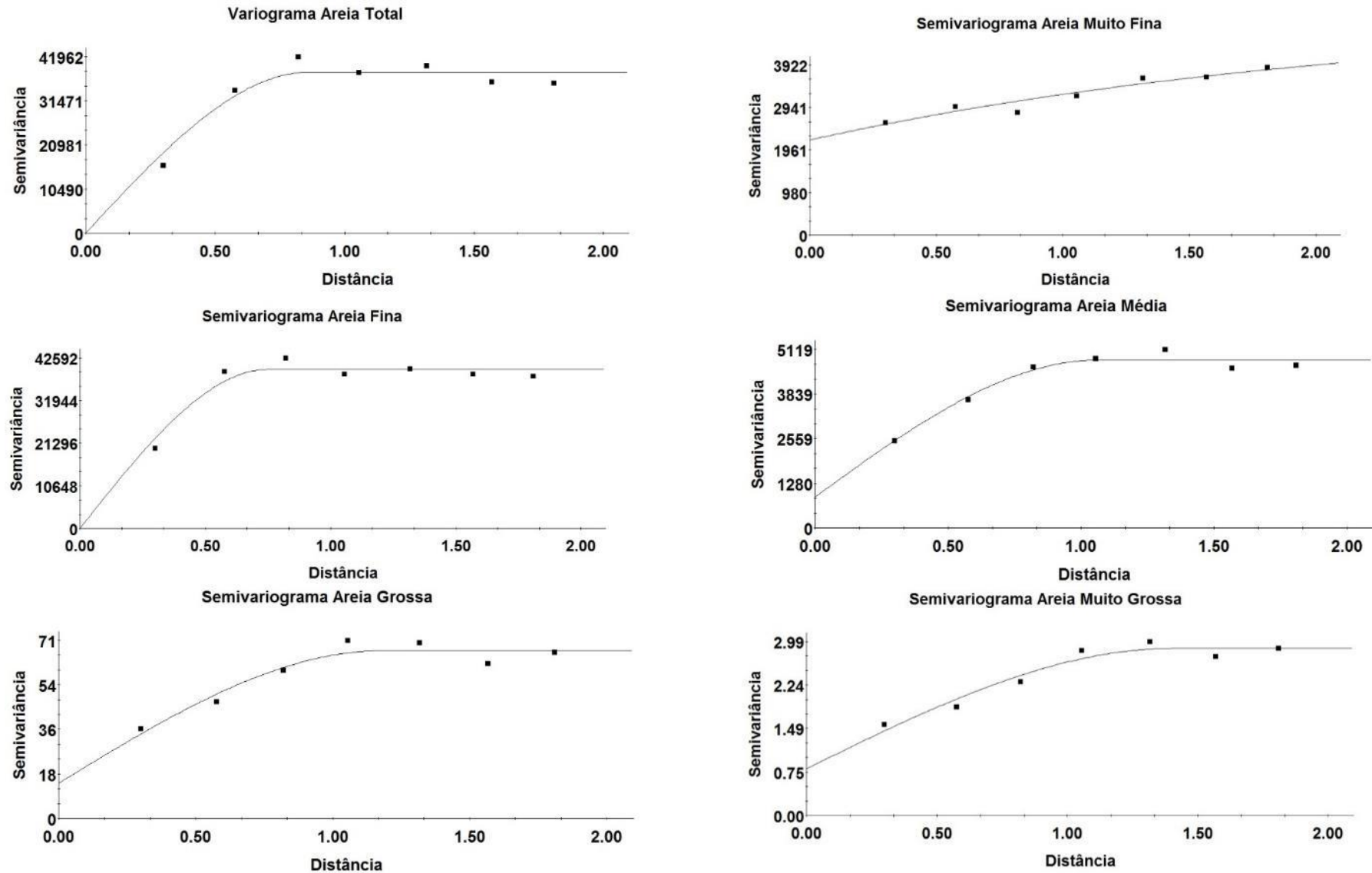


Figura 87 - Semivariogramas das diferentes frações granulométricas do setor 3

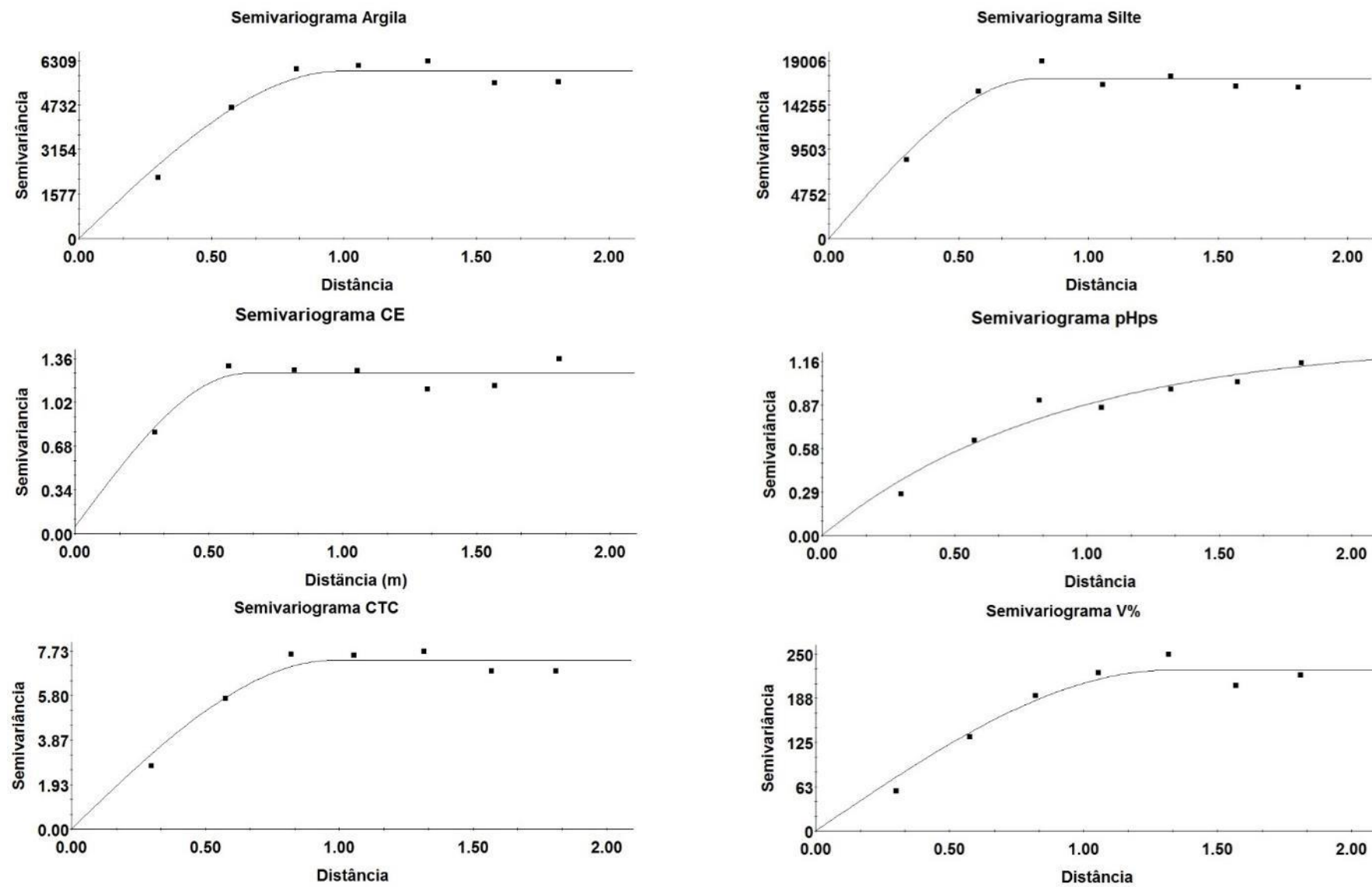


Figura 88- Semivariogramas das diferentes frações granulométricas e do complexo de troca do setor 3

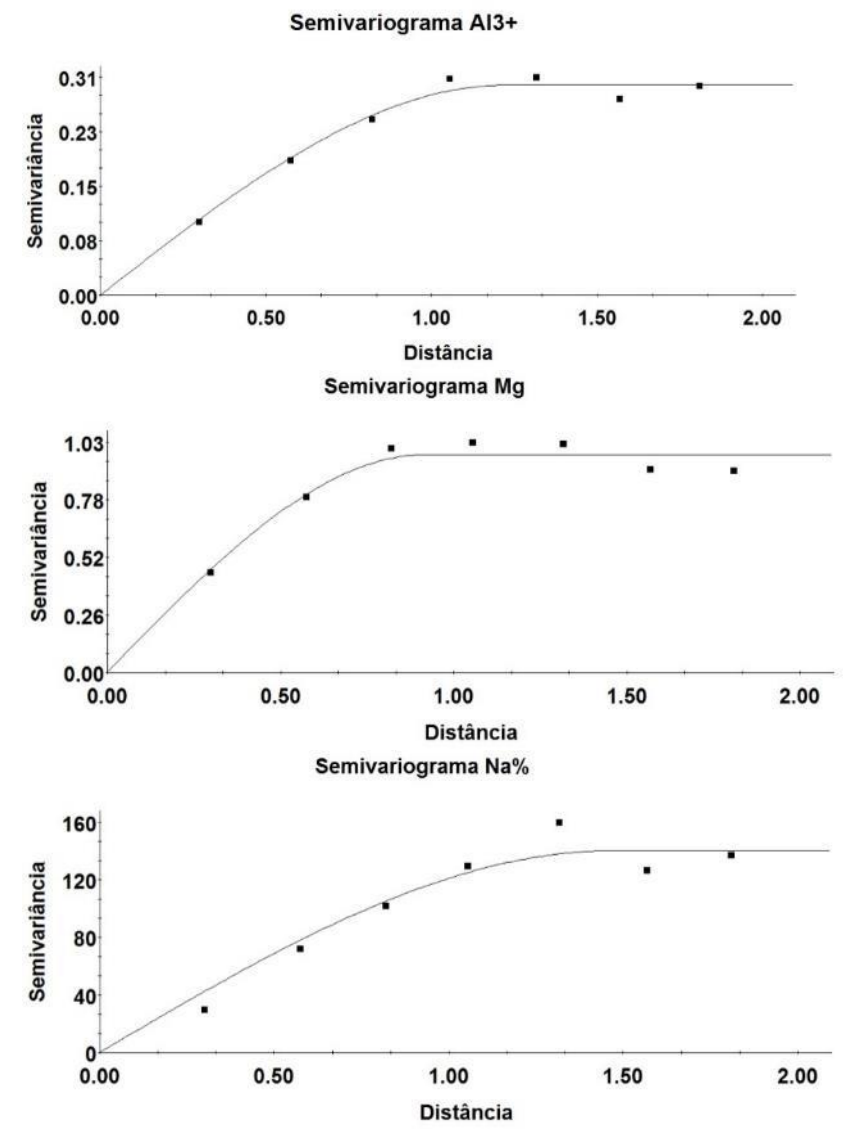
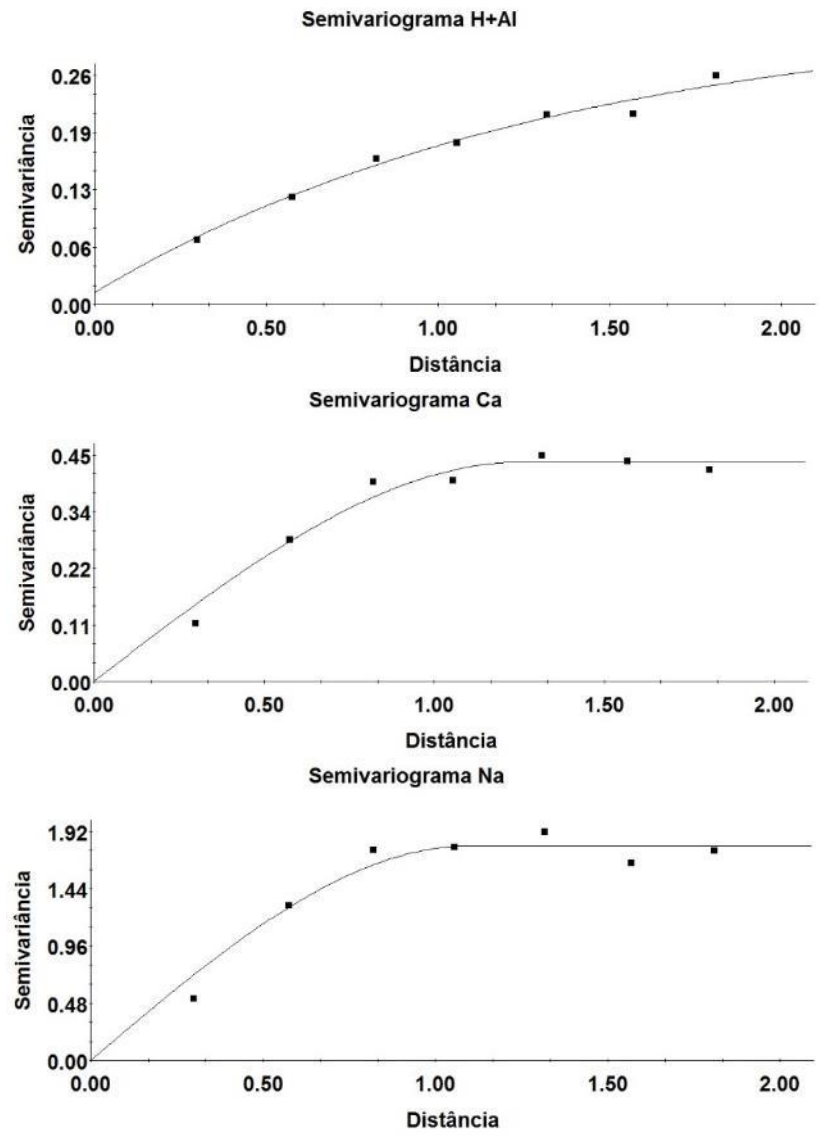


Figura 89 - Semivariogramas das diferentes frações granulométricas e do complexo de troca do setor 3

Tabela 47 - Parâmetros geoestatísticos e das feições do semivariograma para os atributos de 121 amostras do setor 3

Atributo	Modelo⁽¹⁾	C₀⁽²⁾	Patamar⁽³⁾	Alcance (m)⁽⁴⁾	GD⁽⁵⁾	r²	RSS⁽⁷⁾
Areia Muito Fina	Exponencial	2192	5130	2,25	57	0,924	103890
Areia Fina	Esférico	100	39700	0,75	100	0,934	2,65E+07
Areia média	Esférica	890	4813	1,07	82	0,963	184224
Areia grossa	Esférico	14,1	67	1,19	79	0,925	77,7
Areia Muito Grossa	Esférico	0,801	2,871	1,41	72	0,946	0,0999
Areia Total	Esférico	100	38290	0,86	100	0,923	3,95E+07
Argila	Esférico	10	5941	0,99	100	0,947	794858
Silte	Esférico	10	17100	0,81	100	0,911	6,28E+06
CTC	Esférico	0,01	7,339	0,98	100	0,947	1,2
V%	Esférico	0,1	227,4	1,32	100	0,952	1,56E+03
pH	Exponencial	0,001	1,303	0,9	100	0,944	0,0294
CE	Esférico	0	1	0,64	96	0,797	4,62E-02
Al³⁺	Esférico	0,0001	0,2972	1,22	100	0,975	8,80E-04
H+Al	Exponencial	0,0132	0,3284	1,37	96	0,981	4,40E-04
Ca²⁺	Esférico	0,001	0,435	1,26	100	0,971	3,09E-03
Mg²⁺	Esférico	0,003	1	0,92	100	0,933	0,0176
Na⁺	Esférico	0,001	1,796	1,1	100	0,954	0,0898
Na%	Esférico	0,1	140,3	1,47	100	0,94	901

⁽¹⁾ Modelo - modelo teórico da curva com melhor ajuste a semivariância dos dados. ⁽²⁾ Efeito pepita - descontinuidade da origem do eixo Y ⁽³⁾ Patamar - valor de variância em que a mesma se estabiliza. ⁽⁴⁾ Alcance - distância em que ocorre o patamar. ⁽⁵⁾ GD - grau de dependência: $[(C1/C0 + C1)*100]$. ⁽⁶⁾ Soma dos quadrados dos resíduos