

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CAMPUS DE RIO CLARO

RENATO LADA GUERREIRO

**MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS NO HOLOCENO EM LAGOAS
SALINAS DO PANTANAL DA NHECOLÂNDIA**

Rio Claro - SP
2016

RENATO LADA GUERREIRO

**MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS NO HOLOCENO EM LAGOAS
SALINAS DO PANTANAL DA NHECOLÂNDIA**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Linha de Pesquisa: Mudanças Ambientais (regionais e globais)

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Rio Claro - SP
2016

551.42 Guerreiro, Renato Lada
G934m Mudanças paleoambientais no Holoceno em lagoas salinas
do Pantanal da Nhecolândia / Renato Lada Guerreiro. - Rio
Claro, 2016

151 f. : il., figs., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Mario Luis Assine

1. Geomorfologia. 2. Mudanças climáticas. 3.
Quaternário. 4. Espículas de esponjas. 5. Diatomáceas. 6.
Datação 14C e datação LOE. I. Título.

RENATO LADA GUERREIRO

**MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS NO HOLOCENO EM LAGOAS
SALINAS DO PANTANAL DA NHECOLÂNDIA**

Comissão examinadora

Mario Luis Assine

José Cândido Stevaux

Lucas Veríssimo Warren

Ivan Bergier Tavares de Lima

Francisco Sergio Bernardes Ladeira

Rio Claro, 01 de novembro 2016.

Se não existe possibilidade de fracasso, então a vitória é insignificante.
Robert H. Schuller

*Sobre serpentes e víboras andarás, calcarás aos pés o leão e o dragão.
Nenhum mal lhe atingirá, porque aos seus anjos Ele mandou que
te guardem em todos os teus caminhos. Eles te sustentarão em
suas mãos, para que não tropeces em alguma pedra.*
Salmo 90 - trechos

AGRADECIMENTOS

Como dizer obrigado quando há tantos para agradecer. Um simples obrigado jamais traduziria o sentimento de gratidão que tenho por todos que me ajudaram chegar até aqui. Uma tese não é feita por apenas uma pessoa, mas por muitas. É cheia de altos e baixos, de fracassos e sucessos. No fim, cheguei à conclusão de que antes de dar tudo certo, tudo tem que dar errado primeiro. Aos futuros doutorandos que estão lendo isto, estejam certos, vocês falharão muito antes de começarem a ter êxito na pesquisa, mas não desanimem, pois tudo isso faz parte e cada etapa é importante, sobretudo aprender com os erros cometidos.

Gostaria iniciar agradecendo à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela bolsa de estudos nos anos iniciais do doutorado. E também, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo-Fapesp pelo amparo financeiro (projeto 2014/06889-2).

Ao meu orientador Dr. Mario Luis Assine, que desde o mestrado vem me ensinando importantes lições. Agradeço pela paciência e pela confiança. Mario, obrigado por nunca desistir de mim.

Ao Dr. José Cândido Stevaux e ao Dr. Lucas Veríssimo Warren pelas importantes contribuições, que foram fundamentais para o desenvolvimento da tese e para a finalização do doutorado. Fica aqui minha sincera gratidão por tudo que fizeram.

Ao Dr. Ivan Bergier, da Emprapa Pantanal, pelas análises laboratoriais e auxílio nos trabalhos de campo, pelas valiosas discussões e ajuda na interpretação dos resultados, na revisão textual, e principalmente, pelo apoio constante e agradável companhia.

Ao Dr. Michael M. McGlue, da Universidade do Kentucky, pelas análises laboratoriais, datações, suporte na interpretação dos resultados e pela parceria e amizade desenvolvida ao longo desses anos de trabalho. Mike, obrigado por tudo, eu não teria conseguido sem você!

Ao Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira, da Unicamp, pelas contribuições na defesa do doutorado.

Aos grandes amigos Hudson de Azevedo Macedo, Leandro Domingos Luz e Maurício Guerreiro dos Santos pelos auxílios nos trabalhos de campo e pelos momentos de descontração. Foram muitos os atoleiros, mas nós conseguimos

chegar!!! Agradeço ao Hudinho, membro mais forte da destemida “Equipe Trovada”. Ao Leandro por toda ajuda e paciência e ao Maurício pelas belas fotografias.

A Eder Renato Merino, companheiro de todas as horas, que esteve junto comigo desde o mestrado. Desenvolvedor do “Método Merino” de extração de testemunhos em salinas da Nhecolândia. Agradeço pela amizade e pelos bons momentos nesses anos de amizade.

A Fabiano do Nascimento Pupim pelas análises LOE, pelas importantes sugestões e discussões científicas, críticas e momentos de descontração. Fabiano, obrigado pelo incentivo e por toda ajuda que me deu.

A Mauro Parolin pelo constante incentivo e suporte desde a graduação. Pela ajuda na identificação das espículas, nas interpretações e discussões, que foram muito importantes para o desenvolvimento da tese. Mauro, obrigado por me apoiar sempre.

À minha grande amiga Giliane Gessica Rasbold pelas discussões, revisões, críticas, companheirismo e amizade. Pela sempre disponibilidade em me ajudar, não importando se é de madrugada, ou num domingo, ou feriado, ou no meio de uma festa rsrs. Sempre pude contar contigo Gi, e tenha certeza que você sempre poderá contar comigo! Obrigado por tudo.

A Sidney Kuerten pelas revisões no texto e incentivo desde o mestrado. Compadre, obrigado pelos conselhos e apoio sempre.

Aos pilotos, Comandante Amadeu e Comandante Ricardo, pelo ótimo serviço prestado. Ao Comandante Ricardo em especial, gostaria de agradecer pela tranquilidade que nos passou. Fazer um pouso de emergência no “meio do nada” e deixar os tripulantes tranquilos ao mesmo tempo, não é para qualquer um. Que Deus o abençoe sempre.

À Rosângela Vacello, com sua indiscutível competência e sempre prestatividade. Rô, agradeço por toda paciência, não deve ter sido fácil nos aturar esses anos todos.

Aos amigos do Laboratório de Estudos do Quaternário (LEQ), Deborah Mendes, Filipi Varejão, Patricia Mescolotti e Michele Custódio pelo apoio, discussões e pela agradável companhia.

A Hermes Dias-Brito pelas imagens no MEV.

A Victoria Oberc, da Universidade do Kentucky, pelas análises laboratoriais.

Ao Dr. Jefferey R. Stone, da Indiana State University, pelas análises das diatomáceas.

A Dra. Silane A. F. Silva Caminha, da Universidade Federal de Mato Grosso, pelo auxílio nas datações e pelas contribuições e discussões sobre a pesquisa no Pantanal da Nhecolândia.

A Barbara Fernandes Becker pelas discussões a respeito do conteúdo polínico dos sedimentos.

Ao Dr. Aguinaldo Silva, da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, pelo apoio logístico e ajuda nos trabalhos de campo.

Ao Dr. Didier Gastmans pelas discussões sobre a geoquímica das lagoas salinas.

Ao Laboratório de Estudos Paleoambientais da Fecilcam (Iepafe), pelo suporte nos procedimentos laboratoriais e assistência na interpretação das espículas de esponjas.

Ao Dr. Ulisses Pinheiro, da Universidade de Pernambuco, pelo auxílio na identificação de espículas de esponjas.

Ao Lucas Leuzinger, da Fazenda Barranco Alto, pela hospitalidade, suporte nos trabalhos de campo e pelas belíssimas fotos. Agradeço também ao Hugo, Carol, Claudia Pozzoli, Fernando, e o Luis que nos acompanhou e nos ajudou nas atividades de coleta de material nas lagoas.

A Luiz Otávio Carneiro e André Penna, da Fazenda São José da Formosa, por toda ajuda nos trabalhos de campo.

Ao Seu João, Dona Mazilde e Adalto pela receptividade e hospitalidade e a todos os pantaneiros anônimos que nos socorreram por inúmeras vezes.

Aos companheiros de república Limeira, PV, Skal e Tranquilo, agradeço pela hospitalidade e pela companhia.

A Roberto Gómez Bolaños, por me proporcionar grandes momentos de descontração!

Ao Darlan e Diane pelo companheirismo e pelos bons momentos.

Aos meus grandes parceiros e amigos do Instituto Federal do Paraná - Campus Assis Chateaubriand pelo incentivo, apoio constante e descontração, em especial a Elenice Josefa Kolancko Setti, Polyanna Guimarães e Miranda, Eduardo Alberto Felippsen, Franciele Fernandes Baliero, Michelli Cristina Galli, Carla Melli Tambarussi, Luiz Inácio Chaves, Deisinara Giane Schulz, Leiliane Cristina de Souza,

Bruno Garcia Bonfim, Claudia Dell’Agnolo Petry, Karina Dias Espartosa, Amilcar Machado Profeta Filho, que me substituíram sempre quando precisei.

A José Silvio Dotto Camponogara que me acompanhou em todas as viagens ao Pantanal. Foram muitos sufocos e atoleiros. Agradeço pela parceria, pelas histórias e pela agradável companhia.

Às direções Geral e de Ensino, Pesquisa e Extensão do Campus Assis Chateaubriand (2013-2016), Anderson Sanita e Jorge Luiz de Mendonca Ortellado Alderete.

A todos os meus amigos e minha família que sempre me apoiaram.

À Elizângela Yurkiw Guerreiro, minha esposa, por suportar a distância quando eu estava ausente e a minha ausência mesmo quando eu estava presente. Esses anos não foram fáceis, mas nós conseguimos juntos.

Ao meu pai Abilio Guerreiro, à minha mãe Emilia Lada Guerreiro e ao meu irmão Ricardo Lada Guerreiro, por sempre me apoiarem e por estarem ao meu lado, sempre pude contar com vocês. Peço desculpas pelos anos de “ausência”.

E por fim, gostaria de agradecer a Deus, pela companhia constante, pelos desabafos. A fé não é inimiga da ciência, mas aliada. Peço que continue iluminando meu caminho e que sempre me dê sabedoria.

Depois de incansáveis horas de trabalho e incontáveis xícaras de café, chego ao final do doutorado com múltiplos sentimentos. Difícil de explicar. Uma coisa é certa, esse doutorado mudou a minha vida, e me permitiu alcançar tudo o que tenho. Por isso gostaria, mais uma vez, de agradecer todos que contribuíram com isso.

Obrigado!

Dedico esta tese a minha família,
que sempre esteve ao meu lado.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	XII
LISTA DE TABELAS.....	XV
RESUMO.....	XVI
ABSTRACT	XVII
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. CONTEXTUALIZAÇÃO DO TEMA DA PESQUISA	4
2.1. Bacia do Pantanal	4
2.2. O Pantanal da Nhecolândia.....	8
2.2.1. Geomorfologia do Pantanal da Nhecolândia	8
2.2.1.1. Vazantes e corixos	11
2.2.1.2. Baías.....	11
2.2.1.3. Cordilheiras	11
2.2.1.4. Salinas	12
2.3. A origem da paisagem da Nhecolândia	17
2.4. Espículas de esponjas de água doce em estudos paleoambientais.....	24
2.5. Área estudada	26
3. OBJETIVOS	29
4. MATERIAIS E MEIOS.....	31
5. ARQUIVOS SEDIMENTARES DE LAGOAS SALINAS DO OESTE DA NHECOLÂNDIA: REGISTRO DE MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS DURANTE O HOLOCENO NO PANTANAL.....	42
5.1. Área estudada	42
5.2. Resultados	43
5.2.1. Sucessão vertical de fácies e granulometria dos sedimentos	43
5.2.2. Datações ¹⁴ C, modelos de idade e taxas de sedimentação	46
5.2.3. Carbono Total: orgânico e inorgânico	49
5.2.4. Nitrogênio Total e razão Carbono : Nitrogênio	51
5.2.5. Sílica biogênica.....	51
5.3. Discussão dos resultados	52
5.3.1. Sedimentologia e taxas de sedimentação.....	52
5.3.2. Implicações nas mudanças paleoambientais no Pantanal no Holoceno Superior	55
5.4. Conclusão	58
6. MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS E PALEOLIMNOLÓGICAS NO HOLOCENO SUPERIOR.....	59

6.1. Resultados	60
6.1.1. Assembleia de espículas de esponjas	61
6.1.2. Assembleia de frústulas de diatomáceas.....	66
6.2. Discussão dos resultados	69
6.2.1. Mudanças paleoambientais com base nas espículas de esponjas	69
6.2.2. Contribuição das frústulas de diatomáceas na análise de mudanças paleoambientais nas lagoas.....	73
6.2.3. Processos envolvidos na evolução da condição hidroquímica das lagoas	77
6.3. Conclusão	79
7. PALEOAMBIENTES DAS LAGOAS SALINAS DO PLEISTOCENO SUPERIOR AO HOLOCENO	81
7.1. Características hidroquímicas e geográficas das lagoas salinas da área sul da Nhecolândia.....	81
7.2. Sedimentos das lagoas salinas.....	92
7.3. Geocronologia	100
7.4. Carbono total: orgânico e inorgânico	104
7.5. Espículas de esponjas preservadas nos sedimentos.....	105
7.6. Mudanças paleoambientais das lagoas salinas da Nhecolândia desde o Pleistoceno Superior	115
7.6.1. Lagoas de água doce (Holoceno Médio ao Superior)	116
7.6.2. Lagoas salinas (Holoceno Superior)	119
7.6.3. Implicações sobre a origem da paisagem da Nhecolândia.....	121
7.7. Conclusão	121
8 CONCLUSÕES.....	123
Referências bibliográficas	124

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Trato de sistemas deposicionais do Pantanal.....	5
Figura 2.	Compartimentos geomorfológicos presentes de área estudada.....	6
Figura 3.	Geologia da área estudada.....	7
Figura 4.	Pantanal da Nhecolândia.....	9
Figura 5.	Área de contato da Alta e a Baixa Nhecolândia.....	9
Figura 6.	Diferenças morfológicas entre a Alta e a Baixa Nhecolândia.....	10
Figura 7.	Pantanal da Nhecolândia na estação chuvosa e na estação seca.....	13
Figura 8.	Vazante Castelo no sul da Nhecolândia na estação chuvosa.....	14
Figura 9.	Pequenos canais incisos por onde correm os corixos.....	14
Figura 10.	Lagoas interconectadas por drenagens superficiais.....	15
Figura 11.	Lagoas de água doce (baías) recobertas por vegetação anfíbia.....	15
Figura 12.	Cordilheiras.....	16
Figura 13.	Lagoas salinas da Nhecolândia.....	16
Figura 14.	Visão geral da paisagem lacustre da Nhecolândia.....	17
Figura 15.	Hipótese de Wilhelmy para a origem das lagoas da Nhecolândia.....	20
Figura 16.	Pantanal da Nhecolândia e as áreas onde foram feitas as amostragens sedimentares das lagoas salinas.....	27
Figura 17.	Calibração do equipamento e medição dos parâmetros físico-químicos.....	34
Figura 18.	Cenas dos trabalhos de campo.....	34
Figura 19.	Mapa de localização das lagoas salinas estudadas.....	43
Figura 20.	Lagoas salinas estudadas na região oeste da Nhecolândia.....	44
Figura 21.	Perfis sedimentológicos dos testemunhos NM1, NM3 e NM4.....	45
Figura 22.	Modelos de idade ¹⁴ C BACON do testemunho NM1.....	48
Figura 23.	Modelos de idade ¹⁴ C BACON do testemunho NM3.....	48
Figura 24.	Perfil geoquímico, cronologia e taxas de sedimentação do testemunho NM1..	49
Figura 25.	Perfil geoquímico, cronologia e taxas de sedimentação do testemunho NM3..	50
Figura 26.	Perfil geoquímico, cronologia e taxas de sedimentação do testemunho NM4..	50
Figura 27.	Microfósseis silicosos presentes nos sedimentos do testemunho NM1.....	52
Figura 28.	Mapa de localização das lagoas salinas na área oeste da Nhecolândia.....	60
Figura 29.	Perfis sedimentológicos das lagoas salinas estudadas.....	61
Figura 30.	Resultados de TOC, TIC e granulometria.....	61
Figura 31.	Espículas de esponjas de água doce preservadas nos sedimentos das lagoas.....	62
Figura 32.	Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM1.....	63
Figura 33.	Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM3.....	64

Figura 34. Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM4.....	64
Figura 35. Ocorrência de frústulas de diatomáceas nos testemunhos NM1 e NM3.....	68
Figura 36. Ocorrência de frústulas de diatomáceas no testemunho NM4.....	69
Figura 37. Ocorrência dos principais tipos de espículas de esponjas de água doce e dos principais grupos de diatomáceas no testemunho NM1.....	75
Figura 38. Ocorrência dos principais tipos de espículas de esponjas de água doce e dos principais grupos de diatomáceas no testemunho NM3.....	76
Figura 39. Ocorrência dos principais tipos de espículas de esponjas de água doce e dos principais grupos de diatomáceas nos testemunho NM4.....	76
Figura 40. Mapa de localização das áreas estudadas da Nhecolândia.....	82
Figura 41. Salina América na estação seca e no fim da estação chuvosa.....	84
Figura 42. Árvores mortas e vegetação suprimida na margem das cordilheiras da Salina Japão.....	84
Figura 43. Formação incipiente de esteiras microbiais na margem da Salina do Coração	85
Figura 44. Formação de esteiras de cianobactérias e bancos flutuantes de exopolissacarídeos.....	86
Figura 45. Detalhes dos exopolissacarídeos de algas Characeae.....	86
Figura 46. Imagens das Salinas Burro Branco e Salina Coração.....	87
Figura 47. Precipitação na superfície das lagoas na margem concordante ao vento.....	87
Figura 48. Faixas esbranquiçadas formadas pela precipitação de sais e minerais na borda dos lagos Goodenough no Canadá e Mono na Califórnia.....	89
Figura 49. Lagoas salinas Coração, Mara Maravilha, Redonda e Tubarão.....	89
Figura 50. Margem da Salina Tubarão.....	90
Figura 51. Sedimentos organo-siltosos expostos na margem da Salina Burro Branco.....	90
Figura 52. Estruturas sedimentares induzidas microbialmente.....	91
Figura 53. Ilha formada por lajes formadas por crostas endurecidas no meio da Salina do Coração.....	91
Figura 54. Estruturas circulares incrustadas de carapaças de óxido de ferro.....	91
Figura 55. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações 14C e LOE (ka) do testemunho NM1.....	93
Figura 56. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações 14C do testemunho NM2.....	94
Figura 57. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações 14C e LOE (ka) do testemunho NM3.....	95
Figura 58. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações 14C do testemunho NM4.....	96
Figura 59. Perfil sedimentológico do testemunho BA1.....	97
Figura 60. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações 14C e LOE (ka) do testemunho BA4.....	97
Figura 61. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações 14C e LOE (ka) do testemunho BA7-1.....	98

Figura 62. Perfil sedimentológico do testemunho BA7-2.....	98
Figura 63. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações 14C e LOE (ka) do testemunho BA9-1.....	99
Figura 64. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos do testemunho BA9-2.....	99
Figura 65. Perfil sedimentológico do testemunho BA12.....	101
Figura 66. Carbono total dos testemunhos na área oeste da Nhecolândia.....	105
Figura 67. Carbono total dos testemunhos na área sul da Nhecolândia.....	105
Figura 68. Espículas de esponjas de água doce preservadas nos sedimentos das lagoas.	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Interpretações sobre a origem da paisagem da Nhecolândia.....	18
Tabela 2.	Áreas e pontos amostrados com respectiva caracterização do tipo de análise realizada.....	32
Tabela 3.	Áreas, pontos amostrados e testemunhos sedimentares recuperados.....	35
Tabela 4.	Datações 14C dos sedimentos organo-siltosos dos testemunhos das lagoas salinas da área oeste da Nhecolândia.....	47
Tabela 5.	Resultados das análises dos parâmetros físico-químicos.....	83
Tabela 6.	Datações 14C dos sedimentos organo-siltosos dos testemunhos das lagoas salinas das áreas oeste e sul da Nhecolândia.....	102
Tabela 7.	Doses equivalentes naturais, taxas de doses efetivas e idades LOE dos sedimentos arenosos dos testemunhos recuperadas das lagoas salinas das áreas oeste e sul da Nhecolândia.....	103
Tabela 8.	Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM1.....	106
Tabela 9.	Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM3.....	107
Tabela 10.	Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM4.....	108
Tabela 11.	Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA4.....	109
Tabela 12.	Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA7.....	110
Tabela 13.	Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA9-1.....	110
Tabela 14.	Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA9-2.....	111
Tabela 15.	Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA12.....	112

RESUMO

O Pantanal apresenta uma das mais belas e intrigantes paisagens naturais do Brasil. Nele há uma complexa rede de canais, planícies fluviais, leques aluviais e sistemas lacustres. Abriga uma combinação de elementos geomorfológicos pretéritos e atuais, e importantes registros do passado climático e ambiental do continente sul americano. A origem e evolução quaternária de algumas paisagens ainda não foram devidamente esclarecidas e uma delas é o Pantanal da Nhecolândia, onde um complexo sistema lacustre dá forma a uma das mais conhecidas e características paisagens do Pantanal. Das milhares de pequenas lagoas que a compõem, cerca de 10% são de águas salinas. Durante as últimas décadas, várias hipóteses foram lançadas para explicar a origem e evolução da paisagem da Nhecolândia e da salinidade destas lagoas. Alguns autores defendem a tese de que essa paisagem foi originada pelo abandono de canais fluviais e meandros, enquanto outros atribuem a atuação de processos eólicos durante eventos áridos do final do Pleistoceno, criando superfícies de deflação, cujas pequenas depressões deram origem às milhares de lagoas à medida que o clima tornou-se mais úmido e que as lagoas salinas sejam heranças destes períodos áridos. Com o objetivo de ampliar as discussões sobre a origem da paisagem e das lagoas salinas da Nhecolândia, foram analisados os registros sedimentares, geoquímicos, micropaleontológicos e realizadas datações ^{14}C e LOE em sedimentos recuperados de lagoas salinas em porções distintas da Nhecolândia. Os testemunhos recuperados das lagoas são compostos por areias finas a muito finas na porção inferior, que são recobertas por sedimentos organo-siltosos na porção superior. Os resultados geocronológicos revelaram que os sedimentos arenosos foram depositados do final do Pleistoceno Tardio ao Holoceno Médio-Superior, com importante descontinuidade na passagem Pleistoceno/Holoceno marcada por mudanças abruptas na coloração e coesão das areias. Os sedimentos organo-siltosos não apresentaram lacunas estratigráficas expressivas, sendo depositados continuamente no Holoceno Superior. A deposição e preservação de sedimentos com teores altos de TOC e TIC são registro de tempo maior de residência de água nas lagoas a partir do Holoceno Superior em relação ao Holoceno Médio-Superior. Espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas preservadas nos sedimentos permitiram distinguir claramente uma fase inicial lacustre de água doce com sedimentação de areias finas a muito finas no Holoceno Médio-Superior, com posterior transição para ambientes salino-alcálinos em lagos dominados por sedimentação organo-siltosa no Holoceno Superior. As assembleias de espículas de esponjas e diatomáceas revelaram que as lagoas salinas estudadas apresentavam ambientes lacustres de água doce na maior parte do Holoceno, evidenciando que a salinidade das lagoas é decorrente de processos recentes e não herança de climas áridos do passado.

Palavras-chave: Mudanças climáticas; Quaternário; espículas de esponjas; diatomáceas; datação ^{14}C e datação LOE.

ABSTRACT

Pantanal presents one of most beautiful and wild landscapes of Brazil in South American tropics. Pantanal wetlands displays a complex network of channels, floodplains, alluvial fans and lake systems and features a combination of past and modern geomorphological landforms and important sedimentary records of paleoclimates and paleoenvironments of South America. The origin and Quaternary evolution of some landscapes have not been fully clarified and one of them is the Pantanal da Nhecolândia where a thousand of shallow ponds results in the one of the most known and characteristics landscapes of the Pantanal. About 10% of the small ponds, have saline water and over the last decades, many hypotheses have been proposed to explain the origin and evolution of these saline ponds and Nhecolândia landscape. Some authors support the thesis that this landscape was originated by abandonment of river meanders and channels, while others attribute to aeolian processes during the arid phases in the late Pleistocene. Here, we use sediment cores from saline lakes in northwest and southeast Nhecolândia were sampled to assess the temporal resolution and environmental sensitivity of these aquatic ecosystems. The shallow stratigraphy of each pond is characterized by a thick basal sandy unit overlain by a thinner silt sized organic muddy. Geochronological results revealed that these sediments were deposited in different temporal contexts, whereas the sandy sediments were deposited from the Late Pleistocene to the Mid-to-Late Holocene, with significant discontinuity between Pleistocene and Holocene marked by abrupt changes in the color and cohesion of the sands. The organic muddy sediments was continuously deposited on the Late Holocene without significant stratigraphic gaps. Organic sediments accumulation reflects a longer water residence time on the Late Holocene. Sponge spicules and diatoms frustules assemblages showed that the saline ponds had lacustrine environments of freshwater in most of the Mid-Late Holocene, suggesting that salinity of lakes is due to recent processes and not inheritance of past arid climates.

Keywords: Climate changes; Quaternary; Sponge spicules; Diatoms; ^{14}C and OSL dating.

1. INTRODUÇÃO

O Pantanal abriga um dos mais biodiversos ecossistemas tropicais do mundo (Por 1995; Costa et al., 2015). Essa diversidade é atribuída à grande variedade de paisagens, que compõem um rico mosaico de ambientes para a fauna e flora (Evans e Costa, 2013). As paisagens do Pantanal estão em constante transformação e boa parte destes ambientes é hoje completamente diferente dos ambientes do passado (Assine, 2003).

Registros sedimentares fluviais e lacustres recuperados nas regiões central e norte do Pantanal revelaram profundas mudanças na precipitação, na temperatura, na vegetação e na sedimentação na planície fluvial durante o Pleistoceno Superior e Holoceno (Whitney et al., 2011; McGlue et al., 2012; Metcalfe et al., 2014). As evidências de mudanças ambientais na região sul do Pantanal são restritas a poucos registros fragmentados e de curta resolução temporal (Victoria et al., 1995; Bezerra e Mozeto, 2008; Bertaux et al., 2002; Kuerten et al., 2013).

Uma das mais emblemáticas paisagens da região sul do Pantanal é a paisagem lacustre do Pantanal da Nhecolândia. Estudos anteriores na Nhecolândia tiveram enfoque na caracterização das formas e da orientação preferencial das lagoas e cordilheiras, levando muitos autores a relacionar a origem e evolução dessas geoformas a processos eólicos ocorridos durante intervalos de prolongada aridez glacial (Almeida, 1945; Almeida e Lima, 1959; Valverde, 1972; Tricart, 1982; Klammer, 1982). Ainda que essa hipótese não seja universalmente aceita (e.g. Wilhelmy, 1958; Ab'Saber, 1988; Colinvaux et al., 2000), este modelo de formação das lagoas foi amplamente divulgado na literatura (Clapperton, 1993; Goudie e Wells, 1995), embora não houvesse dados sedimentológicos para testar ou refutar essa hipótese. A escassez de dados sedimentares contrasta com numerosa informação hidrobiogeoquímica que revelaram variabilidade espacial dos níveis de salinidade, alcalinidade e atividade biológica das lagoas por toda a Nhecolândia (Barbiero et al., 2002; Furquim et al., 2010; Furian et al., 2013; Bergier et al., 2014, Costa et al., 2015).

Para entender as mudanças paleoambientais na Nhecolândia é necessário buscar registros sedimentares em morfologias que representam as formas mais próximas da superfície original. As lagoas salinas são contornadas por unidades topograficamente mais elevadas (cordilheiras) e podem representar as formas mais

próximas do estado original da Nhecolândia, contendo importantes registros paleoambientais. Tendo como base a compreensão de dois eventos, sendo um deles a origem das lagoas salinas e o outro a origem da própria paisagem da Nhecolândia, espera-se que os sedimentos destas lagoas forneçam respostas para o entendimento da evolução destes ambientes.

Apesar da existência de diferentes hipóteses, a origem da paisagem e das lagoas salinas da Nhecolândia permanece controversa. Algumas questões permanecem sem resposta satisfatória, tais como: (1) as lagoas sempre foram de água salina? (2) se já foram de água doce, quando se tornaram lagoas salinas? 3) que processos estão envolvidos?

Para tentar responder essas questões, uma nova abordagem será apresentada nessa tese, com base na interpretação de dados sedimentológicos, geoquímicos, micropaleontológicos e de datações absolutas. Este é o primeiro trabalho com esse tipo de abordagem realizado em sedimentos das lagoas salinas da Nhecolândia.

Esta tese de doutorado está estruturada em oito capítulos que objetivam apresentar as etapas e objetivos alcançados, sendo apresentados sobre diferentes óticas em cada capítulo de resultados. Para contextualizar o tema da tese, o Capítulo 2 versará sobre aspectos principais do Pantanal, acompanhado de uma síntese dos resultados de várias pesquisas realizadas na Nhecolândia, de modo a compor um estado da arte sobre os avanços científicos no estudo dessa complexa paisagem do Pantanal. Um histórico sobre o uso de espículas de esponjas como indicadores paleoambientais será apresentado no Capítulo 2, seguido dos objetivos da tese no Capítulo 3 e a descrição dos materiais e meios utilizados para o desenvolvimento da presente pesquisa no Capítulo 4.

Os resultados alcançados estão apresentados em três capítulos, organizados para comporem artigos independentes. Os resultados das análises sedimentares, geoquímicas e geocronológicas (^{14}C) das lagoas salinas estudadas na área oeste da Nhecolândia são discutidos no Capítulo 5. Esses dados constituem os primeiros resultados sobre os arquivos sedimentares das lagoas salinas e o que eles revelam sobre as mudanças paleoambientais no Pantanal.

No Capítulo 6 são apresentados os resultados e as interpretações de biondicadores ambientais como espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas preservadas nos sedimentos. O capítulo inclui discussões sobre as mudanças paleo-

hidrológicas e paleolimnológicas no Holoceno Superior que levaram ao desenvolvimento de ambiente salino-alcálico nas lagoas da Nhecolândia.

Integração dos resultados da tese é apresentada no capítulo 7, agregando os dados sedimentológicos, geoquímicos e geocronológicos (^{14}C e LOE) obtidos das áreas oeste e sul da Nhecolândia. Esse capítulo aborda as mudanças paleoambientais e a evolução das lagoas salinas do Pleistoceno Superior ao Holoceno Superior.

Por fim, conclusões e considerações dos resultados da tese são apresentadas no Capítulo 8.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO DO TEMA DA PESQUISA

2.1. Bacia do Pantanal

O Pantanal é internacionalmente conhecido por suas paisagens naturais e ambientes ainda selvagens na região central do continente sul americano. Abrangendo mais de 140.000 km² de terras brasileiras, além dos territórios da Bolívia e do Paraguai, o Pantanal é uma das maiores áreas úmidas contínuas do planeta (Junk et al., 2006), configurada pela sazonalidade das chuvas e a topografia bastante plana.

Apesar de a denominação Pantanal derivar-se da palavra pântano, a área não é um enorme pântano. Devido à dinâmica das inundações, o Pantanal conforma uma extensa planície heterogênea, com áreas permanentemente inundadas (*wetlands*) e outras sazonais (Assine 2003). A existência de áreas com diferentes períodos de inundação possibilitou a caracterização e a individualização de diferentes pantanais (Brasil e Alvarenga 1988), não apenas pelos diferentes picos de inundação, mas por representarem áreas de sedimentação distintas, de diferentes sistemas deposicionais (Assine 2003) (Figura 1).

O Paraguai é rio-tronco de um trato de sistemas deposicionais composto por grandes leques aluviais, planícies fluviais e sistemas lacustres (Assine e Soares, 2004). O megaleque do Taquari é o mais notável dentre os demais leques, com cerca de 250 km de diâmetro, caracterizando-o com um dos maiores leques aluviais do mundo (Braun 1977; Assine 2003). O megaleque do Taquari possui topografia bastante plana, cujas altitudes variam de 85 a 190 m, resultando num gradiente muito baixo de 0.36 m/km⁻¹ (Zani et al., 2012) e geometria aproximadamente circular (Assine 2003). O rio Taquari flui de leste para oeste, drenando as áreas dos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira (Figura 2).

O Pantanal está alojado na Depressão do Alto Rio Paraguai. De acordo com Ussami et al. (1999), a Bacia do Pantanal é decorrência dos esforços distensionais relacionados ao último evento compressivo da orogenia andina (~2.5 Ma), criando uma bacia sedimentar tectonicamente ativa, preenchida por sedimentos quaternários provenientes da erosão dos planaltos circunvizinhos, constituídos de rochas sedimentares da Bacia do Paraná e do embasamento Neoproterozoico (Figura 3).

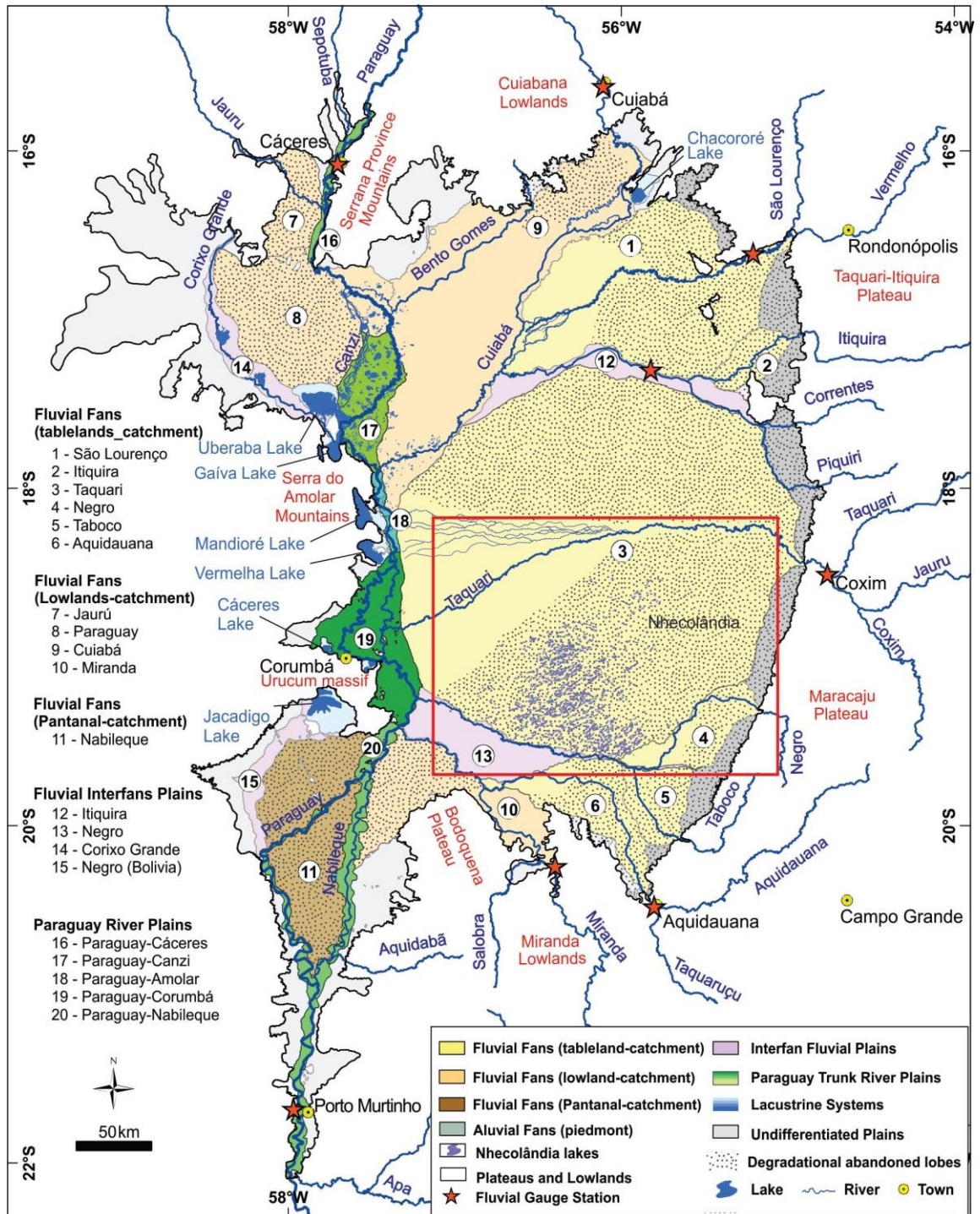


Figura 1. Trato de sistemas deposicionais do Pantanal (Assine et al., 2015). O quadro vermelho indica a região ao sul do megaleque aluvial do Taquari onde está inserido o Pantanal da Nhecolândia e a região das lagoas da Nhecolândia (área estudada). A localização e caracterização das lagoas salinas estudadas nesta tese são detalhadas em cada capítulo de resultados.

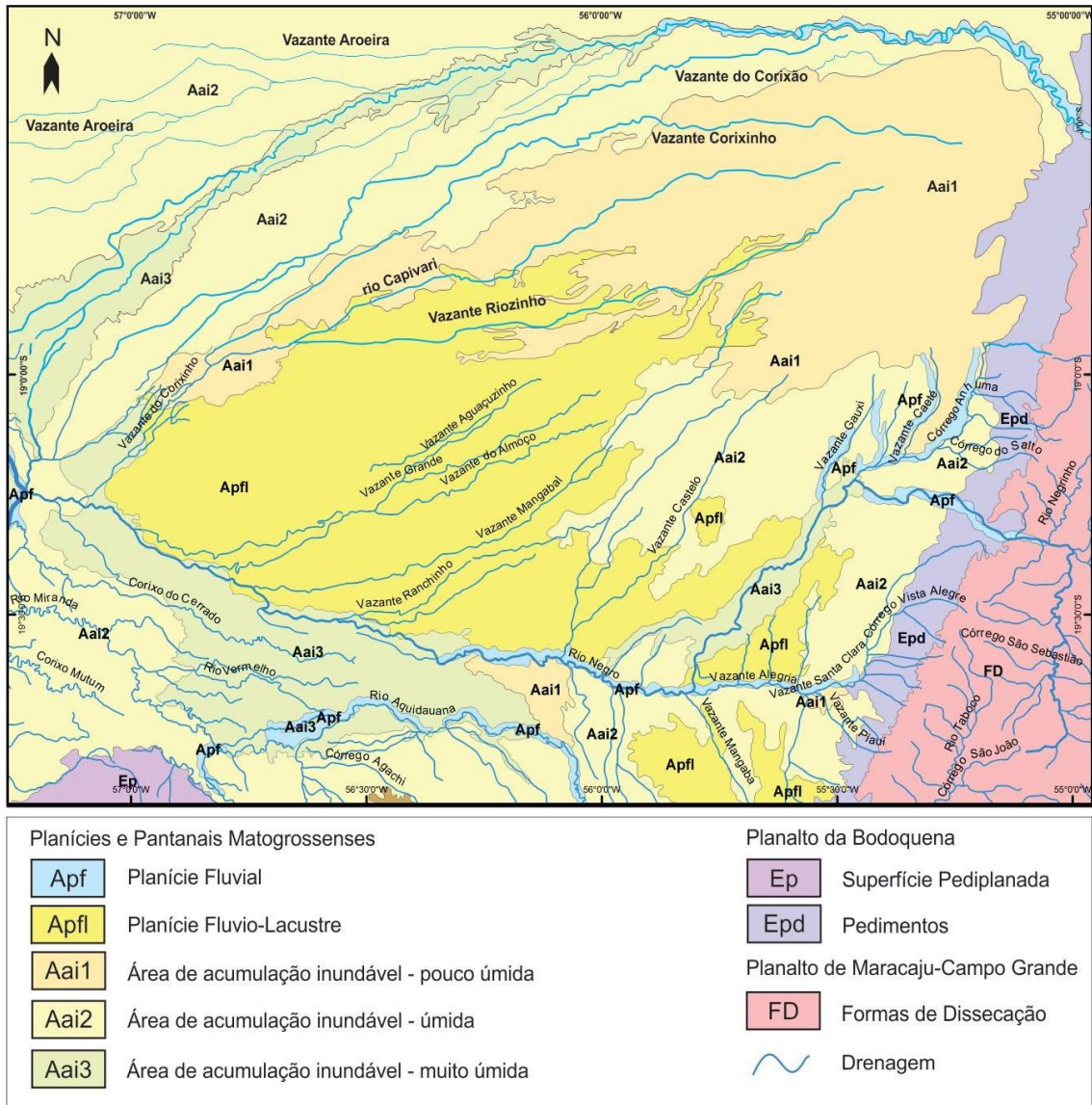


Figura 2. Compartimentos geomorfológicos presentes de área estudada (conforme Ross & Santos 1982).

O depocentro da Bacia do Pantanal possui forma elíptica alongada na direção norte-sul e eixo maior com aproximadamente 200 km extensão. Dados sísmicos possibilitaram atestar espessura máxima de 550 m (Ussami et al., 1999), em conformidade com os resultados das perfurações realizadas pela Petrobras na década de 1960 que alcançaram cerca de 412 metros de profundidade, sem atingir o embasamento (Assine 2003), o que configura o Pantanal com um grande sítio de deposição quaternária, com importantes registros da história recente do continente sul americano.

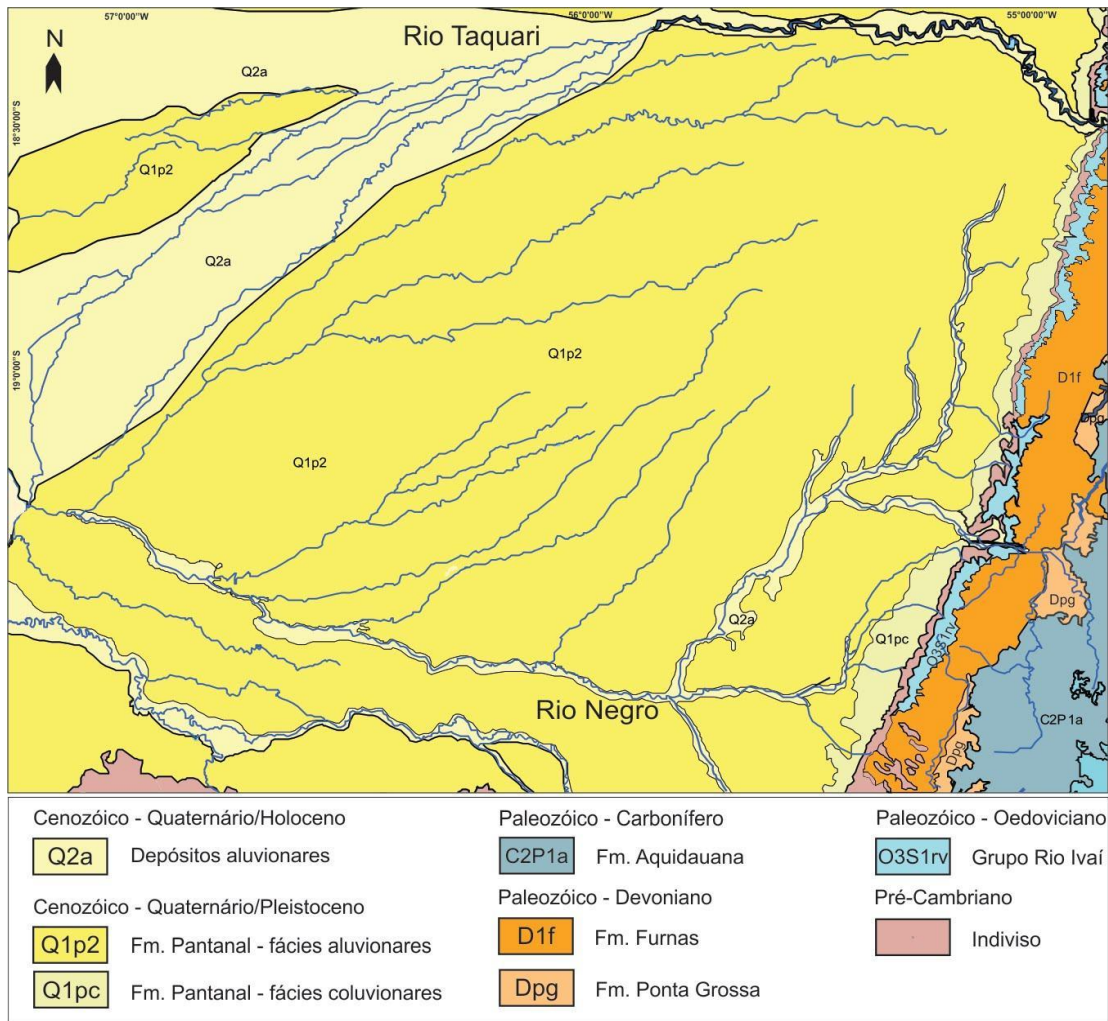


Figura 3. Geologia da área estudada (adaptado de [Lacerda Filho et al., 2006](#)).

Pouco se sabe sobre como as mudanças climáticas e ambientais do Quaternário refletiram na construção e na configuração da paisagem pantaneira. Muitas feições morfológicas do Pantanal são reliquias de uma complexa história de mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas ocorridas desde o fim do Pleistoceno ([Assine 2003](#)). Neste contexto está inserido o Pantanal da Nhecolândia, onde um complexo sistema deposicional com milhares de pequenas lagoas da origem a paisagem mais conhecida do Pantanal. Lagoas de água doce e de água salina, com grande variabilidade de pH, alcalinidade e atividade biológica coexistem lado a lado na Nhecolândia. As lagoas, sobretudo as de água salina, contêm importantes registros sobre a origem e evolução dessa singular paisagem ([ver Capítulos 5, 6 e 7](#)). A origem desta paisagem intriga a comunidade científica há

várias décadas ([discussões no Item 2.3](#)) e suas principais características serão discutidas no item a seguir.

2.2. O Pantanal da Nhecolândia

2.2.1. Geomorfologia do Pantanal da Nhecolândia

Numa paisagem em constante transformação como a do Pantanal, diferentes processos têm modificado continuamente sua superfície desde o Pleistoceno ([Assine e Soares, 2004](#)), gerando uma gama de paisagens, construídas por alternadas fases de aridez e umidade ([Bezerra e Mozeto 2008](#); [Whitney et al., 2011](#); [McGlue et al., 2012](#)). Lobos deposicionais de idades e topografias distintas dividem a porção sul do megaleque no Taquari em regiões conhecidas como Alta Nhecolândia e Baixa Nhecolândia ([Figura 4](#)).

A Alta Nhecolândia apresenta sedimentos mais recentes depositados com padrão distributário sobre lobos pleistocênicos, obliterando formas reliquias como paleolagoas e paleocanais ([Assine, 2003](#)). O limite sul do lobo é definido pelo término dos lóbulos arenosos distributários ([Figura 5](#)). A textura mais homogênea desse lobo é indicativa da existência de coberturas mais contínuas de depósitos arenosos, com a atuação de fluxos em lençol como processo deposicional ([Assine, 2003](#)).

A Baixa Nhecolândia distingue-se da Alta Nhecolândia por apresentar uma série de lagoas de água doce e de água salina, canais efêmeros e cordões arenosos ([Figura 6](#)). A maioria das lagoas são semi-arredondadas e alongadas, localmente denominadas de *baías* quando de água doce e *salinas* quando de águas salinas/alcalinas. Os canais, conhecidos como *vazantes* e *corixos*, atuam como canais distributários do leque nos períodos de cheia e, os cordões arenosos são chamados de *cordilheiras*. A discussão sobre as hipóteses de origem dessas formas será detalhada no [Item 2.3](#) deste capítulo.

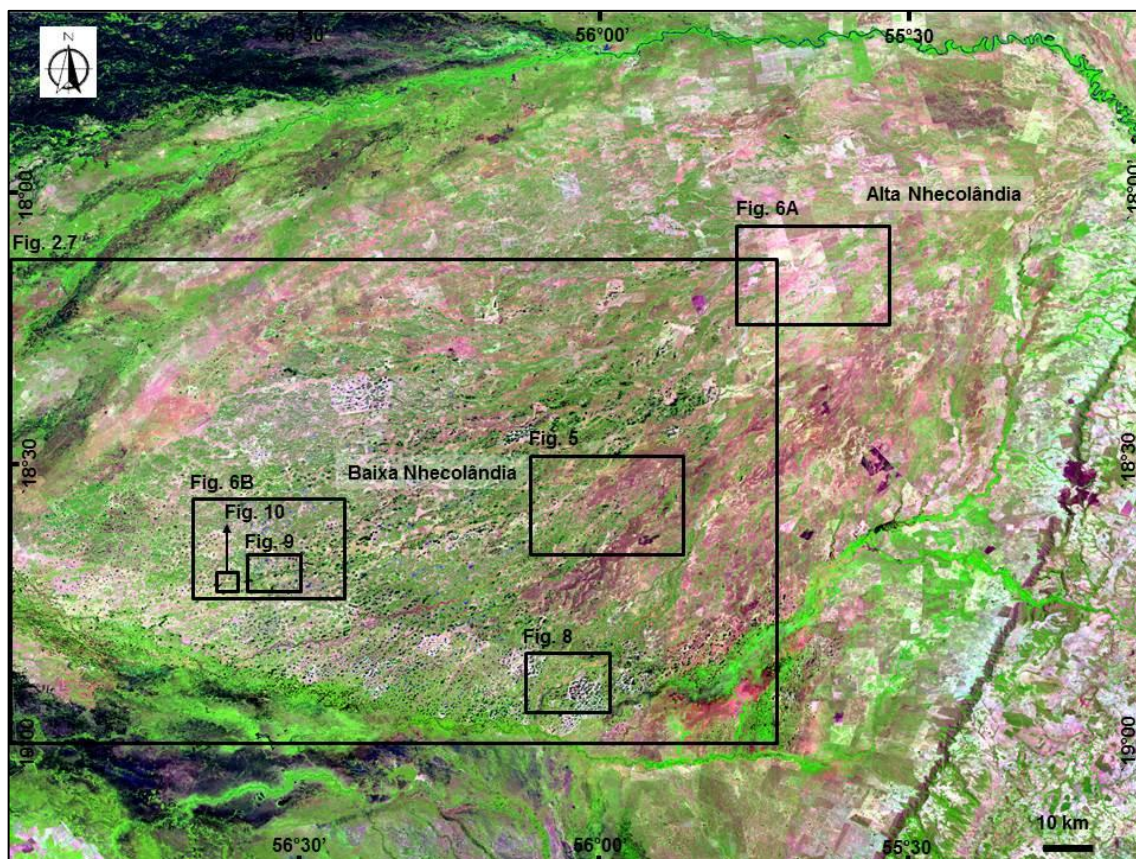


Figura 4. Pantanal da Nhecolândia. Mosaico de imagens Landsat 7 ETM 5R4G3B obtidas em agosto de 2013. Os quadros negros mostram a localização das figuras 5 a 10.



Figura 5. Área de contato da Alta e a Baixa Nhecolândia. A linha preta marca o limite entre as duas regiões (Imagem Google Earth Cnes/Spot, 2013).

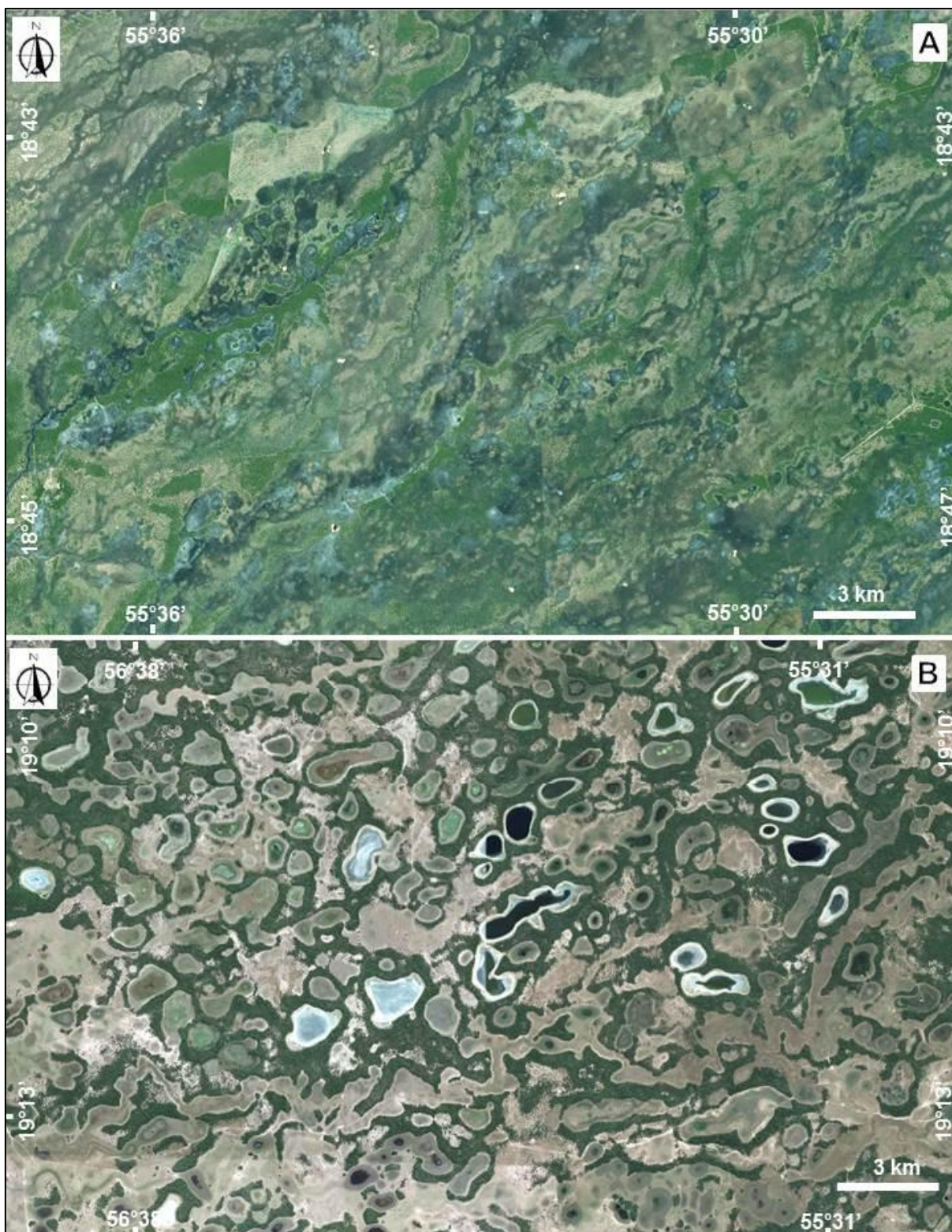


Figura 6. Diferenças morfológicas entre a Alta Nhecolândia (A) e a Baixa Nhecolândia (B) (Imagens Google Earth Cnes/Spot de 2006 e 2007).

2.2.1.1. Vazantes e corixos

A paisagem pantaneira é caracteristicamente marcada pelo domínio fluvial (Assine, 2003). Porém, não há rios propriamente ditos no interior da Nhecolândia. O Pantanal da Nhecolândia é drenado por uma série de canais tributários efêmeros, conhecidos como vazantes e corixos (Figura 7). Vazantes são drenagens recentes superimpostas, com largura e extensão variáveis que chegam a dezenas de quilômetros (Figura 8). São cursos efêmeros e rasos por onde escoam águas das cheias. Corixos por sua vez podem apresentar fluxo perene e apresentam canais incisos com pouca profundidade e largura, e vários quilômetros de extensão, podendo ou não estar associado às vazantes (Figura 9). As vazantes e corixos interligam as lagoas de água doce compondo feições na forma de rosário (Figura 10).

2.2.1.2. Baías

Baías são lagoas sazonais de água doce localizadas no interior das vazantes ou em áreas bordejadas por cordilheiras descontínuas ou semicontínuas (Figura 11). Apresentam formas irregulares, alongadas, arredondadas, elípticas e crescentiformes, orientadas preferencialmente no sentido SW-NE (Assine, 2003). Podem secar totalmente nos meses de estiagem e atingir pouco mais de 2 metros de profundidade nos meses de cheia (Santos et al., 2012). Possuem pH variável de 5 e 8 (Barbiéro et al., 2002), baixa condutividade elétrica $750 \mu\text{Scm}^{-1}$ e $2.000 \mu\text{Scm}^{-1}$ (Fernandes, 2007; Bergier et al., 2014) e são recobertas por vegetação anfíbia (Evans e Costa, 2013; Costa et al., 2015; Bergier et al., 2014). As baías são topograficamente mais elevadas que as lagoas salinas e se elevam acima do lençol freático em virtude do processo de agradação das vazantes (Assine, 2003). A deposição dos sedimentos carregados pelas vazantes deixa o relevo aplainado e topograficamente mais alto (Assine, 2003).

2.2.1.3. Cordilheiras

Cordilheiras são cordões arenosos contínuos e descontínuos (Figura 12), elevados de 2 a 5 metros em relação às vazantes e alinhados preferencialmente na

direção SW-NE. As cordilheiras confinam e bordejam as lagoas salinas e agem como barreiras, protegendo-as das águas de inundação (Barbiero et al., 2002; Assine, 2003). As águas das cheias dificilmente chegam à altura das cordilheiras que apresentam densa vegetação arbórea (Costa et al., 2015).

2.2.1.4. Salinas

Salinas são lagoas alcalinas com água salina, pH elevado (>9 e <11) e alta condutividade elétrica (>500 a 65.000 μScm^{-1}), que estão isoladas das águas de inundação e das drenagens superficiais pelas cordilheiras. Não apresentam vegetação anfíbia e raramente secam por completo (Sakamoto, 1997; Barbiero et al., 2002). A ausência de vegetação destaca a borda de areias brancas, dando destaque para estas lagoas quando se observadas por imagens de satélite e fotografias aéreas (Figura 13).

Condições extremas como elevadas alcalinidade, condutividade elétrica e salinidade, e a presença de formas não ionizáveis de amônia restringem a diversidade biológica nas lagoas salinas (Mourão et al., 1988), com exceção de diatomáceas e cianobactérias que são abundantes (Santos e Sant'Anna, 2010; Malone 2010; Santos et al., 2012). Estas lagoas alcalinas têm como comparativos, os lagos salinos-alcinos do leste africano, sobretudo em relação aos altos índices de pH (Almeida et al., 2009, 2011).

Muitas dessas lagoas salinas estão sendo exumadas por processos recentes (Assine, 2003), interconectando-as com outras lagoas e vazantes. As lagoas salinas são topograficamente mais deprimidas em relação cordilheiras, baías e vazantes. Algumas lagoas salinas são bordejadas por grandes capões de *Copernicia alba* (Morang.). Essa espécie de palmeira tem tolerância a ambientes com altas concentrações de carbonato de cálcio (Jiménez-Rueda et al., 1998) e é muitas vezes associada a presença de lagoas salinas na Nhecolândia (Almeida et al., 2003).

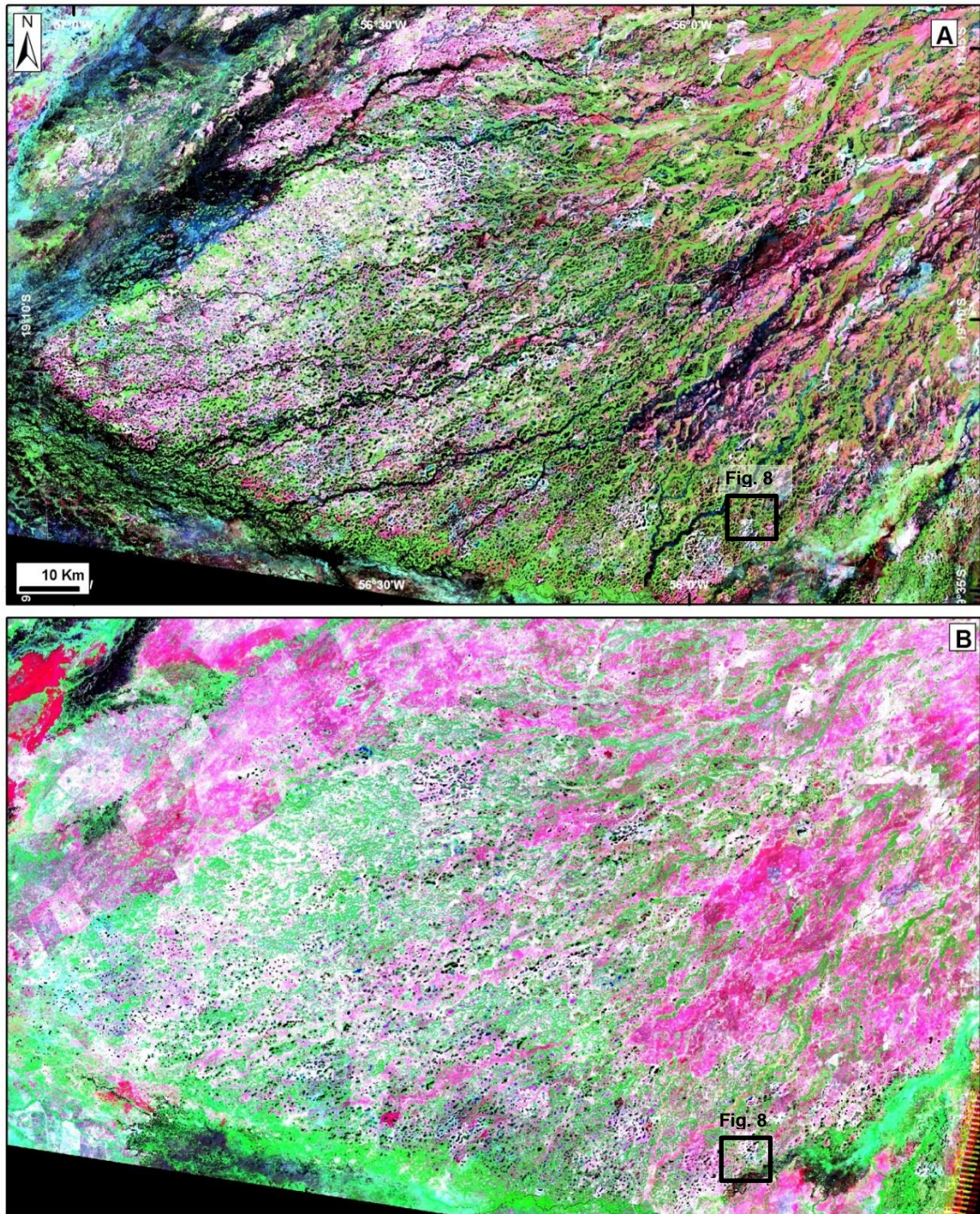


Figura 7. Pantanal da Nhecolândia na estação chuvosa (A) e na estação seca (B), com indicação de um trecho da Vazante Castelo em ambas as imagens. As vazantes têm importante papel no ciclo de inundações na Nhecolândia, escoando as águas de inundação provenientes da precipitação na estação chuvosa e garantindo a renovação das pastagens naturais, importantes para a manutenção da biodiversidade e para criação extensiva do gado na região (Imagens Landsat 7 ETM 5R4G3B).



Figura 8. Vazante Castelo no sul da Nhecolândia na estação chuvosa. Tons azuis e negros conotam a presença de água (Imagens Google Earth Cnes/Spot de 2010 e 2013).



Figura 9. Pequenos canais incisos por onde correm os corixos. Estes canais podem interligar várias lagoas e permanecem com fluxos de água após o término da estação chuvosa (Imagem Google Earth/DigitalGlobe 2006 obtida na estação seca).



Figura 10. Lagoas interconectadas na forma de rosário por drenagens superficiais (Imagem Google Earth/DigitalGlobe 2010).



Figura 11. Lagoas de água doce (baías) recobertas por vegetação anfíbia (Foto: Mario Assine, 2012).



Figura 12. Cordilheiras, cordões arenosos recobertos por densa vegetação arbórea que bordejam a maioria das lagoas da Nhecolândia (Foto: Mario Assine, 2012).



Figura 13. Lagoas salinas da Nhecolândia. As bordas de areias brancas destas lagoas as tornam evidentes quando vistas de cima (Foto: Lucas Leuzinger, 2012).

2.3. A origem da paisagem da Nhecolândia

A paisagem da Nhecolândia é facilmente identificada por imagens de satélite e é nitidamente composta por uma série de canais efêmeros e lagos dos mais variados formatos e tamanhos (Figura 14). Um dos primeiros a relatar a existência de lagoas e a qualidade das águas da região sul do rio Taquari foi Cunha (1943), que destacou a presença de águas bicarbonatadas, cloretadas e sódicas, agrupando-as como lagoas alcalinas.



Figura 14. Visão geral da paisagem lacustre da Nhecolândia. Foto aérea oblíqua tomada da região ao norte do rio Negro (A) e no interior da Nhecolândia (B) (Fotos: Lucas Leunzinger).

Nos últimos 70 anos, vários autores contribuíram com estudos na tentativa de explicar a origem e os processos responsáveis pela construção dessa peculiar paisagem do Pantanal e a salinidade presente em algumas lagoas (Tabela 1). As principais hipóteses versam sobre atuação de processos fluviais, eólicos, cársticos e

pseudocársticos, processos geoquímicos recentes e, herança de climas áridos do passado. Os temas que serão detalhados a seguir são parte das discussões sobre o enigma da paisagem da Nhecolândia em “*The Nhecolândia landscape enigma*” (Assine et al., 2015) no livro *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America* (Bergier e Assine 2016).

Tabela 1. Interpretações sobre a origem da paisagem da Nhecolândia

Interpretação/ fundamentação	Eólico	Fluvial	Cárstico ou pseudocárstico	Geoquímica*
Granulometria do sedimento	Almeida (1945)			
Antigos canais fluviais abandonados (<i>cut-off meander banks</i>)		Wilhelmy (1958)		
Depressões formadas por deflação eólica	Almeida e Lima (1959)			
Cordilheiras como antigas dunas eólicas formadas em condições desérticas	Valverde (1972)			
Depressões de baixada aluvial em relevo cárstico e presença de evaporitos quaternários formados em clima mais árido			Braum (1977)	
Cordilheiras como diques marginais e lagoas como depressões seccionais de antigos leitos fluviais.		Cunha (1981)		
Granulometria do sedimento/Interpretação de imagens de radar	Tricart (1982)			
Paleocampo de dunas/ Interpretação de imagens de radar	Klammer (1982)			
Lagos oriundos de relevo pseudocárstico			Eiten (1983)	
Isolamento de meandros abandonados (<i>oxbow lakes</i>)		Ab'Sáber (1988)		
Paleocampo de dunas	Clapperton (1993)			
Salinidade originada por processos geoquímicos modernos				Barbiero et al., (2002)

Formas reliquiárias de campo de deflação eólica	Assine (2003)
Campos de deflação eólica	Soares et al., (2003)
Formas reliquiárias geradas por deflação eólica durante o Último Máximo Glacial	Assine e Soares (2004)
Lagoas salinas originadas por processos geoquímicos modernos	Furquim (2007)
Salinidade originada por processos modernos	Furquim et al., (2010)
Salinidade originada por processos biogeoquímicos	Almeida et al., (2011)
Salinidade originada por processos modernos	Furian et al., (2013)

A primeira tentativa de atribuir uma gênese para essa paisagem foi proposta por [Almeida \(1945\)](#) que sugeriu retrabalhamento da área por processos eólicos, baseado nas características granulométricas dos depósitos sedimentares. Os sedimentos da Baixa Nhecolândia são compostos predominantemente de grãos bem selecionados de areia fina a muito fina, brancas, limpas e bimodais, típica de depósitos eólicos. A hipótese, porém, levantou questões, uma vez que as drenagens que fluem para o Pantanal atravessam arenitos de origem eólica, da Bacia do Paraná, não podendo então atribuir a origem com base exclusivamente na composição granulométrica ([Assine 2003](#)).

[Wilhelmy \(1958\)](#) propôs a hipótese de que as lagoas se formaram pelo imbricamento de diques marginais e pelo confinamento dos lóbulos internos de meandros e atribuiu a origem das lagoas ao isolamento de antigos canais fluviais abandonados ([Figura 15](#)). Hipótese compartilhada mais tarde por [Ab'Sáber \(1988\)](#). Para os autores a migração lateral dos cursos fluviais por processos meandranes seria responsável pela miríade de lagos da Nhecolândia. [Wilhelmy \(1958\)](#) ainda citou que observando de cima, a Nhecolândia parecia ser um campo de crateras de bombas, baseado em suas experiências nos campos de batalha ([Por 1995](#)).

Oposto ao modelo fluvial proposto por [Wilhelmy \(1958\)](#), [Almeida e Lima \(1959\)](#) atribuíram a origem das lagoas da Nhecolândia a depressões originadas por processos de deflação eólica e [Valverde \(1972\)](#) considerou as cordilheiras como expressões morfológicas de antigas dunas eólicas formadas em condições

desérticas pretéritas. Depois dos estudos de [Valverde \(1972\)](#), a hipótese de origem eólica da Nhecolândia só seria retomada uma década depois por [Klammer \(1982\)](#) e [Tricart \(1982\)](#).



Figura 15. Hipótese de [Wilhelmy \(1958\)](#) para a origem das lagoas da Nhecolândia. U: Lago de meandro (*Umlaufsee*) e D: Lago de embrocamento de meandro (*Dammufersee*). Modificado de [Por \(1995\)](#).

Um terceiro mecanismo foi proposto por [Braun \(1977\)](#) ao atribuir a presença das inúmeras lagoas a depressões existentes em planícies aluviais desenvolvidas sobre relevo cárstico, e, as lagoas salinas à presença de evaporitos formados em sedimentos quaternários em clima pretérito árido. [Eiten \(1983\)](#) mais tarde denominou como lagos "pseudocársticos". O substrato geológico da Nhecolândia é constituído por espessas camadas de sedimentos arenosos inconsolidados e [Por \(1995\)](#) considerou esta interpretação cárstica improvável, embora estes ambientes sejam comuns nos planaltos existentes no entorno sul do Pantanal.

[Cunha \(1981\)](#) considerou as geformas presentes na Nhecolândia como heranças de antiga drenagem fluvial, considerando as cordilheiras como paleodiques marginais resultantes da deposição de areia próxima ao leito de antigos rios pela perda de velocidades das águas de transbordo. Para o autor, as vazantes

seriam “leitos fósseis” desses antigos canais e atribuiu a origem das milhares de lagoas, ao ressecamento dos antigos canais formando áreas deprimidas seccionadas. As lagoas seriam o registro desses antigos leitos, individualizadas em segmentos de lagos, interconectados pelas modernas vazantes em períodos de cheia.

Apesar de não haver consenso sobre quais processos atuaram na gênese da paisagem da Nhecolândia, os trabalhos publicados após a década de 1980 assumiram um viés paleoclimático, reconhecendo-se a presença de climas secos ou com tendência a aridez no Quaternário Superior do Pantanal. [Tricart \(1982\)](#) considerou o mosaico formado pelas lagoas como decorrente de depressões originadas por processos de deflação eólica, comparando-as com formas similares existentes nos Pampas argentinos. Com base na interpretação de imagens de radar, mapeou as principais áreas de atuação dos processos eólicos no Pantanal em períodos mais secos no passado. O autor ressaltou que a granulometria fina dos sedimentos propicia a deflação e relacionou a presença de climas áridos pela presença de salinidade, comparando as lagoas salinas a *sabkhas*, terminologia árabe para designar a presença de locais com salinidade relacionada a ambientes áridos.

Assumindo a hipótese de origem eólica e utilizando imagens de radar, [Klammer \(1982\)](#) interpretou as cordilheiras como dunas longitudinais fósseis, orientadas nas direções NNE-SSW e NNW-SSE. O autor caracterizou um regime de paleoventos constantes de NNE e NNW e que as lagoas se formaram em áreas interdunas. [Klammer \(1982\)](#) se referiu ao relevo do Pantanal como ao de um deserto posto sob influência de clima úmido e considerou as lagoas salinas como *salt pans*.

Depressões de deflação, incluindo as das lagoas da Nhecolândia, foram analisadas nos trabalhos de [Goudie \(1991\)](#) e [Goudie e Wells \(1995\)](#) e interpretadas como *salt pans*. Embora tenha considerado que as lagoas tenham se formado em áreas interduna, foi [Klammer \(1982\)](#) quem, pela primeira vez, utilizou a denominação *salt pans* para se referir às salinas do Pantanal. *Salt pans* são áreas com deficiência de areia disponível, onde, devido à flutuação do freático, podem surgir corpos d’água efêmeros, que secam por evaporação.

Uma ampla revisão das evidências geomorfológicas relacionadas às mudanças paleoambientais na América do Sul foi realizada por [Clapperton \(1993\)](#) que concluiu que o volume de precipitação era bastante reduzido durante o Último

Máximo Glacial, o que submeteu o continente sul americano a um regime climático distinto do atual. Segundo este autor, a região do Chaco-Pantanal apresentava climas áridos que possibilitavam a formação de campos de dunas. A partir disto, interpretou que o Anticiclone do Atlântico Sul estava numa posição mais austral durante a formação desses campos de dunas. De fato, paleocampos de dunas eólicas foram identificados por [Latrubesse et al., \(2012\)](#) no chaco boliviano (~300km a oeste da Nhecolândia) e interpretado como decorrente da atuação eólica do Último Máximo Glacial até o Holoceno.

Atualmente duas vertentes, não excludentes, tentam explicar a origem da paisagem lacustre e a origem das lagoas salinas em si. A primeira fundamenta-se em processos eólicos pretéritos e dinâmicas hídricas do final do Holoceno, e a segunda com base na geoquímica moderna. As duas hipóteses levam em consideração a atuação de eventos passados e contemporâneos. Um das maiores críticas ao modelo eólico baseia-se no fato que não foram encontrados elementos considerados típicos de depósitos eólicos, tais como estruturas de estratificação cruzada ou marcas impressas nos grãos de areia. [Soares et al., \(2003\)](#) argumenta que características morfoscópicas e morfológicas típicas de transporte eólico não foram impostas de forma generalizada nas areias devido ao pouco tempo de retrabalhamento.

Para [Assine \(2003\)](#) o estudo da geomorfologia da área de Nhecolândia permite verificar que muitas formas, especialmente as lagoas isoladas (salinas), não podem ser explicadas por processos aluviais. Processos eólicos por sua vez explicam tais feições, de forma que é bastante consistente a interpretação de que existem formas reliquiares produzidas por deflação eólica na Nhecolândia. Para [Assine \(2003\)](#), [Soares et al., \(2003\)](#) e [Assine e Soares \(2004\)](#), os sedimentos arenosos superficiais da Nhecolândia e as lagoas constituem herança de paleoclimas quaternários, no qual houve o retrabalhamento por processos eólicos, com formação de depressões de deflação e deposição em *lunnetes*, esporões, barras e praias arenosas mais largas na margem sul das depressões de deflação. Com a umidificação da planície do Pantanal pós-período glacial, houve elevação regional do nível freático e as depressões de deflação foram inundadas, constituindo a miríade de lagoas da Nhecolândia.

Alguns pesquisadores consideram que não há evidências suficientes que sustentem a interpretação de formas eólicas na Nhecolândia ([Colinvaux et al., 2000](#)).

Os cordões arenosos (cordilheiras) estão alinhados segundo a direção aproximada NE, mas não são retilíneos, conforme proposto por [Klammer \(1982\)](#), uma vez que acompanham a forma das lagoas. Assim, embora o vento possa ter impresso sua marca na paisagem pantaneira, muito há ainda por ser caracterizado com relação a paleodunas e a paleodireções do vento, especialmente porque os enxames de dunas longitudinais de direção NNE e NNW, identificados por [Klammer \(1982\)](#) em imagens de radar, não foram reconhecidos em imagens de satélite ([Soares et al., 2003](#); [Assine 2003](#); [Assine e Soares 2004](#)).

Novos dados estão mostrando que a paisagem é realmente complexa, mas que novas linhas de interpretação devem ser perseguidas. Os sedimentos superficiais da Nhecolândia não exibem fácies fluviais como a presença de grânulos e/ou seixos ou qualquer característica de paleocanais ou de diques marginais ([Mendes, 2014](#)). A agradação lenta e contínua das cordilheiras durante o Holoceno não é característica de deposição de fácies fluviais em sistemas avulsivos como os que caracterizam os megaleques do Pantanal. Também não é compatível com sedimentação em dunas eólicas ativas, cuja migração é rápida ([Mendes, 2014](#)).

A salinidade das lagoas salinas é outra questão bastante discutida, com avanços recentes. [Tricart \(1982\)](#) atribuiu a salinidade como decorrente de climas áridos no passado e [Ab'Sáber \(1988\)](#) ao isolamento de meandros abandonados que possibilitaram o acúmulo de sais. Alcalinização por processos biogeoquímicos ([Almeida et al., 2009](#); [Bergier et al., 2014](#)) e processos geoquímicos recentes e ainda atuantes ([Barbiero et al., 2002](#); [Furquim et al., 2010](#); [Furian et al., 2013](#)) são também aventados para explicar a peculiar composição das águas das lagoas salinas da Nhecolândia. Estudos geoquímicos envolvendo águas superficiais e do subsolo da Nhecolândia sugerem que as lagoas salinas são resultado do equilíbrio dos fluxos de água atuais e processos geoquímicos, na qual a água salina surge da concentração por evaporação de água doce proveniente do subsolo ([Barbiero et al., 2002](#); [Furquim et al., 2010](#); [Furian et al., 2013](#)), e que podem estar sendo em parte mantidas por indução biológica numa via sódica-alcalina por organismos extremófilos que possuem sistema antiporter Na^+ ([Bergier et al., 2014](#)).

O que se constata sobre a origem da paisagem da Nhecolândia ou sobre a evolução das lagoas salinas é que grande parte dos trabalhos realizados teve como base a interpretação de imagens de radar e de satélite, havendo disponibilidade de poucas informações e nenhuma datação confiável. Os modelos de funcionamento

biogeoquímico modernos ([Barbiero et al. 2002](#); [Furian et al. 2013](#); [Bergier et al. 2014](#)) trouxeram importantes resultados sobre o mecanismo atual destas lagoas, mas são um desafio para a compreensão da evolução das lagoas salinas se analisados rigorosamente de forma isolada. Um estudo paleolimnológico e paleoambiental pode contribuir na caracterização dos padrões da evolução biogeoquímica, e, principalmente na cronologia dos eventos, uma vez que os sedimentos das lagoas salinas preservaram registros temporais de mudanças sedimentológicas, geoquímicas, hidrológicas e biológicas ([ver Capítulos 5, 6 e 7](#)).

Para contribuir com essas discussões, uma nova abordagem, originalmente guiada por bioindicadores ambientais, como as espículas de esponjas é proposta nesta tese para o reconhecimento de mudanças paleoambientais nas lagoas salinas da Nhecolândia. Um breve histórico sobre a utilização desses bioindicadores ambientais será apresentado a seguir.

2.4. Espículas de esponjas de água doce em estudos paleoambientais

Esponjas de água doce são animais sésseis do Filo Porífera, da classe Demospongiae, que podem ser encontrados em corpos d'água temporários ou perenes, como rios, lagoas e ambientes costeiros mixohalinos ([Brusca e Brusca, 2007](#); [Manconi e Pronzato, 2007](#); [Machado, 2009](#)). Placas de esponjina envoltas de micrométricas espículas silicosas unem as esponjas a um substrato submerso constituído principalmente de galhos, rochas, raízes de macrófitas e troncos de árvores. Megascleras, gemoscleras e microscleras são as principais espículas que compõem e envolvem o esqueleto e as estruturas de reprodução das esponjas ([Volkmer-Ribeiro, 1999](#); [Volkmer-Ribeiro e Pauls, 2000](#); [Machado, 2009](#)).

Megascleras são espículas maiores que integram a rede esquelética do animal na forma feixes e as microscleras são espículas menores geralmente encontradas na superfície das esponjas. Gemoscleras envolvem as estruturas de reprodução chamadas gêmulas e constituem o elemento morfológico mais importante na identificação taxonômica ([Manconi e Pronzato 2002](#); [Pinheiro, 2007](#)), seguida das microscleras.

Dependendo das condições ambientais e hidrológicas, as esponjas podem se reproduzir de forma sexuada ou assexuada ([Manconi e Pronzato 2002](#); [Volkmer-Ribeiro e Parolin 2010](#)). Sob condições estáveis sem grandes flutuações no nível da

água, a reprodução é sexuada com liberação de larvas livre natantes que possibilitam a dispersão da espécie (Brusca e Brusca, 2007, Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010). Ambientes sujeitos a grandes variações sazonais ou expostos à secas periódicas induzem a reprodução assexuada, com liberação de gêmulas. Essas estruturas de reprodução são constituídas por conjuntos de células totipotentes (Manconi e Pronzato 2002), que tem a capacidade de auto-replicação, isto é, gerar uma cópia idêntica de si mesma. Isso permite que as esponjas possam sobreviver a eventos extremos de seca e se desenvolver novamente sob condições mais favoráveis de umidade (Brusca e Brusca, 2007, Pinheiro, 2007; Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010).

Fragmentos do corpo das esponjas com gêmulas se desagregam estacionalmente. A esponjina presente nessas estruturas é decomposta, liberando as espículas no ambiente (Machado, 2009). Essas espículas podem ser incorporadas por organismos sintetizadores de sílica amorfa, podem sofrer transporte, ou se depositar nos sedimentos no fundo de rios e lagos. A constituição silicosa das espículas possibilita que sejam preservadas em sedimento (Volkmer-Ribeiro e Motta, 1995; Volkmer-Ribeiro et al., 1995; Hoffman et al., 2002; Machado, 2009).

Racek (1966) foi um dos pioneiros na utilização de espículas de esponjas preservadas em sedimento como indicadores de paleoambientes. Contudo, a falta de estudos sistematizados sobre a fauna das esponjas de água doce na época, a taxonomia confusa e a inexistência de dados sobre a ecologia das espécies dificultavam o uso das espículas na interpretação de paleoambientes. Um amplo estudo realizado por Penney e Racek (1968) organizou de forma sistemática o conhecimento sobre esponjas de água doce e com base nesses estudos, Poirrier (1969, 1974), Harrison (1974, 1977, 1979), Harrison e Harrison (1977) e Harrison et al. (1977) caracterizaram a ecologia individual de cada espécie de esponja, sobretudo as da América do Norte.

O uso de espículas de esponjas de água doce em estudos limnológicos, paleolimnológicos e paleoambientais foi melhor difundido depois que Harrison (1988) compilou dados ecológicos de diferentes espécies, relativos a pH, cálcio, condutividade elétrica, íons carbonatados e influência de luminosidade. Esses estudos permitiram correlacionar as variações ecomórficas das esponjas, caracterizadas por Poirrier (1974), aos parâmetros ambientais como a preferência a

ambientes lóticos e lênticos, além de outros parâmetros físicos como oxigenação e turbidez.

As esponjas de água doce habitam uma notável gama de ambientes tropicais e subtropicais (Manconi e Pronzato 2002), com importantes avanços no estudo da atual biogeografia em ambientes brasileiros (Pinheiro, 2007). A distribuição das espécies ou comunidades de esponjas está associada principalmente ao tipo de ambiente, se lótico ou lêntico, se perene ou temporário (Manconi e Pronzato 2002; Pinheiro, 2007; Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010).

Dadas essas particularidades ambientais, ecomórficas e características reprodutivas, as esponjas de água doce possibilitam incorporar importantes informações ambientais, que favoreceram o crescente uso das espículas em estudos paleoambientais, paleoecológicos e paleolimnológicos, sobretudo do Quaternário Superior brasileiro (Volkmer-Ribeiro e Turcq, 1996; Volkmer-Ribeiro e Machado, 2007, Parolin et al., 2008, McGlue et al., 2012, Kuerten et al., 2013 e Guerreiro et al., 2013).

2.5. Área estudada

O Pantanal da Nhecolândia ocupa uma área de aproximadamente 24.000 km² na porção sul do megaleque do Taquari (Zani et al., 2012). Está delimitado ao norte pelo rio Taquari, ao sul pelo rio Negro, ao oeste pelo rio Paraguai e a leste pelo planalto de Maracaju-Campo Grande (Figura 2). As lagoas estão distribuídas em uma área de aproximadamente 8.000 km² na Baixa Nhecolândia. Nesta tese, será usado apenas o termo Nhecolândia para se referir a área das lagoas, sem diferenciação entre alta e baixa.

Devido a grande extensão territorial, duas áreas distintas localizadas nas regiões oeste e sul e distantes cerca de 80 km entre si, foram escolhidas para amostragens sedimentares e comparação dos resultados (Figura 16). Essas áreas foram escolhidas por concentraram os principais levantamentos, pesquisas e publicações em todo o Pantanal da Nhecolândia, cujos resultados forneceram importantes subsídios para as discussões apresentadas neste trabalho.

As lagoas salinas amostradas possuem formas ovóides, irregulares e alongadas, coluna d'água inferior a 1 m e são desprovidas de vegetação anfíbia e de

borda/praias. Em cada capítulo de resultado serão caracterizados os pontos amostrados e as lagoas salinas utilizadas para as interpretações.

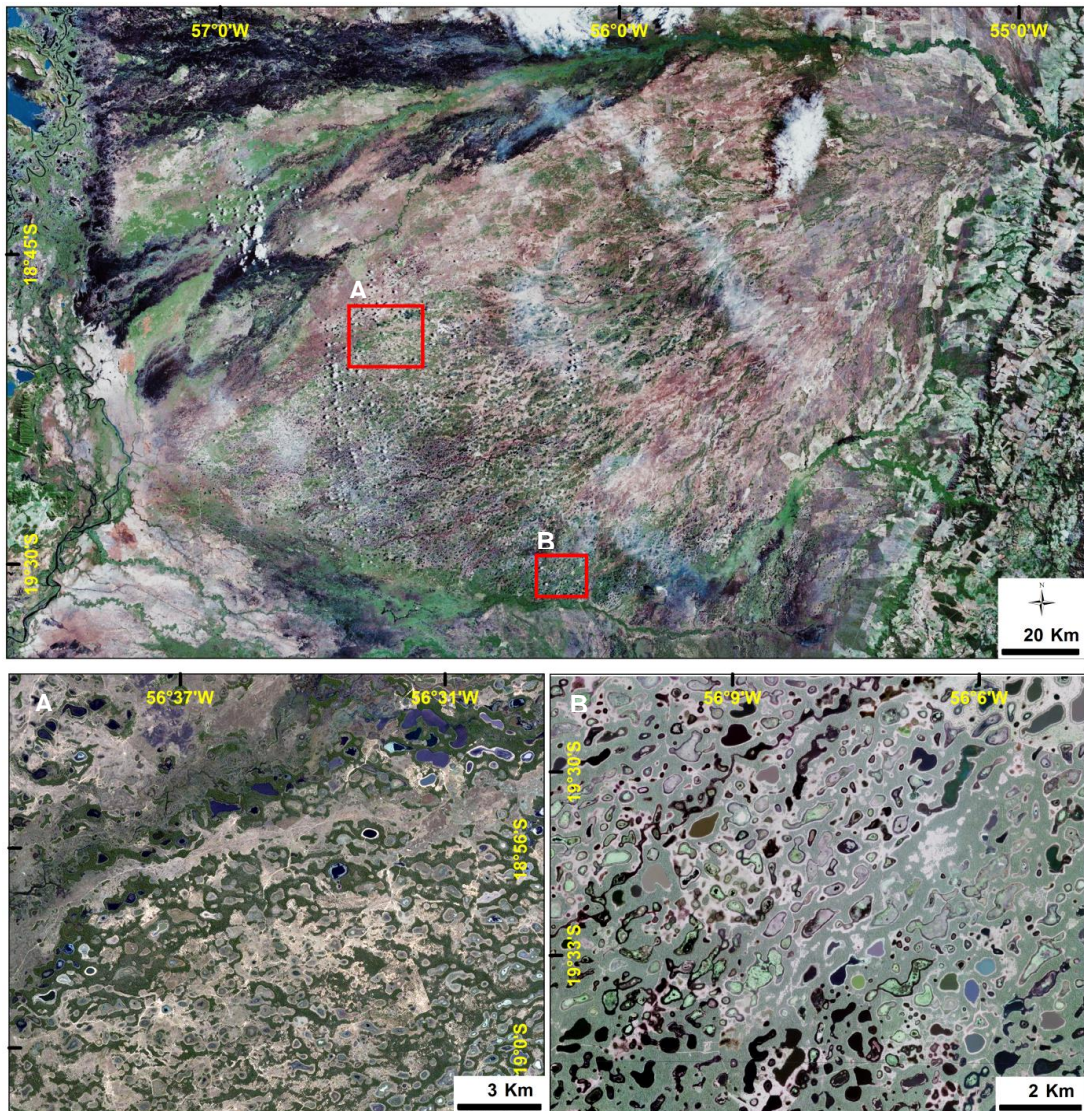


Figura 16. Pantanal da Nhecolândia. Os quadros em vermelho são as áreas onde foram feitas as amostragens sedimentares das lagoas salinas (Imagens *plug in* Basemap ArcGis 10.2)

O clima do Pantanal é controlado pela *South American Summer Monsoon* (SASM) que traz ventos alísios úmidos de nordeste do oceano Atlântico e Amazônia para o interior do Brasil (Zhou e Lau, 1998). Este processo é crítico para o início do pulso de inundação do Alto Paraguai e do desenvolvimento das zonas úmidas sazonais na maior parte do Pantanal (Hamilton et al., 1997; McGlue et al., 2011). Na

Nhecolândia o clima é tropical semiúmido com temperatura média de 25°C e duas estações bem definidas: verão chuvoso e inverno seco, com precipitação anual de 1100 mm, que contrasta com evapotranspiração de 1400 mm, promovendo um déficit hídrico regional de 300 mm (Furian et al., 2013). O contraste térmico dia-noite entre a área das lagoas salinas e as florestas circundantes gera alternância de ventos que aumentam as taxas de evaporação (Quénol et al., 2006).

A Nhecolândia é em grande parte isolada da influência direta das águas de inundação dos rios Taquari, Paraguai e Negro. Por consequência, o padrão de inundação na Nhecolândia é mais sensível à ação direta da chuva, da descarga de águas subterrâneas e da evaporação. Diferenças na topografia e na dinâmica destas inundações possibilitaram o desenvolvimento de um mosaico vegetacional bastante diverso, cuja vegetação de Cerrado é predominante em toda área de estudo. Campos e vegetação arbustiva ocupam as áreas baixas e sujeitas a inundações periódicas, enquanto nas áreas mais altas, como as cordilheiras, predomina densa vegetação arbórea (Costa et al., 2015).

3. OBJETIVOS

O objetivo central da tese é decifrar as mudanças paleoambientais do Pleistoceno Superior ao Holoceno Superior no Pantanal da Nhecolândia, com base na interpretação de dados *multiproxy* e geocronológicos em sedimentos recuperados das lagoas salinas da Nhecolândia.

Para alcançar tal objetivo, foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- 1) Caracterização das condições geográficas e bioquímicas das lagoas salinas;
- 2) Obtenção de testemunhos sedimentares em lagoas salinas em porções distintas da Nhecolândia;
- 3) Descrição de fácies sedimentares;
- 4) Caracterização da composição geoquímica dos sedimentos para conteúdos de Carbono Orgânico Total (TOC), Carbono Inorgânico Total (TIC), Nitrogênio Total (TN) e razão Carbono:Nitrogênio (C:N);
- 5) Interpretação do conteúdo micropaleontológico por meio das espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas preservadas em sedimento para averiguação de mudanças ambientais *multiproxy*;
- 6) Determinação da idade absoluta dos sedimentos arenosos (LOE) e orgânicos (^{14}C) que compõem os sedimentos das lagoas salinas;
- 7) Interpretação das mudanças ambientais das lagoas salinas do o Pleistoceno Superior ao Holoceno;
- 8) Correlação das mudanças paleoambientais identificadas na área estudada ao padrão das mudanças paleoclimáticas regionais.

Os resultados alcançados estão apresentados nos capítulos a seguir. No capítulo 5 é apresentada a cronologia dos depósitos orgânicos das lagoas salinas do oeste da Nhecolândia, os resultados das análises granulométricas, geoquímicas, os modelos de idade com taxas de sedimentação e os primeiros resultados sobre o conteúdo microfossilífero preservado em sedimento. O objetivo deste capítulo foi apresentar um panorama geral dos arquivos sedimentares das lagoas salinas e da sensibilidade destes ecossistemas frente as mudanças paleoclimáticas do Pantanal no decorrer do Holoceno.

No capítulo 6 são apresentados e discutidos os resultados na análise paleoambiental das assembleias de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas preservadas em sedimento, que evidenciaram importantes mudanças na hidrologia das lagoas no Holoceno Superior.

No capítulo 7 é apresentada uma síntese dos resultados sedimentológicos, geocronológicos, geoquímicos e de espículas de esponjas, integrando os dados das duas áreas estudadas, com enfoque nas mudanças paleoambientais e na evolução das lagoas salinas do Pleistoceno Superior ao Holoceno.

4. MATERIAIS E MEIOS

4.1. Campanhas de campo

Três campanhas de campo foram realizadas em março e novembro de 2014 e em março de 2015, para reconhecimento e caracterização geográfica, coleta de material sedimentar e caracterização de condições bioquímicas das lagoas salinas (Tabela 2). A grande extensão territorial e as dificuldades de acesso não possibilitaram que toda a Nhecolândia fosse percorrida. Duas áreas foram escolhidas nas regiões oeste e sul, que compreendem as áreas mais estudadas pela comunidade científica.

O acesso às áreas de estudo e aos pontos de coleta só é possível por meio da utilização de veículos 4x4, mesmo em períodos de seca. Em época de cheia, o principal meio de acesso se faz com o uso de tratores ou veículos equipados com Snorkel ou avião de pequeno porte. O acesso à área sul atravessa a planície do rio Negro, seguindo o traçado da rodovia MS-170 (rodovia não pavimentada). A MS-170 possui aterro até a altura da Fazenda Retirinho (S19°53'13"/W56°01'30"), onde passa a correr diretamente sobre a planície aluvial do rio Negro, cujo traçado varia de acordo com a intensidade e o período de cheia e vazante. A rodovia atravessa várias fazendas e o trecho mais crítico é conhecido pelos pantaneiros como Boca Quente. Este trecho trata-se da porção mais deprimida da planície do Negro, próximo a calha do rio. A natureza sedimentar dessa área, composta principalmente por silte e argila (Mendes, 2014) torna constantes os atoleiros, de modo que é recomendado carros de apoio ou a contratação de motoristas locais.

O acesso à área oeste da Nhecolândia se dá pela Estrada Parque (MS-184), na altura do KM 646 da BR-262 (Buraco das Piranhas). A Estrada Parque é uma rodovia em aterro, sem pavimentação asfáltica, que possibilita acesso em qualquer época do ano, exceto em excepcionais cheias. O acesso para o Pantanal da Nhecolândia se dá a direita da "Curva do Leque". Os principais atoleiros são em pontos mais deprimidos das vazantes ou em corixos. Em épocas de cheia, as vazantes ficam submersas em até 2 m de coluna d'água, dificultando trabalhos de campo na região.

Tabela 2. Áreas e pontos amostrados com respectiva caracterização do tipo de análise realizada

Área	Característica dos pontos de coleta				Análises da água				Análises sedimentares					
	Lat Long	Cód	Nome local	Área (km ²)	Formato	Cor	An quím	Parâm Bioquim	Test. de sondagem	Gran	Geoqu	Micro fósseis	Datação ¹⁴ C	LOE
Oeste	S18°59'01" W56°39'44"	NM1	Salina da Ponta	0,14	Irregular alongada	Verde musgo			X	X	X	X	X	X
	S18°58'28" W56°38'52"	NM2	Salina do Meio	0,05	Circular				X	X	X		X	
	S18°55'43" W56°33'01"	NM3	Salina Babaçu	0,10	Ovoide				X	X	X	X		X
	S18°54'06" W56°30'14"	NM4	Salina Máscara	0,34	Irregular alongada				X	X	X	X	X	
Sul	S19°32'54" W56°06'25"	BA1	Salina Sete	0,14	Irregular ovoide	Verde musgo	X	X	X					
	S19°32'39" W56°05'52"	BA2	Salina Sete B	0,13	Ovoide	Preta	X	X						
	S19°32'58" W56°06'01"	BA3	Salina Sete C	0,13	Circular		X	X						
	S19°29'36" W56°09'31"	BA4	Salina B. Branco	0,24	Irregular	Preta	X	X			X	X	X	X
	S19°32'53" W56°07'42"	BA5	Salina Redonda	0,08	Circular	Verde musgo	X	X						
	S19°32'49" W56°07'55"	BA6	Salina Mineira	0,13	Irregular alongada	Preta	X	X						
	S19°30'47" W56°09'51"	BA7	Salina M. Maravilha	0,23	Ovoide alongada	Verde musgo	X	X	X		X	X	X	X
	S19°29'11" W56°09'20"	BA8	Salina Tubarão	0,15	Irregular	Transp arente	X	X						
	S19°30'41" W56°09'23"	BA9	Salina Coração	0,16	Irregular	Verde musgo	X	X	X		X	X	X	X
	S19°29'18" W56°09'27"	BA10	Salina América	0,20	Alongada	Turva	X	X	X					
	S19°30'01" W56°08'58"	BA11	Salina Japão	0,31	Irregular	Turva	X	X	X					
	S19°33'18" W56°07'56"	BA12	Baía Terra Preta	0,22	Irregular				X			X		

4.2. Parâmetros bioquímicos

Diversos parâmetros físico-químicos foram mensurados *in loco* em diferentes lagoas salinas da área sul da Nhecolândia e posteriormente comparadas/compiladas às principais referências disponíveis (Barbiero et al., 2002, 2008; Costa e Telmer, 2006; Fernandes, 2007; Malone, 2010; Almeida et al., 2011; Furian et al., 2013; Santos 2013; Bergier et al., 2014) incluindo dados de lagoas de água doce. Medidas de pH, condutividade elétrica (CE), totais de sólidos dissolvidos (TDS) e salinidade (Salt) foram realizadas em lagoas salinas da área sul. Medidas únicas no rio Negro foram mensuradas para comparação.

As medidas *in loco* foram realizadas a 10 cm de profundidade na região marginal e central das lagoas salinas com sonda multiparâmetro de água digital portátil modelo Oakton PCSTestr 35 (Figura 17). A caracterização bioquímica das águas foi determinada utilizando colorímetro Foss Tecator Fiastar 5000 e espectrofotômetro Horiba Jobin Yvon Ultima ICP-OES, no Laboratório de Conversão de Biomassa da EMBRAPA Pantanal. As amostras de água foram coletadas a 30 cm de profundidade, nos mesmos pontos onde foram mensurados os parâmetros físico-químicos.

4.3. Testemunhos de sondagem

Os sedimentos foram recuperados de sondagens rasas (<3 m), obtidas com auxílio de vibrotestemunhador e marreta, em cilindros de alumínio de 76 mm de diâmetro (Figura 18). Uma talha manual com capacidade para 1 tonelada e um bipé de madeira foram utilizados para retirar os cilindros com sedimento (técnica adaptada de Martin et al., 1995). As sondagens foram realizadas sob lâmina d'água na porção central e perimarginal das lagoas e no topo de uma cordilheira (Tabela 3).



Figura 17. Calibração do equipamento (A) e medição dos parâmetros físico-químicos com sonda multiparâmetro de água digital portátil modelo Oakton PCSTestr 35 nas lagoas salinas (B e C).



Figura 18. Cenas dos trabalhos de campo. Preparação de equipamento vibrotestemunhador (A e B) e percussão manual com auxílio de marreta para coleta de testemunhos de sondagem nas lagoas salinas (C). Bipé de madeira (D) adaptado com pequenas pranchas, construído especificamente para utilização das lagoas salinas (Fotos: Eder Merino e Hudson Macedo, 2014).

As primeiras sondagens não foram bem sucedidas e os sedimentos eram perdidos durante a extração dos cilindros de alumínio. A solução em campo foi lacrar a parte superior dos cilindros com fita adesiva. Esse procedimento permitiu estabelecer uma pressão interna, possibilitando que os sedimentos fossem recuperados sem perdas expressivas. Todas as sondagens foram recuperadas após a aplicação dessa técnica e a percussão manual com o uso de marreta nas lagoas salinas mostrou-se mais eficiente se comparada ao vibrotestemunhador.

Os testemunhos foram abertos, descritos e fotografados no Laboratório de Estudos do Quaternário (LEQ), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP-Rio Claro e nos laboratórios do Instituto Federal do Paraná, Campus Assis Chateaubriand. As fácies sedimentares foram analisadas e caracterizadas a textura, a estrutura sedimentar e os contatos litológicos, utilizando técnicas padrão para descrição de sedimentos lacustres ([Schnurrenberger et al., 2003](#)).

Tabela 3. Áreas, pontos amostrados e testemunhos sedimentares recuperados.

Área	Lat	Cód	Nome local	Local amostrado		Testemunhos recuperados/profundidade
	Long			Margem	Centro	
Oeste	S18°59'01" W56°39'44"	NM1	Salina da Ponta		X	1/170 cm
	S18°58'28" W56°38'52"	NM2	Salina do Meio		X	1/237 cm
	S18°55'43" W56°33'01"	NM3	Salina Babaçu		X	1/237 cm
	S18°54'06" W56°30'14"	NM4	Salina Máscara		X	1/200 cm
Sul	S19°32'54" W56°06'25"	BA1	Salina Sete	X		1/44 cm
	S19°29'36" W56°09'31"	BA4	Salina Burro Branco		X	1/75 cm
	S19°30'47" W56°09'51"	BA7	Salina Mara Maravilha	X	X	1 Margem/55 cm 1 Centro/52 cm
	S19°30'41" W56°09'23"	BA9	Salina Coração	X	X	1 Margem/85 cm 1 Centro/40 cm
	S19°33'18" W56°07'56"	BA12	Baía Terra Preta	X		1/115 cm

4.4. Caracterização geoquímica

Cerca de 3 cm³ de sedimentos, amostrados em intervalos a cada 5-10 cm, foram analisados para determinar os conteúdos de carbono orgânico total (*Total Organic Carbon – TOC*), de carbono inorgânico total (*Total Inorganic Carbon – TIC*) e de nitrogênio total (*Total Nitrogen - TN*).

A quantidade total de carbono foi medida utilizando o equipamento LECO SC 144DR no *Pioneer Natural Resources Stratigraphy and Paleo-environments Laboratory*, do Departamento de Ciências da Terra e do Ambiente, da Universidade do Kentucky. O teor de carbono foi analisado mediante a combustão de 0,2-0,3 gramas de amostra a 1350°C, enquanto um detector infravermelho detectava a liberação de CO₂ e SO₂, que foram então calibrados com um padrão de calcita (CaCO₃) pura e sulfato de prata (Ag₂SO₄) puro, respectivamente.

Após a análise inicial de carbono, o conteúdo de carbono orgânico total foi determinado por uma seleção de amostras, posterior descalcificação com 1N HCl numa placa de aquecimento. Cerca de 0,2-0,3 gramas de amostra foram pesadas num recipiente de cerâmica e colocadas sobre uma placa quente a uma temperatura de 90°C, e adicionados aproximadamente 15 gotas de HCl. Após secagem, uma segunda alíquota de HCl foi adicionado à amostra. Se o HCl ainda reagisse visivelmente com os carbonatos dentro da amostra, o procedimento era repetido (McGlue et al., 2011). A mensuração dos teores de TIC foram obtidos do resultado do ataque ácido (5 ml de HCl) mediante a liberação e detecção do conteúdo total de carbonatos pelo equipamento UIC Carbonate Coulometer no *Kentucky Geological Survey*. Os valores de TOC e TIC estão apresentados na forma de porcentagem em relação ao peso da amostra seca. A precisão dessas análises foi de 0,3% para TOC e de 0,2% para TIC.

O conteúdo de Nitrogênio Total dos sedimentos foi mensurado no laboratório *Stable Isotope Ratio Facility for Environmental Research-SIRFER*, da Universidade de Utah, com precisão de +0,2%. Valores de Nitrogênio Total abaixo de 0,1% foram desconsiderados. Os valores de C:N foram calculados com base nos resultados de carbono orgânico obtidos pelo LECO e o total de nitrogênio obtido a partir de análise elementar, com os resultados apresentados como razões molares. Dados de carbono orgânico, carbonato e nitrogênio foram utilizados como parâmetros para

interpretação de paleoprodutividade e proveniência da matéria orgânica (e.g., [Meyers and Ishiwatari, 1993](#)).

4.5. Caracterização granulométrica

Análises granulométricas foram processadas em granulômetro por difração a laser Malvern Mastersizer[®] equipado com unidade de dispersão aquosa Hydro 2000 no *Pioneer Natural Resources Stratigraphy and Paleo-environments Laboratory*, da Universidade do Kentucky, seguindo configurações e protocolos analíticos de [McGlue et al., \(2011\)](#). Cerca de 3 cm³ de sedimentos foram submetidos previamente a ataque ácido para remoção de matéria orgânica, carbonatos e sílica biogênica. As amostras foram agitadas e dispersas utilizando uma solução diluída de hexametáfosfato de sódio e sonicadas antes da medição. A técnica de difração a laser mede a intensidade da luz espalhada por meio de um feixe de laser que interage com partículas dispersas da amostra. Os dados foram analisados para calcular a distribuição do tamanho das partículas obtidas a partir do padrão de espalhamento gerado. Os resultados estão expressos seguindo a escala de [Wentworth \(1929\)](#) e a classificação utilizada pelo *United States Geological Survey (USGS)* em argila (<4µm), silte (4-63 µm), areia muito fina (63-125 µm), areia fina (125-250 µm) e areia média (250-500 µm).

4.6. Geocronologia

Sedimentos de seis lagoas salinas das áreas oeste (n=3) e sul (n=3) foram datados por ¹⁴C e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Os intervalos para datação foram escolhidos após análise prévia dos resultados sedimentares, geoquímicos e com espículas de esponjas ([detalhes nos capítulos 5, 6 e 7](#)), de modo a estabelecer com maior resolução a cronologia dos eventos de mudanças ambientais identificadas por meio dos resultados obtidos.

4.6.1. Datação por ¹⁴C

Amostras sedimentares com matéria orgânica com cerca de 3 a 4 gramas, extraídos de intervalos sedimentares previamente analisados, foram embaladas em

papel alumínio e enviadas para datação por ^{14}C no Laboratório Beta Analytic, na Flórida, Estados Unidos. Em laboratório, as amostras foram peneiradas ($<63\ \mu\text{m}$) para isolar a matéria orgânica fina e a fração insolúvel ácida destes sedimentos orgânicos foi analisada no *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS) para determinação das idades. Os resultados das idades 2σ foram calibrados em idades calendário antes do presente (ano de 1950) no software CALIB 6.0 e abreviadas como “cal. anos AP”.

4.6.2. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada

As amostras para datação LOE foram extraídas em ambiente sob luz vermelha e armazenadas em recipientes de plástico fosco e embalados com papel alumínio. Amostras para determinação de doses de radiação gama foram coletadas num raio de 5 cm do intervalo amostrado para datação.

As amostras foram processadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (IG-USP, São Paulo) pelo Dr. Fabiano do Nascimento Pupim. Os sedimentos foram peneirados (malha 180 - 250 μm) e submetidos a ataque com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 27% para eliminação de matéria orgânica; ácido clorídrico (HCl) a 3,7% para eliminação de carbonatos; ácido fluorídrico (HF) de 48-51% por 40 minutos para eliminação de feldspatos; e, separação densimétrica por solução de politungstato de sódio (densidade 2,75 g/cm^3 e 2,262 g/cm^3) (Sawakuchi et al., 2008). Cada uma das amostras foram subdivididas em 12 ou 24 alíquotas e submetidas para medição da dose equivalente natural, utilizando o protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative-Dose*). As análises LOE/SAR foram realizadas em um sistema automático Risø (*Risø National Laboratory*). As doses equivalentes finais foram determinadas por médias ponderadas das alíquotas mensuradas.

A preparação das amostras para determinação da taxa dose teve início com a pesagem e secagem para mensurar o teor de umidade. As amostras secas foram embaladas em recipiente plástico e armazenadas em repouso por pelo menos 21 dias, de modo a restabelecer o equilíbrio secular na cadeia de decaimento radioativo após a perda de ^{222}Rn durante o manuseio da amostra. A medição da radiação da amostra foi feita por espectrometria gama com detector de germânio de alta pureza (HPGe) e a contribuição da radiação cósmica na taxa de dose calculada no aplicativo *Kosmische Dosisleistung* (Barbouti & Rastin, 1983), incorporando dados

de latitude, longitude, elevação, profundidade da amostragem e a densidade de cada amostra.

4.7. Modelos de idade e taxas de sedimentação

Os modelos de idade foram desenvolvidos com base na modelagem Bayesiana (profundidade vs. idade) utilizando o software BACON em R ([Blaauw e Christen, 2011](#)). No BACON as idades ^{14}C foram calibradas utilizando o sistema SHCal13, em virtude da localização do Pantanal na região tropical do hemisfério sul ([Hogg et al., 2013](#)). As idades “pós-bomba”, que correspondem as idades posteriores ao ano de 1950, foram calibradas utilizando a curva de calibração pós-bomba SH3 ([Hua et al., 2013](#)). O software BACON estima taxas de acúmulo de sedimentos com base em milhões de iterações na *Markov chain Monte Carlo* (MCMC) ([Geyer 2011](#)).

4.8. Espículas de esponjas de água doce

As análises com espículas de esponjas tiveram principal enfoque na caracterização dos paleoambientes e das condições paleohidrológicas das lagoas salinas da Nhecolândia durante as fases de deposição dos sedimentos entre o Pleistoceno Superior e Holoceno. Estas análises foram realizadas em sedimentos recuperados de três lagoas salinas da área oeste (NM1, NM3 e NM4) e de três lagoas salinas da área sul (BA4, BA7 e BA9) em intervalos a cada 5 ou 10 cm e em intervalos <5 cm, quando constatada mudanças ou variações no padrão de deposição de espículas após análises preliminares. Espículas de esponjas preservadas em sedimentos de outros ambientes da área sul foram analisadas, incluindo sedimentos superficiais de uma lagoa de água doce (BA12) e uma cordilheira, sobretudo, para efeito de comparação com os resultados obtidos nos sedimentos das lagoas salinas ([Tabela 3](#)). As amostras da cordilheira foram obtidas de intervalos datados por LOE e amostrados sistematicamente a cada de 30 cm em uma trincheira estudada por [Mendes \(2014\)](#).

Amostras com 1g de sedimento foram individualmente fervidas em tubo de ensaio com ácido nítrico (HNO_3) 65% e posteriormente lavadas diversas vezes com água destilada e álcool (70%), agilizando o processo com centrifugação. Três

lâminas foram confeccionadas utilizando em cada uma 25 µl do material resultante da centrifugação e aquecidas em chapa aquecedora a 50°C para evaporação do álcool. As lâminas foram resfriadas em temperatura ambiente (~25°C), cobertas com resina Entellan® e lamínula (Volkmer-Ribeiro e Turcq 1996) e analisadas em microscópio óptico.

As lâminas foram observadas sistematicamente e os resultados das análises estão apresentados segundo critérios quantitativos e qualitativos, e as ocorrências classificadas em muito rara (1-10), rara (11-20), comum (21-30) e abundante (>30) (baseado em Racek, 1974; Parolin et al., 2007; Kuerten et al., 2013 e Guerreiro et al., 2013), observando características tafonômicas como o grau de fragmentação. As espículas de esponjas foram fotografadas e classificadas conforme as três categorias descritas por Volkmer-Ribeiro e Pauls (2000), que incluem megascleras, gemoscleras e microscleras e identificadas com base nos trabalhos de Bonetto e Ezcurra de Drago (1966), Ezcurra de Drago (1974, 1979), Volkmer-Ribeiro (1992) Volkmer-Ribeiro e Motta (1995), Volkmer-Ribeiro et al., (1998), Pinheiro (2007) e Machado (2009).

As caracterizações paleoambientais foram baseadas na interpretação da ecologia das espécies de esponjas de água doce identificadas, nos parâmetros limnológicos e hidrológicos e a distribuição geográfica na região neotropical (Debrot and van Soest, 2001; Volkmer-Ribeiro e Machado, 2007; Machado et al., 2012; Parolin et al., 2008; Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010; Kuerten et al., 2013; Guerreiro et al., 2013), de acordo com o princípio do atualismo.

4.9. Frústulas de diatomáceas

Trinta e uma amostras foram coletadas dos testemunhos NM1, NM3 e NM4 para análise com diatomáceas no *Paleolimnology Laboratory*, do *Department of Earth and Environmental Systems*, na Universidade Estadual de Indiana, Estados Unidos. Um grama de sedimento extraído a cada 5-10 cm, foram tratados com HCl a 10% e H₂O₂ a 35% em temperatura ambiente, para remoção de matéria orgânica e carbonatos. As amostras foram imersas brevemente (15-30 segundos) num banho de água ultrassônica e agitadas mecanicamente para desagregar o material orgânico do inorgânico; não foi detectada nenhuma evidência de dano nas frústulas.

Quantidades conhecidas de microesferas de poliestireno foram adicionadas para estimar as concentrações de diatomáceas (Battarbee, 1986). As lâminas para análise em microscópio óptico foram montadas com resina sintética Zrax, com alto índice de refração. Frústulas de diatomáceas foram analisadas com aumento de 1000X e identificadas no mais alto nível taxonômico possível. Pelo menos 300 válvulas de diatomáceas foram identificadas em cada intervalo amostrado. Amostras com menos de 100 válvulas de diatomáceas, foram excluídos de todas as análises estatísticas (Stone et al., 2011). A caracterização das assembleias de diatomáceas empregou uma estratégia de enumeração estratificada para espécies *Aulacoseira*. Após as contagens iniciais de cada lâmina, a contagem de *Aulacoseira* continuou até que, quando possível, pelo menos 300 válvulas *Aulacoseira* em cada amostra (Stone et al., 2011). A interpretação paleoambiental foi baseada na ecologia das diatomáceas e nas preferências ambientais caracterizadas para cada espécie, disponível no banco de dados do *Diatoms of United States* (Spaulding et al., 2010) disponível em <https://westerndiatoms.colorado.edu/> e no banco de dados do *AlgaeBase* (Guiry e Guiry, 2016) disponível em <http://www.algaebase.org/>.

Frústulas de diatomáceas observadas nas lâminas dos testemunhos BA4, BA7 e BA9 foram consideradas, mas sem identificação específica, e estão apresentadas segundo os mesmos critérios quantitativos aplicados às espículas de esponjas.

4.10. Microscopia eletrônica de varredura

Amostras do testemunho NM1 foram analisadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LMEV) do Unespetro, utilizando microscópio Zeiss EVO MA15, operado em EHT 20-30 kV e 40-80 Pa de pressão, acoplado ao sistema Bruker EDS e detector SE (Secondary Electron), para obter imagens de alta resolução da superfície da amostra, pela captação de elétrons de baixa energia ejetados de sua superfície.

5. ARQUIVOS SEDIMENTARES DE LAGOAS SALINAS DO OESTE DA NHECOLÂNDIA: REGISTRO DE MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS DURANTE O HOLOCENO NO PANTANAL

Pouco se sabe sobre as mudanças paleoclimáticas e a cronoestratigrafia dos depósitos sedimentares das lagoas salinas da Nhecolândia. Registros paleoambientais são escassos ou limitados a datações isoladas em testemunhos rasos obtidos na borda das salinas ([Mendes, 2014](#)), tornando necessárias novas investigações, uma vez que arquivos sedimentares bem datados são vitais para compreender plenamente a resposta e a sensibilidade destes ecossistemas lacustres às mudanças paleoclimáticas no Pantanal.

Este capítulo apresenta resultados obtidos dos registros sedimentares das lagoas salinas da Nhecolândia, com enfoque na evolução paleoambiental e nas implicações destes resultados para decifrar paleoclimas e paleoambientes quaternários do Pantanal. Os resultados alcançados mostram que estes sedimentos podem ser importantes para testar hipóteses sobre a origem e evolução da paisagem da Nhecolândia.

As discussões sobre as implicações dos registros lacustres da Nhecolândia apresentadas neste capítulo visam contribuir com o debate apresentado por [McGlue et al., \(2015\)](#) sobre a ambiguidade dos registros lacustres holocênicos do Pantanal e a variabilidade da precipitação no Holoceno Superior.

5.1. Área estudada

Os sedimentos foram amostrados de três lagoas salinas da área oeste da Nhecolândia, distribuídas num transecto SW-NE de cerca de 20 km. As lagoas são conhecidas localmente como Salina da Ponta, Salina Babaçu e Salina Máscara, e são denominadas neste capítulo como NM1, NM3 e NM4, respectivamente ([Figura 19](#)). Estas lagoas apresentam área de 0,10 a 0,34 km² e são exemplos típicos das salinas da Nhecolândia. As lagoas possuem formas irregulares, ovoides e alongadas, coluna d'água inferior a 2 metros e são desprovidas de vegetação anfíbia e de borda/praias ([Figura 20](#)). São lagoas rasas e perenes com pH variável de 9,4 e 10 e condutividade elétrica de 556 e 5.790 µS/cm ([Malone et al., 2007](#); [Costa et al., 2015](#)).

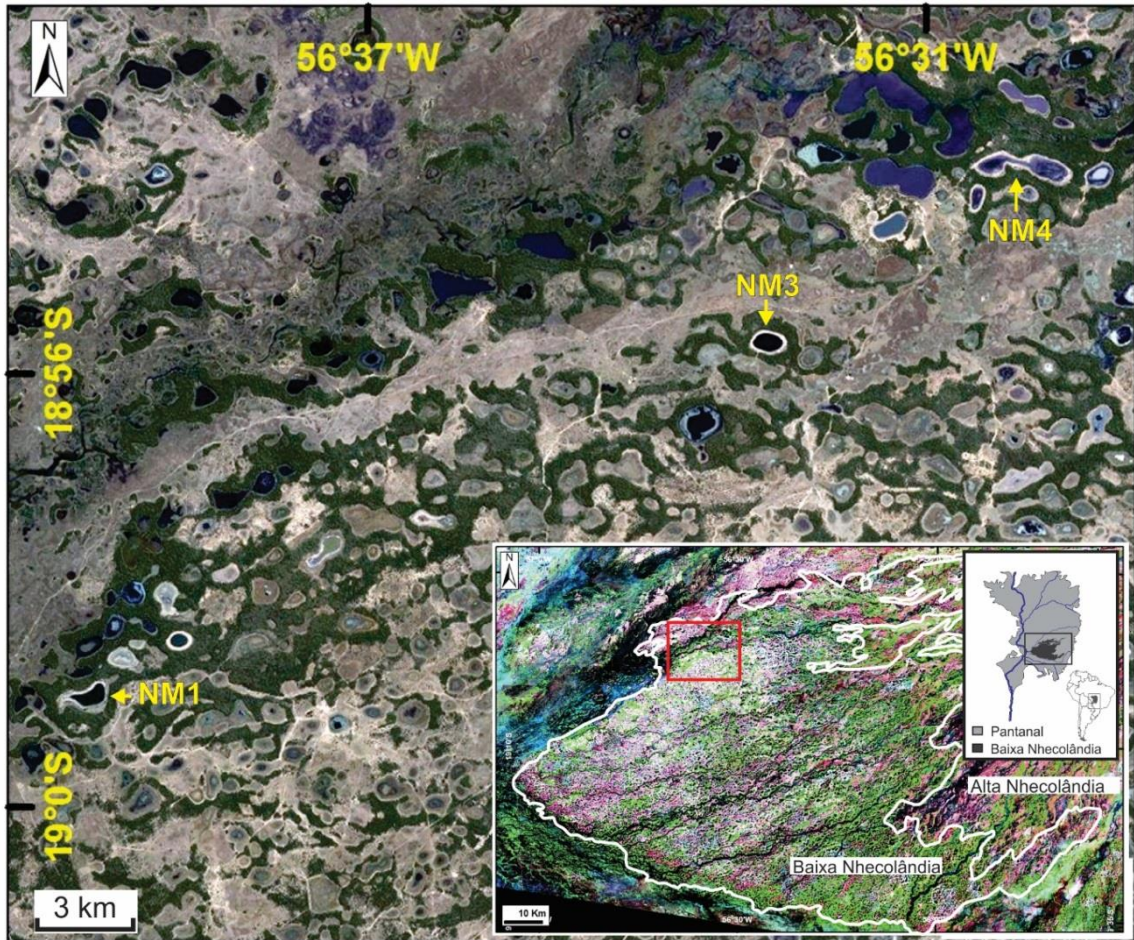


Figura 19. Mapa de localização das lagoas salinas estudadas.

5.2. Resultados

5.2.1. Sucessão vertical de fácies e granulometria dos sedimentos

As amostragens realizadas no interior das lagoas permitiram recuperar testemunhos com 1,7 a 2,3 metros, compostos predominantemente por areia fina a muito fina na porção inferior e sedimentos organo-siltosos na porção superior (Figura 21). Os sedimentos arenosos são quartzosos e têm pouca variação textural vertical, não apresentando estruturas sedimentares reconhecíveis macroscopicamente. Os valores médios de areia fina e areia muito fina nos sedimentos arenosos dos três testemunhos variam de 43,4 a 45% para areia fina e de 21,4 a 24,6% para areia muito fina, seguidos de areia média com 16,2 a 20,2% (Figura 21). Os teores médios de silte e argila nos intervalos arenosos são baixos, variando de 11,4 a 12,5% para silte e de 3 a 3,3% para argila, o que confere textura bastante friável a essas areias.



Figura 20. Lagoas salinas estudadas na região oeste da Nhecolândia. Imagem do BaseMap ArcGis da Salina da Ponta (A) e Salina Babaçu (B) no auge do período seco; e da Salina Máscara (C) na estação chuvosa; a coloração esverdeada das águas se deve a grandes *blooms* de cianobactérias. Estas lagoas são exemplos típicos das salinas da Nhecolândia com bordas de areias brancas e bordejadas por cordilheiras com densa vegetação arbórea.

Sedimentos silto-arenosos, compactados e de cor esverdeada, compõem a base dos testemunhos NM3 e NM4. Os grãos são predominantemente quartzo, mas também incluem alguns tipos de mica e carbonatos. Nestes intervalos silto-arenosos há um decréscimo nos valores médios de areia fina e areia muito fina para 20 e 14%, respectivamente, e um aumento da fração silte para valores médios de 43,3 a 47,8%, atingindo até 51%.

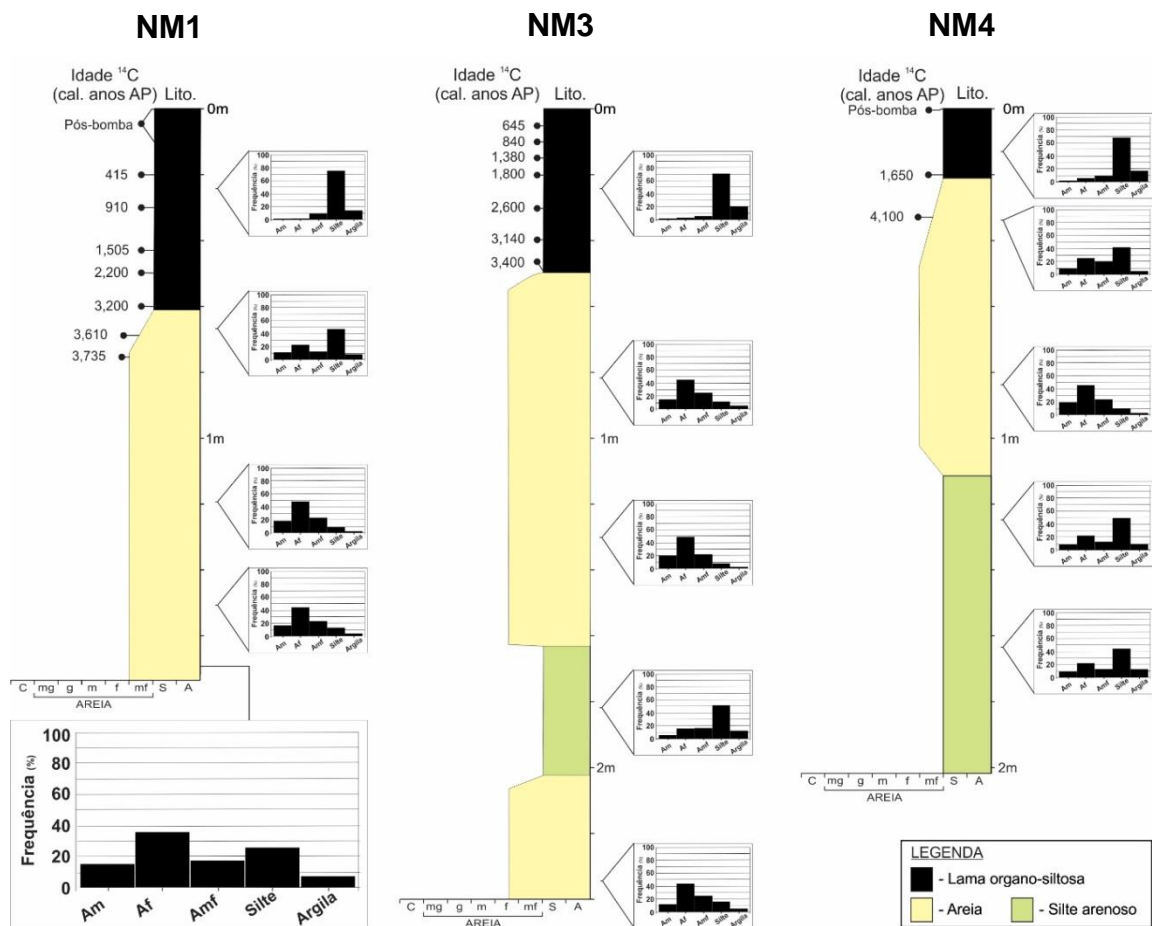


Figura 21. Perfis sedimentológicos, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e idades ^{14}C dos testemunhos NM1, NM3 e NM4.

Sedimentos organo-siltosos maciços, de aspecto gelatinoso e com espessura variável, recobrem os sedimentos arenosos. Estes sedimentos são compostos predominantemente por grãos de quartzo tamanho silte e são ricos em partículas de natureza biogênica, como espículas de esponjas, frústulas de diatomáceas e fitólitos (ver Capítulo 6). Os valores médios de silte nestes sedimentos aumentam para 52,2% no testemunho NM4 e de 71,8 a 74,4% nos testemunhos NM3 e NM1. Os teores médios de argila nos sedimentos organo-siltosos são baixos, variando de 13,4 a 18,1%. Os perfis verticais mostram padrão de granodecrescência ascendente e aumento das frações silte e argila em direção ao topo. O contato litológico entre os sedimentos arenosos e os sedimentos organo-siltosos é gradual nos testemunhos NM1, NM3 e NM4.

5.2.2. Datações ^{14}C , modelos de idade e taxas de sedimentação

Dezenove amostras de sedimentos organo-siltosos presentes na parte superior dos perfis foram datadas pelo método do ^{14}C , revelando idades do Holoceno Superior (Tabela 4; Figuras 22 a 23). Os sedimentos orgânicos mais antigos apresentaram idades diferentes nos perfis estudados, de 3735 cal. anos AP no testemunho NM1, 3400 cal. anos AP no testemunho NM3, e, 1650 cal. anos AP no testemunho NM4. Datações realizadas nos 10 cm superiores dos testemunhos NM1 e NM4 apresentaram idades “pós-bomba” (pós ano 1950).

A espessura maior dos sedimentos organo-siltosos possibilitou a datação ^{14}C de nove horizontes no testemunho NM1 e sete horizontes no testemunho NM3. Apenas três datações foram realizadas em amostras do testemunho NM4. O número de datações ^{14}C nos testemunhos NM1 e NM3 permitiu que os modelos de idade fossem gerados com 95% de precisão. A interpolação das profundidades vs. datação ^{14}C em modelos gerados pelo software BACON, mostra que as taxas de sedimentação variaram de 0,10 a 0,54 mm/ano no testemunho NM1, com média de 0,30 mm/ano. O período de maior acumulação ocorreu entre ~3740 e 3200 cal. anos AP, próximo à transição entre sedimentos arenosos e organo-siltosos. As taxas de sedimentação foram baixas entre ~2710 e 910 cal. anos AP, mas aumentam em direção ao topo com elevadas taxas (~0,50 mm/ano) entre ~810 e 400 cal. anos AP (Figura 24).

As taxas de sedimentação no testemunho NM3 apresentaram similaridades com NM1, variando de ~0,10 a ~0,54 mm/ano, com média de 0,21 mm/ano. O período de maior deposição ocorreu entre 3400 e 3150 cal. anos AP, na transição entre sedimentos arenosos e organo-siltosos, declinando progressivamente de 3150 a 860 cal. anos AP. As taxas de sedimentação aumentam para 0,27 mm/ano entre 860 a 650 cal. anos AP (Figura 25).

Tabela 4. Datações ^{14}C dos sedimentos organo-siltosos dos testemunhos das lagoas salinas da área oeste da Nhecolândia

Código do laboratório	Testemunho	Prof. (cm)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade convencional (^{14}C anos AP)	Erro	Idade calibrada (cal anos AP)
Beta 417761	NM1	1	MO	-21.3	104.8 pMC	0.3	
Beta 417762	NM1	10	MO	-21.5	102.4 pMC	0.3	
Beta 429478	NM1	20	MO	-21.3	450	30	415
Beta 353950	NM1	30	MO	-20.6	1030	30	910
Beta 429479	NM1	43	MO	-21.5	1670	30	1505
Beta 403549	NM1	50	MO	-18.5	2300	30	2200
Beta 427472	NM1	60	MO	-18.9	3080	30	3200
Beta 427473	NM1	67	MO	-17.7	3460	30	3610
Beta 353952	NM1	75	MO	-19.0	3510	30	3735
Beta 421751	NM3	5	MO	-18.7	710	30	645
Beta 417763	NM3	10	MO	-18.8	1020	30	840
Beta 429477	NM3	15	MO	-18.3	1560	30	1380
Beta 396002	NM3	20	MO	-18.8	1920	30	1800
Beta 353948	NM3	30	MO	-18.6	2550	30	2600
Beta 427471	NM3	40	MO	-20.2	3240	30	3140
Beta 423975	NM3	50	MO	-18.8	3070	30	3400
Beta 423973	NM4	1	MO	-21.5	106.0 pMC	0.3	
Beta 403550	NM4	20	MO	-21.7	1790	30	1650
Beta 427475	NM4	33	MO	-19.3	3780	30	4100

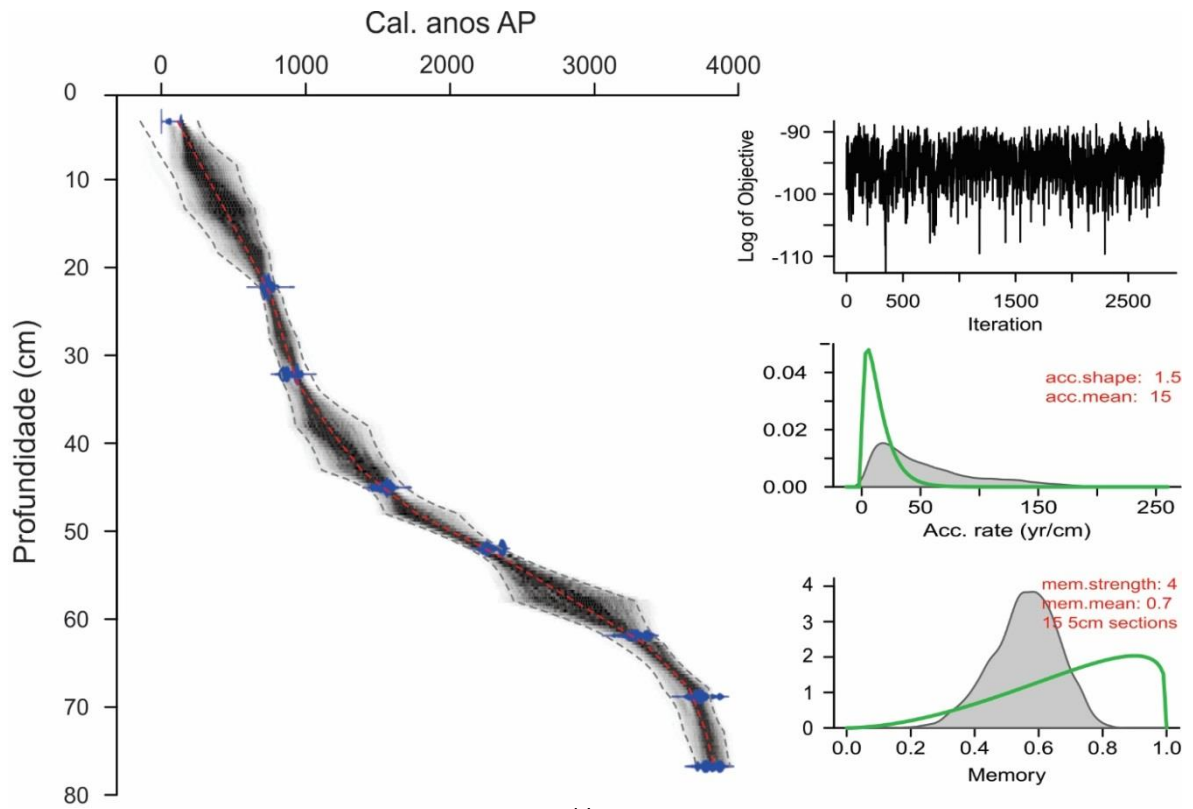


Figura 22. Modelos de idade ^{14}C BACON do testemunho NM1.

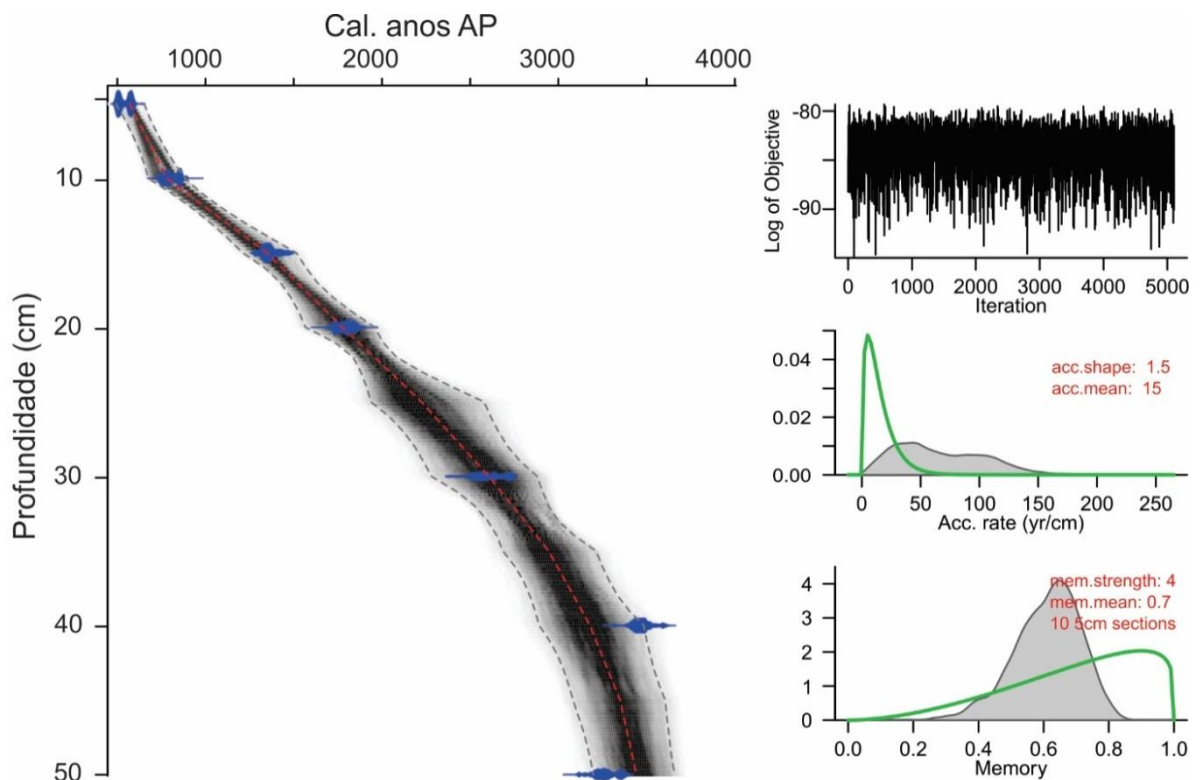


Figura 23. Modelos de idade ^{14}C BACON do testemunho NM3.

5.2.3. Carbono Total: orgânico e inorgânico

As porcentagens de carbono orgânico total (TOC) e de carbono inorgânico total (TIC) são variáveis em cada testemunho e apresentaram o mesmo padrão deposicional e de preservação (Figura 24 a 26). Nos três testemunhos, os teores de TOC e TIC aumentam significativamente na transição dos sedimentos arenosos para os organos-siltosos. As médias de TOC e TIC nos sedimentos arenosos são baixas, variando de 0,05 a 0,23% para TOC e de 0,04 a 0,07% para TIC. Em contraste, os valores de TOC dos sedimentos organo-siltosos são elevados, chegando a picos de 10,8% (NM1; ~1510 cal. anos AP) e valores médios que variam de 0,96 (NM4) a 4,97% (NM1). Os valores médios de TOC e TIC nos sedimentos silto-arenosos na porção inferior dos testemunhos NM1 e NM3 apresentaram discreto aumento em relação aos sedimentos arenosos, de 0,07 a 0,13% para TOC e de 0,03 a 0,09% para TIC.

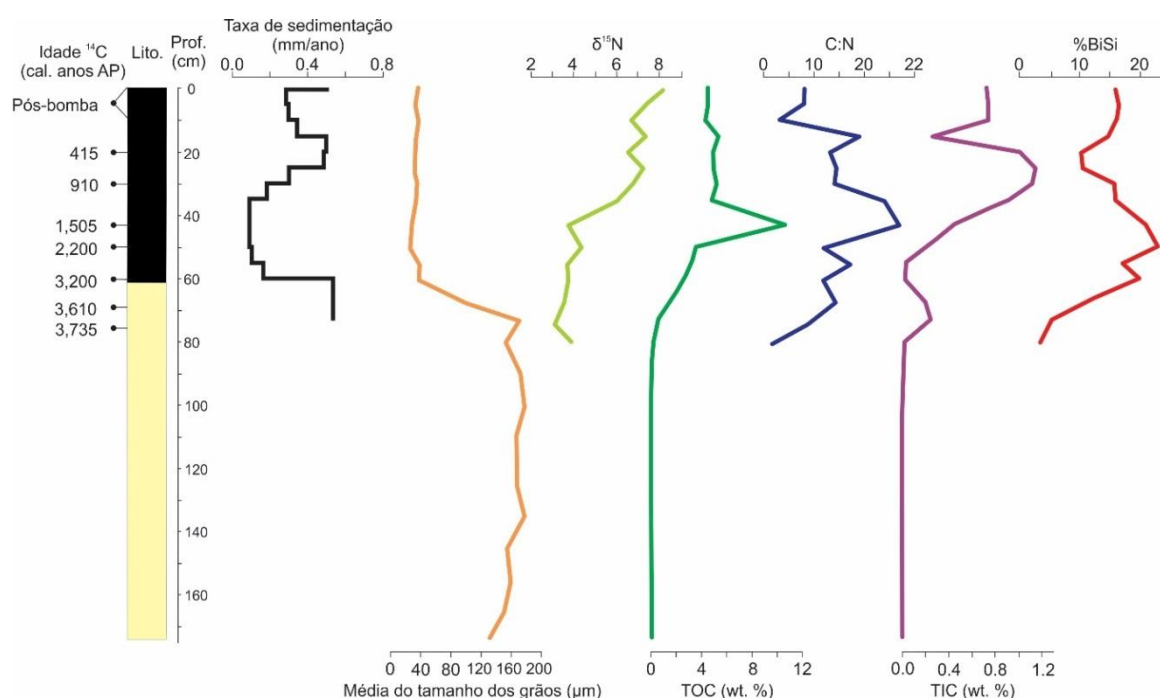


Figura 24. Perfil geoquímico, cronologia e taxas de sedimentação do testemunho NM1. Ver figura 21 para referência da litologia.

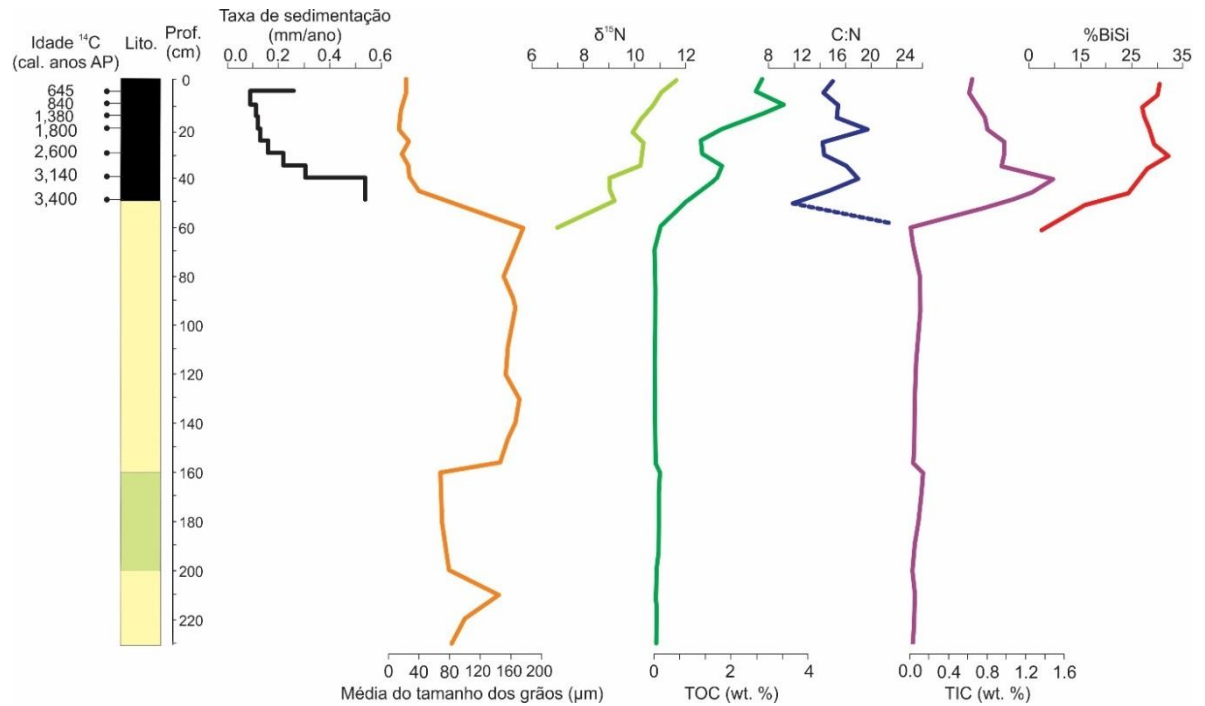


Figura 25. Perfil geoquímico, cronologia e taxas de sedimentação do testemunho NM3. Ver figura 21 para referência da litologia.

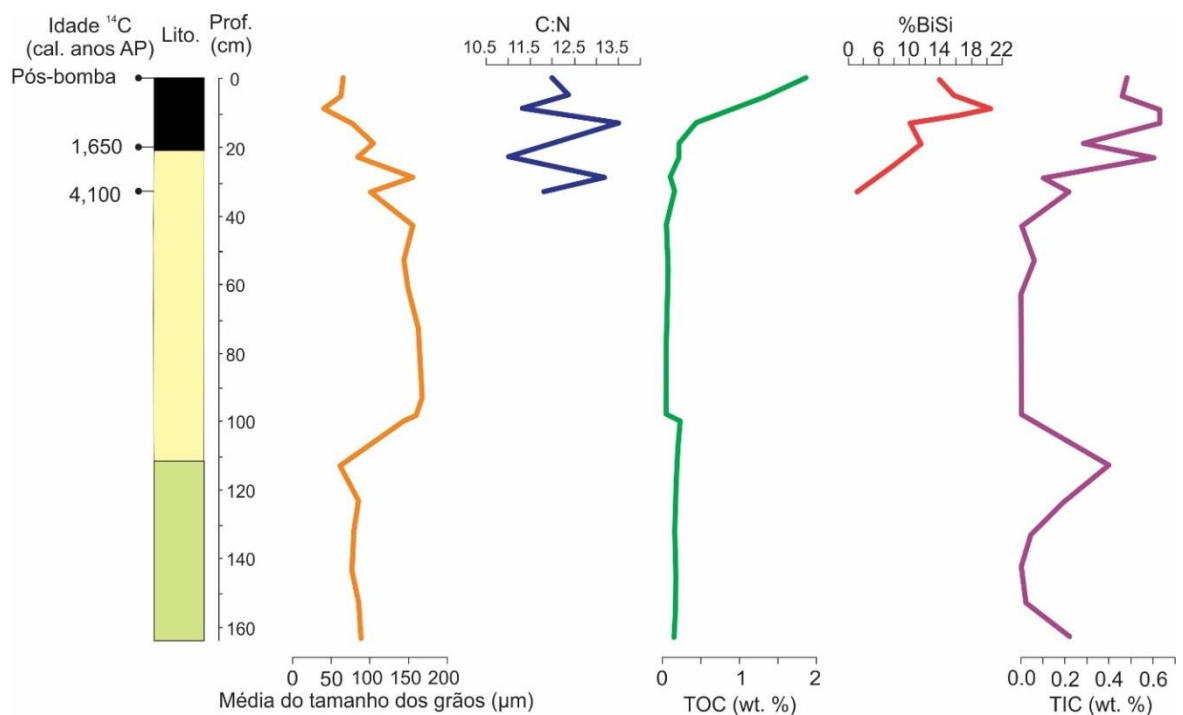


Figura 26. Perfil geoquímico, cronologia e taxas de sedimentação do testemunho NM4. Ver figura 21 para referência da litologia.

As médias de TIC nos sedimentos organo-siltosos variaram de 0,59, 0,93 e 0,52% nos testemunhos NM1, NM3 e NM4, respectivamente. Concentrações de carbonatos aumentam também consideravelmente na transição dos sedimentos arenosos e organo-siltosos em ~3200 cal. anos AP no testemunho NM1 e em ~3150 cal. anos AP no testemunho NM3. Os valores de TIC nos sedimentos organo-siltosos apresentam variações positivas até alcançar picos de valores de 1,15% no testemunho NM1 (~810 cal. anos AP) e de 1,52% no testemunho NM3 (~3140 cal. anos AP). Após esses picos, os teores de TIC diminuem em direção ao topo, enquanto que há aumento e/ou manutenção dos valores altos de TOC (Figuras 24 a 26). As concentrações de TOC e TIC variam verticalmente de forma similar nos três testemunhos analisados, mas são fracamente correlacionados.

5.2.4. Nitrogênio Total e razão Carbono : Nitrogênio

Os sedimentos arenosos presentes na porção inferior dos três testemunhos apresentaram teores de Nitrogênio Total (TN) abaixo do limite mensurável de detecção (0,1%). Os valores de TN aumentam progressivamente em direção ao topo a partir da transição para entre os sedimentos arenosos e organo-siltosos nos testemunhos NM1 e NM3, com médias que variam de 0,14 a 0,35%, e razão atômica Carbono:Nitrogênio (C:N) de 16, 16 e 12, nos testemunhos NM1, NM3 e NM4, respectivamente (Figuras 24 a 26). As concentrações de TOC e TN são correlacionadas.

5.2.5. Sílica biogênica

Microfósseis silicosos foram encontrados em lâminas de amostras recuperadas em todos os testemunhos (Figura 27). Espículas de esponjas são abundantes e melhor preservadas nas areias presentes na porção inferior dos testemunhos e no início da seção superior constituída por sedimentos organo-siltosos. Frústulas de diatomáceas são abundantes nos sedimentos organo-siltosos, sobretudo nos intervalos onde as espículas não foram constatadas (discussões no Capítulo 6). Importante destacar que não foram constatados espículas de esponjas com valor taxonômico nos últimos 20-30 cm da parte superior dos testemunhos. Estas observações são consistentes com os resultados da tendência de aumento de

sílica biogênica (BiSi) para o topo nos sedimentos dos três testemunhos (Figuras 24 a 26). Os teores de BiSi nos sedimentos arenosos são baixos, variando de 3 e 16%. Os sedimentos organo-siltosos do testemunho NM3 apresentaram os maiores teores de BiSi com aproximadamente 28%, enquanto os sedimentos organo-siltosos dos testemunhos NM1 e NM4 apresentaram valores em torno de 15%. Os valores mais altos de BiSi estão posicionados entre ~3200-1510 cal. anos AP em NM1 e em ~2600 cal. anos AP em NM3. Os teores de BiSi decaem após alcançarem valores máximos de ~710 (NM1) e ~840 cal. anos AP (NM3), seguido de aumento do teor de BiSi até o topos dos testemunhos NM1 e NM3.

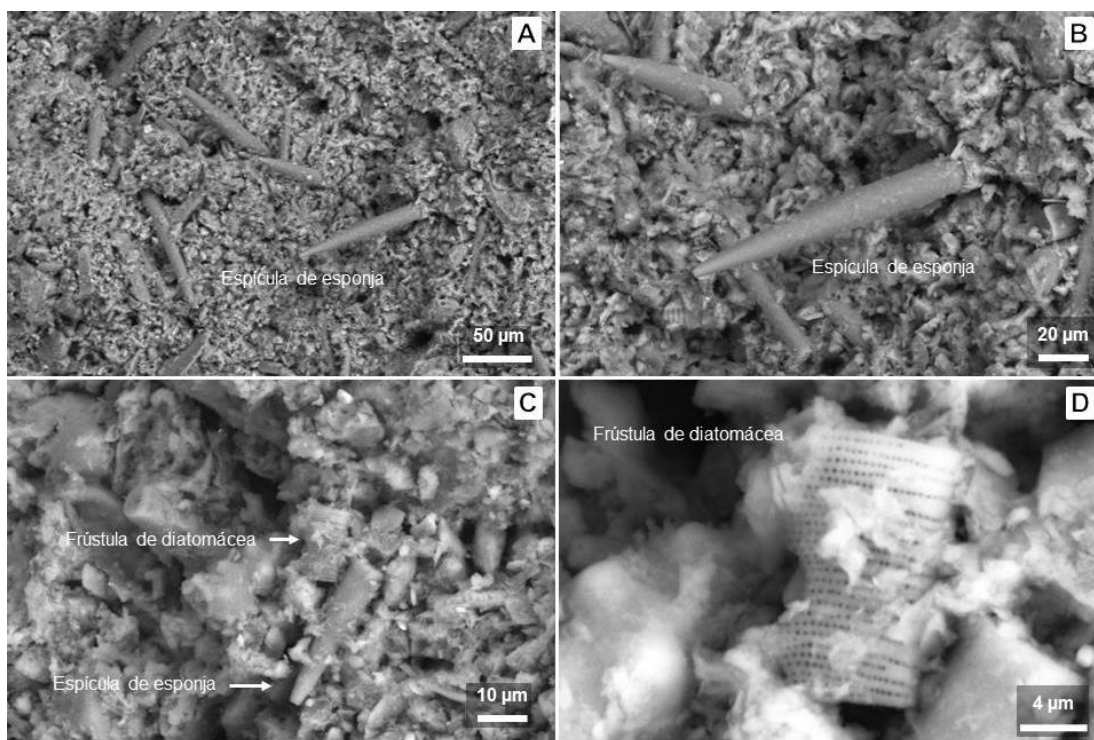


Figura 27. Microfósseis silicosos presentes nos sedimentos do testemunho NM1. Imagens obtidas em Microscópio Eletrônica de Varredura (MEV).

5.3. Discussão dos resultados

5.3.1. Sedimentologia e taxas de sedimentação

Os sedimentos recuperados das lagoas salinas são compostos predominantemente por areia maciça fina a muito fina, que são recobertas por sedimentos organo-siltosos maciços. Os teores altos de TOC são indicativos de alta

produtividade de matéria orgânica (Pedersen e Calver 1990) ou rápidas taxas de sedimentação (Schnurremberger et al., 2013). O retorno de idades pós-bomba nos últimos 10 cm da porção superior dos sedimentos organo-siltosos dos testemunhos NM1 e NM4 evidenciam que estes depósitos não apresentam efeito reservatório de carbono. A ordenação estratigráfica das datações ^{14}C e o declive gradual das curvas de probabilidade (Figuras 22 e 23) são indicativas de que estes depósitos não apresentam hiatos ou lacunas temporais prolongadas. Os modelos de idade BACON mostram que os sedimentos organo-siltosos foram depositados de forma contínua no Holoceno Superior, com pequenas variações na taxa de sedimentação. As diferentes espessuras dos sedimentos organo-siltosos nas três lagoas salinas sugerem diferentes taxas de deposição em cada lagoa.

Valores maiores de TIC nos sedimentos são indicativos de ambientes supersaturados de carbonatos durante as fases de deposição dos sedimentos organo-siltosos, induzindo a precipitação inorgânica desses minerais (M. McGlue, comunicação escrita). O acúmulo de sedimentos carbonáticos de base lacustre é característico de condições anóxicas encontradas na zona hipolímnica de lagos e é muitas vezes associado a ambientes com alta salinidade (Schnurremberger et al., 2013). A deposição e preservação dos sedimentos organo-siltosos com características sapropélicas (Kidd et al., 1978; Cramp e O'Sullivan 1999) podem ser atribuídas à produção primária autóctone de matéria orgânica amorfa em ambientes anóxicos ou com baixa disponibilidade de oxigênio (Thunnell et al., 1984; Esteves 2011; Schnurremberger et al., 2013).

Ambientes com baixa oxirredução foram caracterizados para as lagoas salinas da Nhecolândia, com valores de -180 micro volts (mV) a $+150$ mV nas águas, e de -370 mV a -200 mV nos sedimentos (Barbiero et al., 2007). Tais condições com valores altos de TOC e TIC são condizentes com ambientes que apresentam maior tempo de residência da água, como uma lagoa perene. Em contraste, os baixos teores de TOC e TIC nos sedimentos arenosos podem ser indicativos de baixo tempo de residência da água durante as fases de deposição destes sedimentos (Discussões no Capítulo 7).

Mudanças nas taxas de precipitação com o estabelecimento de condições mais úmidas no Holoceno Superior foram identificadas no Pantanal e áreas circunvizinhas e em diversos pontos da América do Sul neste período (Abbott et al., 2003; Martin et al., 1997; Mayle et al., 2000; Bertaux et al., 2002; McGlue et al.,

2012). A acumulação de sedimentos organo-siltosos com valores altos de TOC e TIC, com idades entre 3735 cal. anos AP e 1650 cal. anos AP, podem ser decorrentes do estabelecimento de ambientes com maior tempo de residência da água nas lagoas no Holoceno Superior. A umidificação do clima promovida pelo aumento da precipitação pode ter elevado o nível freático regional da Nhecolândia, possibilitando tempo maior de residência de água nas lagoas.

Sistemas lacustres perenes e rasos, com coluna d'água mista, favorecem a acumulação de grãos finos e lamas ricas em carbonatos, com ausência de laminações ou outras estruturas físicas devido a mínimos contrastes nos processos deposicionais (Talbot and Kelts, 1990). A ausência de correlação entre TOC e TIC nos sedimentos organo-siltosos sugere que a precipitação de carbonatos não é biologicamente mediada pela produtividade primária através de fotossíntese. Ao contrário, em lagoas rasas e sujeitas a ambientes com altas temperaturas anuais, como as da Nhecolândia, a solubilidade de calcita diminui em virtude das altas taxas de evaporação, aumentando a concentração de íons carbonato (Talbot and Kelts, 1990).

A disponibilidade de nutrientes é considerada chave para a atividade biológica nas lagoas da Nhecolândia, ecossistemas em que as cianobactérias são importantes componentes na ciclagem do carbono (Bergier et al., 2014). A matéria orgânica nas lagoas salinas é em grande parte proveniente de origem algal (Mariot et al., 2007), condizentes com os dados da razão C:N obtidos nos sedimentos das lagoas estudadas. Algas lacustres que apresentam ciclo fotossintético C_3 tem razão atômica C:N entre 4 e 10, ao passo que plantas vasculares apresentam valores maiores que 20 (Meyers 1997). Os valores de C:N nos sedimentos orgânicos das lagoas estudadas atingem valores <13 em direção a porção superior do testemunho NM1, que não apresentou sinal algal puro. É possível que durante a deposição dos sedimentos do testemunho NM1, fluxos superficiais oriundos das cordilheiras trouxeram pequenas quantidades de matéria orgânica terrestre, possivelmente proveniente de plantas do Cerrado existentes nas cordilheiras. Esse processo pode ter tido maior importância nas fases iniciais de deposição dos sedimentos organo-siltosos, mas progressivamente declinante em direção ao topo no testemunho.

As lagoas salinas estudadas são caracterizadas por apresentarem margens com baixos gradientes topográficos. Pequenas lagoas com este tipo de morfologia geralmente acumulam grandes quantidade de lamas ricas em carbono que são

precursoras de dissecação subaérea ou de fácies paludiais (Alonso-Zarza e Wright, 2010). A Nhecolândia pode servir como análogo moderno para o desenvolvimento de fácies palustres tropicais, considerando a proximidade entre lagoas salinas permanentes e lagoas sazonais de água doce ricas em macrófitas (Bergier et al., 2014).

No registro geológico, fácies lacustres ricas em carbonatos, similares às da Nhecolândia são registradas em planícies distais de bacias aluviais, como por exemplo, as bacias terciárias no oeste da Europa (Freytet e Plaziat, 1982; Sanz et al., 1995; Pla-Pueyo et al., 2009) e do Mesozoico da América do Norte (Dunagan e Turner, 2004; Gierlowski-Kordesch et al., 2013).

Do ponto de vista paleoambiental, Cohen (2003) descreve algumas limitações temporais associadas a arquivos sedimentares de sistemas lacustres rasos, que apresentam tipicamente curta duração ou registros de baixa a moderada resolução, devido ao alto potencial de erosão subaérea e retrabalhamento superficial. As lagoas salinas da Nhecolândia apresentam alguns destes desafios, mas mostram grandes potenciais para reconstruções da paleohidrologia regional e das mudanças paleoambientais no Pantanal dos últimos ~4000 cal. BP (discussões no capítulo 6).

5.3.2. Implicações nas mudanças paleoambientais no Pantanal no Holoceno Superior

O que os sedimentos das lagoas salinas da Nhecolândia dizem sobre as mudanças climáticas do Quaternário Superior do Pantanal? O padrão sedimentológico, a granulometria e os teores de carbono encontrado nos testemunhos NM1, NM3 e NM4 assinalaram grandes mudanças no ambiente de deposição das lagoas da Nhecolândia. Os resultados das datações ^{14}C demonstram que essa transição ocorreu no final do Holoceno, por volta da metade do Holoceno Superior.

Baker e Fritz (2015) explicam que a variabilidade da precipitação de longo prazo na América do Sul tropical é impulsionada principalmente pela insolação de verão e pelas temperaturas superficiais do Atlântico Norte. Registros palinológicos de alta resolução forneceram os primeiros vislumbres das mudanças climáticas

glaciais e interglaciais no Pantanal nos últimos 45000 anos (Whitney et al., 2011). Registros paleoambientais da planície do Pantanal alcançaram o final do Pleistoceno e o Holoceno e parecem indicar uma resposta complexa às mudanças climáticas globais.

Whitney et al., (2011) constataram a existência de condições secas durante o Último Máximo Glacial (UMG) e mudança para condições quentes e úmidas no Holoceno. McGlue et al., (2012) reconheceram episódios secos entre ~5300 e 2600 cal. anos AP com base na presença de hiatos na estratigrafia dos sedimentos das Lagoas Gaíva e Mandioré (Figura 1). Interpretação não compartilhada por Metcalfe et al., (2014) que não observaram evidências de condições secas no Holoceno em sequências polínicas e assembleias de frústulas de diatomáceas nos sedimentos da Lagoa Gaíva.

Assim, os registros lacustres da borda oeste do Pantanal são ambíguos com relação à ocorrência de condições secas no Holoceno Médio-Superior. No entanto, a compreensão da existência de fases secas é fundamental para compreender plenamente a forma, função e história evolutiva das paisagens do Pantanal, uma vez que a biodiversidade e os serviços ecossistêmicos estão inexoravelmente ligados ao ciclo da água (Seidl e Moraes, 2000).

As lagoas Gaíva e Mandioré são diretamente interligadas ao rio Paraguai por pequenos canais, o que levou McGlue et al., (2012) a interpretar o nível destes lagos como indicadores dos pulsos de inundação e da intensidade da precipitação no Pantanal. Se estiverem corretos, estes arquivos lacustres trazem evidências de que o Pantanal, tal qual o conhecemos hoje, é relativamente jovem e que os ecossistemas sazonalmente úmidos podem ter começado a se estabelecer por volta de ~2600 cal. anos AP. Os registros sedimentares destas lagoas também indicaram que condições ambientais similares às condições modernas se desenvolveram por volta da Pequena Idade do Gelo, quando as inundações do rio Paraguai se tornaram mais intensas (McGlue et al., 2012).

Várias evidências dão suporte à interpretação de que houve reduzida precipitação no Holoceno Médio na América do Sul tropical seguida por uma retomada na intensidade da *South America Summer Monsoon* no Holoceno Superior. A proporção de diatomáceas planctônicas e bentônicas nos sedimentos do Lago Titicaca é indicativa de que a profundidade relativa da coluna d'água era mais baixa entre ~6500-3600 anos AP (Tapia et al., 2003). Outros registros que incluem

sedimentos lacustres, espeleotemas e núcleos de gelo andino, também indicam redução das chuvas de monção na América do Sul no Holoceno Médio, bem como condições úmidas durante fases do UMG ([Thompson, 1998](#); [Hillyer et al., 2009](#); [Kanner et al., 2013](#)). Áreas da Amazônia oriental mostram um sinal oposto, com seca no UMG e condições úmidas no Holoceno Médio ([Cheng et al., 2013](#)).

Essas tendências secas do Holoceno Superior e Médio parecem ter avançado até parte do Holoceno Superior em algumas áreas do Pantanal, como a Nhecolândia. Bancos de carbonatos descontínuos originados pela precipitação em ambientes lacustres sob condições mais quentes e secas são comuns na região sudoeste da Nhecolândia ([Boggiani e Coimbra, 1995](#); [Assine, 2003](#)). Datação ^{14}C de conchas de moluscos recuperados desses bancos carbonáticos revelou idade de 3.820 ± 70 anos AP, sugerindo que pelo menos em parte do Holoceno Superior ocorreram condições climáticas quentes e secas na Nhecolândia ([Assine, 2003](#)).

Os novos dados lacustres da Nhecolândia são relevantes neste debate e podem ajudar a esclarecer alguns padrões regionais de variabilidade na precipitação no Pantanal durante o Holoceno Superior. Os primeiros indícios de estabilização das condições hidrológicas nas lagoas estudadas são datados de ~ 3400 cal. anos AP no testemunho NM3, entre ~ 3200 e 2200 cal. anos AP no testemunho NM1 e ~ 1650 cal. BP no testemunho NM4. O desenvolvimento e estabilidade de ambientes com maior tempo de residência da água nas lagoas salinas estudadas é interpretado como reflexo do aumento da descarga de águas subterrâneas (e.g. modelos de funcionamento hidrológico das lagoas da Nhecolândia; [Barbiero et al., 2002](#); [Furian et al., 2013](#)).

Os níveis da água nas lagoas Gaíva e Mandioré e nas lagoas salinas estudadas são fundamentalmente controladas por diferentes mecanismos (pulsos de inundação do alto Paraguai vs. descarga de águas subterrâneas), mas ambos requerem chuvas de monção no verão austral. Estes dados lacustres combinados fornecem evidências de que houveram mudanças regionais da umidade após condições secas, com aumento da precipitação após ~ 3400 anos AP. Os resultados estão em consonância com registros de espeleotemas nas bordas norte e sul do Pantanal que mostraram a vigência de condições regionais mais secas com variações pronunciadas na precipitação entre ~ 3800 e 2500 anos AP e de condições úmidas a partir de 2500 anos AP ([Bertaux et al., 2002](#); [Novello et al., 2016](#)). As mudanças nas condições hidrológicas das lagoas estudadas parecem ter relação

direta com variações na precipitação no Holoceno e com o aumento da precipitação no Holoceno Superior e intensificação da *South American Monsoon System* (Martin et al., 1997; Maslin e Burns 2000, Abbott et al., 2000; Bertaux et al., 2002, McGlue et al., 2012; Novello et al., 2016), evidenciando que as lagoas salinas na Nhecolândia são sensíveis às variações paleoclimáticas regionais e que seus arquivos sedimentares guardam importantes registros de mudanças paleoambientais do Holoceno do Pantanal (ver Capítulos 6 e 7).

5.4. Conclusão

Os sedimentos das lagoas salinas da região oeste da Nhecolândia são compostos por areias finas a muito finas, sobrepostas por sedimentos organo-siltosos, que revelaram sedimentação contínua nas lagoas durante o Holoceno Superior. As taxas de sedimentação foram distintas em cada lagoa estudada.

A deposição e preservação de sedimentos organo-siltosos com teores altos de TOC são evidências de tempo maior de residência da água nas lagoas a partir do Holoceno Superior. O maior tempo de residência da água nas lagoas pode estar associado à elevação do nível freático regional em resposta ao aumento do volume de precipitação no Holoceno Superior.

Os resultados mostram que as lagoas salinas foram sensíveis às mudanças paleoclimáticas no Pantanal e que estas lagoas preservaram importantes registros paleoambientais do Holoceno na Nhecolândia.

Os registros paleoambientais das lagoas salinas estudadas estão em consonância com os registros lacustres da borda oeste do Pantanal e com os de espeleotemas da borda norte e sul do Pantanal que mostram intensificação da *South American Monsoon System* no Holoceno Superior.

6. MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS E PALEOLIMNOLÓGICAS NO HOLOCENO SUPERIOR

Estudos de ambientes salinos isolados têm tido grande destaque devido à recente descoberta de depósitos de sal e de água em estado líquido na forma de solução hipersalina em Marte (Ojha et al., 2015). Entender a origem e a evolução de ambientes salinos terrestres, especialmente em relação à comunidade microbiana, pode ser a chave para interpretar paleoambientes e formas de vida extintas ou existentes em Marte (Jiang et al., 2007).

As lagoas salinas da Nhecolândia consistem de ecossistemas modernos dominados por organismos microbianos primitivos extremófilos, como as cianobactérias (Bergier et al., 2014), consideradas como uma das primeiras formas de vida na Terra (Dundas 1998; Knauth 1998).

Uma das principais questões a respeito da evolução geológica da Nhecolândia é sobre o estabelecimento de ambientes salinos nas lagoas. Hipóteses iniciais relacionaram o desenvolvimento e origem das lagoas salinas da Nhecolândia a eventos áridos decorrentes das fases glaciais do final do Pleistoceno ou abandono de antiga rede de drenagem fluvial meandrante (ver Item 2.3 do Capítulo 2).

Dados de sondagens rasas em lagoas salinas situadas na área oeste da Nhecolândia revelaram importante mudança de fácies e de geoquímica nos sedimentos do interior das salinas. Datações ^{14}C evidenciaram sedimentação contínua no Holoceno Superior, sem a existência de hiatos deposicionais e lacunas estratigráficas expressivas (ver Capítulo 5). Sedimentos ricos em matéria orgânica, carbonatos e microfósseis silicosos mostraram o grande potencial do ponto de vista paleolimnológico destes sedimentos para o entendimento de paleoambientes da Nhecolândia e da evolução paleo-hidrológica das lagoas no Holoceno Superior.

Este capítulo apresenta resultados da análise de espículas de esponjas e de frústulas de diatomáceas recuperadas em três lagoas salinas da área oeste da Nhecolândia (Figura 28). O estudo teve por objetivo responder a cinco questões fundamentais: (1) O ambiente de águas salinas/alcálinas é herança de climas áridos anteriores? (2) que paleoambientes podem ser inferidos a partir dos indicadores biológicos; (3) é possível estabelecer quando as lagoas se tornaram salinas? (4) que processos então conduziram à salinização das águas das lagoas? (5) a geração das salinas pode ser associada a eventos paleoclimáticos regionais?

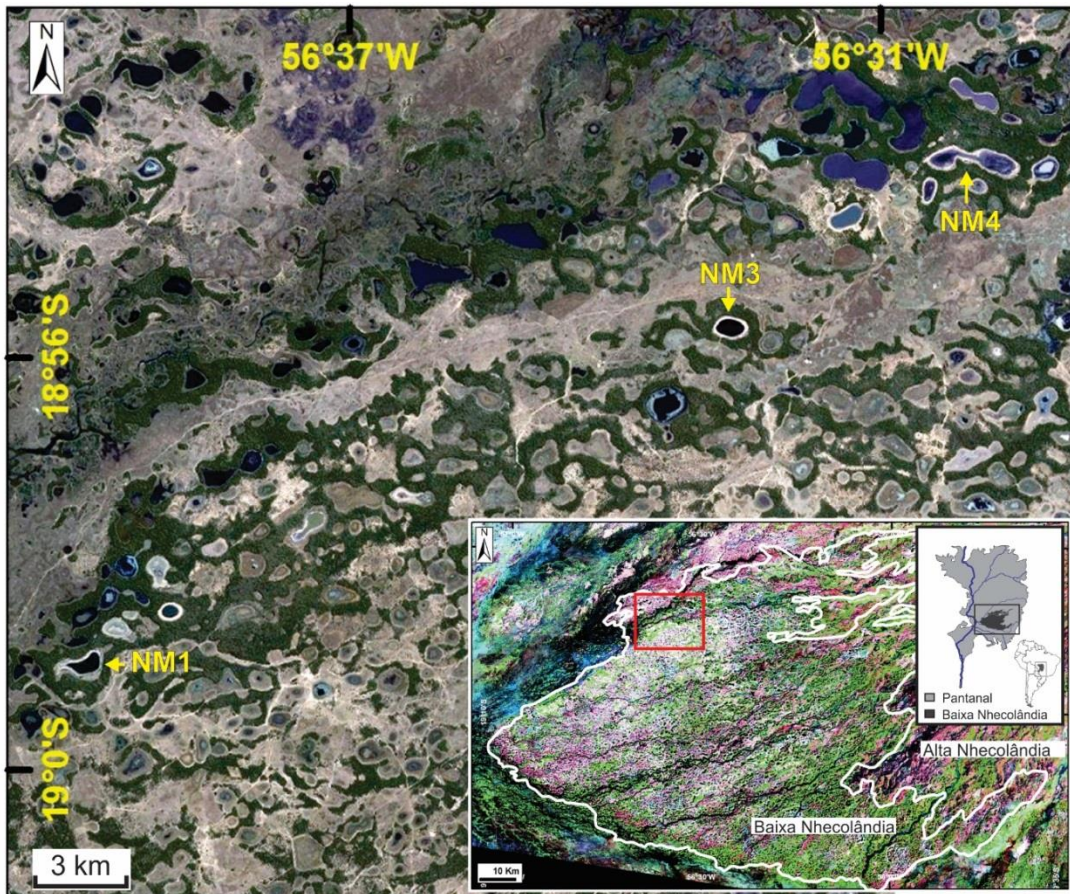


Figura 28. Mapa de localização das lagoas salinas estudadas na área oeste da Nhecolândia.

6.1. Resultados

Os resultados a seguir apresentados referem-se à seção estratigráfica superior das três salinas. Em todas elas foram analisados os sedimentos que compõem a seção imediatamente abaixo da superfície do fundo das lagoas, correspondente a um perfil vertical de um metro de espessura, que apresentaram idades ^{14}C do Holoceno Superior. A parte superior da seção sedimentar, em todas as lagoas, é composta por sedimentos organo-siltosos, maciços, de aspecto gelatinoso, com espessura variável nos três perfis, de 20 a 60 cm. Esses sedimentos ricos em matéria orgânica recobrem areias quartzosas, finas a muito finas, sem estruturas sedimentares reconhecíveis macroscopicamente (Figura 29).

Os resultados obtidos da análise das assembleias de esponjas e diatomáceas foram integrados aos resultados sedimentológicos, geoquímicos e

geocronológicos apresentados no Capítulo 5, que mostram teores de TOC e TIC baixo nas areias e alto nos sedimentos organo-siltosos (Figura 30).

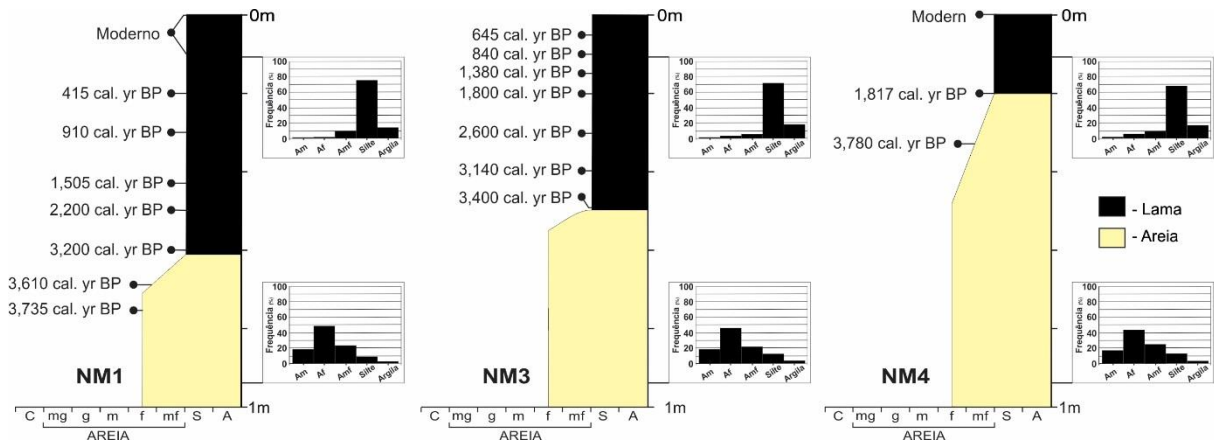


Figura 29. Perfis sedimentológicos das lagoas salinas estudadas e histogramas com médias granulométricas das seções inferior e superior dos testemunhos.

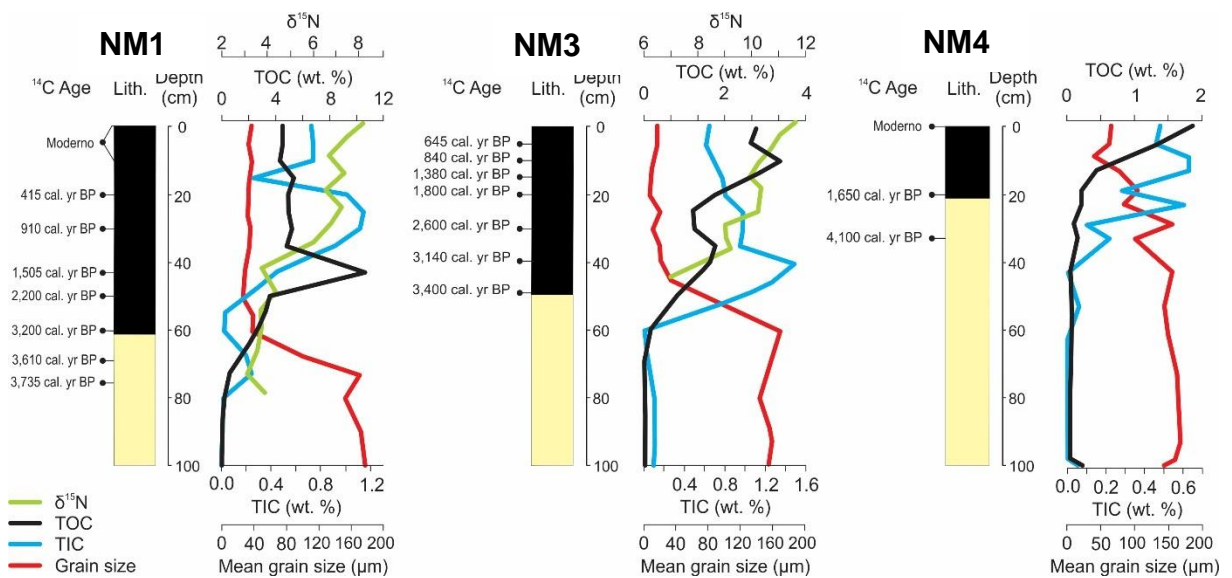


Figura 30. Resultados de TOC, TIC, granulometria e datações ^{14}C . Ver figura 29 para referência sobre a litologia.

6.1.1. Assembleia de espículas de esponjas

Espículas de esponjas são abundantes nos sedimentos arenosos da porção inferior dos três testemunhos e na transição das areias para os sedimentos organo-siltosos. O registro de espículas de esponjas nos três testemunhos apresentou similaridade nas variações das gemoscleras e nos padrões de ocorrência e preservação no sedimento (Figura 31).

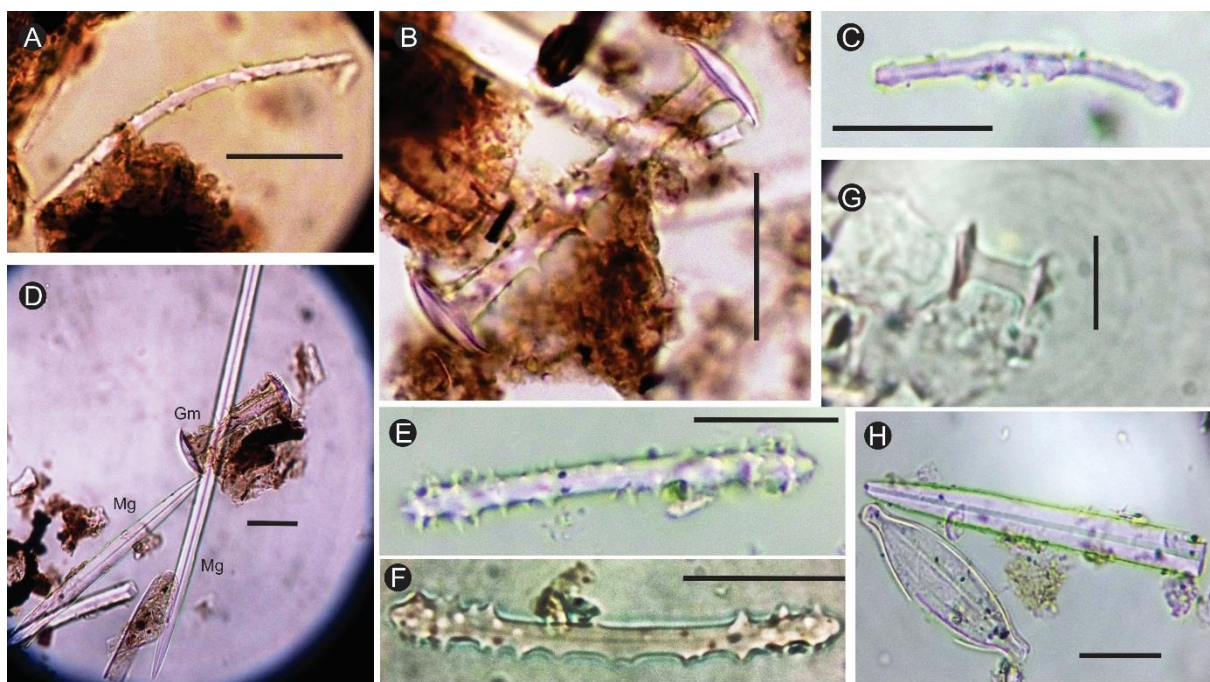


Figura 31. Espículas de esponjas de água doce preservadas nos sedimentos das lagoas. Microscleras (A e C) e gemoscleras (B e D) de *Corvoheteromeyenia* spp.; gemoscleras de *R. amazonensis* (E e F); e, gemoscleras de *T. variabilis* (G); Frústula de diatomácea e fragmento de megasclera não identificada (h). Escala: 25 µm.

Megascleras e gemoscleras sem identificação específica, com impressão tafonômica bastante fragmentada são predominantes na porção inferior dos três testemunhos de ~1 m até os intervalos datados por ^{14}C com idades de 3735 cal. anos AP no testemunho NM1 e de 3400 cal. anos AP no testemunho NM3. No testemunho NM4 esse padrão fragmentado é encontrado nos sedimentos arenosos de 1 m até 0,8 m (intervalos não datados).

As primeiras espículas com valor taxonômico registradas na porção inferior dos sedimentos arenosos dos três testemunhos foram gemoscleras de *Corvoheteromeyenia* spp., constatadas em sedimentos com idades de 3400 cal.

anos AP no testemunho NM3, >3735 cal. anos AP no testemunho NM1 e >4100 anos AP no testemunho NM4.

Gemoscleras e microscleras bem preservadas são abundantes na transição das areias para o intervalo superior constituído por sedimentos organo-siltosos, possibilitando a identificação de espécies do gênero *Corvoheteromeyenia* Ezcurra de Drago, 1979 nos testemunhos NM1 e NM3 (Figuras 32 e 33). O testemunho NM4 apresentou maior diversidade de espécies, incluindo abundantes gemoscleras de *Corvoheteromeyenia* spp. e *Radiospongilla amazonensis* Volkmer-Ribeiro e Maciel, 1983, e raras gemoscleras de *Trochospongilla variabilis* Bonetto e Ezcurra de Drago, 1973 (Figura 34).

O gênero *Corvoheteromeyenia* é endêmico da região neotropical e típico de ambientes lênticos de água doce, tendo sido registrado em lagoas temporárias de água doce inter-dunas do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses, em lagoas do norte da Venezuela e na Ilha Curaçao, no Caribe (Volkmer-Ribeiro et al., 1999, Debrot e van Soest, 2001; Tavares et al., 2003; Pinheiro, 2007; Volkmer-Ribeiro e Pauls, 2000).

Age (cal. yr BP)	Lith.	Depth. (cm)	Freshwater sponges					Diatoms	
			unidentified megascleres		unidentified gemmoscleres		<i>Corvoheteromeyenia</i> spp.		diatoms frustules
			Fr	Wh	Fr	G	Mi		
Modern ●		0	±					++	
Modern ●			++					++	
			±					+	
415 ●		20	±					±	
910 ●			++					±	
1505 ●		40						+++	+++
2200 ●			+++	+++		+		++	++
3200 ●		60	++	+++		+		+++	+++
3610 ●			++	+		±		+++	±
3735 ●		80	+++				++	+++	
		100						±	
								++	

Figura 32. Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM1. Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante. Espículas: G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Wh inteiras. Ver figura 29 para referência sobre a litologia.

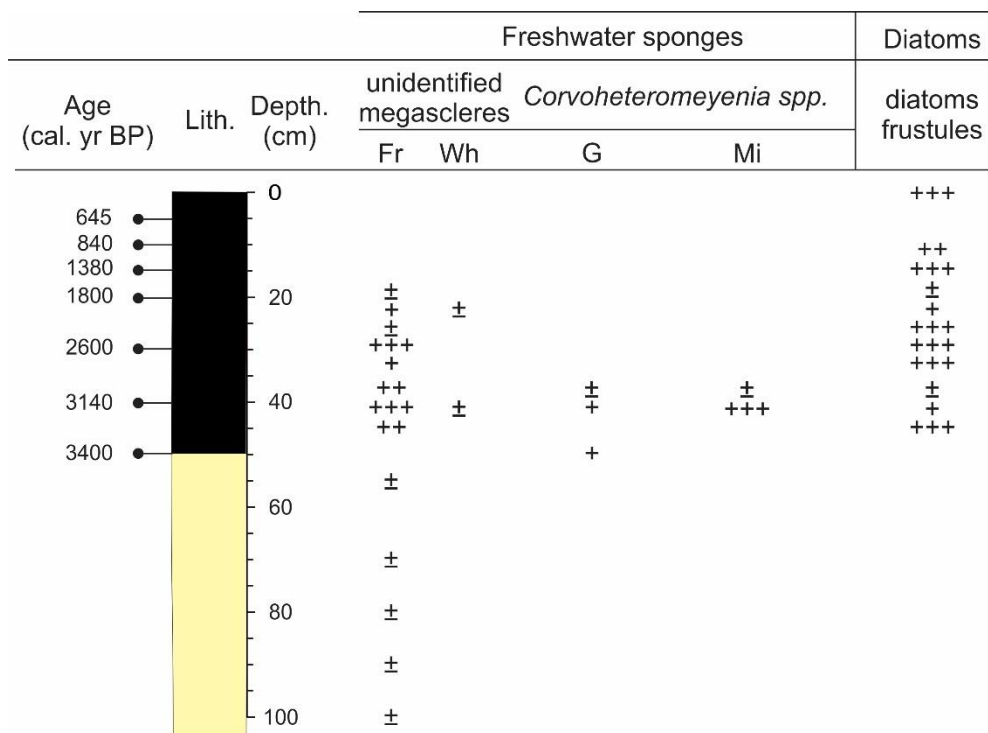


Figura 33. Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM3. Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante. Espículas: G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Wh inteiras. Ver figura 29 para referência sobre a litologia.

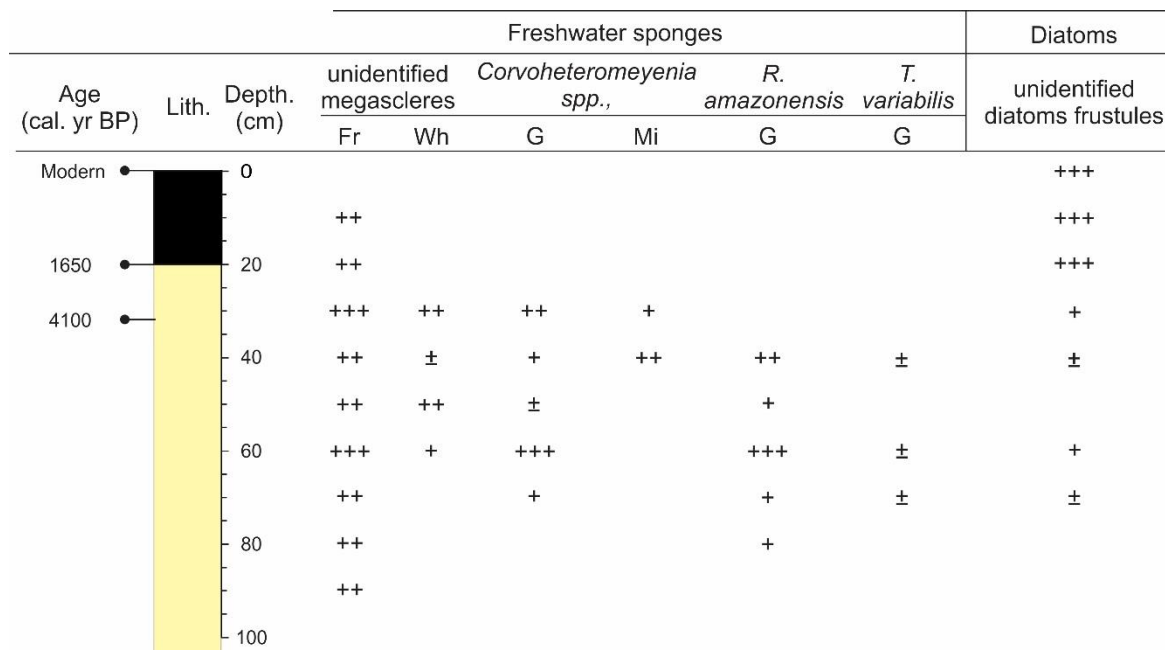


Figura 34. Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM4. Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante. Espículas: G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Wh inteiras. Ver figura 29 para referência sobre a litologia.

Radiospongilla amazonensis tem ampla distribuição em ambientes brasileiros, tanto em ambientes lênticos, quanto em ambientes lóticos e semi-lóticos (Volkmer-Ribeiro e Tavares, 1990; Volkmer-Ribeiro et al., 1999; Tavares et al., 2003; Pinheiro, 2007). Sua associação faunística com outras espécies de esponjas é relacionada a ambientes lênticos em interpretações paleoambientais (Parolin et al., 2007; Machado et al., 2012; Kuerten et al., 2013 e Guerreiro et al., 2013).

Trochospongilla variabilis apresenta adaptação a ambientes lóticos e lênticos e associação faunística com comunidades de esponjas de ambientes lacustres (Bonetto e Ezcurra de Drago, 1973; Volkmer-Ribeiro e Motta 1995; Volkmer-Ribeiro et al., 1998, 1999; Cândido et al. 2000).

Comunidades de esponjas constituídas por *Corvoheteromeyenia* spp., *R. amazonensis* e *T. variabilis* são comuns, com registro em vários ambientes lacustres de água doce em todo Brasil e são apontadas como principais produtoras de depósitos de espongilitos no nordeste e centro-sul do Brasil (Volkmer-Ribeiro e Motta 1995; Volkmer-Ribeiro et al., 1998, 1999; Machado 2009). A ocorrência conjunta das espécies *R. amazonensis* e *T. variabilis* é considerada típica de lagoas do Bioma Cerrado (Volkmer-Ribeiro, 1992; Volkmer-Ribeiro e Motta, 1995).

Gemoscleras e microscleras inteiras e bem preservadas de *Corvoheteromeyenia* spp. foram constatadas em abundância nos sedimentos de idade entre 3400 e ~2600 cal. anos AP no testemunho NM3 e entre 3735 e 910 cal. anos AP no testemunho NM1, incluindo abundantes megascleras inteiras bem preservadas entre 3735 e 2200 cal. anos AP (NM1). Gemoscleras de *Corvoheteromeyenia* spp., *R. amazonensis* e *T. variabilis* foram comuns nos sedimentos arenosos entre 80 cm (>4100 cal. anos AP) e 1650 cal. anos AP no testemunho NM4. Gemoscleras diminuem nos sedimentos organo-siltosos, acompanhadas pelo aumento de microscleras de *Corvoheteromeyenia* spp. de ~3735 a 910 cal. anos AP no testemunho NM1 e de 3140 e 2600 cal. anos AP no testemunho NM3.

Mudanças notáveis são registradas a partir de ~2600 cal. anos AP no testemunho NM3, de 1650 cal. anos AP no testemunho NM4 e de 910 cal. anos AP no testemunho M1 com o declínio das espículas de esponjas com valor taxonômico. Gemoscleras e microscleras não são constatadas nos últimos 30 a 20 cm da porção superior dos três testemunhos, em contraste com a abundante deposição e

preservação de frústulas de diatomáceas nos sedimentos organo-siltosos após picos dos valores de TIC (ver Capítulo 5).

6.1.2. Assembleia de frústulas de diatomáceas

Raríssimas frústulas foram constatadas em sedimentos arenosos da porção inferior dos testemunhos, mas não possibilitaram identificação taxonômica específica e, portanto não incluídas nos diagramas e contagens.

Frústulas de diatomáceas foram constatadas em todos os intervalos organo-siltosos com idades de 3735 cal. anos AP e idades pós-bomba no testemunho NM1; e de ~3400 e <650 cal. anos AP no testemunho NM3; e, de 1650 cal. anos AP e idades pós-bomba no testemunho NM4. A diversidade de diatomáceas foi maior na porção inferior dos sedimentos organo-siltosos nos três testemunhos analisados.

Quarenta e uma espécies de diatomáceas, distribuídas em 18 gêneros, foram identificadas nos sedimentos organo-siltosos dos três testemunhos entre 3,735 cal. anos AP até idades pós-bomba (Figuras 35 e 36). O testemunho NM1 apresentou maior diversidade com 29 espécies, seguindo de NM3 com 27 espécies e NM4 com 14 espécies. As principais espécies, comuns para sedimentos das três lagoas, foram *Anomoeoneis* sp., *Aulacoseira italica*, *Craticula cuspidata*, *Craticula* sp., *Cyclotella cf meneghiniana*, *Cymbopleura* sp., *Eunotia cf viola*, *Gomphonema minutum*, *Gomphonema* sp. parvulum, *Navicula brasiliiana*, *Navicula* sp., *Nitzschia amphibian*, *Nitzschia* sp 4, *Nitzschia* sp. intermedia, *Nitzschia* sp. semirobusta, *Nitzschia* spindle sigmoid, *Sellaphora* sp, *Hantzschia amphioxys*.

A diversidade de espécies decresce no testemunho NM1 na porção inferior para a porção superior sedimentos organo-siltosos, sobretudo a partir de ~910 cal. anos AP. O gênero *Gomphonema* é abundante nos sedimentos com ~3620 a ~910 cal. anos AP. Em contraste com a diminuição do gênero *Gomphonema*, há crescente aumento das espécies *Craticula* sp. e *Anomoeoneis* sp. O decréscimo do gênero *Gomphonema* é acompanhado pelo aumento de *Cyclotella meneghiniana* e *Aulacoseira nivaloides* de 2.700 a 1.070 cal. anos AP. que decrescem subsequentemente após 1.070 cal. anos AP. A diminuição de *Cyclotella meneghiniana* e *Aulacoseira nivaloides* é seguido por um pico de *Sellaphora* sp. em ~910 cal. anos AP., que decresce em direção ao topo após esse período. As

espécies *Craticula* sp. e *Anomoeoneis* sp. são predominantes nos sedimentos mais jovens que ~910 cal. anos AP, sendo encontradas também em sedimentos com idades pós-bomba.

Padrão semelhante de diversidade e ocorrência de espécies pode ser encontrado no testemunho NM3, sendo a diversidade maior na porção inferior dos sedimentos organo-siltosos de ~3400 a ~1380 cal. anos AP. Os gêneros dominantes neste intervalo são *Nitzschia* e *Gomphonema*, sendo o primeiro mais representativo no testemunho NM3, se comparado ao testemunho NM1 cujo gênero dominante foi *Gomphonema*. *Anomoeoneis* sp. tem ocorrência contínua e crescente de ~3400 a ~1380 cal. anos AP quando começa a decrescer, em contraste com aumento significativo de *Craticula* sp. Em sedimentos mais jovens que 1380 cal. anos AP as espécies dominantes são *Anomoeoneis* sp. e *Craticula* sp. (Figura 35).

A diversidade de espécies foi menor no testemunho NM4 (Figura 36) se comparado aos testemunhos NM1 e NM3. Os gêneros dominantes foram *Anomoeoneis* sp., *Craticula* sp. e *Nitzschia* sp. De 20 a 15 cm e progredindo até 10 cm, há uma diminuição das ocorrências de frústulas de diatomáceas das espécies *Sellaphora* sp. e de espécies do gênero *Nitzschia*, com aumento pronunciado de frústulas de *Craticula* sp. Nos últimos 10 cm da porção superior, há aumento de frústulas de *Sellaphora* sp., de espécies do gênero *Nitzschia* e de *Hantzschia vivax*, sendo *Anomoeoneis* sp. a espécie predominante.

As espécies e gêneros de diatomáceas identificadas apresentaram correlação na sucessão ecológica na estratigrafia dos três testemunhos entre a porção inferior e superior da seção com sedimentos organo-siltosos, com exceção de *Navicula brasiliiana*, *Eunotia viola* e *Nitzschia intermedia* que foram registradas em contextos diferentes, sendo as duas primeiras registradas na porção inferior e a última na porção superior do testemunho NM1, e de forma oposta nos testemunhos NM3 e NM4 (Figuras 35 e 36).

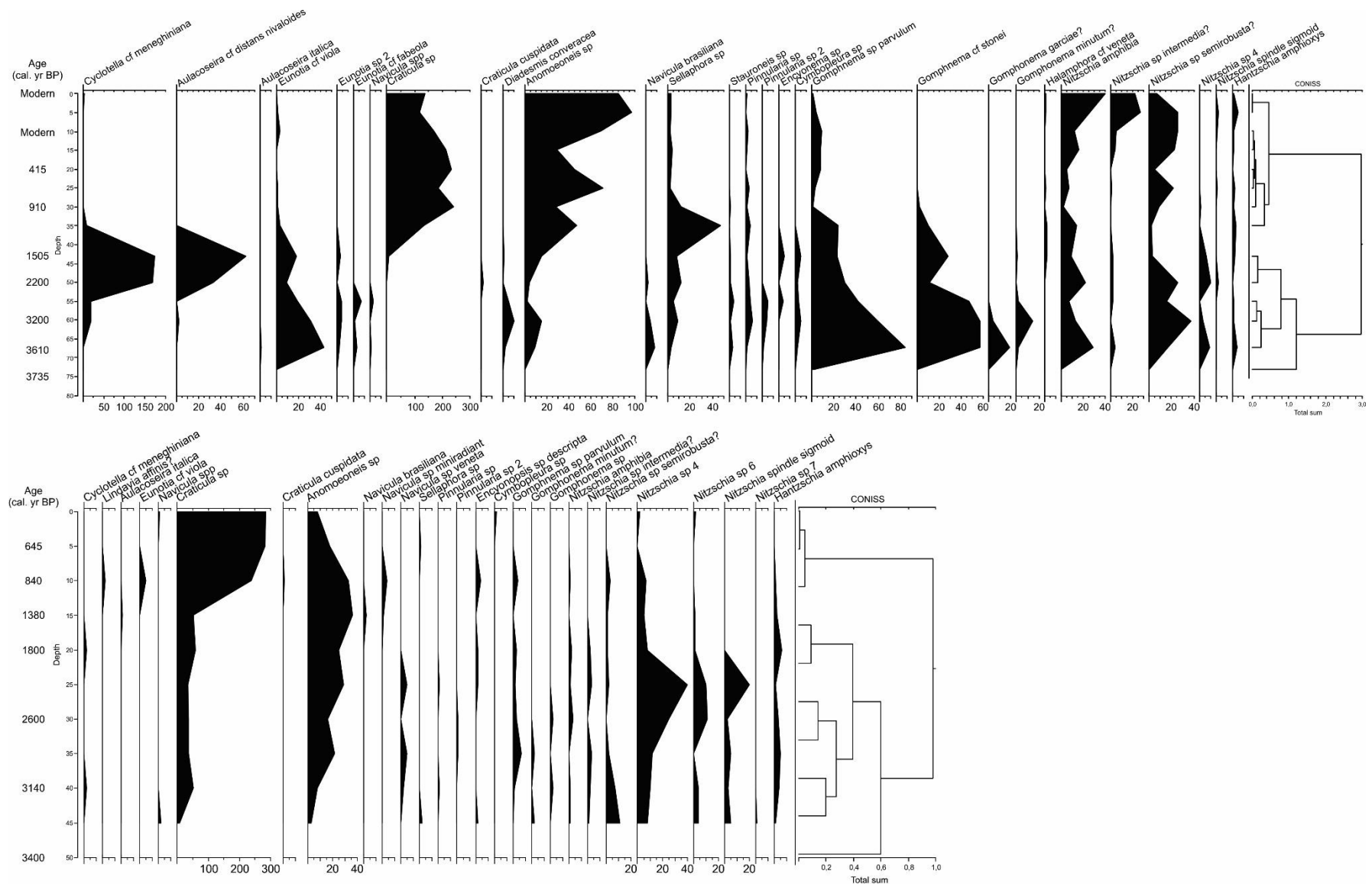


Figura 35. Ocorrência de frústulas de diatomáceas nos testemunhos NM1 (superior) e NM3 (inferior).

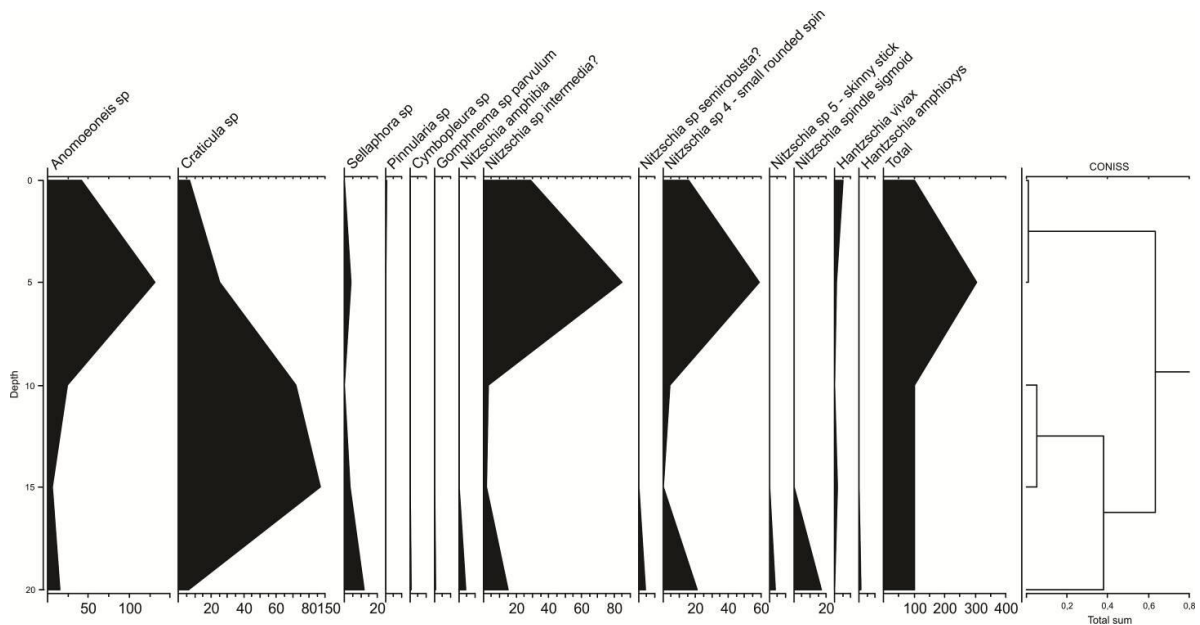


Figura 36. Ocorrência de frústulas de diatomáceas no testemunho NM4.

6.2. Discussão dos resultados

6.2.1. Mudanças paleoambientais com base nas espículas de esponjas

Variações no padrão de deposição e preservação de gemoscleras e microscleras no registro sedimentar forneceram importantes informações sobre condições ambientais e hidrológicas das lagoas durante as fases de deposição dos sedimentos, sobretudo em relação ao tempo de residência da água. A impressão tafonômica fortemente fragmentada das espículas nos sedimentos arenosos na porção inferior dos três testemunhos pode estar associada a ambientes com pouco tempo de residência da água (e.g. Volkmer-Ribeiro e Motta, 1995; Parolin et al., 2007 e Kuerten et al., 2013). Exposição do leito da lagoa e retrabalhamento dos sedimentos de fundo durante fases secas anteriores a 3400 cal. anos AP no testemunho NM3, a 3735 cal. anos AP no testemunho NM1 e a 4100 cal. anos AP no testemunho NM4 poderiam ser responsáveis pela característica fragmentada das espículas. Tais condições e os teores baixos de TOC, TIC e $\delta^{15}\text{N}$ nos sedimentos podem ser indicativos de condições hidrológicas efêmeras ou temporárias, desenvolvendo-se sob condições ambientais diferentes das atuais.

A deposição e preservação de microscleras e de megascleras inteiras bem preservadas entre 3735 e 2200 cal. anos AP no testemunho NM1 e entre 3400 e 2600 cal. anos AP no testemunho NM3 são indicativos de estabilização das condições hidrológicas das lagoas em consequência do maior tempo de residência da água (e.g. [Parolin, 2006](#); [Guerreiro et al., 2013](#)). É provável que o nível freático estivesse mais elevado no Holoceno Superior, possibilitando uma mínima exposição do fundo das lagoas e consequente preservação de espículas inteiras e de sedimentos ricos em matéria orgânica com valores altos de TOC.

A deposição inicial de gemoscleras de *Corvoheteromeyenia* spp., entre ~3735 e ~3400 cal. anos AP nos testemunhos NM1 e NM3 e de gemoscleras de *Corvoheteromeyenia* spp., *R. amazonensis* e *T. variabilis* no testemunho NM4, seguida verticalmente de abundante deposição e preservação de microscleras de *Corvoheteromeyenia* spp. nos três testemunhos, permite caracterizar inicialmente uma condição lacustre de água doce com variações mais pronunciadas no nível d'água, evoluindo para uma condição mais perene, sem grandes flutuações do nível d'água, mas ainda com variações sazonais ([ver Item 2.4 do Capítulo 2 da tese para referência do significado ambiental das estruturas das esponjas](#)). Padrões semelhantes na deposição e preservação da assembleia de espículas de esponja nos testemunhos NM1, NM3 e NM4 são evidências de que estas mudanças ambientais tiveram impactos similares nas lagoas estudadas, ainda que a resolução temporal e a diversidade de espécies tenham sido ligeiramente diferentes.

As análises das assembleias de espículas de esponjas preservadas nos sedimentos revelam que as lagoas salinas estudadas apresentavam condições hidroquímicas bem diferentes das atuais. Ocorrência de espículas bem preservadas de *Corvoheteromeyenia* spp., *R. amazonensis* e *T. variabilis* nos sedimentos das lagoas são evidências de que ambientes lacustres de água doce prevaleceram na maior parte do Holoceno Superior (~4100 a ~910 cal. anos AP). Outra evidência de ambientes de água doce neste período é a presença de conchas de gastrópodes datados em 1.810 ± 40 anos AP incrustadas em lajes de calcários impuros nas bordas da lagoa salina NM4 ([Assine, 2003](#)).

Mudanças no conteúdo micropaleontológico dos sedimentos a partir da metade do Holoceno Superior, com o declínio das espículas de esponjas de água doce, em contraste com a abundância de frústulas de diatomáceas, são registradas após picos nos teores de TIC nos sedimentos organo-siltosos ([Figura 29](#); [Figuras 32](#)

a 34). As datações destes intervalos mostraram diferentes idades, variando de ~2600 cal. anos AP no testemunho NM3, a ~1650 cal. anos AP no testemunho NM4, e ~910 cal. anos AP no testemunho NM1, evidenciando que essas mudanças foram assíncronas em cada lagoa.

O colapso das esponjas de água doce pode ser atribuído a diversos fatores, tais como: aumento turbidez da água promovida pela grande quantidade de sedimentos em suspensão que dificultaria ou interromperia a filtração de nutrientes pelos poros das esponjas; eutrofização da água com a geração de ambientes anóxicos ou tóxicos para esponjas; empobrecimento dos teores de sílica, material constituinte do esqueleto das espículas de esponjas de água doce; mudanças do pH da água com desenvolvimento de meio básico ou ácido, uma vez que a sílica em estado amorfo ou coloidal não se mantém em ambientes muito alcalinos ou demasiadamente ácidos (Volkmer-Ribeiro e Parolin 2010); e, ressecamento ou supressão do ambiente.

Mourão et al., (1988) identificaram formas de amônia não ionizável nas lagoas salinas da Nhecolândia, que são consideradas tóxicas para a vida aquática (Kubitza, 1999). Os efeitos tóxicos da amônia são intensificados em ambientes alcalinos, e mesmo em baixas concentrações, pode reduzir ou comprometer a capacidade dos organismos de consumir oxigênio (Pereira e Mercante 2005). Essas condições foram consideradas limitantes para o desenvolvimento de vida aquática nas lagoas salinas da Nhecolândia (Mourão et al., 1988), e é especialmente crítico para organismos sésseis como as esponjas.

Frústulas de diatomáceas, assim como as espículas de esponjas, são compostas por sílica, e sua deposição abundante nos sedimentos organo-siltosos é evidência de que a incorporação de sílica por estes organismos era possível. As águas das lagoas salinas da Nhecolândia são ricas em sílica (Almeida et al., 2009), sugerindo que o componente básico para a construção da rede esquelética silicosa das esponjas estava disponível no ambiente (Volkmer-Ribeiro e Parolin 2010). Portanto, o declínio das espículas de esponjas nos sedimentos é decorrente de outros processos, e.g. estabelecimento de ambientes alcalinos.

Esponjas de água doce são bastante sensíveis a mudanças de pH e não se desenvolvem em ambientes com alcalinidade elevada (Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010). Algumas espécies de esponjas de água doce como *Corvoheteromeyenia heterosclera* apresentam tolerância a pH ligeiramente alcalino (8,05), condutividade

elétrica moderada ($2074 \mu\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$) e baixa salinidade (0,9 ppt) ([Debrot e van Soest, 2001](#)).

Variações na precipitação de carbonatos, na deposição e preservação de sedimentos organo-siltosos com teores altos de TOC e de mudanças no registro fóssilífero nos sedimentos (frústulas de diatomáceas vs. espículas de esponjas) parecem ter ocorrido de forma análoga nas lagoas estudadas durante o Holoceno Superior. Picos de precipitação de TIC são seguidos verticalmente de aumento e/ou manutenção de valores altos de TOC, sugerindo que o desaparecimento das espículas de esponjas não está ligado ao ressecamento ou supressão da lagoa, mas a mudanças biogeoquímicas da coluna d'água a partir da metade do Holoceno Superior.

Condições extremas encontradas atualmente nas lagoas salinas da Nhecolândia como elevados níveis de alcalinidade, condutividade elétrica e salinidade, restringem o desenvolvimento da vida aquática usual, com exceção de organismos extremófilos como, por exemplo, diatomáceas e cianobactérias que são abundantes ([Mourão et al., 1988](#); [Santos e Sant'Anna, 2010](#); [Malone, 2010](#); [Santos et al., 2012](#)).

O aumento da disponibilidade de nutrientes e o maior tempo de residência da água possibilitou maior acumulação de matéria orgânica no fundo das lagoas que pode ter induzido mudanças na composição química da água, nos fluxos de gases e na atividade biológica das lagoas, pela interação sedimento-coluna d'água (e.g. [Bergier et al., 2014](#)), tornando o ambiente desfavorável ao desenvolvimento de esponjas de água doce e favorável para o desenvolvimento de outros organismos, como as diatomáceas e cianobactérias. A interação sedimento-coluna d'água e o equilíbrio hidroquímico tem forte influência na qualidade da água e na dinâmica dos nutrientes em ecossistemas rasos ([Montoya, 2009](#)), como é o caso das lagoas salinas da Nhecolândia. Neste contexto, sedimentos de fundo podem ser colonizados por complexos sistemas bióticos como esteiras microbiais ([Montoya, 2009](#)) e.g. esteiras de cianobactérias.

O declínio das espículas de esponjas seguido da abundante deposição e preservação de frústulas de diatomáceas no sedimento pode estar ligado ao desenvolvimento de condições ambientais alcalinas ou salinas, similares às encontradas atualmente nas lagoas salinas, que não são favoráveis ao desenvolvimento de esponjas de água doce ([Volkmer-Ribeiro e Parolin, 2010](#)).

Eflorescências de cianobactérias e proliferação de diatomáceas, comuns nas modernas lagoas salinas da Nhecolândia, podem estar ligadas à alta produtividade de nutrientes responsável pela deposição e pela impressão fossilífera dos sedimentos organo-siltosos (*diatom/sponge oozes*) (Schnurremberger et al., 2003) com teores altos de TOC nas lagoas estudadas.

Gemoscleras e microscleras não foram constatadas na porção superior dos sedimentos organo-siltosos mais jovens que ~2600 cal. anos AP no testemunho NM3, que 1650 cal. anos AP no testemunho NM4 e que 910 cal. anos AP no testemunho NM1, em contraste com a abundante deposição e preservação de frústulas de diatomáceas nos sedimentos organo-siltosos, que possibilitaram incorporar importantes informações sobre a evolução das condições hidrológicas nas lagoas. A interpretação da assembleia de frústulas de diatomáceas é caracterizada a seguir.

6.2.2. Contribuição das frústulas de diatomáceas na análise de mudanças paleoambientais nas lagoas

No testemunho NM1 as espécies *Pinnularia*, *Nitzschia amphibia*, *Nitzschia semirobusta* e *Hantzschia* tiveram ocorrência contínua nos sedimentos organo-siltosos. Essas espécies habitam uma grande variedade de ambientes (Spaulding e Edlund 2008, 2009; Spaulding 2013) e não caracterizaram nenhum tipo específico de ambiente no contexto analisado. Outros grupos, no entanto, têm preferências ambientais específicas e possibilitaram a caracterização de ambientes típicos.

A sequência deposicional no testemunho NM1 revela uma sucessão de três ambientes distintos, caracterizado por espécies de água doce (*Gomphonema sp*), seguido por espécies de ambientes alcalinos e de espécies típicas de ambientes de transição entre água doce e salina (*Cyclotella meneghiniana* e *Sellaphora sp*), e por último, de espécies de águas salinas (*Craticula sp* e *Anomoeoneis sp*). Esta sucessão ecológica e ambiental foi capturada nos sedimentos dos três testemunhos, embora tenham sido menos expressivas nos testemunhos NM3 e NM4. O registro no testemunho NM1 apresentou com maior evidência os detalhes destas mudanças hidrológicas, se comparado aos testemunhos NM3 e NM4 (Figuras 35 e 36).

A análise da assembleia de diatomáceas em sedimentos com idades de 3735 a ~2200 cal. anos AP no testemunho NM1 revela que inicialmente a diatoflora dominante era composta por epífitas, que possivelmente formavam colônias no fundo das lagoas tendo como substrato vegetação anfíbia. O gênero *Gomphonema* tem preferência por ambientes rasos de água doce com condutividade elétrica baixa (Jüttner et al., 2004). (Dam et al., 1994; Håkansson, 1993; Jüttner et al., 2004; Kelly et al., 2005)

O declínio de *Gomphonema* e o aumento de diatomáceas planctônicas como *C. meneghiniana* e *Aulacoseira* entre 2200 e 1080 cal. anos AP (Figura 35) são indicativos de aumento da profundidade da coluna d'água. Microscleras de *Corvoheteromeyenia* spp. presentes nestes intervalos são evidências de que as lagoas apresentavam tempo maior de residência da água nesse período. O aumento de *C. meneghiniana* entre ~2700 e 1080 cal. anos AP concomitante ao declínio de microscleras de *Corvoheteromeyenia* spp. em ~1505 cal anos AP, sugerem mudanças hidroquímicas na água da lagoa. *C. meneghiniana* é indicativa de flutuações nos níveis de salinidade (Kelly et al., 2005) e de ambientes alcalinos (Håkansson 1993; Dam et al., 1994), nesse caso específico, níveis mais baixos do que os níveis modernos das lagoas salinas da Nhecolândia (Bergier et al., 2014).

O aumento de espécies planctônicas como *C. meneghiniana* e *Aulacoseira* sp. e a diminuição de espécies bentônicas como *Gomphonema* possibilitam duas interpretações no testemunho NM1 a partir de ~2200 cal. anos AP, sendo a primeira relacionada a aumento do nível das lagoas; e a segunda relacionada a influxos de água fluviais ricas em espécies planctônicas para o interior da lagoa. Ambas as interpretações sugerem o aumento de precipitação. Entretanto, a segunda hipótese é menos provável, uma vez que os dados de TN e C:N e os demais dados geoquímicos sugerem deposição sedimentar autigênica (ver Capítulo 5). A contribuição de águas fluviais desmineralizadas, como as dos rios do Pantanal (Barbiero et al., 2002; Furian et al., 2013) ou a recorrência de inundações regionais com o incremento destas águas nas lagoas estudadas, produziria redução ou diluição da salinidade e alcalinidade, e não a elevação destes níveis como revelam os resultados das assembleias de diatomáceas.

O declínio das espículas de esponjas acompanhado pelo declínio das diatomáceas de água doce são indicativos de mudanças hidroquímicas no testemunho NM1 entre ~1080 e 910 cal. anos AP. Esta mudança ambiental é

evidenciada pela ocorrência de frústulas de *Sellaphora* sp, indicativa de transições hídricas alcalinas para salinas (Spaulding e Edlund 2008). *Sellaphora* sp é comum em águas alcalinas para salinas, e atualmente é encontrada em lagoas salitradas da Nhecolândia na época da estação chuvosa (Santos et al., 2012). Lagoas salitradas são consideradas lagoas intermediárias entre ambientes de água doce e de água salinas no conjunto de lagoas da Nhecolândia (Bergier et al., 2014).

Finalmente, os últimos intervalos deposicionais dos três testemunhos são dominados por diatomáceas indicadoras de ambientes de alta alcalinidade e salinidade, representados pelas espécies *Anomoeoneis* sp. e *Craticula* sp. (Spaulding e Edlund 2008; Spaulding et al., 2009). Esses táxons são bentônicos e comuns em águas com coluna d'água rasa. *Anomoeoneis* sp. se desenvolvem em ambientes epipelágicos de águas com alta condutividade e salinidade, e é encontrada frequentemente em lagoas salinas do meio-oeste dos Estados Unidos e oeste do Canadá (Reimer, 1961; Patrick e Reimer, 1966; Saros e Fritz, 2002). *Craticula* sp tem preferência por ambientes de água doce para salina (Mann e Stickle, 1991; Spaulding e Edlund, 2008) e são comuns nas lagoas salinas Nhecolândia (Santos, 2013). Estas mudanças na assembleia de diatomáceas ocorreram na porção superior dos sedimentos organo-siltosos mais jovens que 560 cal. anos AP no testemunho NM1, que 1800 cal. anos AP no testemunho NM3 e que 1650 cal. anos AP no testemunho NM4 (Figuras 37 a 39).

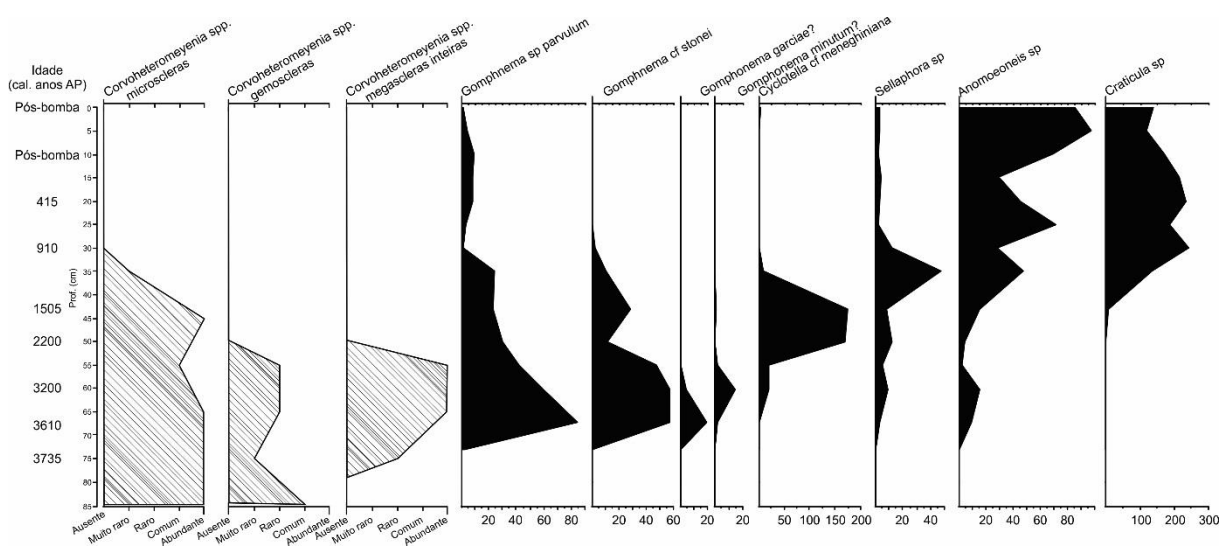


Figura 37. Ocorrência dos principais tipos de espículas de esponjas de água doce (hachurado) e dos principais grupos de diatomáceas (preto) no testemunho NM1.

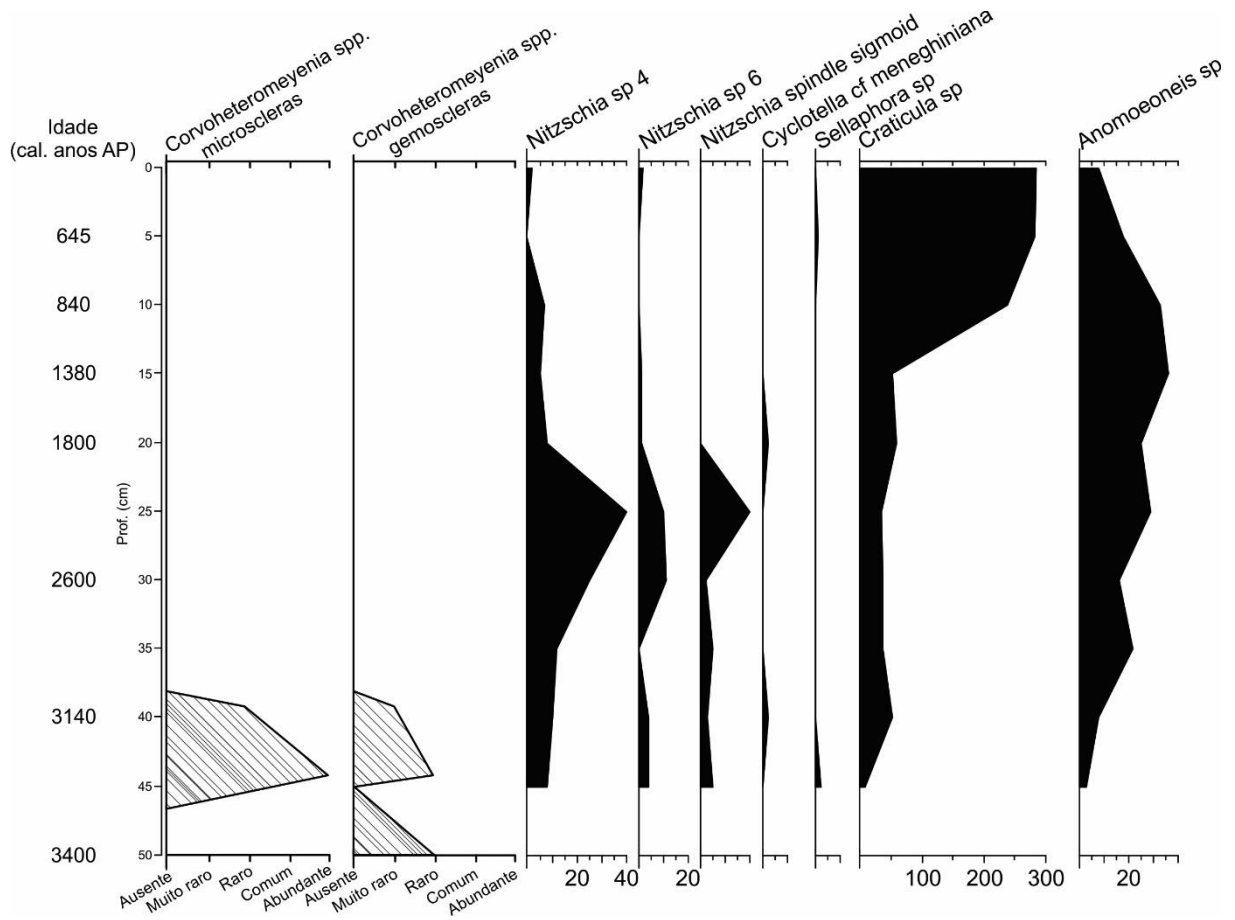


Figura 38. Ocorrência dos principais tipos de espículas de esponjas de água doce (hachurado) e dos principais grupos de diatomáceas (preto) no testemunho NM3.

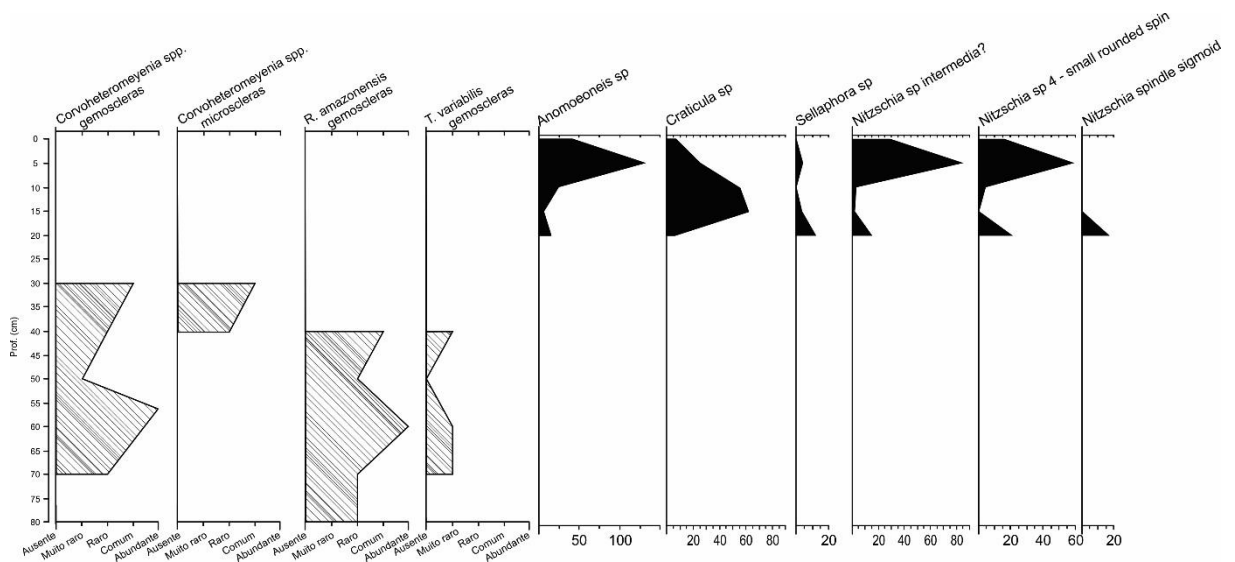


Figura 39. Ocorrência dos principais tipos de espículas de esponjas de água doce (hachurado) e dos principais grupos de diatomáceas (preto) nos testemunho NM4.

Os resultados obtidos da análise da assembleia de frústulas de diatomáceas permitiram reconhecer importantes mudanças na evolução do quadro hidrobiogeoquímico das lagoas durante as fases de deposição dos sedimentos organo-siltosos no Holoceno Superior. A deposição e preservação de espículas de esponjas lacustres de água doce e frústulas de diatomáceas de água doce durante a maior parte do Holoceno Superior são indicativas de que a salinidade atual das lagoas é resultado de processos recentes e não herança de ambientes áridos do passado.

6.2.3. Processos envolvidos na evolução da condição hidroquímica das lagoas

O controle sobre a composição química da água das lagoas salinas no presente foi atribuído ao isolamento que estas lagoas possuem da contribuição das águas de inundação superficial e pela presença de horizontes subsuperficiais impermeáveis (Barbiero et al., 2008; Furian et al., 2013). Outro elemento importante para o desenvolvimento das condições de salinidade e de alcalinidade nas lagoas salinas estudadas é o isolamento natural promovido pela presença de cordilheiras.

As cordilheiras são cordões arenosos vegetados elevados de 2 a 5 metros em relação a área das lagoas, que atuam como barreiras naturais impedindo a entrada de fluxos superficiais decorrentes das inundações do Pantanal durante a estação chuvosa (Barbiéro et al., 2002; Assine, 2003). Soares et al. (2003) e Santos et al. (2012) relataram que o isolamento promovido pelas cordilheiras e a ausência de contribuição de água superficiais são potencialmente importantes controles da hidroquímica das lagoas salinas. Furian et al. (2013) notaram que a circulação de água doce contribuiriam para a diluição da salinidade das águas das lagoas salinas.

A presença de horizontes subsuperficiais impermeáveis e a coexistência de lagoas salinas (altamente alcalinas), lagoas oligosalinas (moderadamente alcalinas) e lagoas de água doce (pouco alcalinas) na Nhecolândia têm sido atribuídas a variação vertical desses horizontes subsuperficiais, que atuam como barreiras impermeáveis para fluxos de água subterrâneas (Barbiero et al., 2002; Furian et al., 2013). A presença destes horizontes aumenta o isolamento das lagoas salinas de fluxos subterrâneos e ajudam a permitir a evaporação da água “parada” após a estação chuvosa.

Para [Barbiero et al., \(2002, 2007\)](#) a salinidade das lagoas da Nhecolândia é decorrente do balanço hídrico resultado do equilíbrio dos fluxos atuais de água e processos geoquímicos recentes, nos quais a água salina surge da concentração por evaporação de água doce provenientes de fluxos subterrâneos. Os autores encontraram uma única família geoquímica de águas atualmente evoluindo para formas alcalinas, sob a influência de evaporação.

Valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ obtidos de águas subterrâneas, de lagoas de água doce e de lagoas salinas da Nhecolândia ([Almeida et al., 2009, 2010](#)) mostram uma relação contínua de evaporação das águas no sentido: água subterrâneas → lagoas de água doce → lagoas salinas; corroborando fluxos subterrâneos provenientes das cordilheiras e das lagoas de água doce para as lagoas salinas ([Barbiero et al., 2007](#)).

Para [Furian et al. \(2013\)](#) o funcionamento hídrico diferencial das lagoas de água doce e das lagoas salinas explicaria como lagoas sujeitas às mesmas taxas de precipitação e evaporação no presente, poderiam evoluir de formas diferentes. A concentração por evaporação permitiria que lagoas isoladas das águas superficiais se tornassem progressivamente salinas, pela acumulação ano-após-ano. A ausência de contribuição de águas superficiais também foi atribuída por [Santos et al. \(2012\)](#) para explicar as variações limnológicas espaciais das lagoas da Nhecolândia, especialmente o pH elevado das lagoas salinas (>9 e <11) em comparação às lagoas de água doce (<8).

Processos biogeoquímicos poderiam desencadear a alcalinização ([Bergier et al, 2014](#)) e incremento dos teores de Na^+ elevando a salinidade das lagoas. [Bergier et al. \(2014\)](#) notaram um controle biologicamente induzido por retroalimentação e manutenção do estado alcalino das águas, dominados por cianobactérias em várias lagoas salinas da região oeste da Nhecolândia. Alguns organismos como cianobactérias do gênero *Synechocystis*, comuns nas lagoas salinas ([Malone, 2010](#)), possuem sistema antiporter que as permitem manter um pH interno relativamente mais neutro em ambientes extremos de alcalinidade e salinidade elevadas ([Elanskaya et al., 2002](#); [Summerfield e Sherman 2008](#)). O mecanismo antiporter é um catalizador proteico que realiza a troca de Na^+ por H^+ por um sistema de membranas. Esse mecanismo antiporter Na^+/H^+ está presente em diversos processos fisiológicos, e.g., tolerância à salinidade ([Zuh, 2001](#); [Inaba et al., 2001](#)) e regulação do pH ([Karpel et al., 1988](#); [Krulwich et al., 2001](#)). Tal mecanismo

possibilita que organismos incorporem H^+ e eliminem Na^+ no ambiente mantendo o pH interno em $\sim 7,5$ (Post, 1992), mesmo em ambientes fortemente alcalinos com pH variando de 10 e 13 (Horikoshi, 2011). Essa interação biológica com o meio físico pode ser um dos fatores que contribuem para a manutenção do pH fortemente alcalino e teores altos Na^+ da água das lagoas salinas. Portanto uma via sódico-alcalina pode estar sendo em parte mantida por organismos extremófilos alcalifílicos, por meio de um feedback positivo das cianobactérias (Bergier et al., 2014). Algas characeas possuem o mesmo mecanismo antiporter (Beilby e Casanova 2014, Beilby 2015), o que explicaria também sua ocorrência em lagoas salinas.

6.3. Conclusão

As assembleias de espículas de esponjas e de frústulas de diatomáceas revelaram que as lagoas salinas estudadas apresentavam ambientes lacustres de água doce na maior parte do Holoceno Superior. A análise da assembleia de espículas de esponjas sugere variações no tempo de residência da água nas lagoas, inicialmente ambientes sazonais, com grandes variações no tempo de residência da água no início do Holoceno Superior, seguidos por ambientes com maior tempo de residência da água a partir da metade do Holoceno Superior.

Mudanças no registro sedimentar e micropaleontológico a partir da metade do Holoceno Superior, como o decréscimo dos teores de TIC com aumento dos teores de TOC, seguidos pelo declínio das espículas de esponjas em contraste com a abundante deposição de frústulas de diatomáceas, podem estar associadas a mudanças biogeoquímicas, a partir de ~ 2600 cal. anos AP no testemunho NM3, de ~ 1.650 cal. anos AP no testemunho NM4 e de ~ 910 cal. anos AP no testemunho NM1.

Essas mudanças foram assíncronas nas lagoas estudadas e marcadas pelo colapso das esponjas de água doce e aumento das diatomáceas de ambientes alcalinos e salinos. Padrões semelhantes nas assembleias de espículas de esponja e de diatomáceas nos testemunhos NM1, NM3 e NM4 são evidências de que estas mudanças ambientais tiveram impactos similares nas lagoas estudadas, ainda que a resolução temporal e a diversidade de espécies tenham sido ligeiramente diferentes.

As assembleias de espículas de esponjas e de diatomáceas preservadas nos sedimentos revelaram que as lagoas salinas estudadas apresentavam ambientes lacustres de água doce na maior parte do Holoceno Superior. A deposição e preservação de espículas de esponjas lacustres de água doce e frústulas de diatomáceas durante a maior parte do Holoceno Superior são indicativas de que a salinidade atual das lagoas é resultado de processos recentes e não herança de ambientes áridos do passado.

7. PALEOAMBIENTES DAS LAGOAS SALINAS DO PLEISTOCENO SUPERIOR AO HOLOCENO

As lagoas da região oeste da Nhecolândia foram as mais estudadas dentre todas as lagoas de água doce e de água salina da Nhecolândia. Grande parte dos modelos propostos sobre mecanismos de funcionamento hidrobiogeoquímico destas lagoas foi baseada em resultados obtidos nesta área (e.g. [Barbiero et al., 2002](#); [Furquim et al., 2010](#); [Furian et al., 2013](#); [Bergier et al., 2014](#)).

Os dados sedimentológicos, geoquímicos, geocronológicos e micropaleontológicos obtidos nas lagoas salinas da área oeste da Nhecolândia (ver [Capítulos 5 e 6](#)) revelaram importantes mudanças paleoambientais e paleo-hidrológicas nas lagoas salinas e paleoclimáticas do sul do Pantanal, especialmente no Holoceno Superior. Estas mudanças estão registradas nos sedimentos das três lagoas da área oeste de maneira assíncrona.

Para avaliar a importância e a extensão regional destas mudanças paleoambientais, uma nova área distante cerca de 80 km da área oeste foi investigada. A área escolhida está localizada na região sul da Nhecolândia, na Fazenda Barranco Alto ([Figura 40](#)).

Este capítulo reúne e integra dados obtidos da área sul, com resultados da área oeste, sintetizando os resultados apresentados nos Capítulos 5 e 6. O objetivo desse capítulo é apresentar uma síntese dos resultados obtidos nas duas áreas, buscando a integração dos resultados obtidos com as pesquisas paleoambientais da Nhecolândia.

7.1. Características hidroquímicas e geográficas das lagoas salinas da área sul da Nhecolândia

As lagoas salinas da região sul ([Figura 40](#)) apresentam águas com características alcalinas, com valores de pH de 9 até 10, além de elevados valores de salinidade e condutividade elétrica ([Tabela 5](#)) corroborando dados de [Bergier et al., \(2014\)](#) e [Costa et al., \(2015\)](#).

As lagoas da Nhecolândia são rasas, não excedendo os dois metros de profundidade. A coluna d'água constatada nas lagoas salinas estudadas na área sul pode ser ainda mais rasa (<1 m), com poucas variações de profundidade entre as

zonas perimarginais (~15 a ~40 m borda adentro) e as áreas centrais, o que denota o baixo gradiente entre a margem e o interior das lagoas.

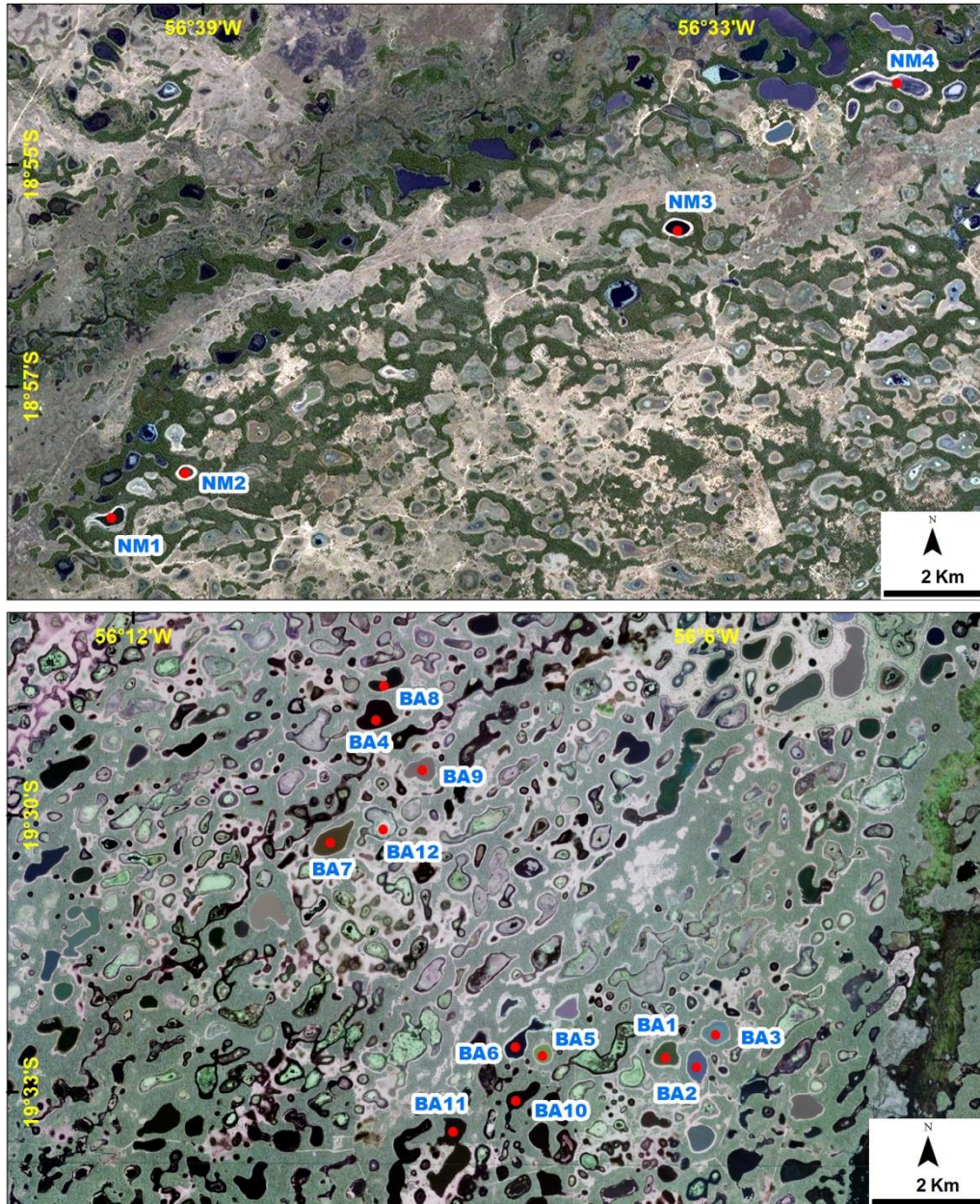


Figura 40. Mapa de localização das áreas estudadas no oeste e sul da Nhecolândia. Ver figura 16 para localização das áreas.

Em geral, as lagoas salinas dificilmente recebem contribuição de águas de inundação fluvial (Assine, 2003), e raramente secam completamente, mesmo em períodos de seca (Sakamoto, 1997; Barbiero et al., 2008). Martins (2012) e Furian et al., (2013) atribuíram a permanência maior de água nestas lagoas devido a presença

de horizontes impermeáveis subsuperficiais no fundo e no entorno das lagoas salinas dessa região e ao fato de estas lagoas estarem topograficamente mais baixas que o nível médio regional do lençol freático (Almeida et al., 2009 e 2010).

Tabela 5. Resultados das análises dos parâmetros físico-químicos

Lat Long	Cód	Cor da água	Temperatura (°C)	pH	CE (μ S/cm)	TDS (ppm)	Salinidade (ppm)
S19°32'54" W56°06'25"	BA1	Verde	38	9,7	3440	2440	2430
S19°32'39" W56°05'52"	BA2	Negra	38,7	9,4	1870	1320	1300
S19°32'58" W56°06'01"	BA3	-	38,3	9,8	1590	1130	1080
S19°29'36" W56°09'31"	BA4	Negra	35	9,7	3620	2550	2560
S19°32'53" W56°07'42"	BA5	Verde	35,2	9,7	2750	1940	1920
S19°32'49" W56°07'55"	BA6	Negra	33,8	9,2	1223	870	826
S19°30'47" W56°09'51"	BA7	Verde	37	10	5850	4160	4300
S19°29'11" W56°09'20"	BA8	Transparente	36	9,7	1108	785	742
S19°30'41" W56°09'23"	BA9	Verde	38	10	2700	1900	1880
S19°29'18" W56°09'27"	BA10	Verde	31,2	9,3	1510	1080	1030
S19°30'01" W56°08'58"	BA11	Negra	31	9,4	1530	1100	1030
S19°34'42" W56°09'10"	Rio Negro	Negra	30	6,7	25,2	17,9	29

Uma grande cheia do rio Negro em 2011 inundou parte da porção sul do Pantanal da Nhecolândia. Algumas lagoas como as salinas América (BA10) e Lindóia (BA11) (Figura 40 e 41) receberam grandes volumes de água desta cheia, modificando a dimensão da lâmina d'água, elevando drasticamente o nível das lagoas e suprimindo parte da vegetação que recobre as cordilheiras (Figura 42). Em trabalhos de campo realizados em 2014 e 2015 ainda era possível constatar o nível elevado das águas destas lagoas. A contribuição de águas superficiais pouco mineralizadas provenientes do rio Negro, não foi suficiente para diluir e/ou alterar de

forma significativa os valores de pH, CE, TDS e salinidade da água destas lagoas salinas, que permanecem altos e característicos das lagoas salinas da Nhecolândia (Tabela 5), o que pode corroborar os modelos de funcionamento hídrico e hidrogeoquímico propostos por Barbiero et al., (2002), Martins (2012) e Furian et al., (2013).

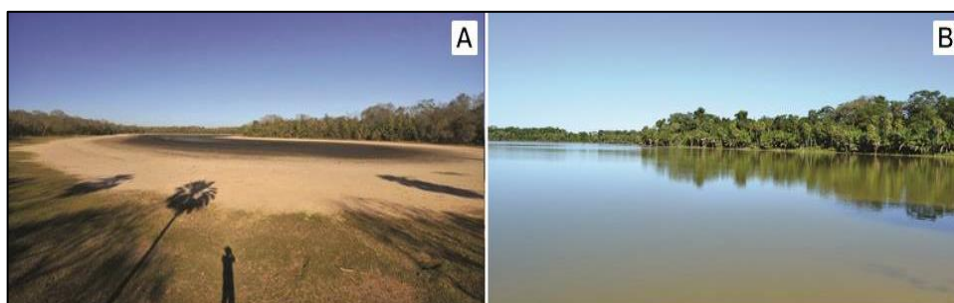


Figura 41. Salina América na estação seca em 2010 antes de receber grandes volumes de água da cheia do rio Negro em 2011 (A); e no fim da estação chuvosa em 2015 (B). A imagem foi tomada do mesmo ponto (Fotos: Lucas Leuzinger, 2010; e Mauricio Santos, 2015).

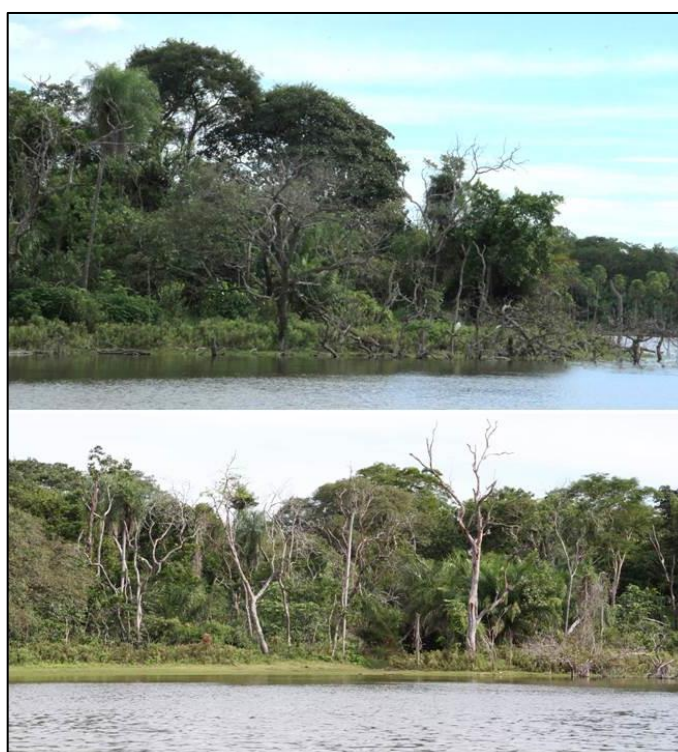


Figura 42. Árvores mortas e vegetação suprimida na margem das cordilheiras da Salina Japão em 2015. Os níveis d'água desta lagoa permaneceram elevados após a grande cheia do rio Negro em 2011, chegando a altura das cordilheiras que a circundam e suprimindo parte da vegetação (Foto: Eder Renato Merino, 2014).

Discussões sobre a tipologia das lagoas salinas da Nhecolândia não fazem parte do escopo central da tese, no entanto, relatos de observações feitas nos trabalhos de campo podem contribuir em estudos futuros sobre esse tema. Três tipos característicos de lagoas salinas foram observados durante as campanhas de campo, com diferente composição biogeoquímica, cor da água e atividade biológica, muitas delas em grande proximidade uma com a outra.

As lagoas salinas podem ser agrupadas em três tipos, incluindo: a) lagoas salinas com cianobactérias predominantemente planctônicas, em que grandes eflorescências conferem cor esverdeada às águas. Nestas lagoas há incipiente formação de esteiras de cianobactérias bentônicas próximas à margem ([Figura 43](#)); b) lagoas salinas com cianobactérias predominantemente bentônicas, que formam extensas esteiras microbiais ([Figura 44](#)), sobrepostas por bancos flutuantes de exopolissacarídeos (EPS) ([Figura 45](#)). Nestas lagoas as águas são transparentes e ocorrem grandes colônias de algas da família Characeae ([Figura 45](#)); e, c) lagoas salinas sem cianobactérias, que apresentam águas negras ([Figura 46](#)). De maneira correlativa, essas lagoas de águas negras foram caracterizadas por [Bergier et al., \(2014\)](#) como salinas bacterianas e as lagoas de águas transparentes são denominadas de lagoas salitradas.



Figura 43. Formação incipiente de esteiras microbiais na margem da Salina do Coração (BA9) (Fotos: Mauricio Santos, 2015).



Figura 44. Formação de esteiras de cianobactérias e bancos flutuantes de exopolissacarídeos na margem da Salina Tubarão (BA8) (A). As esteiras se formam no fundo das lagoas que apresentam águas transparentes e se desprendem estacionalmente (B e C) (Fotos: Mauricio Santos. 2015).

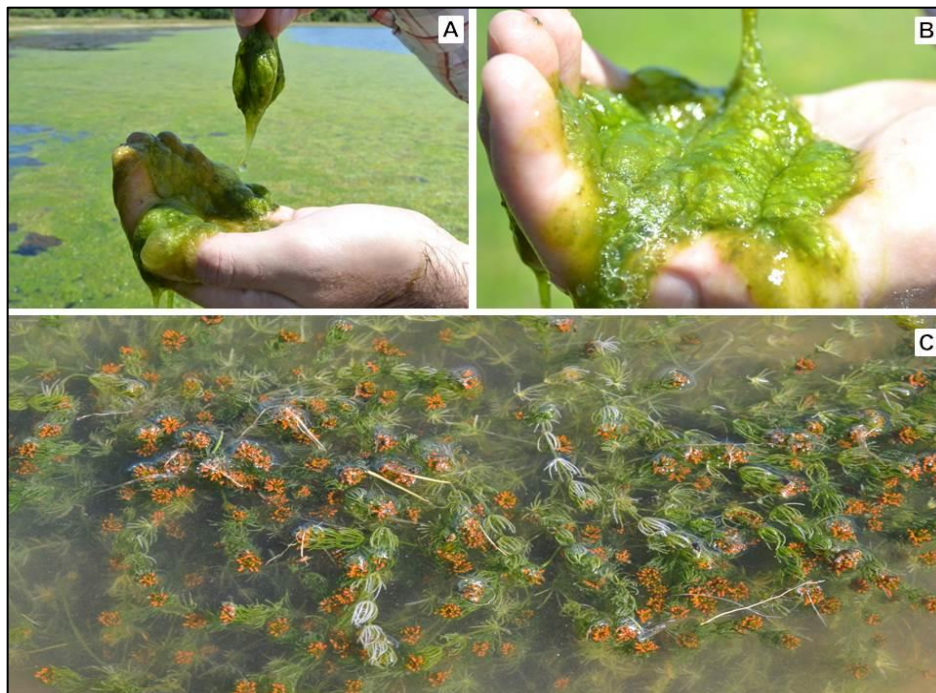


Figura 45. Detalhes dos exopolissacarídeos em A e B e de algas Characeae em C (Fotos: Mauricio Santos, 2015).

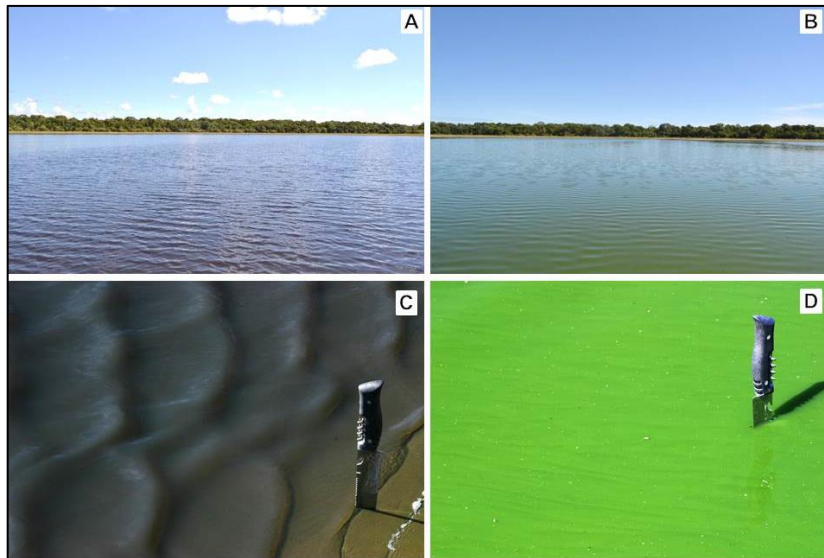


Figura 46. Imagens das Salinas Burro Branco (A) e Salina Coração (B) com detalhes na cor das águas negras em C e águas verdes em D (Fotos: Mauricio Santos, 2015).

Outra característica comum observada nas lagoas com cianobactérias é o acúmulo de “espuma branca” na superfície da água, que tende a se concentrar na margem concordante ao sentido do vento (Figura 47). Esse acúmulo não foi observado nas salinas de águas negras no período estudado.

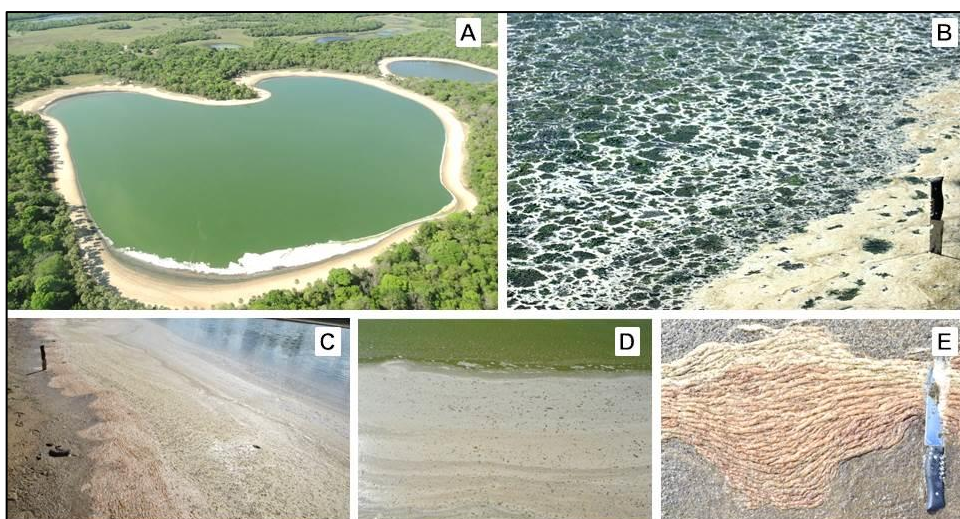


Figura 47. Precipitação na superfície das lagoas na margem concordante ao vento (A) e detalhes da espuma branca envolvidas por esteiras de cianobactérias (B) e as variações de tonalidade (C e D). Pulpas de insetos aderem a espuma branca formando uma densa mistura que se retorce e comprime a medida que é empurrada contra a margem pelo vento (E) (Fotos: Mario Assine, 2012; e Mauricio Santos, 2015).

As lagoas salinas da Nhecolândia, assim como muitas outras lagoas ao redor do globo com características salino-alcálicas semelhantes, são facilmente reconhecíveis em fotografias aéreas ou imagens de satélite, principalmente por apresentarem uma faixa esbranquiçada ao redor de suas margens (Figura 48). Nos lagos e lagoas do mundo, essas faixas ou anéis esbranquiçados são originados pela precipitação de sais e minerais decorrentes da evaporação ou pelo rebaixamento no nível d'água, formando crostas endurecidas.

Nas lagoas salinas estudadas, no entanto, essas faixas esbranquiçadas parecem ter maior relação com a presença de areias brancas desprovidas de cobertura vegetal (Figura 49), embora precipitações autóctones na forma de milimétricas crostas de calcita ocorram localmente em pequenas reentrâncias ligeiramente deprimidas nas bordas de algumas lagoas salinas quando os níveis de água abaixam (Figura 50).

Esta faixa arenosa externa desprovida de vegetação marca o limite máximo da variação vertical da coluna d'água e da cobertura espacial da lâmina d'água destas lagoas nos períodos de maior pluviosidade entre novembro e abril, quando as lagoas atingem maior profundidade e maior volume d'água. Estes sedimentos arenosos tem continuidade para o interior das lagoas por algumas dezenas de metros, onde passam a ser recobertos por sedimentos organo-siltosos de aspecto gelatinoso do fundo das lagoas. Estes depósitos de lama orgânica podem ficar em parte expostos em períodos de secas mais prolongadas (Figura 51), mas em geral marcam o nível médio da cobertura espacial da linha d'água nas lagoas salinas estudadas (Figura 52).

Estruturas sedimentares induzidas microbialmente (*MISS - Microbially Induced Sedimentary Structure*) são comuns nas lagoas salinas com cianobactérias e recobrem especialmente a área das bordas das lagoas no contato água-praia. Bolhas subsuperficiais conferem aspecto esverdeado a essas areias (Figura 52).

Assine (2003) e Assine e Soares (2004) relataram a presença de lajes incrustadas com conchas de gastrópodes nas bordas de lagoa salina da área oeste. Na área sul não foram encontradas conchas, embora extensas lajes tenham sido registradas em algumas lagoas salinas. Lajes formadas por areia fina a muito fina cimentadas por carbonato de cálcio cobrem grandes áreas forma de penínsulas e ilhas no interior nestas lagoas salinas (Figura 53). Estruturas cimentadas e incrustadas de carapaças de óxido de ferro com formas circulares são comuns

nestas lajes (Figura 54). Depósitos de areia fina com textura semelhante ao das cordilheiras recobrem parte destas lajes, obliterando sua total extensão em subsuperfície.



Figura 48. Faixas esbranquiçadas formadas pela precipitação de sais e minerais na borda dos lagos Goodenough no Canadá (A) e Mono na Califórnia (B) (Fotos: United States Geological Survey, 2016).



Figura 49. Lagoas salinas Coração (A), Mara Maravilha (B), Redonda (C) e Tubarão (D). A ausência de vegetação destaca a bordas de areias brancas (Fotos: Mario Assine, Lucas Leuzinger e Claudia Pozzoli).



Figura 50. Margem da Salina Tubarão com áreas deprimidas (A) e milimétricas crostas de calcita (B e C) (Fotos: Mauricio Santos, 2015).

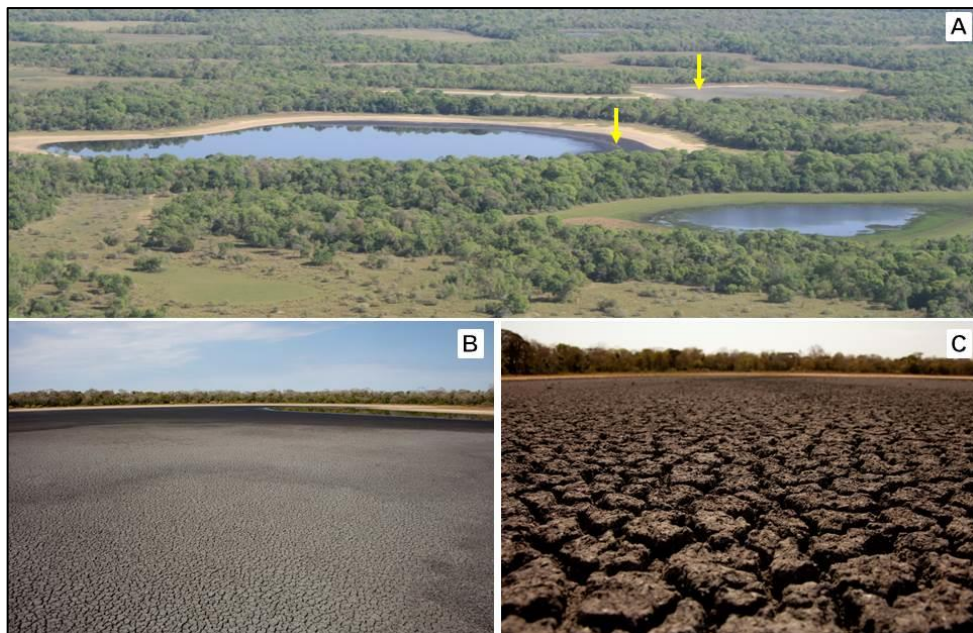


Figura 51. Sedimentos organo-siltosos expostos na margem da Salina Burro Branco (A; setas amarelas) com detalhes do leito seco desta salina num evento extremo de seca em 2013 (Fotos: Fabio Taioli e Claudia Pozzoli).

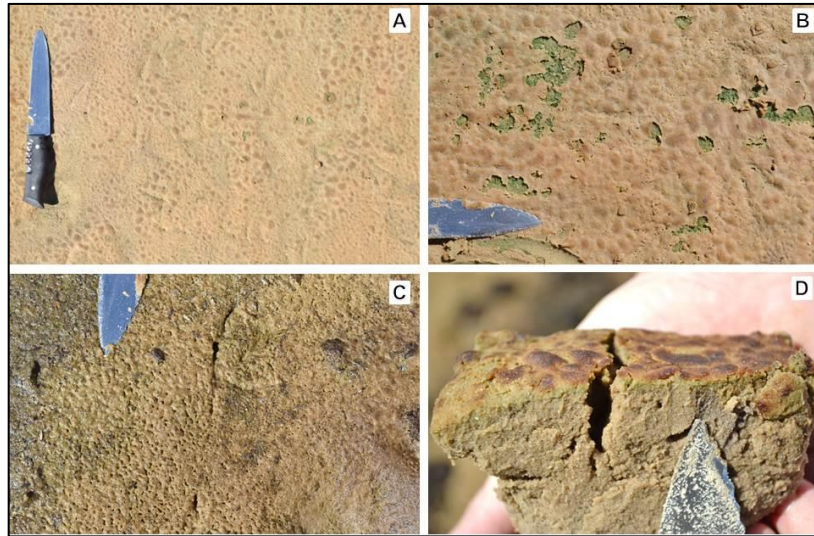


Figura 52. Estruturas sedimentares induzidas microbialmente (Fotos: Mauricio Santos, 2015).



Figura 53. Ilha formada por lajes formadas por crostas endurecidas no meio da Salina do Coração (Fotos: Mauricio Santos, 2015).

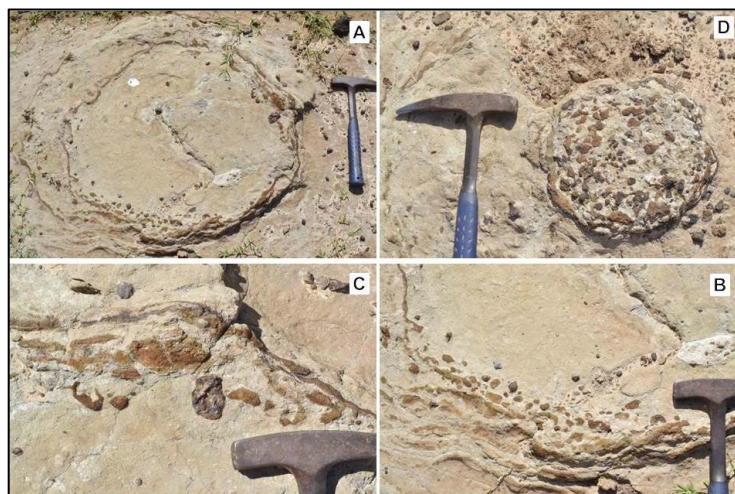


Figura 54. Estruturas circulares incrustadas de carapaças de óxido de ferro na “ilha” da Salina Coração (Fotos: Mauricio Santos, 2015).

7.2. Sedimentos das lagoas salinas

Onze testemunhos rasos de sondagem (<3 m) foram recuperados das áreas oeste (n=4) e sul (n=7) da Nhecolândia (Figura 40). Na área oeste sedimentos foram amostrados em quatro lagoas salinas e na área sul outras quatro lagoas salinas e uma lagoa de água doce foram amostradas (Figura 40).

Os testemunhos recuperados nas lagoas salinas da área oeste alcançaram de 1,7 a 2,3 m de profundidade e são compostos predominantemente por areias maciças finas a muito finas, friáveis, sem estruturas sedimentares aparentes e pouca variação textural vertical na fração arenosa (Figura 55 a 58). Os testemunhos NM1, NM3 e NM4 apresentam contatos abruptos entre sedimentos arenosos coesos e sedimentos arenosos friáveis de diferentes colorações, mas sem mudanças da granulometria dos sedimentos. Sedimentos organo-siltosos recobrem os sedimentos arenosos com espessura variável em cada testemunho. O contato litológico entre essas fácies é abrupto nos testemunhos NM2 e gradual nos testemunhos NM1, NM3 e NM4, com granodescrescência ascendente em direção ao topo. Sedimentos silto-arenosos, compactados e de cor esverdeada, compõem a base do testemunho NM4. Sedimentos com aspecto semelhante pode ser encontrado em meio a sedimentos arenosos do testemunho NM2 e NM3. Nesses intervalos silto-arenosos a fração silte pode chegar a 51%. A quantidade média de argila nos sedimentos é baixa, inferior a 10%, com picos de até 28% nos sedimentos organo-siltosos na porção superior dos testemunhos.

Na área sul, os testemunhos recuperados nas lagoas salinas alcançaram menores profundidades, variando de 0,40 a 0,85 m com padrão textural semelhante aos testemunhos obtidos nas lagoas salinas da área oeste, com sedimentos constituídos predominantemente de areias maciças finas a muito finas, friáveis, sem estruturas sedimentares aparentes e com pouca variação textural vertical (Figura 59 a 66). A fração arenosa apresenta mosqueado de cores variadas e laminações milimétricas de lama e bolas de lama arenosa nos sedimentos dos testemunhos BA9-1 e BA9-2. Sedimentos organo-siltosos com espessura variável recobrem os sedimentos arenosos em contato abrupto mais pronunciado que os testemunhos da área oeste.

NM1 - Salina da Ponta - Faz. Nhumirim - Oeste da Nhecolândia
 S18°59'1.91" / W56°39'44.82"

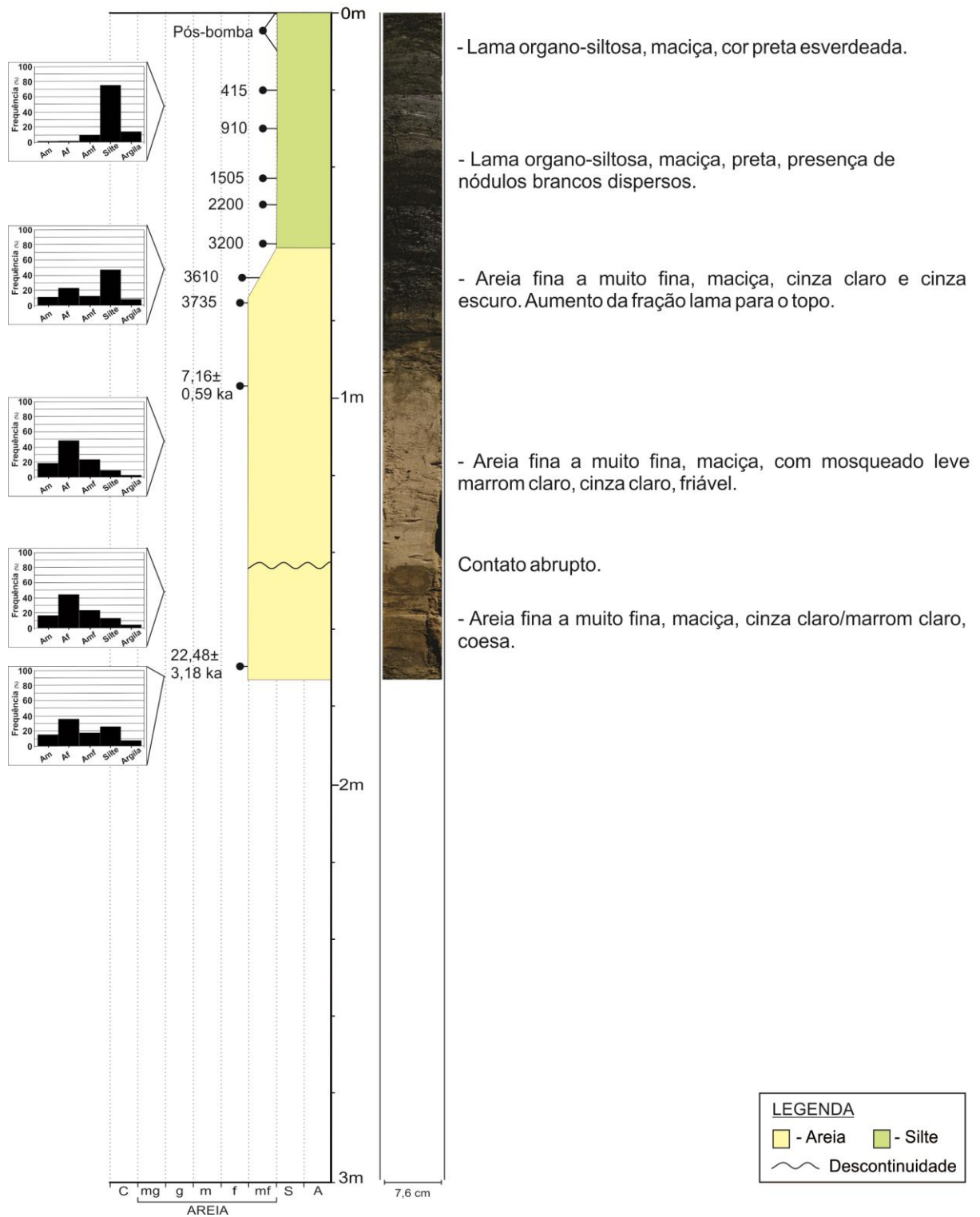


Figura 55. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações ¹⁴C e LOE (ka) do testemunho NM1.

NM2 - Salina do Meio - Faz. Nhumirim - Oeste da Nhecolândia
 S18°55'41.08" / W56°33'5.66"



Figura 56. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações ¹⁴C do testemunho NM2.

NM3 - Salina Babaçu - Faz. Porto Alegre - Oeste da Nhecolândia
 S18°55'41.08" / W56°33'5.66"

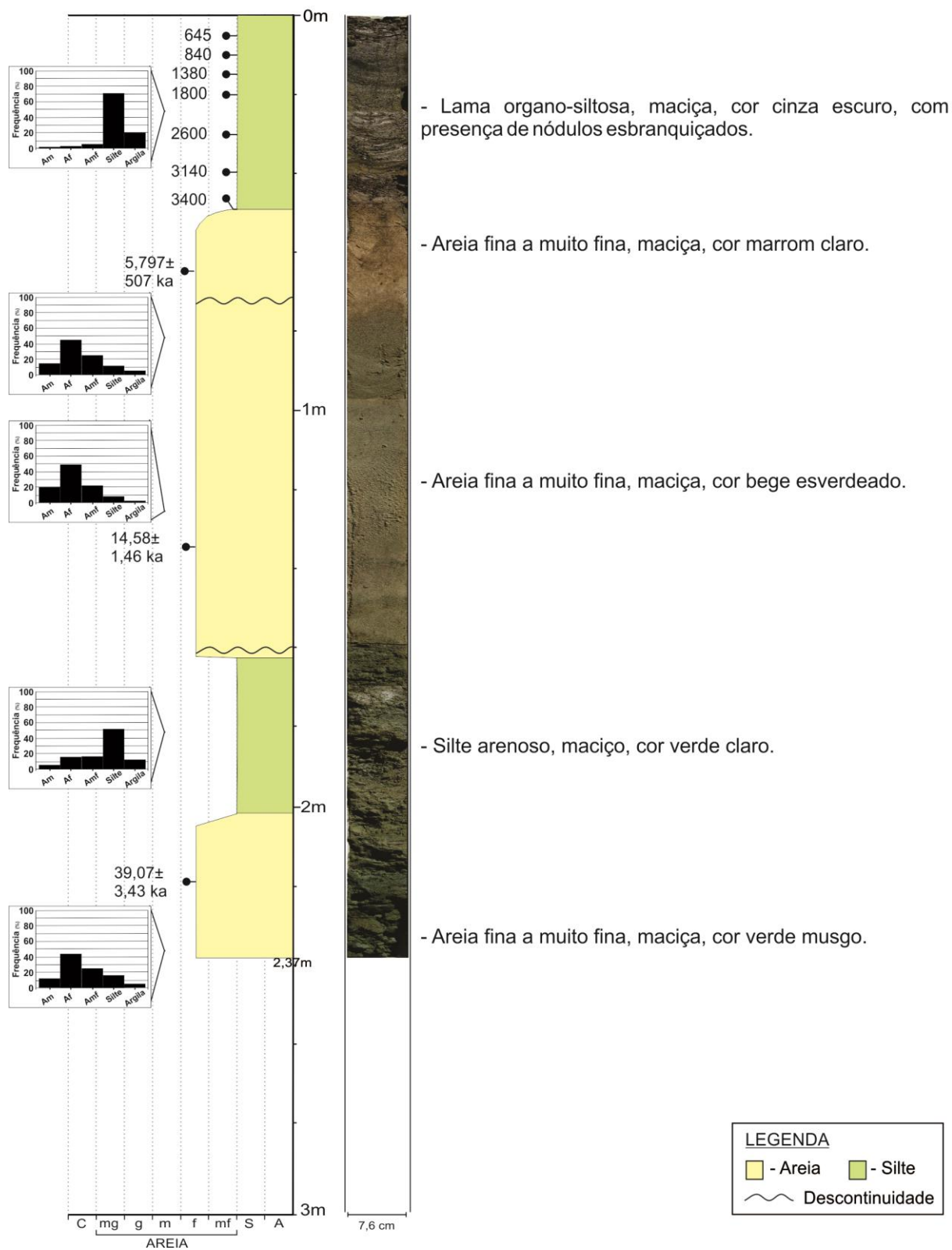


Figura 57. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações ¹⁴C e LOE (ka) do testemunho NM3.

NM4 - Salina Máscara - Faz. Porto Alegre - Oeste da Nhecolândia
 S18°55'41.08" / W56°33'5.66"

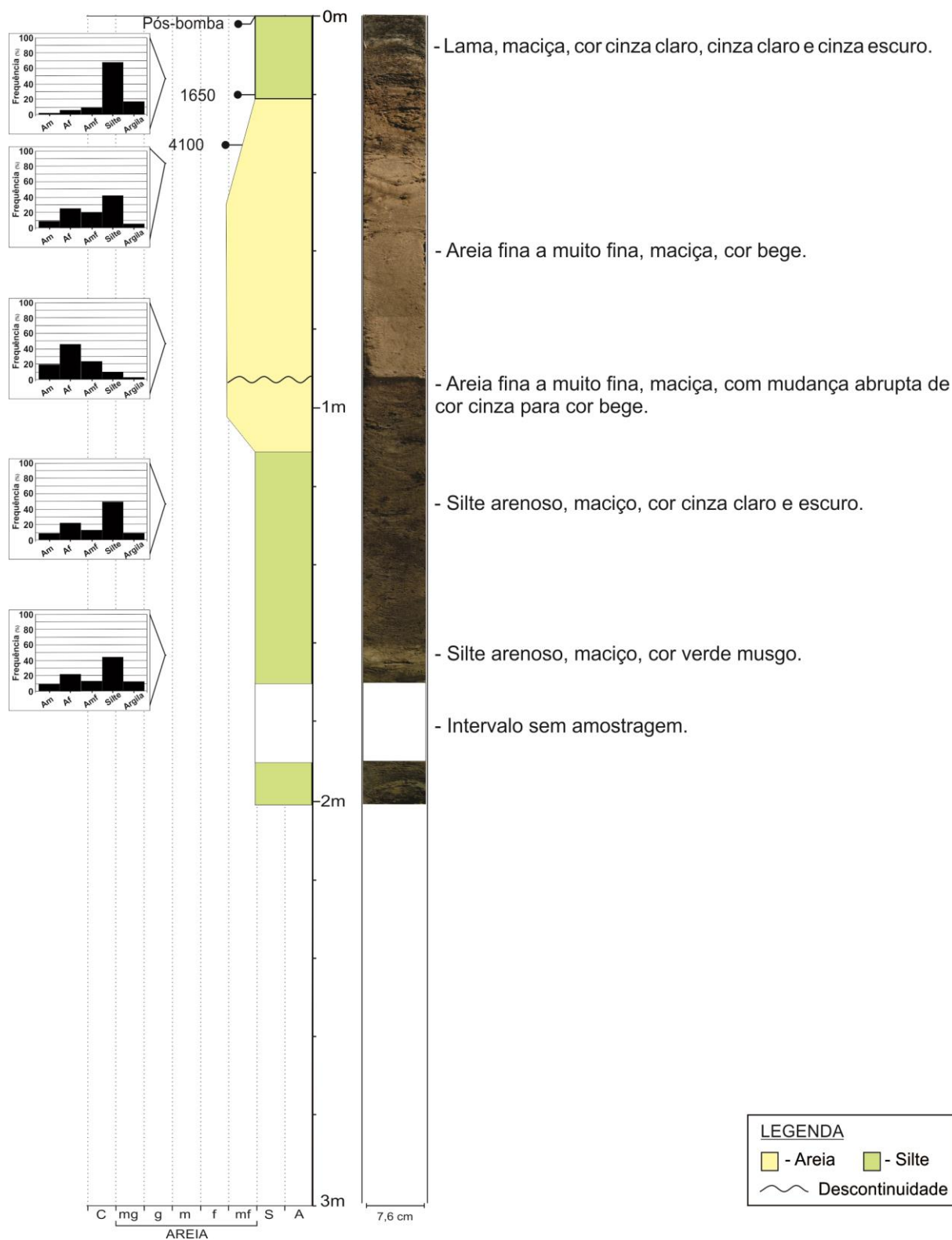


Figura 58. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações ¹⁴C do testemunho NM4.

BA1 - Salina Sete - Faz. Barranco Alto - Sul da Nhecolândia
 S19°32'56.39" / W 56° 6'24.39"

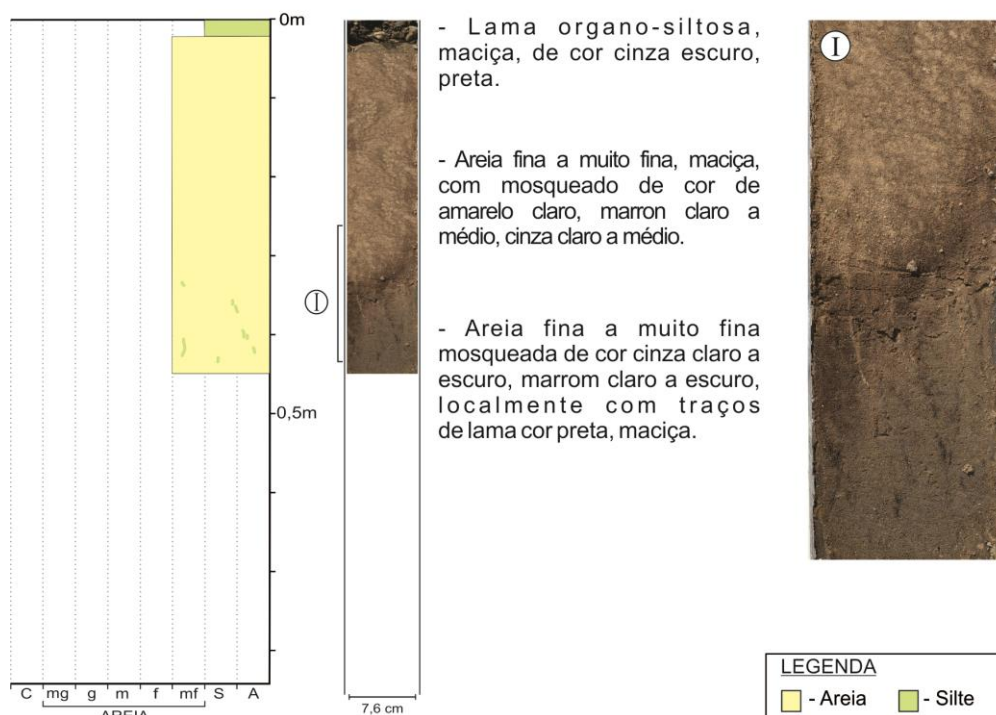


Figura 59. Perfil sedimentológico do testemunho BA1.

BA4 - Salina Burro Branco - Faz. Barranco Alto - Sul da Nhecolândia
 S19°29'36.20" / W56° 9'31.90"

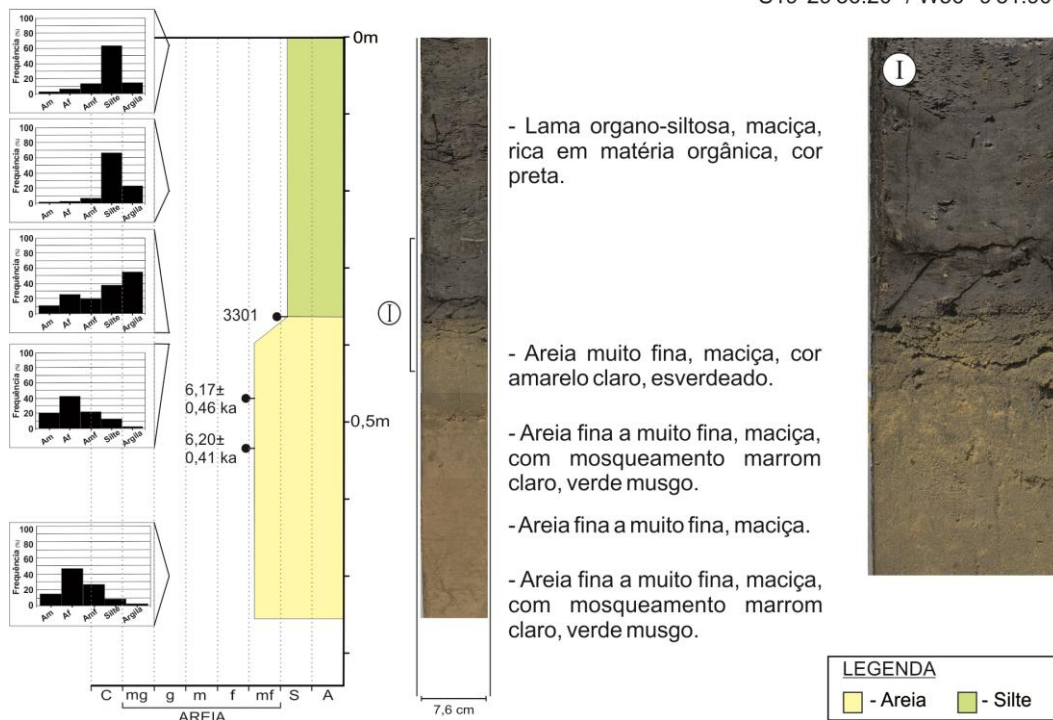


Figura 60. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações ¹⁴C e LOE (ka) do testemunho BA4.

BA7-1 Salina Mara Maravilha - Faz. Barranco Alto - Sul da Nhecolândia
S19°30'47.12" / W56° 9'51.58"

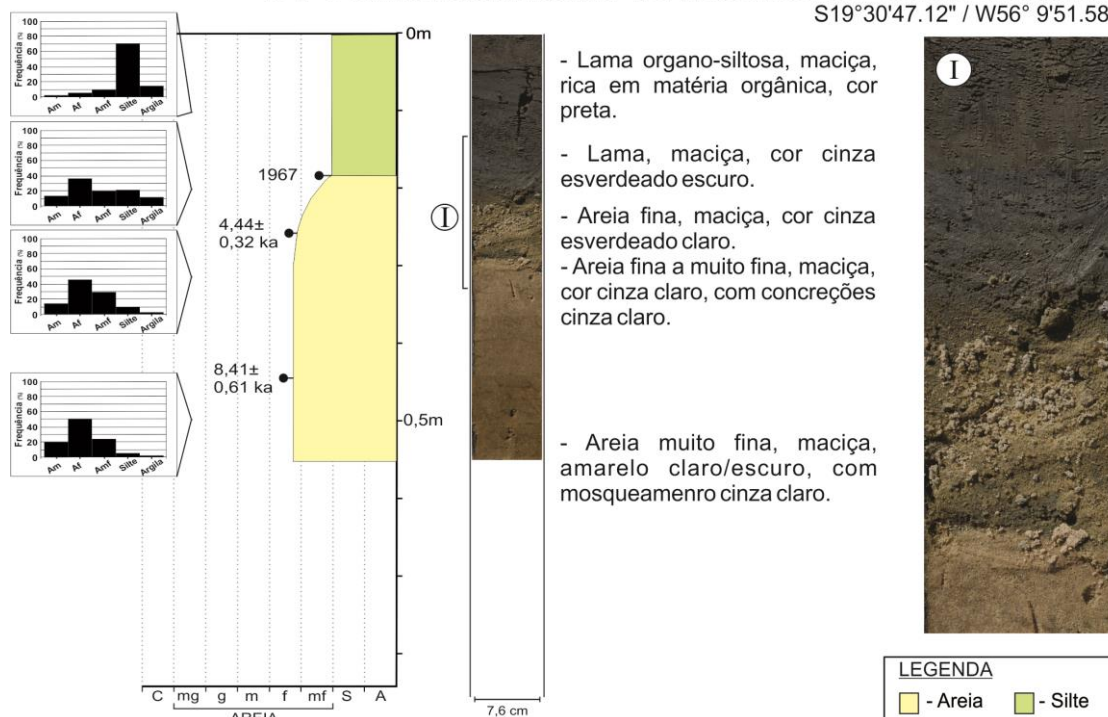


Figura 61. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações ¹⁴C e LOE (ka) do testemunho BA7-1.

BA7-2 - Salina Mara Maravilha - Faz. Barranco Alto - Sul da Nhecolândia
S19°30'47.12" / W56° 9'51.58"

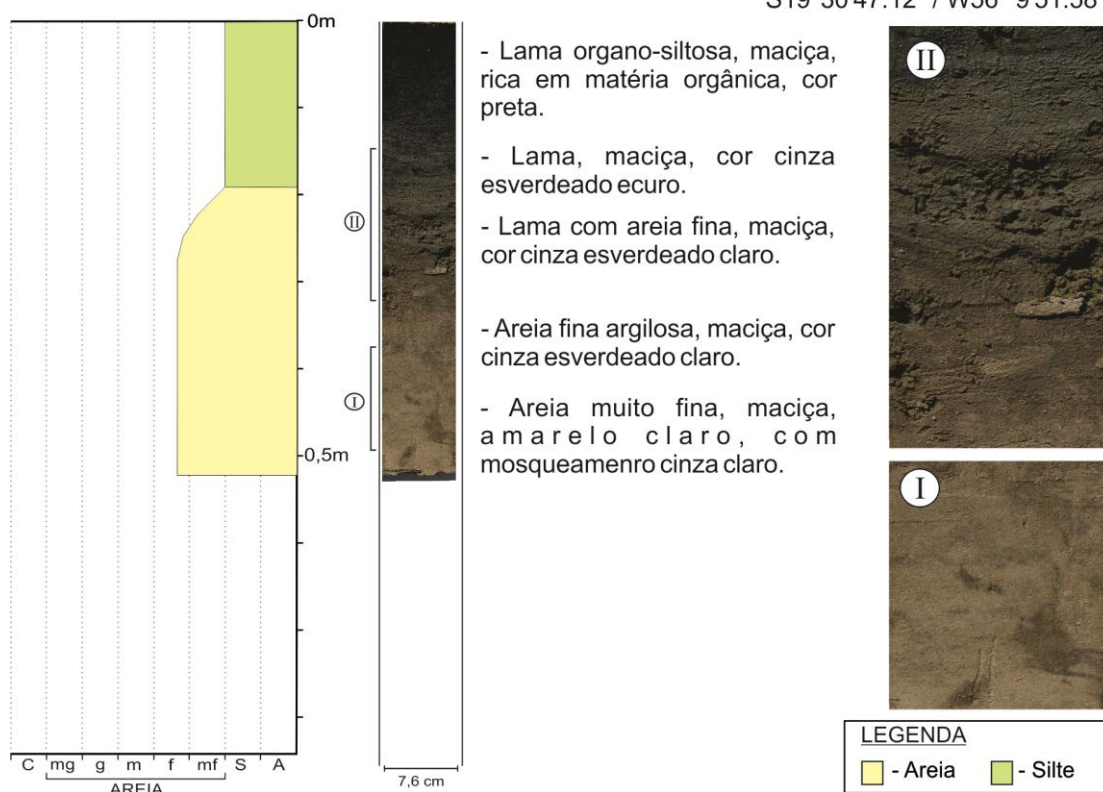


Figura 62. Perfil sedimentológico do testemunho BA7-2.

BA9-1 - Salina Coração - Faz. Barranco Alto - Sul da Nhecolândia
S 19°30'1.10" / W 56° 8'58.50"

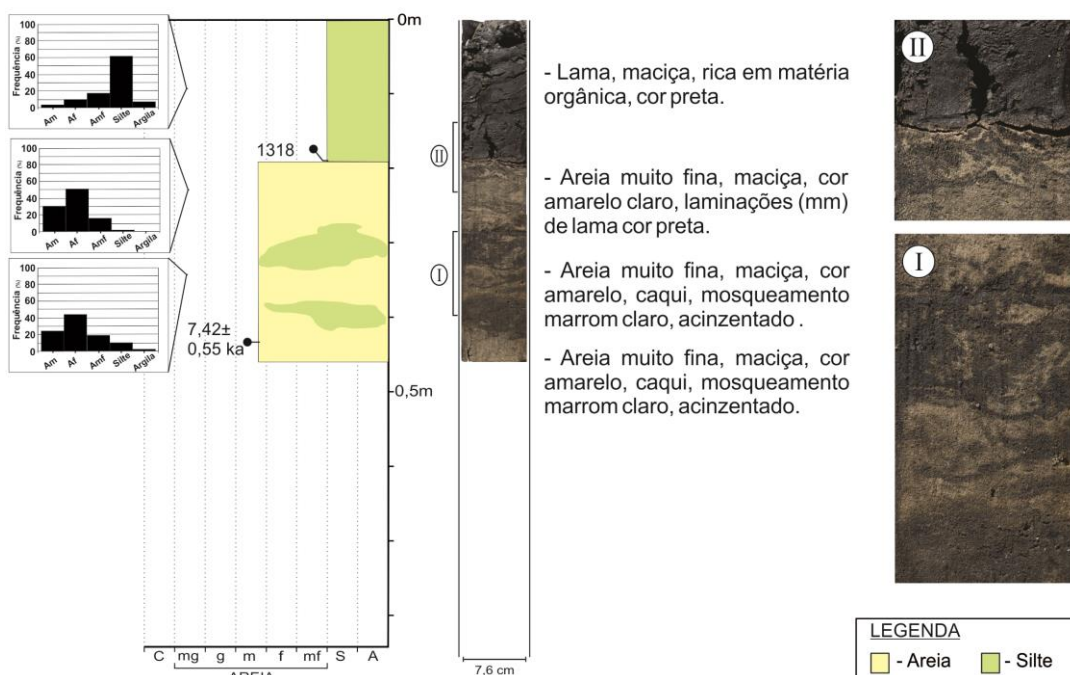


Figura 63. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos e datações ¹⁴C e LOE (ka) do testemunho BA9-1.

BA9-2 - Salina Coração - Faz. Barranco Alto - Sul da Nhecolândia
S 19°30'1.10" / W 56° 8'58.50"

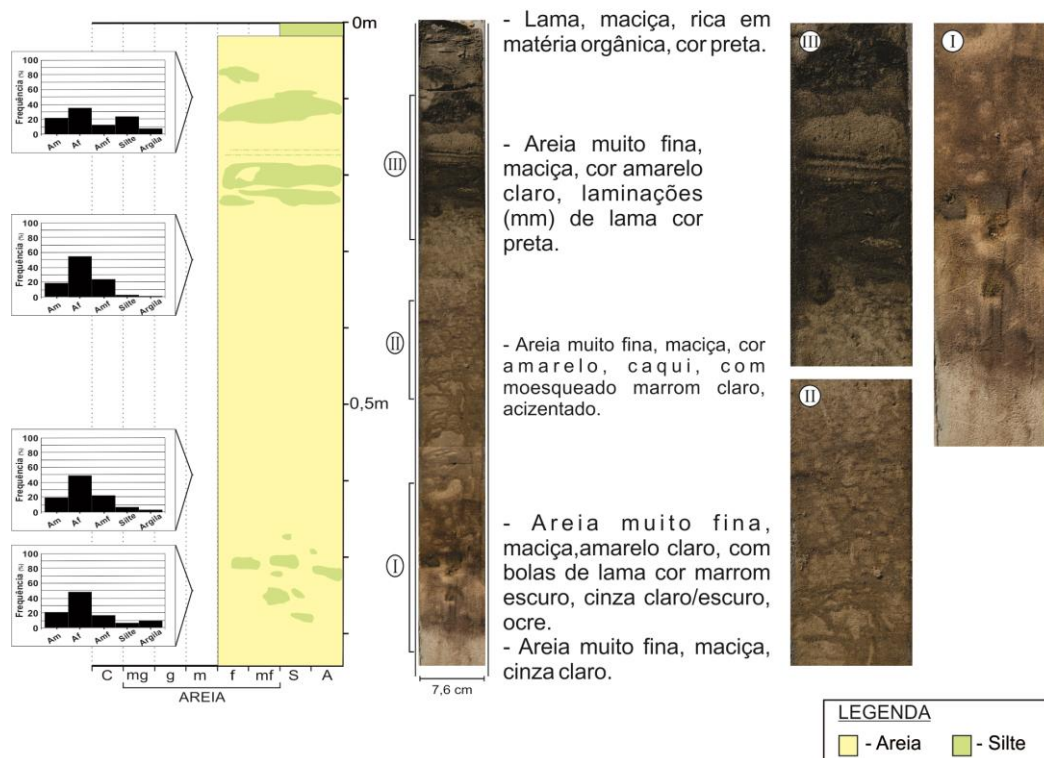


Figura 64. Perfil sedimentológico, diagramas de frequência de intervalos granulométricos do testemunho BA9-2.

O testemunho BA12, recuperado de uma lagoa de água doce, alcançou 1,15 m e tem contato basal com sedimentos arenosos finos de cor esverdeada e de areia fina com lama. Apresenta sedimentos arenosos finos na porção inferior e mosqueado de cores cinza claro a escuro. A seção inferior composta por sedimentos arenosos parecem ter granodescrescência ascendente em direção ao topo, sendo recobertos por sedimentos ricos em matéria orgânica e raízes na porção superior (Figura 65). O padrão sedimentológico desta lagoa de água doce é similar ao dos testemunhos recuperados das lagoas salinas das áreas oeste e sul.

7.3. Geocronologia

Trinta e duas datações (^{14}C n=22 e LOE n=10) realizadas em sedimentos recuperados de seis lagoas salinas distintas das áreas oeste e sul da Nhecolândia alcançaram idades do Pleistoceno Superior ao Holoceno Superior. Intervalos sedimentares organo-siltosos datados por ^{14}C revelaram idades do Holoceno Superior, enquanto que os sedimentos arenosos datados por LOE alcançaram idades do Pleistoceno Superior e do Holoceno Inferior e Médio (Tabela 6 e 7).

Os sedimentos arenosos na porção inferior dos testemunhos NM1 e NM3 apresentaram idades do Pleistoceno Superior, de 22583 ± 3186 no testemunho NM1 e de 39076 ± 3437 e 14587 ± 1464 no testemunho NM3. Intervalos arenosos datados por LOE entre a porção inferior e a superior organo-siltosa alcançaram idades do Holoceno Médio, de 7165 ± 598 no testemunho NM1 e de 5797 ± 507 no testemunho NM3 (Tabela 7). Sedimentos arenosos na porção inferior dos testemunhos recuperados nas lagoas salinas na área sul datados por LOE alcançaram idades do Holoceno Inferior e do Holoceno Médio, de 8415 ± 614 e 4474 ± 325 no testemunho BA7, de 6209 ± 411 e 6171 ± 466 no testemunho BA4 e de 7429 ± 551 no testemunho BA9-1 (Tabela 7). Sedimentos organo-siltosos da base da seção superior apresentaram idades de 3735 a 1650 cal. anos AP nos testemunhos da área oeste e de 3301 a 1318 cal. anos AP nos testemunhos da área sul (Tabela 6).

BA12 - Lagoa de água doce Baía Terra Preta - Faz. Barranco Alto - Sul da Nhecolândia
 S19°30'41.40" / W56° 9'23.00"

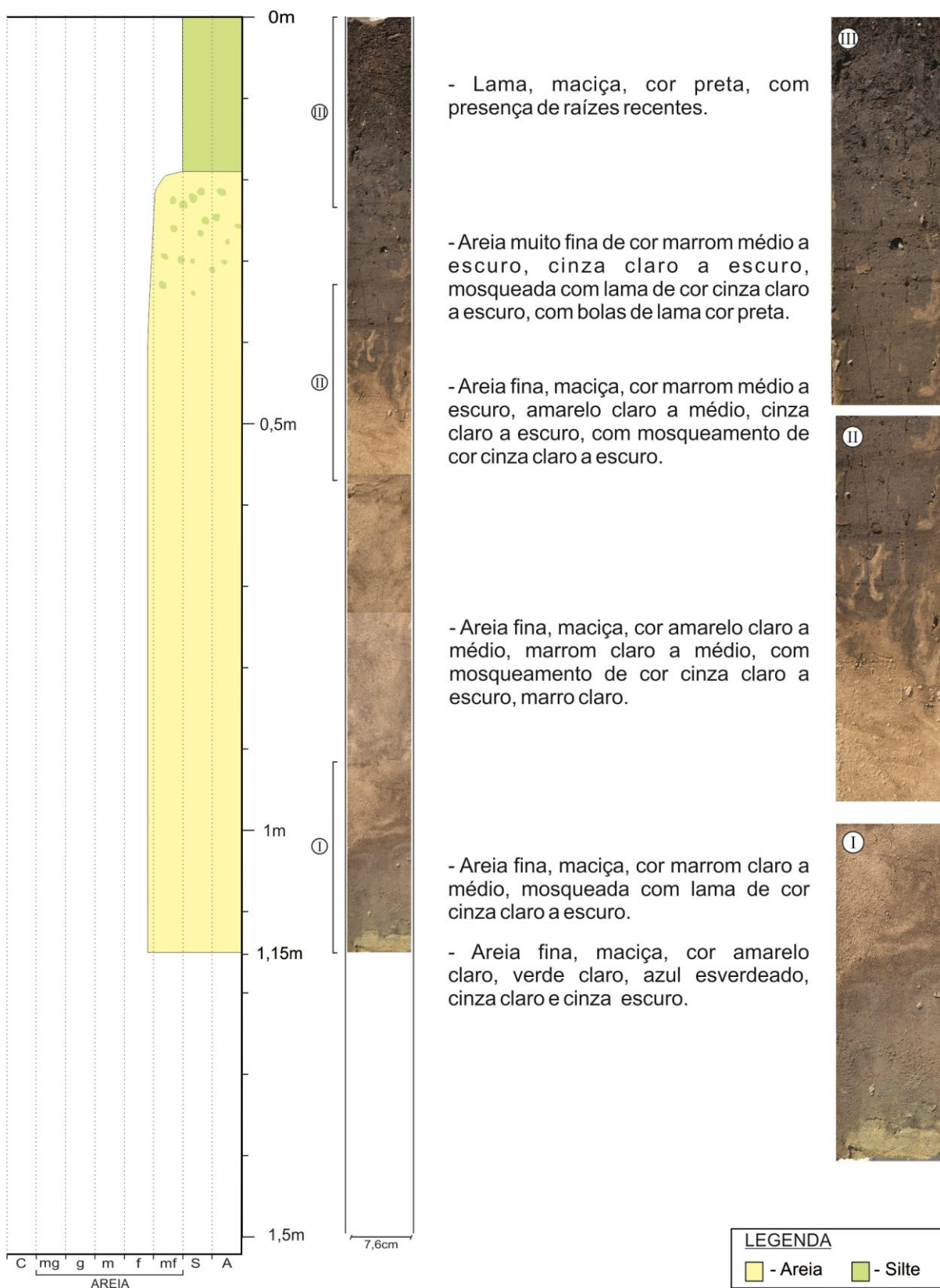


Figura 65. Perfil sedimentológico do testemunho BA12.

Tabela 6. Datações ^{14}C dos sedimentos organo-siltosos dos testemunhos das lagoas salinas das áreas oeste e sul da Nhecolândia

Código do laboratório	Testemunho	Prof. (cm)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Idade convencional (^{14}C anos AP)	Erro	Idade calibrada (cal anos AP)
Beta 417761	NM1	1	MO	-21.3	104.8 pMC	0.3	
Beta 417762	NM1	10	MO	-21.5	102.4 pMC	0.3	
Beta 429478	NM1	20	MO	-21.3	850	30	415
Beta 353950	NM1	30	MO	-20.6	1030	30	910
Beta 429479	NM1	43	MO	-21.5	1670	30	1505
Beta 403549	NM1	50	MO	-18.5	2300	30	2200
Beta 427472	NM1	60	MO	-18.9	3080	30	3200
Beta 427473	NM1	67	MO	-17.7	3460	30	3610
Beta 353952	NM1	75	MO	-19.0	3510	30	3735
Beta 421751	NM3	5	MO	-18.7	710	30	645
Beta 417763	NM3	10	MO	-18.8	1020	30	840
Beta 429477	NM3	15	MO	-18.3	1560	30	1380
Beta 396002	NM3	20	MO	-18.8	1920	30	1800
Beta 353948	NM3	30	MO	-18.6	2550	30	2600
Beta 427471	NM3	40	MO	-20.2	3240	30	3140
Beta 423975	NM3	50	MO	-18.8	3070	30	3400
Beta 423973	NM4	1	MO	-21.5	106.0 pMC	0.3	
Beta 403550	NM4	20	MO	-21.7	1790	30	1650
Beta 427475	NM4	33	MO	-19.3	3780	30	4100
Beta 413082	BA4	34	MO	-17,6	3140	30	3301
Beta 413084	BA7	20	MO	-21,6	2060	30	1967
Beta 413083	BA9-1	15	MO	-15,1	1460	30	1318

Tabela 7. Doses equivalentes naturais, taxas de doses efetivas e idades LOE dos sedimentos arenosos dos testemunhos recuperadas das lagoas salinas das áreas oeste e sul da Nhecolândia

Código do laboratório	Testemunho	Long//Lat WGS84	Prof. (m)	#Aliq	Taxa de dose gama (Gy/ka)	Taxa de dose beta (Gy/ka)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)	Dose equivalente(Gy)	OD (%)	Idade LOE (anos)
L317	NM3	S18°55'43" W56°33'01"	0.65	17	0.156±0.016	0.313±0.034	0.1822±0.015	0.651±0.040	3.8±0.2	22	5,797±507
L318	NM3	S18°55'43" W56°33'01"	1.35	15	0.148±0.015	0.303±0.033	0.1662±0.012	0.617±0.038	9.0±0.7	28	14,587±1464
L319	NM3	S18°55'43" W56°33'01"	2.2	17	0.372±0.037	0.851±0.091	0.1490±0.011	1.372±0.099	53.6±2.7	16	39,076±3,437
L320	NM1	S18°59'01" W56°39'44"	0.97	15	0.130±0.013	0.247±0.027	0.1745±0.013	0.552±0.033	3.9±0.2	19	7,165±598
L321	NM1	S18°59'01" W56°39'44"	1.7	18	0.226±0.023	0.414±0.045	0.1587±0.011	0.799±0.052	18.0±2.3	51	22,583±3,186
L427	BA4	S19°29'36" W56°09'31"	0.47	23	0.194±0.020	0.396±0.043	0.187±0.014	0.778±0.049	4.8±0.2	16	6,171±466
L428	BA4	S19°29'36" W56°09'31"	0.54	24	0.159±0.016	0.332±0.036	0.186±0.013	0.676±0.042	4.2±0.1	13	6,209±411
L429	BA7	S19°30'47" W56°09'31"	0.25	20	0.110±0.012	0.211±0.024	0.193±0.014	0.514±0.030	2.3±0.1	22	4,474±325
L430	BA7	S19°30'47" W56°09'31"	0.44	23	0.126±0.013	0.268±0.030	0.188±0.014	0.582±0.035	4.9±0.2	17	8,415±614
L431	BA9	S19°30'41" W56°09'23"	0.38	21	0.149±0.016	0.307±0.034	0.190±0.014	0.646±0.040	4.8±0.2	23	7,429±551

7.4. Carbono total: orgânico e inorgânico

Os conteúdos de carbono orgânico total (TOC) e carbono inorgânico total (TIC) nos sedimentos foram obtidos de 120 amostras extraídas de intervalos sedimentares arenosos e organo-siltosos de testemunhos recuperadas de quatro lagoas salinas da área oeste e de três lagoas salinas da área sul da Nhecolândia (Figura 66 a 69). Os valores maiores são inversamente proporcionais ao padrão textural, sendo empobrecidos na fração arenosa na porção inferior dos testemunhos e enriquecidos na fração silte, especialmente na seção superior organo-siltosos em todos os testemunhos analisados.

As médias de TOC e TIC na fração arenosa dos testemunhos recuperados das lagoas salinas da área oeste variam de 0,04 a 0,11% de TOC e de 0,01 a 0,06% de TIC. Os valores médios de TOC e TIC nos sedimentos silto-arenosos na base dos testemunhos NM2, NM3 e NM4 apresentam discreto aumento em relação aos sedimentos arenosos, de 0,07 a 0,13% de TOC e de 0,03 a 0,09% de TIC. Os valores de TOC dos sedimentos organo-siltosos na porção superior dos testemunhos da área oeste são elevados chegando a 10,8% no testemunho NM1 e valores médios que variam de 0,96 no testemunho NM4 a 6,17% no testemunho NM2 (Figura 66).

Os valores médios de TOC e TIC nos testemunhos das lagoas salinas da área sul são maiores em relação aos dos sedimentos das lagoas salinas da área oeste. As médias de TOC e TIC na fração arenosa variam de 0,22 a 0,41% (TOC) e de 0,10 a 0,12% (TIC). Os sedimentos organo-siltosos apresentam teores altos de TOC que variam de 5,86 a 8,44%, com picos de 10,6% no testemunho BA9 (Figura 67).

Os valores de TIC nos sedimentos organo-siltosos dos testemunhos NM1, NM3, BA4, BA7 e BA9 apresentam variações positivas até alcançar picos de valores 0,52 a 1,53%. Após esses picos, há um empobrecimento nos teores de carbonatos nos sedimentos em direção ao topo, seguido verticalmente de aumento e/ou manutenção dos valores altos de TOC.

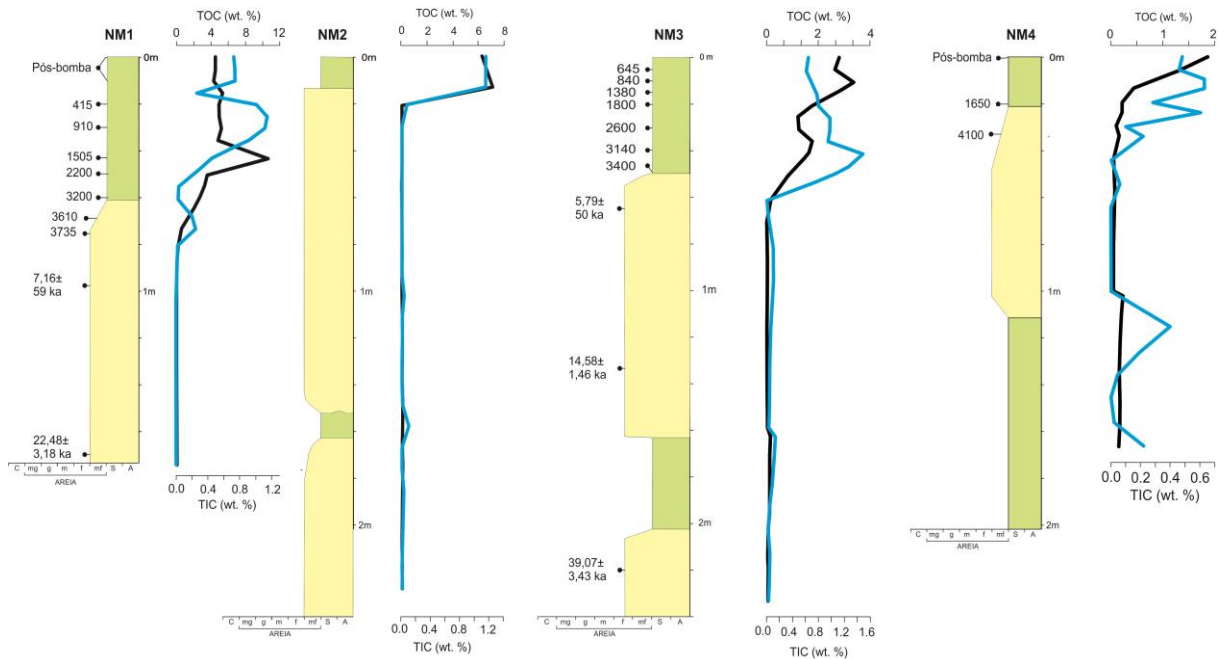


Figura 66. Carbono total dos testemunhos na área oeste da Nhecolândia.

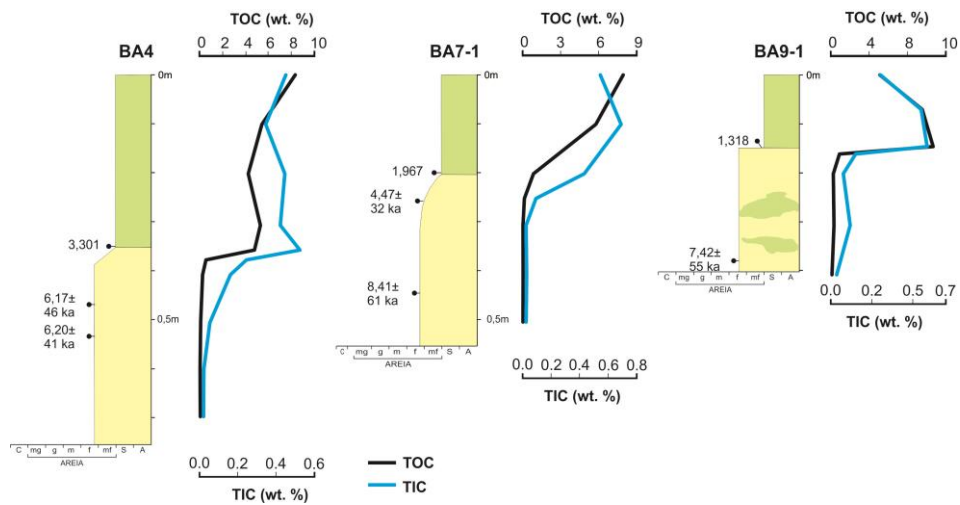


Figura 67. Carbono total dos testemunhos na área sul da Nhecolândia.

7.5. Espículas de esponjas preservadas nos sedimentos

As análises com espículas de esponjas preservadas em sedimento foram realizadas em 107 amostras extraídas de testemunhos recuperados de três lagoas salinas da área oeste e de três lagoas salinas da área sul da Nhecolândia (Tabela 8 a 14). Na área sul foram também analisados os sedimentos superficiais (<10 cm) de uma lagoa de água doce (BA12) (Tabela 15), localizada do lado leste da lagoa salina BA7 (<1 km) para comparação dos resultados.

Tabela 8. Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM1. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Idade ¹⁴ C (cal. anos AP) / LOE (ka)	Prof. (cm)	Esponjas de água doce					Diatomáceas	
		Megascleras não identificadas		Gemoscleras não identificadas	<i>H. fistula</i>	<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>		frústulas
		Fr	Int	Fr	G	G	Mi	
Pós-bomba	00	±						++
Pós-bomba	10	++						++
	15	±						+
¹⁴ C 415	20							
¹⁴ C 910	25	±						±
	35	++					±	
¹⁴ C 1505	45						+++	+++
¹⁴ C 2.200	50							
	55	+++	+++				++	++
¹⁴ C 3200	60							
¹⁴ C 3600	65	++	+++				+	+++
¹⁴ C 3735	75	++	+	±			±	+++
	85	+++					++	+++
LOE 7,16±0.59	95	++		±	+			
	105	++		++				
	115	+++		++	+			
	125	+++		++	+			
	135	++		+	+			
	145	+++		++				
LOE 22,58±3,18	155	+++		++	+			
	175	++						

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

Tabela 9. Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM3. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Idade ¹⁴ C (cal. anos AP) / LOE (ka)	Prof. (cm)	Esponjas de água doce					Diatomáceas
		Megascleras não identificadas		Gemoscleras não identificadas		<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>	frústulas
		Fr	Int	Fr	G	Mi	
	05-00						+++
¹⁴ C 645	07-05						
¹⁴ C 840	10-07						
¹⁴ C 1380	15-10						++
¹⁴ C 1800	20-15						+++
	22-20	±					±
	24-22	+	±				+
	26-24	±					+++
¹⁴ C 2.600	30-28	+++					+++
	34-30	+					+++
¹⁴ C 3140	38-34	++			±	±	±
	41-38	+++	±		+	+++	+
	45	++					+++
¹⁴ C 3400	50				+		
	55	±					
LOE 5,79±0,50	70	±					
	110-80	±					
	130-120	+		±			
LOE 14.58±1.46	140	+					
	150						
	160	+					±
	210-170						
LOE 39,07±3.43	220						

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

Tabela 10. Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho NM4. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Idade ¹⁴ C (cal. anos AP) / LOE (ka)	Prof. (cm)	Esponjas de água doce						Diatomáceas
		Megascleras não identificadas		<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>		<i>R. amazonensis</i>	<i>T. variabilis</i>	frústulas
		Fr	Int	G	Mi	G	G	
Pós- bomba	00							+++
	10	++						+++
¹⁴ C 1715	20	++						+++
¹⁴ C 4154	30	+++	++	++	+			+
	40	++	±	+	+/+++	++	±	±
	50	++	++	±		+		
	60	+++	+	+++		+++	±	+
	70	++		+		+	±	±
	80	++				+		
	90	++						
	100							
	110	++						
	120	++	±					±
	130	++						
	140							
	150	++						

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

Tabela 11. Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA4. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Idade ¹⁴ C (cal. anos AP) / LOE (ka)	Prof. (cm)	Esponjas de água doce						Diatomáceas
		Megascleras não identificadas		<i>T. variabilis</i>	<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>		<i>R. amazonensis</i>	frústulas
		Fr	Int	G	G	Mi	G	
	05-00	±						++
	10	±						+++
	14	±						++
	17	±						+++
	20	±						++
	23	±						+++
	27	+						+
	30	±	±					+++
	32							
¹⁴ C 3301	35							+++
	37							+++
	40							+++
LOE 6.17±0.46	45	±	+		+	+	±	±
	50	±	++	±	+	+	+	+
LOE 6.20±0.41	55	+	±		±	±	±	±
	60	++			±	±	±	
	75	++						

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

Tabela 12. Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA7. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Idade ¹⁴ C (cal. anos AP) / LOE (ka)	Prof. (cm)	Esponjas de água doce				Diatomáceas
		Megascleras não identificadas		<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>		frústulas
		Fr	Int	G	Mi	
¹⁴ C 1967	00	±				+++
	10	+++				+++
	20	+				+++
LOE 4.47±0.32	25	++		±	±	±
	30	+++	±	+	+++	+
LOE 8.41±0.61	40	++				+++
	50					

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

Tabela 13. Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA9-1. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Idade ¹⁴ C (cal. anos AP) / LOE (ka)	Prof. (cm)	Esponjas de água doce						Diatomáceas
		Megascleras não identificadas		<i>T. variabilis</i>	<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>		<i>R. amazonensis</i>	frústulas
		Fr	Int	G	G	Mi	G	
¹⁴ C 1318	14-00							
	15							
	30-16							
LOE 7.42±0.51	35	+++	+++		+++	±	±	+++
	40	++		+	+		+	

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

Tabela 14. Ocorrência de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA9-2. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Idade ¹⁴ C (cal. anos AP) / LOE (ka)	Prof. (cm)	Esponjas de água doce						Diatomáceas
		Megascleras não identificadas		<i>T. variabilis</i>	<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>		<i>R. amazonensis</i>	frústulas
		Fr	Int	G	G	Mi	G	
00-02		±						++
10		±						+
15		+	±			±		++
17		+	+			+		+++
20		+++	+++			++	++	+++
30		+		++		+	+	+
40		++						
50		++						
60		+						
75-70								
85		±						±

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

Tabela 15. Ocorrências de espículas de esponjas e frústulas de diatomáceas no testemunho BA12. A cor cinza representa condições lacustres de água doce.

Prof. (cm)	Esponjas de água doce					Diatomáceas
	Megascleras não identificadas		<i>Corvoheteromeyenia spp.</i>		<i>R. amazonensis</i>	frústulas
	Fr	Int	G	Mi	G	
00-02	+	+++	++		++	
10	+	+++	++		++	
30-15	Positivo para espículas de esponjas de água doce					
40	Mudança no padrão de deposição e preservação					
90-50	Raríssimas ocorrências					
115-110	Sem ocorrência					

Ocorrência: ± muito rara; + rara; ++ comum; +++ abundante.

Espículas: M Megascleras; G Gemoscleras; Mi Microscleras; Fr fragmentos; Int inteiras.

A frequência e a diversidade de espículas de esponjas preservadas nos sedimentos entre a porção inferior arenosa e a porção superior organo-siltosa dos testemunhos foram variáveis nas lagoas estudadas. A ocorrência de espículas de esponjas com valor taxonômico, como gemoscleras e microscleras, teve incidência maior nos últimos 15 a 40 cm dos sedimentos arenosos que precedem os sedimentos organo-siltosos em todos os testemunhos analisados (Tabela 8 a 14).

Nos testemunhos BA4, BA7-1, BA9-1 e BA9-2 da área sul e no testemunho NM4 da área oeste, as espículas de esponjas com valor taxonômico, foram constatadas apenas em sedimentos arenosos datados do Holoceno Médio. Gemoscleras e microscleras em sedimentos organo-siltosos foram restritas aos intervalos iniciais destes sedimentos nos testemunhos NM1 e NM3 da área oeste (Tabela 8 e 9; ver capítulo 6). O registro de espículas de esponjas nos sedimentos do testemunho NM1, BA4, BA7 e BA9-2 (Tabela 8) parece abranger um intervalo de tempo maior se comparado aos demais testemunhos, alcançando idades do Pleistoceno Superior no testemunho NM1 e o Holoceno Médio nos demais.

Gemoscleras e microscleras preservadas nos sedimentos arenosos e nos intervalos iniciais dos sedimentos organo-siltosos possibilitaram a identificação de quatro espécies de esponjas em sedimentos datados do Pleistoceno Superior ao Holoceno Superior, incluindo *Heterorotula fistula* (Volkmer-Ribeiro & Motta 1995); *Corvoheteromeyenia* spp. (Ezcurra de Drago, 1974); *Radiospongilla amazonensis* Volkmer-Ribeiro & Maciel, 1983; e, *Trochospongilla variabilis* Bonetto & Ezcurra de Drago, 1973 (Figura 68). Gemoscleras e microscleras preservadas nos sedimentos dos testemunhos NM1 e NM3 foram identificadas como pertencentes a espécies do gênero *Corvoheteromeyenia* spp. A diversidade de espécies foi maior em sedimentos arenosos dos testemunhos NM4, BA4, BA9-1 e BA9-2, seguidos de NM1, NM3 e BA7, respectivamente. Espículas de espécies do gênero *Corvoheteromeyenia* sp. foram as mais comuns, com ocorrências em todos os testemunhos de ambas as áreas no Holoceno Médio e Holoceno Superior.

A impressão tafonômica das assembleias de espículas nos sedimentos arenosos na porção inferior dos testemunhos de ambas as áreas é bastante fragmentada, e na maioria das vezes composta por megascleras sem identificação específica, seguidas verticalmente por gemoscleras nos sedimentos arenosos que precedem os sedimentos organo-siltosos.

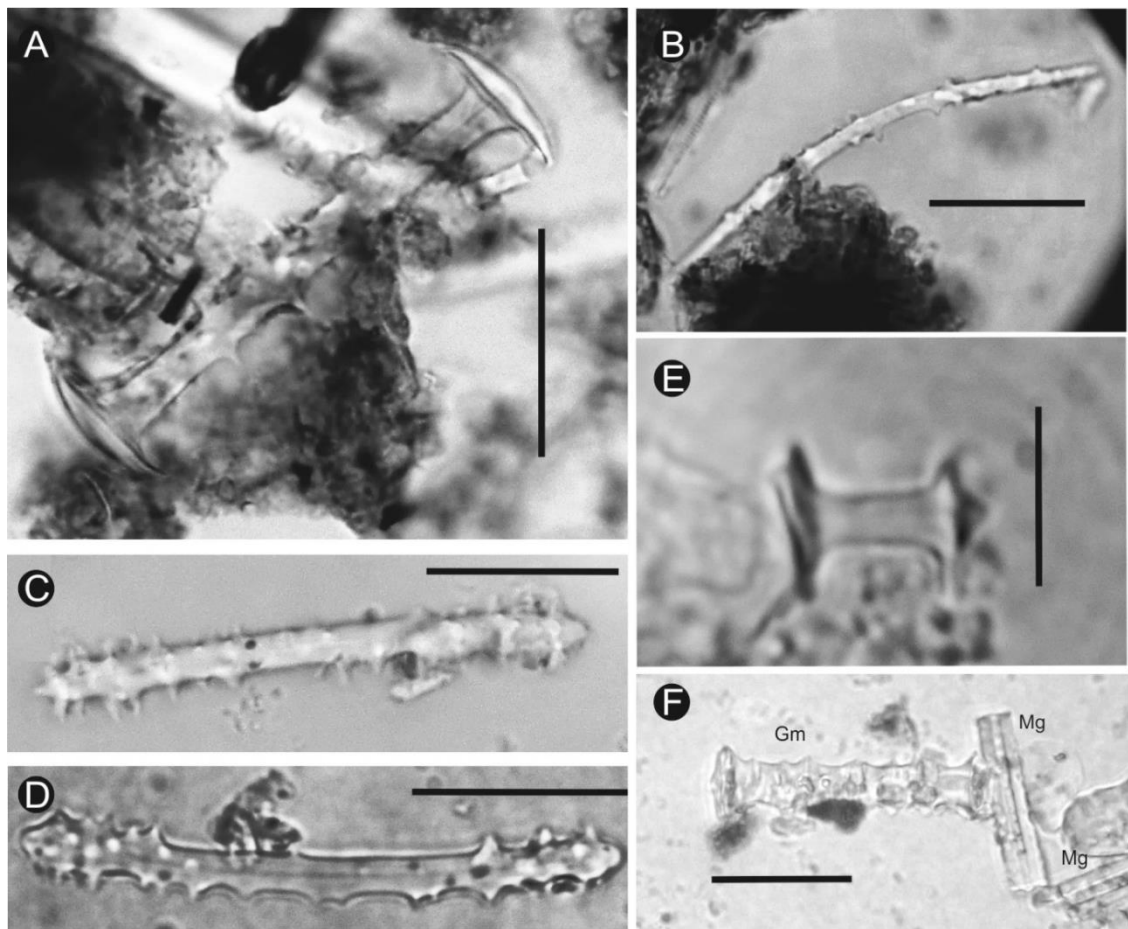


Figura 68. Espículas de esponjas de água doce preservadas nos sedimentos das lagoas. Gemoscleras (A) e microsclera (B) de *Corvoheteromeyenia* spp.; gemoscleras de *R. amazonensis* (C e D); Gemoscleras de *T. variabilis* (E); Fragmento de megasclera e gemosclera de *H. fistula* (F). Escala: 25 µm.

A assembleia de espículas de esponjas nos testemunhos NM1, NM3 e NM4 da área oeste e nos testemunhos BA4, BA9-1, BA9-2 e BA7 da área sul apresentaram similaridades nas variações e nos padrões de ocorrência das gemoscleras e na preservação de espículas no sedimento. Assim como nos testemunhos da área oeste (ver Capítulo 6), o declínio das espículas de esponjas é acompanhado pela abundante deposição e preservação de frústulas de diatomáceas nos sedimentos organo-siltosos. Essa mudança no conteúdo fóssilífero é seguida de picos de precipitação de TIC nos testemunhos NM1, NM3 e BA4 ou pelo aumento nos valores de TIC nos testemunhos BA7-1 e BA9-1.

As espículas de esponjas preservadas nos sedimentos arenosos na porção inferior do testemunho BA12 apresenta característica fragmentada, com predomínio de megascleras sem identificação específica (Tabela 15). Nos sedimentos orgânicos

superficiais deste testemunho (<10 cm), espículas de esponjas bem preservadas, incluindo megascleras inteiras e gemoscleras de *Corvoheteromeyenia spp* e *R. amazonensis* foram comuns.

7.6. Mudanças paleoambientais das lagoas salinas da Nhecolândia desde o Pleistoceno Superior

A paisagem do Pantanal é resultado de flutuações climáticas e mudanças ambientais durante o Quaternário, produzindo feições morfológicas reliquias de uma complexa história de mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas, que contrastam com a presença de geoformas modernas e de ambientes ativos de sedimentação (Assine, 2003; Assine e Soares, 2004).

Muitos autores atribuíram a gênese da paisagem da Nhecolândia a períodos com atividade eólica em eventos áridos durante o Último Máximo Glacial (Almeida, 1945; Tricart, 1982; Clapperton, 1982) ou a formação das lagoas pelo abandono de antiga rede de canais fluviais meandantes (Wilhelmy, 1958; Ab'Sáber, 1988). A maior parte dos trabalhos realizados na Nhecolândia foi feita com base na interpretação de produtos de sensoriamento remoto e imagens de satélite e radar, havendo pouca disponibilidade de informações sedimentares (e.g. Assine, 2003; Soares et al., 2003; Mendes, 2014).

A porção inferior dos testemunhos das lagoas salinas de ambas as áreas estudadas é constituída por areias maciças finas a muito finas. Idades LOE de $39,07 \pm 3,43$ ka (220 cm) e de $22,58 \pm 3,18$ ka (170 cm), registradas respectivamente nos testemunhos NM1 e NM3 da área oeste são similares às idades de $40,97 \pm 3,81$ ka (testemunho NE10, 240 cm) e $20,14 \pm 1,95$ ka (testemunho NE14, 150 cm) registradas em sedimentos de lagoas salinas por Mendes (2014).

Tendências gerais de seca desde o final do Pleistoceno Superior até o Holoceno Médio foram identificadas em grande parte do centro-sul da América do Sul, atribuídas a mudanças na intensidade de insolação do verão austral e da posição da Zona de Convergência Intertropical em comparação à posição atual (Martin et al., 1997; Maslin e Burns 2000, Mayle et al., 2000). Hoje, o aquecimento do continente sul-americano provoca o deslocamento latitudinal sul do equador meteorológico durante o verão austral criando um sistema de baixa pressão que

atrai ventos alísios úmidos de nordeste e leste sobre a América do Sul tropical (Abbott et al., 2000; Mayle et al., 2000; Trauth et al., 2000).

Durante o predomínio dessas condições secas podem ter ocorrido fases úmidas no Pleistoceno (Martin et al., 1997; Bezerra e Mozeto 2008; Withney et al., 2011; McGlue et al., 2012). O período de transição Pleistoceno/Holoceno foi marcado por episódios úmidos no Pantanal (Bezerra e Mozeto, 2008; Whitney et al., 2011 e Metcalfe et al., (2014). Nestas condições, fluxos pluviais superficiais podem ter originado feições erosivas Nhecolândia, uma vez que o lobo sul do megaleque do Taquari já estava abandonado neste período (Assine, 2003).

Embora não tenham sido constatadas alterações significativas na granulometria das areias, mudanças abruptas na coloração e na coesão das areias permitiu a caracterização de importante descontinuidade no registro sedimentar (Figuras 55 a 58). Datações permitiram posicionar temporalmente esta descontinuidade na passagem Pleistoceno/Holoceno. Datação de amostra do testemunho NM3 (área oeste) evidenciou que a sedimentação pleistocênica se prolongou até pelo menos $14,58 \pm 1,46$ ka. Sedimentos holocênicos mais antigos datados em $8,41 \pm 0,61$ ka foram registrados no testemunho BA7 (área sul) e em $7,16 \pm 0,59$ ka no testemunho NM1 (área oeste).

Os testemunhos revelaram também variações na deposição e preservação e espículas de esponjas na seção sedimentar do Holoceno, permitindo distinguir claramente uma fase inicial lacustre de água doce com sedimentação de areias finas a muito finas no Holoceno Médio-Superior, com posterior transição para ambientes salino-alcálinos em lagos dominados por sedimentação organo-siltosa no Holoceno Superior.

7.6.1. Lagoas de água doce (Holoceno Médio ao Superior)

Os sedimentos arenosos de idade holocênica apresentam abundante conteúdo de espículas de esponjas, porém as espículas ocorrem frequentemente com padrão tafonômico fragmentado, o que impossibilita, na grande maioria dos casos e particularmente no início da seção sedimentar, a identificação específica. Uma exceção é a presença de espículas de *H. fistula*, a única espécie de esponja de

água doce identificada em sedimentos arenosos mais antigos. Espículas desta espécie foi constatada no testemunho NM1 em areias de idade $7,16 \pm 0,59$ ka.

Espécies do gênero *Heterorotula* são comuns em lagos da região semiárida da Austrália e apresentam tolerância a salinidade (Racek 1969; De Deckker 1983). Exemplares vivos da espécie *H. fistula* nunca foram encontrados, de modo que não se sabe exatamente quais as variáveis ambientais/limnológicas a que essa esponja tem tolerância. Entretanto, o registro de espículas bem preservadas em sedimentos lacustres e sua ocorrência comum em espongilitos (Volkmer-Ribeiro & Motta, 1995; Volkmer-Ribeiro et al., 1998), em associação a outras espécie bem conhecidas, sugere que esta espécie tem preferência por ambientes lênticos expostos à condições com secas prolongadas (Volkmer-Ribeiro & Motta, 1995). A ocorrência de *H. fistula* em sedimentos datados do Pleistoceno Superior ao Holoceno de Minas Gerais (Machado et al., 2007), de Mato Grosso do Sul (Parolin et al., 2007) e do Pantanal do Nabileque (Kuerten et al., 2013) foi associada a ambientes lacustres sob influência de condições ambientais secas. Portanto, é consistente a interpretação de que *H. fistula* tenha preferência a ambientes lênticos expostos a estações secas prolongadas.

Com base nas preferências ambientais de *H. fistula* (Volkmer-Ribeiro & Motta, 1995; Volkmer-Ribeiro et al., 1998) e das espécies do gênero *Heterorotula* na Austrália (Racek 1969; De Deckker 1983) interpreta-se para a lagoa NM1 condições sazonais secas com grandes variações no nível d'água. Ocorrências raras de gemoscleras inteiras e abundância de espículas fortemente fragmentadas na porção inferior do testemunho NM1 e a impressão tafonômica das espículas nos sedimentos parecem estar associados a um ambiente marcado por pouco tempo de residência da água na lagoa (e.g. Volkmer-Ribeiro & Motta, 1995; Parolin et al., 2007 e Kuerten et al., 2013). Exposição e retrabalhamento dos sedimentos de fundo durante fases secas do Holoceno Médio (Whitney et al., 2011; McGlue et al., 2012) poderiam ser responsáveis pela característica fragmentada das espículas nesse testemunho. É provável que a exposição sazonal do leito da lagoa possa ter possibilitado a remobilização dos sedimentos. Tais condições e os baixos teores de TOC podem ser indicativos de uma lagoa de água doce com acentuada flutuação do nível d'água e eventuais períodos de ressecamento e exposição.

O desaparecimento de espículas de *H. fistula* na lagoa NM1 coincide com o aparecimento abundante de gemoscleras de *Corvoheteromeyenya* spp., cuja

ocorrência é contínua em sedimentos do Holoceno Médio, adentrando no Holoceno Superior. Importante enfatizar que esta espécie ocorre em testemunhos de todas as outras lagoas estudadas, tanto da área oeste quanto da área sul.

A deposição inicial de gemoscleras permite caracterizar uma condição lacustre inicialmente com variações mais pronunciadas no nível d'água, seguida verticalmente de abundante preservação de microscleras que indicam evolução para condições mais estáveis, sem grandes flutuações do nível d'água. Tal mudança ocorreu de forma diácrona nas lagoas NM1, NM3, NM4 e BA9-2. As datações nesses intervalos revelaram idades de $\sim 7,16 \pm 0,59$ ka e 3,735 cal. anos AP na lagoa NM1 e de $\sim 5,799 \pm 0,50$ ka e 3,240 cal. anos AP na lagoa NM3, de $7,42 \pm 0,55$ e 1460 cal. anos AP na lagoa BA9 e >4100 cal. anos AP na lagoa NM4.

Padrões semelhantes na deposição e preservação da assembleia de espículas de esponja de água doce nos testemunhos NM1, NM3, NM4, BA4, BA7, BA9-1 e BA9-2 são indicativos de que essas mudanças ambientais foram generalizadas na Nhecolândia e tiveram impactos similares em todas as lagoas estudadas, ainda que a resolução temporal e a diversidade de espécies tenham sido ligeiramente diferentes. Ocorrência de espículas bem preservadas de *Corvoheteromeyenia spp.*, *R. amazonensis* e *T. variabilis* nos sedimentos das lagoas evidenciam ambientes lacustres de água doce no Holoceno Médio, avançando até a maior parte do Holoceno Superior.

A assembleia de espículas de esponjas preservada nos sedimentos das lagoas salinas datados do Holoceno Médio-Superior são semelhantes ao padrão espicular observado nos sedimentos superficiais (<10cm) da lagoa de água doce Baía Terra Preta. Esse padrão semelhante pode ser evidência de que no Holoceno Médio-Superior as lagoas salinas apresentavam condições hidrológicas análogas às modernas lagoas de água doce, com grandes variações sazonais no nível d'água.

A análise do padrão de deposição e preservação de espículas de esponjas (gemoscleras vs. microscleras) e do aumento progressivo nos valores de TOC e TIC sugere que houve uma variação positiva no tempo de residência da água nas lagoas do Holoceno Médio para o Holoceno Superior, evoluindo de condições sazonais ou possivelmente lagoas intermitentes no Holoceno Médio-Superior, para perenes ou sazonais persistentes a partir da metade do Holoceno Superior. Essas mudanças nas condições hidrológicas das lagoas parecem ter forte relação com variações na precipitação no Holoceno e com o aumento da precipitação no Holoceno Superior

(Martin et al., 1997; Maslin e Burns 2000, Abbott et al., 2000; Bertaux et al., 2002, McGlue et al., 2012).

A intensificação da insolação do verão do Hemisfério Sul no final do Holoceno Médio e início do Holoceno Superior produziu uma tendência úmida com aumento da precipitação no Holoceno Superior ao sul da Amazônia, nos Andes, nos lagos da borda oeste e nos planaltos sul e norte do Pantanal (Martin et al., 1997; Maslin e Burns, 2000; Bertaux et al., 2002, McGlue et al., 2012; Novello et al., 2016). Ainda que se constate um aumento na precipitação no Holoceno em relação ao Pleistoceno Superior (Maslin e Burns, 2000) as condições ainda eram secas na maior parte da América do Sul e no Pantanal no Holoceno Inferior ao Médio-Superior (Bertaux et al., 2002; McGlue et al., 2012).

Bancos de carbonatos originados pela precipitação em ambientes lacustres sob condições mais quentes e secas, localizados no sudoeste da Nhecolândia (Boggiani & Coimbra, 1995) evidenciam que condições secas do Holoceno Inferior e Médio parecem ter avançado até o Holoceno Superior em algumas áreas do Pantanal. Conchas de moluscos recuperados destes bancos carbonáticos alcançaram idade de ^{14}C 3.820±70 anos AP sugerindo que condições climáticas quentes e secas prevaleceram na Nhecolândia até pelo menos parte do Holoceno Superior (Assine, 2003).

7.6.2. Lagoas salinas (Holoceno Superior)

Os arquivos sedimentares recuperados de lagoas salinas da Nhecolândia revelaram mudanças no padrão textural e geoquímico dos sedimentos, o que permitiu a caracterização de importante mudança ambiental no Holoceno Superior. Mudanças no padrão de deposição e preservação de espículas de esponjas (gemoscleras e microscleras) no registro sedimentar forneceram importantes informações sobre condições ambientais/hidrológicas nas lagoas durante as fases de deposição desses sedimentos, sobretudo em relação ao tempo de residência da água no sistema.

A análise dos resultados sedimentológicos, geoquímicos, de espículas de esponjas e das datações ^{14}C sugere o estabelecimento de condições mais úmidas e maior tempo de residência da água nas lagoas no Holoceno Superior, que

promoveram mudanças no ambiente de deposição das lagoas, que passaram a ser predominantemente de sedimentos organo-siltosos.

Mudanças nas taxas de precipitação com aumento da umidade a partir da metade do Holoceno Superior foram identificadas no Pantanal e áreas circunvizinhas e em diversos pontos da América do Sul (Abbott et al., 2003; Martin et al., 1997), principalmente nos Andes (Thompson et al., 1998; Abbott et al., 1997; Abbott et al., 2000), na Amazônia (Mayle et al., 2000; Maslin e Burns 2000), no planalto norte (Novello et al., 2016) e sul do Pantanal (Bertaux et al., 2002) e nos lagos da borda oeste do Pantanal (McGlue et al., 2012; Metcalfe et al., 2014).

Valores altos de TOC e TIC, preservação de microscleras de *Corvoheteromeyenia* spp. e a ocorrência de megascleras inteiras bem preservadas são indicativos de estabilização das condições hidrológicas das lagoas em consequência de maior tempo de residência da água nas lagoas (e.g. Parolin, 2006; Guerreiro et al., 2013). É provável que o nível freático regional da Nhecolândia estivesse mais elevado no Holoceno Superior, possibilitando uma mínima exposição do fundo das lagoas e consequente preservação de matéria orgânica com valores altos de TOC.

Mudanças notáveis no registro sedimentar como o declínio das espículas de esponjas de água doce em contraste com a abundante deposição e preservação de frústulas de diatomáceas os sedimentos são registradas em todas as lagoas estudadas nas lagoas. O colapso da comunidade de esponjas é seguido verticalmente pela deposição de sedimentos organo-siltosos com valores altos de TOC, sugerindo que o desaparecimento das espículas de esponjas não está ligado ao ressecamento da lagoa, mas a mudanças bioquímicas da coluna d'água a partir da metade do Holoceno Superior (ver Capítulo 6). As datações destes intervalos são temporalmente variáveis em cada lagoa, variando de ~2,454 a 816 cal. anos AP nos testemunhos da área oeste e de 3,367 a 1,347 cal. anos AP nos testemunhos da área sul. Essas mudanças no conteúdo fóssilífero dos sedimentos são interpretadas como decorrentes do estabelecimento de condições salino-alcálinas nas lagoas, com declínio das esponjas e proliferação das diatomáceas (ver Capítulo 6).

Assim, os registros sedimentares nas lagoas mostram uma resposta complexa em relação ao estabelecimento de ambientes salino-alcálinos. Nas lagoas NM1 e NM3 esta mudança se dá em sedimentos organo-siltosos, enquanto que nas lagoas NM4, BA4, BA7 e BA9 isso é constatado imediatamente ao início de

deposição de sedimentos organo-siltosos. A temporalidade da implantação de ambientes salino-alcinos também é bastante variável, sendo a evidência mais antiga datada de 3140 cal. anos AP no testemunho BA4 da área sul e a mais jovem datada de 415 cal. anos AP no testemunho NM1 da área oeste.

7.6.3. Implicações sobre a origem da paisagem da Nhecolândia

Embora muitos autores tenham atribuído origem da Nhecolândia a atividades eólicas em eventos áridos do Último Máximo Glacial e os registros apontarem para vigência de condições secas no Pantanal no final do Pleistoceno (Assine e Soares, 2004; Whitney et al., 2011; Metcalfe et al., 2014), os resultados sedimentológicos e das datações LOE obtidos em lagoas salinas trazem evidências de que eventos holocênicos foram muito mais importantes para a construção da paisagem da Nhecolândia. Condições secas do Pleistoceno Superior parecem ter sido interrompidas por episódios úmidos na transição Pleistoceno/Holoceno, mas continuaram até grande parte do Holoceno Superior.

As camadas sedimentares superficiais da Nhecolândia, que nas lagoas salinas não ultrapassou mais que dois metros de profundidade, foram depositadas no Holoceno. Isso traz implicações de que a morfologia atual, que imprime a geomorfologia da paisagem da Nhecolândia teve grande contribuição de processos desenvolvidos no Holoceno.

Deposição de areias finas a muito finas com abundância de espículas de esponjas lacustres de água doce, são evidência de que, embora a salinidade não seja herança de climas pretéritos, as lagoas já estavam presentes na paisagem da Nhecolândia no Holoceno Médio-Superior e que evoluíram assíncronicamente para lagoas salinas no Holoceno Superior.

7.7. Conclusão

A análise dos resultados sedimentológicos, geoquímicos e geocronológicos permite estabelecer dois tipos de ambientes deposicionais, relevando que sedimentos arenosos e organo-siltosos das lagoas salinas estudadas foram depositados em contextos temporais diferentes. O primeiro caracterizado pela deposição de areias finas a muito finas com baixos teores de TOC e TIC,

principalmente no Holoceno Médio-Superior; e o segundo pela deposição de sedimentos organo-siltosos com teores altos de TOC e TIC no Holoceno Superior.

Dois outros importantes eventos tiveram registro durante as fases de deposição destes sedimentos. O primeiro marcado pela preservação de espículas de esponjas de água doce de ambientes tipicamente lacustres no Holoceno Médio-Superior; e o segundo evento referente ao declínio das espículas de esponjas no sedimento, em contraste com a abundante deposição e preservação de frústulas de diatomáceas e o estabelecimento de condições salinas-alcálinas a partir da metade do Holoceno Superior.

Mudanças no padrão textural acompanhadas de variações na deposição e preservação de sedimentos teores altos de TOC e TIC são indicativas de mudanças ambientais e hidrológicas nas lagoas salinas do Holoceno Médio ao Holoceno Superior.

A análise dos resultados sedimentológicos e geocronológicos sugere que exista uma descontinuidade nas areias entre o Pleistoceno Superior e Holoceno. Essa descontinuidade é acompanhada por mudanças na coloração e coesão das areias. Essas mudanças estão melhor representadas nos testemunhos NM1 e NM3 que alcançaram idades pleistocênicas. Essas descontinuidades não apresentam variações na composição

Mudanças no padrão de deposição, de sedimentos arenosos para organo-siltosos ocorreram em todas as lagoas estudadas de forma cronocorrelatas, embora não sincrônica, de 3735 a 1650 cal. anos AP nos testemunhos da área oeste e de 3301 a 1318 cal. anos AP nos testemunhos da área sul.

Embora a salinidade não seja heranças de climas pretéritos, as lagoas já estavam presentes na paisagem da Nhecolândia no Holoceno Médio e Superior. Diferente das modernas lagoas salinas perenes, as lagoas eram efêmeras e tinham água doce até a maior parte do Holoceno Superior. A atual paisagem, no entanto, é advinda da umidificação do clima no Holoceno Superior que possibilitou que as formas fossem preenchidas por água pela elevação do freático regional em resposta ao aumento da precipitação nos últimos 2,5 mil anos.

8 CONCLUSÕES

Os sedimentos das lagoas salinas são compostos por areias finas a muito finas e recobertos por sedimentos organo-siltosos com espessuras variáveis em cada lagoa. Os resultados geocronológicos revelaram que os sedimentos arenosos foram depositados do final do Pleistoceno ao Holoceno Superior. Embora não tenham sido constatadas alterações significativas na granulometria, mudanças abruptas na coloração e na coesão das areias são evidências de descontinuidade no registro sedimentar entre o Pleistoceno e o Holoceno.

Os sedimentos organo-siltosos foram depositados continuamente, sem lacunas expressivas no registro sedimentar, evidenciando tempo maior de residência da água nas lagoas no Holoceno Superior, fato que pode ser associado à elevação do nível freático regional em resposta ao aumento de precipitação.

Os testemunhos revelaram variações na deposição e preservação de espículas de esponjas na seção sedimentar do Holoceno, permitindo distinguir claramente uma fase inicial lacustre de água doce com sedimentação de areias finas a muito finas no Holoceno Médio-Superior, com posterior transição para ambientes salino-alcálinos com sedimentação organo-siltosa no Holoceno Superior. As assembleias de espículas de esponjas preservadas em contexto estratigráfico semelhante evidenciaram que estas mudanças paleoambientais tiveram respostas similares em todas as lagoas estudadas.

Os resultados obtidos mostram que eventos holocênicos foram mais importantes para a construção da paisagem da Nhecolândia do que previamente se considerava. Os dados revelaram que as lagoas eram efêmeras e de água doce na maior parte do Holoceno Médio-Superior, em períodos marcadamente mais secos no Pantanal, evoluindo assíncronicamente para lagoas salinas após o estabelecimento de climas mais úmidos com aumento da precipitação no Holoceno Superior.

Espículas de esponjas lacustres de água doce e frústulas de diatomáceas indicam que a salinidade das lagoas é fenômeno recente na história da Nhecolândia, ao contrário de hipóteses que associavam a salinidade com eventos áridos supostamente ocorridos do Pleistoceno. Embora a salinidade não seja herança de climas pretéritos, a paisagem de lagoas que caracteriza a Nhecolândia é relictica, produto de eventos que datam do final do Pleistoceno Tardio e início do Holoceno.

Referências bibliográficas

- Abbott, M. B.; Seltzer, G. O.; Kelts, K. R.; Southon, J. 1997. Holocene paleohydrology of the tropical Andes from lake records. *Quaternary Research*, **47**: 70-80.
- Abbott, M. B.; Wolfe, B. B.; Aravena, R.; Wolfe, A. P.; Seltzer, G. O. 2000. Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 1801-1820.
- Abbott, M. B.; Wolfe, B. B.; Wolfe, A. P.; Seltzer, G. O.; Aravena, R.; Mark, B. G.; Polissar, P. J.; Rodbell, D. T.; Rowe, H. D.; Vuille, M. 2003. Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**: 123-138.
- Ab'Sáber, A. N. 1988. O Pantanal Mato-grossense e a teoria dos refúgios. *Revista Brasileira de Geografia*, **50**: 9-57.
- Almeida, F. F. M. d. & Lima, M. A. 1959. Planalto centro-ocidental e pantanal Mato-Grossense. Rio de Janeiro, IBGE, 171 p.
- Almeida, F. F. M. d. 1945. Geologia do Sudoeste Mato-grossense. *Boletim DNPM/DGM*, **116**: 1-118.
- Almeida, T. I. R.; Calijuri, M. d. C.; Falco, P. B.; Casali, S. P.; Kupriyanova, E.; Paranhos Filho, A. C.; Sigolo, J. B.; Bertolo, R. A. 2011. Biogeochemical processes and the diversity of Nhecolândia lakes, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **83**: 391-407.
- Almeida, T. I. R.; Karmann, I.; Paranhos Filho, A. C.; Sígolo, J. B.; Bertolo, R. A. 2010. Os diferentes graus de isolamento da água subterrânea como origem de sua variabilidade: Evidências isotópicas, hidroquímicas e da variação sazonal do nível da água no pantanal da Nhecolândia. *Geologia USP - Serie Científica*, **10**: 37-47.
- Almeida, T. I. R.; Paranhos Filho, A. C.; Rocha, M. M. d.; Souza, G. F. D.; Sigolo, J. B.; Bertolo, R. A. 2009. As diferenciadas altitudes do nível da água dos lagos salino-alcalinos e hipossalinos do Pantanal da Nhecolândia: um indicativo de funcionamento do mega sistema lacustre. *Geociências*, **28**: 401-415.
- Almeida, T. I. R.; Sígolo, J. B.; Fernandes, E.; Queiroz Neto, J. P.; Barbiéro, L.; Sakamoto, A. Y. 2003. Proposta de classificação e gênese das lagoas da baixa Nhecolândia com base em sensoriamento remoto e dados de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 83-90.
- Alonso-Zarza, A. M. & Wright, V. P. 2010. Palustrine Carbonates. In: Alonso-Zarza, A. M. & Tanner, L. H (Eds) *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. p. 103-131.
- Assine, M. L. 2003. Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-grossense, Centro-oeste do Brasil. Tese de Livre-Docência, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro-SP, 115 p.
- Assine, M. L.; Soares, P.C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, **114**: 23-34.
- Assine, M. L.; Merino, E. R.; Pupim, F.N.; Macedo, H.A.; Santos, M. G. M. 2015a. The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **45**: 475-489.
- Assine, M. L.; Merino, E. R.; Pupim, F. N.; Warren, L. V.; Guerreiro, R. L.; McGlue, M. M. 2015b. Geology and Geomorphology of the Pantanal Basin. In: Bergier,

- I & Assine, M. L. (Eds) *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*, pp. 23-50.
- Baker, P. A. & Fritz, S. C. 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews*, **124**: 31-47.
- Barbiéro, L.; Filho, A. R.; Furquim, S. A. C.; Furian, S.; Sakamoto, A. Y.; Vallès, V.; Graham, R. C.; Fort, M.; Ferreira, R. P. D.; Queiroz Neto, J. P. 2008. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. *Geoderma*, **148**: 91-106.
- Barbiéro, L.; Furquim, S. A. C.; Vallès, V.; Furian, S.; Sakamoto, A. Y.; Filho, A.; Fort, M. 2007. Natural arsenic in groundwater and alkaline lakes at the upper Paraguay basin, Pantanal, Brazil. *Arsenic in Soil and Groundwater Environment - Biogeochemical Interactions, Health Effects and Remediation*, **9**: 101-126.
- Barbiéro, L.; Queiroz Neto, J. P.; Ciornei, G.; Sakamoto, A. Y.; Capellari, B.; Fernandes, E.; Valles, V. 2002. Geochemistry of water and ground water in the Nhecolândia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and associated processes. *Wetlands*, **22**: 528-540.
- Barbouti, A. I. & Rastin, B. C. 1983. A study of the absolute intensity of muons at sea level and under various thicknesses of absorber. *Journal of Physics G: Nuclear Physics*, **9**: 1577-1595.
- Battarbee, R. W. 1986. Diatom analysis. In: B. Berglund, (Ed.) *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Wiley, New York, pp. 527–570.
- Beilby, M. J. & Casanova, M. T. 2014. The Physiology of Characean Cells.
- Beilby, M. J. 2015. Salt tolerance at single cell level in giant-celled Characeae. *Frontiers in Plant Science*, **6**: 1-16.
- Bergier, I. & Assine, M. L. 2016. *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*. The Handbook of Environmental Chemistry Volume 37, Springer International Publishing, p. 243,
- Bergier, I.; Krusche, A.; Guérin, F. 2014. Alkaline Lake Dynamics in the Nhecolândia Landscape. In: Bergier, I. & Assine, M. L. (Eds) *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*, p. 145-161
- Bertaux, J.; Sondag, F.; Santos, R.; Soubiès, F.; Causse, C.; Plagnes, V.; Le Cornec, F.; Seidel, A. 2002. Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: Study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in Central-West Brazil. *Quaternary International*, **89**: 3-16.
- Bezerra, M. A. D. O. & Mozeto, A. A. 2008. Deposição De Carbono Orgânico Na Planície De Inundação Do Rio Paraguai Durante O Holoceno Médio. *Oecologia Brasiliensis*, **12**: 155-171.
- Blaauw, M. & Cristen, A. 2011. Flexible Paleoclimate Age-Depth Models Using an Autoregressive Gamma Process. *Bayesian Analysis*, **6**: 457-474.
- Boggiani, P. C. & Coimbra, A. M. 1995. Quaternary limestone of the pantanal area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**: 343-349.
- Bonetto, A. A. & Ezcurra de Drago, I. 1966. Nuevos aportes al conocimiento de las esponjas argentinas. *Physis*, **26**: 129-140.
- Bonetto, A. A. & Ezcurra de Drago, I. 1973. Las esponjas del genero Trochospongilla Vejdovsky en aguas argentinas. *Physis*, **32**: 13-18.
- Brasil, A. E. & Alvarenga, S. M. 1988. Relevo. Rio de Janeiro, IBGE, pp. 53-76.

- Braun, E. W. 1977. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante da planície quaternária do Pantanal. *Revista Brasileira de Geografia*, **39**: 164-180.
- Brusca, R. C. & Brusca, G. J. 2007. Invertebrados. 968 p.
- Candido, J. L.; Volkmer-Ribeiro, C.; Simões Filho, F. L.; Turcq, B.; Chauvel, A. 2000. Microsclere variations of *Dosilia pydanieli* (Porifera, Spongillidae) in Caracaranã lake (Roraima - Brazil). Palaeoenvironmental implication. *Biociências*, **8**: 77-92.
- Cheng, H.; Sinha, A.; Cruz, F. W.; Wang, X.; Edwards, R. L.; D'Horta, F. M.; Ribas, C. C.; Vuille, M.; Stott, L. D.; Auler, A. S. 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, **4**: 1411.
- Clapperton, C. M. 1993. Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **101**: 189-208.
- Cohen, A. S. 2003. Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. 528 p.
- Colinvaux, P. A.; De Oliveira, P. E.; Bush, M. B. 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 141-169.
- Costa, M. P. F. & Telmer, K. H. 2006. Utilizing SAR imagery and aquatic vegetation to map fresh and brackish lakes in the Brazilian Pantanal wetland. *Remote Sensing of Environment*, **105**: 204-213.
- Costa, M. P. F.; Telmer, K. H.; Evans, T. L.; Almeida, T. I. R.; Diakun, M. T. 2015. The lakes of the Pantanal: inventory, distribution, geochemistry, and surrounding landscape. *Wetlands Ecology and Management*, **23**: 19-39.
- Cramp, A. & O'Sullivan, G. 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: A review. *Marine Geology*, **153**: 11-28.
- Cunha, J. 1943. Cobre do Jaurú e lagoas alcalinas do Pantanal (Mato Grosso). Boletim DNPM/LPM, pp. 1-53.
- Cunha, N. G. D. 1981. Classificação e fertilidade de solos da planície sedimentar do rio Taquari, Pantanal Matogrossense. *Circular técnica nº 4*, 56 p.
- Dam, H.; Mertens, A.; Sinkeldam, J. 1994. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from The Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, **28**: 117-133.
- De Deckker, P. 1983. Australian salt lakes their history, chemistry, and biota a review. *Hydrobiologia*, **105**: 231-244.
- Debrot, A. O. & Van Soest, R. W. M. 2001. First records of the freshwater sponges *Corvoheteromeyenia heterosclera* and *Spongilla alba* (Porifera: Spongillidae) from Curaçao, with species descriptions and data from transplantation experiments. *Caribbean Journal of Science*, **37**: 88-94.
- Dunagan, S. P. & Turner, C. E. 2004. Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology*, **167**: 269-296.
- Dundas, I. 1998. Was the environment for primordial life hypersaline? *Extremophiles*, **2**: 375-377.
- Eiten, G. 1983. Classificação da vegetação do Brasil. Brasília, CNPq, 305 p.
- Elanskaya, I. V.; Karandashova, I. V.; Bogachev, a. V.; Hagemann, M. 2002. Functional analysis of the Na⁺/H⁺ antiporter encoding genes of the cyanobacterium *Synechocystis* PCC 6803. *Biochemistry. Biokhimiia*, **67**: 432-440.
- Esteves, F. d. A. 2011. Fundamentos de Limnologia. 828 p.

- Evans, T. L. & Costa, M. P. F. 2013. Landcover classification of the Lower Nhecolândia subregion of the Brazilian Pantanal Wetlands using ALOS/PALSAR, RADARSAT-2 and ENVISAT/ASAR imagery. *Remote Sensing of Environment*, **128**: 118-137.
- Ezcurra de Drago, I. 1974. Las especies sudamericanas de Corvomeyenia Weltner (Porifera, Spongillidae). *Physis*, **33**: 233-240.
- Ezcurra de Drago, I. 1979. Un nuevo genero sudamericano de esponjas: Corvoheteromeyenia gen. nov. (Porifera:Spongillidae). *Neotropica*, **25**: 109-118.
- Fernandes, E. 2007. Organização espacial dos componentes da paisagem da baixa Nhecolândia - Pantanal de Mato Grosso do Sul. 177p.
- Freytet, P. & Plaziat, J. C. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. 213p.
- Furian, S.; Martins, E. R. C.; Parizotto, T. M.; Rezende-Filho, A. T.; Victoria, R. L.; Barbiéro, L. 2013. Chemical diversity and spatial variability in myriad lakes in Nhecolândia in the Pantanal wetlands of Brazil. *Limnology and Oceanography*, **58**: 2249-2261.
- Furquim, S. A. C.; Graham, R. C.; Barbiéro, L.; Queiroz Neto, J. P.; Vidal-Torrado, P. 2010. Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of the Pantanal Wetland, Brazil. *Geoderma*, **154**: 518-528.
- Geyer, C. J. 2011. Introduction to Markov Chain Monte Carlo. In: Gelman, A.; Brooks, S.; Jones, G.; Meng, X. L. (Eds.) *Handbook of Markov Chain Monte Carlo: Methods and Applications*. London, CRC Press, pp. 3-48.
- Gierlowski-Kordesch, E.; Finkelstein, D. B.; Truchan Holland, J. J.; Kallini, K. D. 2013. Carbonate Lake Deposits Associated With Distal Siliciclastic Perennial-River Systems. *Journal of Sedimentary Research*, **83**: 1114-1129.
- Goudie, A. S. & Wells, G. L. 1995. The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth-Science Reviews*, **38**: 1-69.
- Goudie, A. S. 1991. Pans. *Progress in Physical Geography*, **15**: 221-237.
- Guerreiro, R. L.; Stevaux, J. C.; Parolin, M.; Assine, M. L. 2013. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of Upper Paraná River, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **16**: 39-46.
- Guiry, M.D. & Guiry, G.M. 2016. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. Disponível em: <http://www.algaebase.org>, acesso em 20 de Março de 2016
- Håkansson, S. 1993. Numerical methods for the inference of pH variations in mesotrophic and eutrophic lakes in southern Sweden - a progress report. *Diatom Research*, **8**: 349-370.
- Hamilton, S. K.; Sippel, S. J.; Calheiros, D. F.; Melack, J. M. 1997. An anoxic event and other biogeochemical effects of the Pantanal wetland on the Paraguay River. *Limnology and Oceanography*, **42**: 257-272.
- Harrison, F. W. & Harrison, M. B. 1977. The taxonomic and ecological status of the environmentally restricted Spongillid species of North America. II. *Anheteromeyenia biceps* (Lindenschmidt, 1950). *Hydrobiologia*, **55**: 167-169.
- Harrison, F. W. 1974. Sponges (Porifera: Spongillidae). New York, Academic Press, pp. 29-66.
- Harrison, F. W. 1977. The taxonomic and ecological status sponges in other regions of the world, particu- of the environmentally restricted spongillid species of larly in Asia, the southern hemisphere and in North America. III. *Corvomeyenia carolinensis* Harrison 1971. *Hydrobiologia*, **56**: 187-190.

- Harrison, F. W. 1979. The taxonomic and ecological status of the environmentally restricted spongillid species of North America. V. *Ephydatia subtilis* (Weltner) and *Stratospongilla penneyi* sp. nov. *Hydrobiologia*, **65**: 99-105.
- Harrison, F. W. 1988. Utilization of freshwater sponges in paleolimnological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **62**: 387-397.
- Harrison, F. W.; Johnston, L.; Stansell, K. B.; McAndrew, W. 1977. The taxonomic and ecological status of the environmentally restricted spongillid species of North America. I. *Spongilla spongiosa* Penney 1957. *Hydrobiologia*, **53**: 199-202.
- Hillyer, R.; Valencia, B. G.; Bush, M. B.; Silman, M. R.; Steinitz-Kannan, M. 2009. A 24,700-yr paleolimnological history from the Peruvian Andes. *Quaternary Research*, **71**: 71-82.
- Hofmann, A.; Roussy, D.; Filella, M. 2002. Dissolved silica budget in the North basin of Lake Lugano. *Chemical Geology*, **182**: 35-55.
- Hogg, A.; Hua, Q.; Blackwell, P. G.; Niu, M.; Buck, C. E.; Guilderson, T. P.; Heaton, T. J.; Palmer, J. G.; Reimer, P. J.; Reimer, R. W.; Turney, C. S. M.; Zimmerman, S. R. H. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**: 1889-1903.
- Horikoshi, K., Antranikian, G., Bull, A.T., Robb, F.T., Stetter, K.O. (Eds.) 2011. *Extremophiles Handbook*. Springer Japan, Tokyo, 608.
- Hua, Q.; Barbetti, M.; Rakoesski, A. Z. 2013. Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950–2010. *Radiocarbon*, **55**: 2059-2072.
- Inaba, M.; Sakamoto, A.; Murata, N. 2001. Functional Expression in *Escherichia coli* of Low-Affinity and High-Affinity Na⁺(Li⁺)/H⁺ Antiporters of *Synechocystis*. *Journal of Bacteriology*, **183**: 1376-1384.
- Jiang, H.; Dong, H.; Yu, B.; Liu, X.; Li, Y.; Ji, S.; Zhang, C. L. 2007. Microbial response to salinity change in Lake Chaka, a hypersaline lake on Tibetan plateau. *Environmental Microbiology*, **9**: 2603-2621.
- Jiménez-Rueda, J. R.; Pessoti, J. E. S.; Mattos, J. T. d. 1998. Modelo para estudo da dinâmica evolutiva dos aspectos fisiográficos dos Pantanaís. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, **33**: 1763-1773.
- Junk, W. J.; da Cunha, C. N.; Wantzen, K. M.; Petermann, P.; Strüssmann, C.; Marques, M. I.; Adis, J. 2006. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. *Aquatic Sciences*, **68**: 278-309.
- Jüttner, I.; Reichardt, E.; Cox, E. J. 2004. Taxonomy and ecology of some new *Gomphonema* species common in Himalayan streams. *Diatom Research*, **19**: 235-264.
- Kanner, L. C.; Burns, S. J.; Cheng, H.; Edwards, R. L.; Vuille, M. 2013. High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes. *Quaternary Science Reviews*, **75**: 1-10.
- Karpel, R.; Olami, Y.; Taglicht, D.; Schuldiner, S.; Padan, E. 1988. Sequencing of the gene ant which affects the Na⁺/H⁺ antiporter activity in *Escherichia coli*. *J Biol Chem*, **263**: 10408-10414.
- Kelly, M.G.; Bennion, H.; Cox, E.J.; Goldsmith, B.; Jamieson, J.; Juggins, S.; Mann, D.G.; Telford, R.J. 2005. Common freshwater diatoms of Britain and Ireland: an interactive key. Environment Agency, Bristol. Disponível em: <http://craticula.ncl.ac.uk/EADiatomKey/html/taxon11.html>, acesso em 20 de Março de 2016

- Kidd, R. B.; Cita, M. B.; Ryan, W. B. F. 1978. Stratigraphy of Eastern Mediterranean Sapropel Sequences Recovered during DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. *U.S. Government Printing Office*, pp. 421-443.
- Klammer, G. 1982. Die Paläowüste des Pantanal von Mato Grosso und die pleistozäne Klimageschichte der brasilianischen Randtropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **26**: 393-416.
- Knauth, L. P. 1998. Salinity history of the Earth's early ocean. *Nature*, **395**: 554-555.
- Krulwich, T. a.; Ito, M.; Guffanti, a. a. 2001. The Na(+)-dependence of alkaliphily in *Bacillus*. *Biochimica et biophysica acta*, **1505**: 158-168.
- Kubitza, F. 1999. *Qualidade da água na produção de peixes*. Jundiaí: CIP-USP Editora.
- Kuerten, S.; Parolin, M.; Assine, M. L.; McGlue, M. M. 2013. Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. *Journal of Paleolimnology*, **49**: 171-183.
- Lacerda Filho, J. V.; Correia De Brito, R. S.; Rodrigues Valente, C.; Cavalcante De Oliveira, C.; Silva, M. G.; Moreton, C. C.; Martins, E. G.; Lopes, R. C.; Muniz Lima, T.; Larizzatti, J. H.; Valente, C. R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. CPRM/SICME,
- Latrubesse, E. M.; Stevaux, J. C.; Cremon, E. H.; May, J.-H.; Tatum, S. H.; Hurtado, M. A.; Bezada, M.; Argollo, J. B. 2012. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **356-357**: 75-88.
- Machado, V. d. S. 2009. Enpongofauna do paleolago Cemitério, Catalão, GO.
- Machado, V. D. S.; Volkmer-Ribeiro, C.; Iannuzzi, R. 2012. Inventory of the Sponge Fauna of the cemiterio Paleolake, Catalao, Goias, Brazil. *An Acad Bras Cienc*, **84**: 17-34.
- Malone, C. F. S. 2010. Biodiversidade de algas e cianobactérias de duas lagoas salinas do Pantanal da Nhecolândia, MS, Brasil. 144p.
- Malone, C. F. S.; Santos, K. R. D. S.; Neto, M. J.; Sakamoto, A. Y. 2007. Gêneros de Algas no Plâncton de Lagoas Salinas Situadas na Fazenda Nhumirim, Pantanal da Nhecolândia, MS. *Revista Brasileira de Biociências*, **5**: 588-590.
- Manconi, R. & Pronzato, R. 2002. Suborder Spongillina subord. nov.: Freshwater Sponges. *Systema Porifera: A Guide to the Classification of Sponges*, 921-1021.
- Manconi, R. & Pronzato, R. 2007. Gemmules as a key structure for the adaptive radiation of freshwater sponges: a morpho-functional and biogeographical study. In: Custódio, M.R.; Lôbo-Hajdu, G.; Hajdu, E.; Muricy, M. (Eds Porifera Research: Biodiversity, Innovation, Sustainability. Rio de Janeiro, *Museu Nacional, Serie Livros* 28: 61-77.
- Mann, D. G. & Stickle, A. J. 1991. The genus *Craticula*. *Diatom Research*, **6**: 79-107.
- Mariot, M.; Dudal, Y.; Furian, S.; Sakamoto, A.; Vallès, V.; Fort, M.; Barbiéro, L. 2007. Dissolved organic matter fluorescence as a water-flow tracer in the tropical wetland of Pantanal of Nhecolândia, Brazil. *Science of The Total Environment*, **388**: 184-193.
- Martin, L.; Bertaux, J.; Corrège, T.; Ledru, M.-P.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A.; Soubiès, F.; Wirmann, D.; Suguio, K.; Turcq, B. 1997. Astronomical Forcing of Contrasting Rainfall Changes in Tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr B.P. *Quaternary Research*, **47**: 117-122.

- Martin, L.; Flexor, J. M.; Suguio, K. 1995. Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. *Revista do Instituto Geológico*, **16**: 1-30.
- Martins, E. R. C. 2012. Tipologia de lagoas salinas no Pantanal da Nhecolândia (MS). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 188 p.
- Maslin, M. A. & Burns, S. J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science (New York, N.Y.)*, **290**: 2285-2287.
- Mayle, F. E.; Burbridge, R.; Killeen, T. J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science*, **290**: 2291-2294.
- McGlue, M. M.; Silva, A.; Assine, M. L.; Stevaux, J. C.; Pupim, F. N. 2015. Paleolimnology in the Pantanal: using lake sediments to track quaternary environmental change in the world's largest tropical wetland. In: . In: Bergier, I & Assine, M. L. (Eds) *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America*, pp. 51-81.
- McGlue, M. M.; Silva, A.; Corradini, F. A.; Zani, H.; Trees, M. A.; Ellis, G. S.; Parolin, M.; Swarzenski, P. W.; Cohen, A. S.; Assine, M. L. 2011. Limnogeology in Brazil's "forgotten wilderness": a synthesis from the large floodplain lakes of the Pantanal. *Journal of Paleolimnology*, **46**: 273-289.
- McGlue, M. M.; Silva, A.; Zani, H.; Corradini, F. A.; Parolin, M.; Abel, E. J.; Cohen, A. S.; Assine, M. L.; Ellis, G. S.; Trees, M. a.; Kuersten, S.; Gradella, F. D. S.; Rasbold, G. G. 2012. Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). *Quaternary Research*, **78**: 285-294.
- Mendes, D. 2014. Geocronologia de formas deposicionais e evolução da planície interleques do rio Negro, Quaternário da bacia do Pantanal. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 114 p.
- Metcalfe, S. E.; Whitney, B. S.; Fitzpatrick, K. A.; Mayle, F. E.; Loader, N. J.; Street-Perrott, F. A.; Mann, D. G. 2014. Hydrology and climatology at Laguna La Gaiba, lowland Bolivia: complex responses to climatic forcings over the last 25 000 years. *Journal of Quaternary Science*, **29**: 289-300.
- Meyers, P. A. & Ishiwatari, R. 1993. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, **20**: 867-900.
- Meyers, P. A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**: 213-250.
- Montoya, H. 2009. Algal and cyanobacterial saline biofilms of the Algal and cyanobacterial saline biofilms of the Grande Coastal Lagoon , Lima , Peru. *Natural Resources and Environmental Issues*, **15**: 127-134.
- Mourão, G. H.; Ishii, I. H.; Campos, Z. 1988. Alguns fatores limnológicos relacionados com a ictiofauna de baías e salinas do Pantanal da Nhecolândia, Mato Grosso do Sul, Brasil. *Acta Limnol. Brasil*, **11**: 181-198.
- Novello, V.F., Vuille, M., Cruz, F.W., Stríkis, N.M., de Paula, M.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Karmann, I., Jaqueto, P.F., Trindade, R.I.F., Hartmann, G.A., Moquet, J.S., 2016. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific Reports*, **6**, 24762

- Ojha, L.; Wilhelm, M. B.; Murchie, S. L.; McEwen, A. S.; Wray, J. J.; Hanley, J.; Massé, M.; Chojnacki, M. 2015. Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars. *Nature Geoscience*, **8**: 829-832.
- Parolin, M. 2006. Paleoambientes e paleoclimas no final do Pleistoceno e no Holoceno no sul do estado do Mato Grosso do Sul. Tese (Doutorado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) Universidade Estadual de Maringá, 121 p.
- Parolin, M.; Volkmer-Ribeiro, C.; Stevaux, J. C. 2007. Sponge spicules in peaty sediments as paleoenvironmental indicators of the Holocene in the Upper Paraná River, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **10**: 17-26.
- Parolin, M.; Volkmer-Ribeiro, C.; Stevaux, J. C. 2008. Use of spongofacies as a proxy for river-lake paleohydrology in Quaternary deposits of central-western Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **11**: 187-198.
- Patrick, R. M. & Reimer, C. W. 1966. The Diatoms of the United States exclusive of Alaska and Hawaii. Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia 13,
- Pedersen, T. F. & Calvert, S. E. 1990. Anoxia vs productivity; what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bulletin*, **74**: 454-466.
- Penney, J. T. & Racek, A. A. 1968. Comprehensive revision of a worldwide collection of freshwater sponges (Porifera: Spongillidae). *U.S. National Museum Bulletin*, **272**: 1-184.
- Pereira, L. P. F. & Mercante, C. T. J. 2005. A amônia nos sistemas de criação de peixes e seus efeitos sobre a qualidade da água. Uma revisão. *Boletim do Instituto de Pesca*, **31**: 81-88.
- Pinheiro, U. D. S. 2007. Contribuições a Taxonomia e Biogeografia das Esponjas de Águas Continentais Brasileiras. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 220 p.
- Pla-Pueyo, S.; Gierlowski-Kordesch, E. H.; Viseras, C.; Soria, J. M. 2009. Major controls on sedimentation during the evolution of a continental basin: Pliocene–Pleistocene of the Guadix Basin (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, **219**: 97-114.
- Poirrier, M. A. 1969. Louisiana freshwater sponges: Ecology, taxonomy, and distribution. 172p.
- Poirrier, M. A. 1974. Ecomorphic variation in gemmoscleres of *Ephydatia fluviatilis* Linnaeus (Porifera: Spongillidae) with comments upon its systematics and ecology. *Hydrobiologia*, **44**: 337-347.
- Por, F. D. 1995. *The Pantanal of Mato Grosso (Brazil): World's Largest Wetlands*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 122 p.
- Post, M. A. 1992. Na-H antiporter: mechanisms of Na⁺ conduction. University of Michigan.
- Quérol, H.; Fort, M.; Barbiéro, L.; Sakamoto, A. Y. 2006. Microclimatologie d'une saline dans le Pantanal de la Nhecolândia. *Grafiéo*, **30**: 39-42.
- Racek, A. A. 1966. Spicular remains of freshwater sponges. *Memoirs of the Connecticut Academy of Arts and Sciences*, **17**: 78-83.
- Racek, A. A. 1969. The freshwater sponges of Australia (Porifera : Spongillidae). *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, **20**: 267-310.
- Racek, A. A. 1974. The waters of Merom: A Study of Lake Huleh. IV Spicular remains of fresh-water sponges (Porifera). *Archiv für Hydrobiologie*, **74**: 137-158.

- Reimer, C. W. 1961. Some aspects of the diatom flora of Cabin Creek raised bog, Randolph Co., Indiana. *Proceeding of the Indiana Academy of Sciences*, **71**: 305-319.
- Ross, J. L. S. & Santos, L. M. 1982. Geomorfologia. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.21 Cuiabá, p. 193-256.
- Sakamoto, A. Y. 1997. Dinâmica hídrica em uma lagoa salina e seu entorno no Pantanal da Nhecolândia: contribuição ao estudo das relações entre o meio físico e a ocupação, Fazenda São Miguel do Firme, MS. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 183 p.
- Santos, K. R. D. S. & Sant'Anna, C. L. 2010. Cianobactérias de diferentes tipos de lagoas ("salina", "salitrada" e "baía") representativas do Pantanal da Nhecolândia, MS, Brasil. *Brazilian Journal of Botany*, **33**: 61-83.
- Santos, K. R. D. S. 2013. Estudos de desenvolvimento, moleculares e do potencial biotecnológico em cepas de cianobactérias provenientes de lagoas salinas do Pantanal da Nhecolândia, MS, Brasil: *Anabaenopsis elenkinii* (Nostocales) e *Arthrospira platensis* (Oscillatoriales). Instituto de Botânica da Secretaria de Estado do Meio Ambiente. Tese de doutorado, 194 p.
- Santos, K. R. d. S.; Rocha, A. C. R. d.; Sant'Anna, C. L. 2012. Diatoms from shallow lakes in the Pantanal of Nhecolândia, Brazilian wetland. *Oecologia Australis*, **16**: 756-769.
- Sanz, M. E.; Alonso-Zarza, A. M.; Calvo, J. P. 1995. Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, **42**: 437-452.
- Saros, J. E. & Fritz, S. C. 2002. Resource competition among saline-lake diatoms under varying N/P ratio, salinity and anion composition. *Freshwater Biology*, **47**: 87-95.
- Sawakuchi, A. O.; Kalchgruber, R.; Giannini, P. C. F.; Nascimento, D. R.; Guedes, C. C. F.; Umisedo, N. K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, **27**: 2076-2090.
- Schnurrenberger, D.; Russell, J.; Kelts, K. 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, **29**: 141-154.
- Seidl, A. F. & Moraes, A. S. 2000. Global valuation of ecosystem services: application to the Pantanal da Nhecolândia, Brazil. *Ecological Economics*, **33**: 1-6.
- Soares, A. P.; Soares, P. C.; Assine, M. L. 2003. Areiais e lagoas do Pantanal, Brasil: herança paleoclimática? *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 211-224.
- Spaulding, S. 2013. *Hantzschia*. In *Diatoms of the United States*. Disponível em: <http://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/genus/hantzschia>, acesso em 20 de Março de 2016
- Spaulding, S.; Edlund, M. 2008. *Craticula*. In *Diatoms of the United States*. Disponível em: <http://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/genus/Craticula>, acesso em 20 de Março de 2016
- Spaulding, S.; Edlund, M. 2008. *Nitzschia*. In *Diatoms of the United States*. Disponível em: <http://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/genus/Nitzschia>, acesso em 20 de Março de 2016

- Spaulding, S.; Edlund, M. 2008. Sellaphora. In Diatoms of the United States. Disponível em: <http://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/genus/Sellaphora>, acesso em 20 de Março de 2016
- Spaulding, S.; Edlund, M. 2009. Pinnularia. In Diatoms of the United States. Disponível em: <http://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/genus/Pinnularia>, acesso em 20 de Março de 2016
- Spaulding, S., Edlund, M.; Metzeltin, D. 2009. Anomoeoneis. In Diatoms of the United States. Disponível em: <http://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/genus/Anomoeoneis>, acesso em 20 de Março de 2016
- Spaulding, S.A., Lubinski, D.J.; Potapova, M. 2010. Diatoms of the United States. Disponível em: <http://westerndiatoms.colorado.edu>, acesso em 20 de Março de 2016
- Stone, J. R.; Westover, K. S.; Cohen, A. S. 2011. Late Pleistocene paleohydrography and diatom paleoecology of the central basin of Lake Malawi, Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **303**: 51-70.
- Summerfield, T. C. & Sherman, L. a. 2008. Global Transcriptional Response of the Alkali-Tolerant Cyanobacterium *Synechocystis* sp. Strain PCC 6803 to a pH 10 Environment. *Applied and Environmental Microbiology*, **74**: 5276-5284.
- Talbot, M. R. & Kelts, K. 1990. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic-rich lacustrine sediments. American Association for Petroleum Geology, 99-112p.
- Tapia, P. M.; Fritz, S. C.; Baker, P. A.; Seltzer, G. O.; Dunbar, R. B. 2003. A Late Quaternary diatom record of tropical climatic history from Lake Titicaca (Peru and Bolivia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**: 139-164.
- Tavares, M. D. C. M.; Volkmer-Ribeiro, C.; De Rosa-Barbosa, R. 2003. Primeiro registro de *Corvoheteromeyenia australis* (Bonetto & Ezcurra de Drago) para o Brasil com chave taxonômica para os poríferos do Parque Estadual Delta do Jacuí, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Zoologia*, **20**: 169-182.
- Thompson, L. G. 1998. A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science*, **282**: 1858-1864.
- Thunell, R. C.; Williams, D. F.; Belyea, P. R. 1984. Anoxic events in the Mediterranean Sea in relation to the evolution of late Neogene climates. *Marine Geology*, **59**: 105-134.
- Trauth, M. H.; Alonso, R. A.; Haselton, K. R.; Hermanns, R. L.; Strecker, M. R. 2000. Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**: 243-256.
- Tricart, J. 1982. El pantanal: un ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. *Informativo Geográfico Chile*, **29**: 81-97.
- Ussami, N.; Shiraiwa, S.; Dominguez, J. M. L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, **18**: 25-39.
- Valverde, O. 1972. Fundamentos geográficos do planejamento do Município de Corumbá. *Revista Brasileira de Geografia*, **34**: 49-144.
- Victoria, R. L.; Fernandes, F.; Martinelli, L. A.; Piccolo, M. D. C.; Decamargo, P. B.; Trumbore, S. 1995. Past Vegetation Changes in the Brazilian Pantanal Arboreal Grassy Savanna Ecotone by Using Carbon Isotopes in the Soil Organic-Matter. *Global Change Biology*, **1**: 165-171.

- Volkmer-Ribeiro, C. & Machado, V. D. S. 2007. Freshwater sponges (Porifera, Demospongiae) indicators of some coastal habitats in South America: redescrptions and key to identification. *Iheringia. Série Zoologia*, **97**: 157-167.
- Volkmer-Ribeiro, C. & Motta, J. F. M. 1995. Esponjas formadas de espongilitos em lagoas do Triangulo Mineiro e adjascências, com indicação da preservação de habitat. *Biociências*, **3**: 145-168.
- Volkmer-Ribeiro, C.; Parolin, M. 2010. As esponjas. In: Parolin, M; Volkmer-Ribeiro, C.; Leandrini, J.A. (Org.). *Abordagem ambiental interdisciplinar em bacias hidrográficas no Estado do Paraná*. Campo. Mourão: Ed. Fecilcam, p.105-130.
- Volkmer-Ribeiro, C. & Pauls, S. M. 2000. Esponjas de Agua Dulce (Porifera, Demospongiae) de Venezuela. *Acta Biologica Venezuelica*, **20**: 1-28.
- Volkmer-Ribeiro, C. & Tavares, M. D. C. M. 1990. Esponjas de água doce do complexo lagunar Mundaú-Manguaba e dos seus rios formadores, Alagoa, Brasil. *Iheringia. Série Zoologia*, **70**: 171-172.
- Volkmer-Ribeiro, C. & Turcq, B. 1996. SEM Analysis of Silicious Spicules of a Freshwater Sponge Indicate Paleoenvironmental Changes. *Acta Microscópica*, **5**: 186-187.
- Volkmer-Ribeiro, C. 1992. The freshwater sponges in some peat-bog ponds in Brazil. *Amazoniana*, **12**: 317-335.
- Volkmer-Ribeiro, C.; Correia, M. M. F.; Brenha, S. L. A.; Mendonça, M. A. 1999. Freshwater sponges from a neotropical sand dune area. *Memoirs of the Queensland Museum*, **44**: 643-649.
- Volkmer-Ribeiro, C.; Mansur, M. C. D.; Mera, P. A. S.; Ros, S. M. 1998a. Biological indicators in the Aquatic habitats of the Ilha de Maracá. 403-414p.
- Volkmer-Ribeiro, C.; Motta, J. F. M.; Callegaro, V. L. M. 1998b. Taxonomy and distribution of Brazilian spongillites. In: Wanabe, Y.; Fusetani, N. (Eds), *Sponge Sciences*, Springer-Verlag, Tokyo, Japan, p. 271-278.
- 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. 2011. A 45 kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **307**: 177-192.
- Wilhelmy, H. 1958. Umlaufseen and dammuferseen tropischer tiefland flüsse. *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, **2**: 27-54.
- Zani, H.; Assine, M. L.; McGlue, M. M. 2012. Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). *Geomorphology*, **161-162**: 82-92.
- Zhou, J. & Lau, K.-M. 1998. Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, **11**: 1020-1040.
- Zhu, J. K. 2001. Plant salt tolerance. *Trends in Plant Science*, **6**: 66-71.