

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

Different Degrees of Isolation of Groundwater as Cause of its Variability: Evidences from Isotopic and Hydrochemical Data and Water Level Seasonal Variation in Pantanal of Nhecolândia

Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida¹ (tameida@usp.br), Ivo Karmann¹ (ikarmann@usp.br), Antonio Conceição Paranhos Filho² (toniparanhos@gmail.com), Joel Barbujianni Sígolo¹ (jsigolo@usp.br), Reginaldo Antonio Bertolo¹ (bertolo@usp.br)

¹Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental - Instituto de Geociências - USP
R. do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BR

²Laboratório de Geoprocessamento para Aplicações Ambientais - UFMS, Campo Grande, MS, BR

Recebido em 10 de novembro de 2009; aceito em 31 de maio de 2010

RESUMO

O estudo tem como objetivo analisar o grau de isolamento de lagos naturais de salinidades e pHs muito diferenciados na região da Baixa Nhecolândia, porção sul do Pantanal Matogrossense, onde há o maior campo de lagos na zona tropical do planeta. Esta questão é essencial no contexto daquele ambiente, uma vez que a origem das diferentes águas é ainda controversa. Os sólidos dissolvidos totais, indicados pela condutividade elétrica indicam as variações de salinidade. Como a possibilidade de evaporação ou precipitação diferenciada entre os lagos foi descartada, pois os lagos estão próximos e em uma região plana, as brutais diferenças de salinidade ou estariam associadas a processos atuais, como diferentes graus de isolamento entre os lagos e o freático ou a pouco prováveis eventos do passado. Para testar a primeira hipótese foram analisadas as razões dos isótopos estáveis de Oxigênio e Deutério, uma vez que o fracionamento isotópico na evaporação enriquece a água líquida em ¹⁸O e D. A correlação encontrada entre as razões isotópicas e a condutividade elétrica é exponencial, indicando não apenas que o isolamento do freático cresce com a salinidade como que a partir de salinidades intermediárias já existe um importante isolamento dos lagos. Apresenta-se ainda dados de variação sazonal do nível da água de 14 lagos que mostram quedas mais erráticas nos lagos hipossalinos, o que foi interpretado como evidência de maior troca de água entre estes lagos e o freático.

Palavras-chave: Nhecolândia; Pantanal; Salinidade; Água subterrânea.

ABSTRACT

This study aims to analyze the degree of isolation of natural lakes with unusual values of salinity and pH in the area of Pantanal da Nhecolândia, the largest field of lakes in the tropical zone of the planet. This process is still poorly understood and is essential for understanding the entire environment. The salinity was measured by electrical conductivity and shows great variations. The possibility of important variability of evaporation or precipitation was dismissed because the lakes are in the same area and the region is flat. Therefore, salinity differences may be associated with a present processes, provided by different degrees of isolation between the lakes and the groundwater, or originated from salt deposits formed in the past, under arid climate. To test the first hypothesis, we analyzed the ratios of stable isotopes of oxygen and deuterium, since the isotopic fractionation that occurs during evaporation enriches the liquid phase in ¹⁸O and D. The correlation between the ratios and electrical conductivity is exponential, indicating that the salinity increases with the isolation of the lakes from the

groundwater and that a significant isolation of the lakes results in salinities ranging from intermediate to high. The study presents data on seasonal variation in water level (July 2008, end of rainy season and October 2008, end of dry season) of 14 lakes. The data show erratic decrease in the water level of fresh water lakes, which was interpreted as evidence of greater exchange of water between these lakes and the groundwater.

Keywords: Nhecolândia; Pantanal; Salinity; Groundwater.

INTRODUÇÃO

A área de estudo compreende a Baixa Nhecolândia, equivalente ao lobo deposicional mais antigo do leque aluvial do rio Taquari (Assine, 2003). A região, com uma área de mais de 27.000 km² integralmente no Brasil, tem paisagem singular devido aos milhares de lagoas de salinidade, alcalinidade, atividade biológica e cores muito variáveis mesmo quando próximas.

Este padrão é conhecido desde pelo menos a década de 1940 (Cunha, 1943) e tem importante papel na grande biodiversidade local. Outro padrão incomum foi mais recentemente descrito: as lagoas salinas estão sempre em níveis topográficos inferiores às de água doce próximas (Sakamoto et al., 1996; Sakamoto, 1997).

A variação do pH das águas é intensa, com águas desde discretamente ácidas a muito básicas (Almeida et al., 2003; Costa e Telmer, 2006), podendo ultrapassar 10,0. A salinidade, entretanto, é o parâmetro mais notável, com valores podendo variar, em sólidos totais dissolvidos, até 286 vezes em lagos dispostos em áreas geográficas relativamente restritas (Costa e Telmer, 2006). Já considerando a condutividade elétrica como indicativa dos sólidos dissolvidos totais a variação máxima medida por Barbiéro et al. (2008) foi de 4.646 vezes mas, segundo os mesmos autores, considerando o conteúdo em sódio como indicador de salinidade a diferença máxima foi de 27.145 vezes!

Estes dados são surpreendentes por estar o campo de lagos da Nhecolândia sobre espesso pacote de sedimentos quase que exclusivamente arenosos. A contribuição da geoquímica na gênese deste conjunto de lagoas é muito pouco explorada e, no entanto, parece desempenhar um papel essencial.

A solubilidade de espécies de sílica, tanto o quartzo como a sílica amorfa, é pH-independente em pHs < 9, mas aumenta dramaticamente em pHs > 9 (Kehew, 2000). Assim, a presença de pHs acima de 9,5 e mesmo acima de 10,0 implica na possibilidade de dissolução de quartzo. Como as areias da região são mineralogicamente maduras, com mais de 95% de quartzo (Soares, Soares, Assine, 2003), o efeito de águas hiperalcalinas sobre estes sedimentos não pode ser desprezado.

Almeida (1945) explicou a bimodalidade das areias finas e médias da Nhecolândia como fruto de retrabalha-

mento eólico e descreveu evidências de uma paleoduna. A partir deste trabalho diversos autores assumiram a existência de um deserto pleistocênico no local, destacando-se Tricart (1984), que propôs terem sido os milhares de lagos formados nas áreas deprimidas das superfícies de deflação interdunas e Klammer (1982), que aceitando esta hipótese, as denominou de *salt pans*.

Em trabalhos recentes, entretanto, esta hipótese vem perdendo força. Soares, Soares e Assine (2003), por exemplo, não encontraram em campo ou em imagens de sensoriamento remoto evidências de campos de dunas. Ao contrário, aqueles autores indicam a presença frequente de lagoas organizadas em rosário, feição típica de remanescentes de antigos canais. Permaneceu na literatura, entretanto, a figura de um passado árido associado à alta salinidade de parte das lagoas.

Apenas recentemente a salinidade vem sendo descrita como função de seu isolamento e não como resultado de heranças de um passado de clima árido. Neste sentido Barbiéro et al. (2002, 2008) e Furquim et al. (2010) argumentam serem as águas de lagoas salinas e hipossalinas da mesma família química, apenas submetidas a diferentes graus de concentração por evaporação. Como as taxas de evaporação são constantes e todos os lagos são rasos, os diferentes graus de concentração por evaporação devem-se necessariamente ao isolamento dos lagos salinos, que apresentam em subsuperfície horizontes contínuos de baixa porosidade associados à precipitação de sílica amorfa e neoformação de esmectitas.

O processo de salinização é associado à alta alcalinidade, pois esta é necessária para solubilizar a areia quartzosa e fornecer o estoque químico de sílica em solução como H₂SiO₄²⁻ (Kehew, 2000) para ser precipitada como sílica amorfa. O motor da alcalinização, que aqui não é discutido, relaciona-se, sobretudo, à pobreza em Ca²⁺ nas águas da Nhecolândia e ao déficit hídrico local, gerando um desequilíbrio na geoquímica do Cálcio e aumento do pH, como previsto em Zavarzin (2002) e discutido em Almeida et al. (2009).

Este processo de alcalinização é auxiliado ou continuado por processo biogeoquímico associado a *blooms* de cianobactérias. A elevada produtividade fotossintética primária de quaisquer microalgas resulta em aumento de pH pela fixação de CO₂ extraído do CO₂ inorgânico dissol-

vido na água. Thompson e Ferris (1990) demonstraram, em culturas em laboratório de cianobactéria do gênero *Synechococcus*, haver precipitação pericelular de gipsita, calcita e magnesita e, em paralelo, um aumento de pH de 7,97 para 8,57 em 72 h. Muitas algas eucarióticas são capazes de precipitar carbonato de cálcio intracelular devido à atividade da Anidrase Carbônica (enzima com Zn^{2+} que cataliza a hidratação reversível de CO_2 : $CO_2 + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+$). Entretanto as cianobactérias, através da Anidrase Carbônica, depositam $CaCO_3$ apenas fora das células, promovendo alcalinização pericelular ao deslocar o equilíbrio para HCO_3^- ao excretar OH^- para o meio exterior ao fixar CO_2 a partir do HCO_3^- (Kupriyanova et al., 2007). Esta a razão da importância das cianobactérias na alcalinização do meio, inclusive na formação de estromatólitos, o que ocorre desde o Arqueano. Ora, *blooms* de cianobactérias são conhecidos e de ocorrência sazonal nas salinas da Nhecolândia (Mourão, 1989; De-Lamonica-Freire, Heckman, 1996; Oliveira e Calheiros, 2000; Medina-Júnior e Rietzeler, 2005).

O processo de dissolução de areia quartzosa (e sílica amorfa, mais solúvel que o quartzo) e posterior precipitação de sílica amorfa entre os grãos de areia, por ocasião de secas intensas ou de queda no pH, implicaria em erosão geoquímica, abatimento dos lagos alcalinos e isolamento destes lagos. Sakamoto et al. (1996) e Sakamoto (1997) mostraram, em toposequências, estarem as salinas mais baixas que os demais elementos da fisiografia local, corroborando a hipótese de erosão geoquímica. Este dado, obtido por método tão independente dos da geoquímica, corrobora com a hipótese da gênese da variabilidade da salinidade por isolamento de parte dos corpos d'água. O caráter pontual das observações feitas, entretanto, não permite usar o dado com segurança.

As razões dos isótopos estáveis da água são úteis para analisar suas fontes e os antecedentes de umidade, porque as moléculas de água com isótopos mais leves ($H_2^{16}O$) evaporam preferencialmente às de isótopos mais pesados (por exemplo, $HD^{18}O$ ou $D_2^{18}O$) (Brown, Worden, Noone, 2008). Matheney e Gerla (1996) concluem, a partir da grande variação dos δD e $\delta^{18}O$ nas águas das áreas inundáveis dos lagos Lunby e Stewart, Dakota do Norte, EUA, haver mistura de águas modernas evaporadas e não evaporadas, além de águas mais antigas, de aquífero confinado.

Da mesma forma Wang e Zhang (2007) usam aquelas razões isotópicas para analisar as interações entre a água subterrânea e a de superfície na área inundável de Ramsar, China, que se refletem nos particulares e complexos processos hidroquímicos de ocorrência na região. Como outros processos de ocorrência notável nos lagos da Nhecolândia (alcalinização por hidrogeoquímica e biogeoquímica) não interferem, pelo menos de forma notável, nas razões isotó-

picas do oxigênio e deutério, estas são ideais para analisar o grau de isolamento dos lagos em relação ao freático, permitindo testar a hipótese de relação causal entre salinização, alcalinização e grau de isolamento dos lagos.

Considerou-se neste trabalho a expressão essencial do balanço hídrico: (entrada de água) - (saída de água) = variação no armazenamento. As lagoas da Nhecolândia se confundem com microbacias na maior parte da estação seca, pois não há água superficial entrando ou saindo do sistema. Nesta situação a equação geral pode ser aplicada lagoa a lagoa, com os seguintes parâmetros: precipitação, alimentação pelo freático, evaporação e perda para o freático. Utilizando o consenso geral de que a composição isotópica da água subterrânea do freático está sempre próxima à composição média das águas de chuvas, o uso de isótopos estáveis de Oxigênio e Deutério é ideal para a discussão da intensidade do isolamento entre diferentes lagos e o freático, uma vez que estas razões isotópicas são intensamente afetadas pela evaporação e pode-se considerar como ponto de partida as razões $\delta^{18}O$ e δD da água subterrânea.

De acordo com Craig e Gordon (1965) os fatores para o fracionamento isotópico na evaporação de água a 25°C são os seguintes:

$$\alpha_{18} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{líquido}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{vapor}}} = 1,0092$$

$$\alpha_D = \frac{(D/H)_{\text{líquido}}}{(D/H)_{\text{vapor}}} = 1,074$$

O efeito da temperatura no fracionamento isotópico é notável, como descrito em Faure (1986). Em temperaturas normais em lagos tropicais (20 a 35°C), entretanto, a diferença de fracionamento isotópico entre o Oxigênio e o Deutério mantém-se praticamente inalterada. Assim pode-se considerar um acréscimo de 0,92% (ou 9,2%) no $\delta^{18}O$ da água líquida em relação ao $\delta^{18}O$ do vapor e, similarmente, de 7,4% de δD .

Neste trabalho apresenta-se um conjunto de 63 razões dos isótopos estáveis do Oxigênio e Deutério e é discutida sua correlação com a condutividade elétrica e com o ânion Cl^- , parâmetros classicamente relacionados à salinidade total. São também apresentados dados altimétricos, com precisão milimétrica, da variação do nível da água de salinas e baías, obtidos em situação de começo e fim de período de estiagem. Os parâmetros salinidade e pH são assim discutidos em relação à principal causa de sua variabilidade: o maior ou menor isolamento dos lagos em relação à água subterrânea.

Existe uma toponímia local para os principais acidentes físicos ou elementos morfológicos da Nhecolândia, que passa a ser utilizada no texto. Serão grafados em negrito por corresponderem a denominações regionais, eventualmente com significado muito distinto do original. As **baías** são lagos de pH variável, com presença de macrófitas, sem

praias de areia e não necessariamente cercadas de pequenas elevações cobertas por vegetação arbórea, as **cordilheiras**, que se localizam notadamente no entorno dos lagos alcalinos e salinos, denominados de **salinas**.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram feitas coletas em três momentos climáticos diferentes: em julho de 2008, um ano chuvoso na região durante o primeiro semestre, ou seja, em uma situação de início de seca (Fazenda Barranco Alto); em agosto de 2007 (Fazenda Rio Negro), um ano seco, representando assim uma situação de seca avançada e, finalmente, em outubro de 2008 (Fazenda Barranco Alto), em princípio em uma situação de final de seca. A localização das fazendas vizinhas está na Figura 1. A coleta de água foi feita próxima ao centro dos lagos, utilizando-se um balde preenchido por 5 a 10 L e transportado à praia, onde alíquotas da água foram transferidas para frascos de polietileno. No caso das amostras para isótopos estáveis os frascos foram totalmente preenchidos, para se evitar fracionamentos isotópicos após a coleta. As amostras foram armazenadas em geladeira e transportadas, por segurança, em recipientes térmicos a baixas temperaturas até o Laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências da USP.

Para a dosagem das razões isotópicas foram utilizados os procedimentos-padrão do laboratório, com a extração do oxigênio feita pelo método GasBench II que consiste em

colocar em um tubo de vidro 500 μl de amostra de água, fechando o tubo com um septo de borracha; elimina-se o ar aprisionado no tubo introduzindo-se uma mistura de CO_2 (0,3%) com He, a uma velocidade de fluxo constante de 100 mL/min, durante 5 min; o CO_2 contido no fluxo de He é utilizado como agente da reação de equilíbrio isotópico com a água, a qual tem tempo de duração de 18 h, à temperatura fixa de 24°C. Após este período, o gás CO_2 é introduzido no sistema *on-line* para análise da composição isotópica, sendo antes purificado mediante a extração/remoção de outros gases (inclusive vapor de água) presentes quando da etapa de reação com a amostra.

Para a extração do Deutério utilizou-se o H/Device. A técnica utiliza como redutor Cromo a 820°C em vácuo. Com amostrador automático introduz-se 1 μl de água no reator contendo Cromo, que retira o oxigênio da água liberando assim o H_2 que é levado ao sistema de *dual inlet*, do espectrômetro Delta ^{plus} Advantage da ThermoFinnigan, no qual é comparado com gás referência de razão isotópica conhecida (Vienna Standard Mean Ocean Water - VSMOW) para se obter o valor do δD da amostra. Para a análise isotópica utilizou-se o espectrômetro Delta ^{plus} Advantage da ThermoFinnigan.

O Cl⁻ para as amostras de agosto de 2007 foi analisado por cromatografia iônica nos laboratórios do Centro de Pesquisas em Águas Subterrâneas do Instituto de Geociências e as das campanhas de julho e outubro de 2008 pelos laboratórios da Escola de Engenharia de São Carlos, ambas instituições da USP. (Dionex ICS-90), inicialmente a condutividade elétrica ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) foi medida *in situ* com equipamento multissonda (Yellow Springer, 556 MPS).

Estabeleceu-se uma classificação hidroquímica modificada da classificação da USSL (1954) segundo a Tabela 1 das águas dos lagos com base nos valores de condutividade elétrica (CE) que é, por sua vez, diretamente proporcional ao seu conteúdo em sólidos totais dissolvidos (TDS). Para as estimativas de TDS utilizou-se a relação encontrada em APHA (1995).

Para as medidas de altitude de precisão foi utilizado, nas três campanhas, um par de receptores DGPS com capacidade de rastreamento do sistema GPS/Navstar e GLONASS e precisão horizontal acima de 3 mm + 0,5 ppm e precisão vertical acima de 5 mm + 1,4 ppm (com pós-processamento).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foram coletadas 57 amostras de lagos, duas de poços e quatro de água do rio Negro ao longo das três campanhas feitas à região. Em agosto de 2007 foram 15 amostras, sendo uma do rio Negro, duas de poço, cinco de **baías** e sete de **salinas**. Em julho de 2008 foram 28 amostras, sendo uma do rio Negro, 11 de **baías** e 16 de **salinas** e em outu-

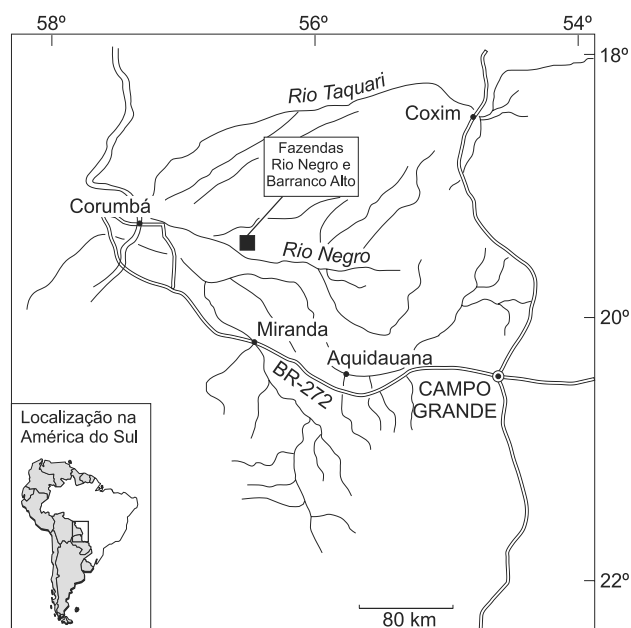


Figura 1. Localização das Fazendas Rio Negro e Barranco Alto.

Tabela 1. Classificação por condutividade elétrica (em $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) adotada para as águas dos lagos estudados e o valor aproximado dos sólidos dissolvidos calculado pelo valor médio indicado em APHA (2005).

Classes de águas	CE ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	TDS aproximado ($\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)
Águas doces	< 100	< 0,06
Águas com baixa a média salinidade	100 a 750	0,06 a 0,5
Águas com alta salinidade	750 a 2250	0,5 a 1,4
Águas com salinidade extremamente alta	2250 a 5000	1,4 a 3,1
Águas hipersalinas	> 5000	> 3,1

bro de 2008 foram 20 amostras, com duas do rio Negro, seis de **baías** e 12 de **salinas**. No total, portanto, foram 63 amostras analisadas para δD e $\delta^{18}\text{O}$. Como não foi coletada água de chuva adotou-se como valor mais próximo de sua composição isotópica a média das duas amostras de água de poço (água subterrânea) coletadas na campanha de agosto de 2007: -1,9 ($\delta^{18}\text{O}$) e -19,6 (δD). Na Tabela 2 apresentam-se as razões isotópicas médias para salinas, baías e água de poço desta campanha, evidenciando as diferenças isotópicas entre estes grandes grupos.

Para testar a correção da utilização da condutividade elétrica como indicador de salinidade foram cruzados os teores de Cl^- com aquele parâmetro, uma vez que a condutividade elétrica pode ter outras origens além da salinidade. Já o Cl^- é reconhecido como notável indicador de salinidade. Observou-se uma boa correlação exponencial considerando todo o conjunto de dados obtidos, mostrando ser aceitável a classificação adotada na Tabela 1.

Pretendia-se fazer coletas sucessivas no mesmo conjunto de lagos, na fazenda Rio Negro, mas a fazenda foi desativada e a pesquisa teve que seguir em uma fazenda vizinha. A mudança não implicou em problemas maiores, exceto que três coletas em um mesmo conjunto de lagos forneceriam conjunto de dados sem introdução de parâmetros alheios aos processos biogeoquímicos em estudo.

Em princípio as coletas se deram em três situações climáticas de seca crescente. Entretanto na semana anterior à campanha de outubro de 2008 caiu alguma chuva esparsa na região. Por esta razão os dados de agosto de 2007

representam uma situação de seca mais avançada, como mostra a Figura 2. Observar que as amostras de agosto de 2007 são claramente mais enriquecidas em isótopos pesados que as de outubro de 2008. As três amostras mais negativas da campanha de agosto referem-se a duas amostras de água de poço e uma do rio Negro. Da campanha de julho apenas uma é do rio Negro e da de outubro são duas. A variação dos deltas destas amostras é notavelmente pequena em comparação com a dos deltas dos lagos, sobretudo dos lagos salinos, com deltas mais elevados.

O conjunto de dados da Figura 2 mostra-se coerente com amostras de água de uma mesma origem submetidas a diferentes intensidades de evaporação. A correlação linear entre δD e $\delta^{18}\text{O}$ tem $R^2 = 0,949$ segundo a equação $\delta\text{D}(\text{‰}) = 6,083\delta^{18}\text{O} - 18,386$. O R^2 elevado mostra a pequena dispersão ao longo da linha de tendência linear e a reta dada pela equação mostra-se semiparalela à da água meteórica de Cuiabá (Figura 3), fornecida pela AIEA (Agência Internacional de Energia Atômica) a qual, por sua vez, é muito próxima da Linha da água Meteórica Global, $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$, como definida por Craig (1961) ou $\delta\text{D}(\text{‰}) = 8,13\delta^{18}\text{O} + 10,8$ por Clark e Fritz (1997).

Considerando todo o conjunto de dados (incluindo águas de rio e de poço) e separando-o em dois conjuntos, de baixa a média salinidade ($0 < \text{condutividade elétrica} < 2250 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) e alta salinidade (condutividade elétrica $> 2250 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) encontra-se um comportamento consequente aos fatores para o fracionamento isotópico na evaporação de água a 24°C ($\alpha_{18} = 1,0092$ e $\alpha_{\text{D}} = 1,074$) como defi-

Tabela 2. Dados médios das razões isotópicas de amostras de água subterrânea (poço), rio, salinas e baías da coleta de agosto de 2007. Observe-se que este conjunto de dados está perfeitamente alinhado ($R^2=1$) segundo a equação $\delta 2\text{H} = 5,231\delta^{18}\text{O} - 8,151$.

Agosto/2007	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}(\text{‰})$	Desvio padrão	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}(\text{‰})$	Desvio padrão
Rio Negro (n = 1)	-1,5	-	-17,0	-
Baías (n = 5)	6,8	0,7	28,4	5,0
Salinas (n = 7)	10,5	2,3	49,2	12,1
Água de poço (n = 2)	-1,9	0,0	-19,6	3,7

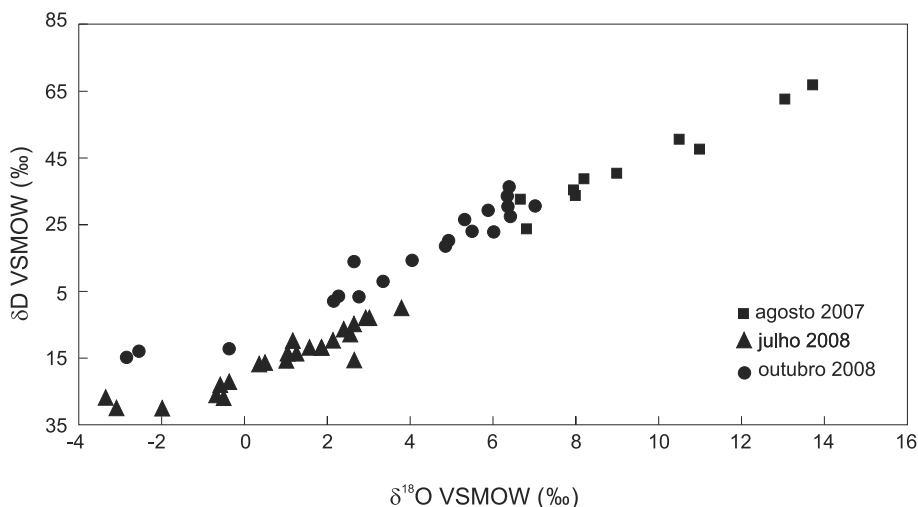


Figura 2. Conjunto de dados das três coletas.

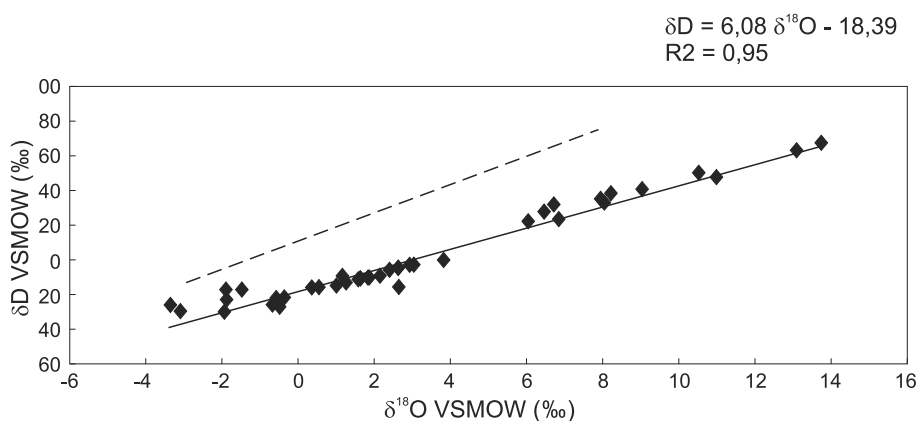


Figura 3. Diagrama de $\delta D \times \delta^{18}O$ do conjunto de amostras da pesquisa. Em tracejado a linha da água meteórica de Cuiabá.

nido por Craig e Gordon (1965), com as salinas mostrando no gráfico $\delta^{18}O$ e δ_D um ângulo maior com a horizontal, dado pela equação $\delta D(\text{‰}) = 6,6\delta^{18}O - 18$ para as salinas e, para as menos salinas, $\delta D(\text{‰}) = 5,6\delta^{18}O - 12$ (Figura 4).

Analisando os dados de cada campanha isoladamente e segundo aquelas duas classes de água, encontra-se o mesmo padrão para as coletas feitas em situação de seca (agosto de 2007 e outubro de 2008) e invertida para dados da campanha de julho de 2008. Assim, na campanha de agosto de 2007 a equação para as águas mais salinas foi $\delta D(\text{‰}) = 5,3\delta^{18}O - 6,0$ e para as menos salinas $\delta D(\text{‰}) = 4,8\delta^{18}O - 4,2$. Para a campanha de outubro de 2008 as equações foram respectivamente $\delta D(\text{‰}) = 7,0\delta^{18}O - 12,8$ e $\delta D(\text{‰}) = 6,2\delta^{18}O - 10,0$. Já para as coletas de julho de 2008 o enriquecimento relativo foi

maior em ^{18}O nos lagos de maior salinidade, como indicam as equações respectivas: $\delta D(\text{‰}) = 3,9\delta^{18}O - 17,1$ e $\delta D(\text{‰}) = 4,5\delta^{18}O - 18,1$.

Considerando as razões isotópicas médias de água subterrânea (aqui indicando uma água de chuva média), do rio Negro, e dos lagos nas diversas faixas de salinidade indicadas na Tabela 1, o quadro é mais claro em demonstrar tendências (Tabela 3), com o contínuo aumento na proporção de isótopos pesados nas classes de maiores salinidades. A Figura 5 mostra graficamente uma tendência linear de aumento com R^2 de 0,95, com pequena dispersão. A equação associada a esse grupo de médias indica para o conjunto um ambiente submetido a intensa evaporação ($\delta D(\text{‰}) = 5,0\delta^{18}O - 10,3$).

Analisando a correlação entre teores médios de Na^+ e as razões isotópicas médias (Tabela 4) observa-se uma

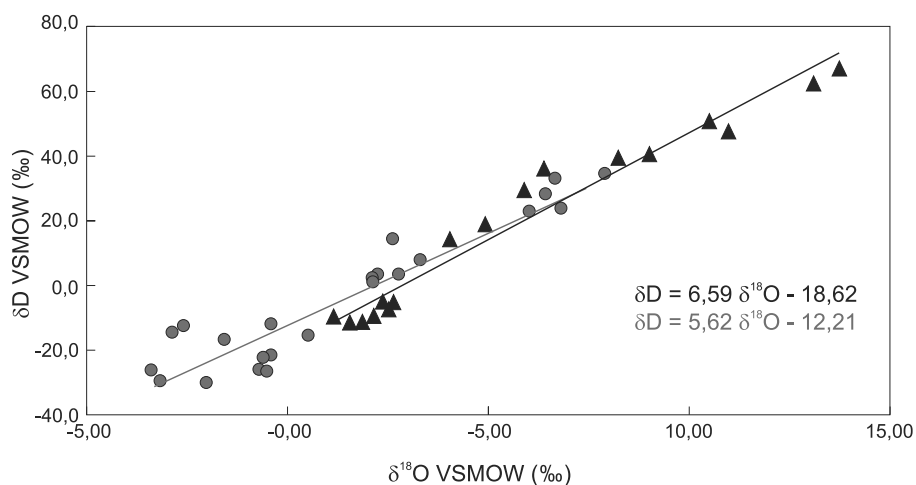


Figura 4. Diagrama de δD x $\delta^{18}O$ do conjunto de amostras da pesquisa, separadas em baixa a média salinidade (círculos em cinza claro) e alta salinidade (triângulos em cinza escuro). Observar a tendência de maior enriquecimento relativo em Deutério para as águas de maior salinidade, indicando maior ação da evaporação e separando os lagos em dois conjuntos em relação ao isolamento dos corpos d'água.

Tabela 3. Razões isotópicas médias por classe de água.

Classes de água	$\delta D_{VSMOW}(‰)$	Desvio padrão	$\delta^{18}O_{VSMOW}(‰)$	Desvio padrão
Água de poço (n = 2)	-19,60	3,70	-1,90	0,00
Rio Negro (n = 4)	-18,50	7,50	-2,50	0,70
Água doce (n = 10)	-5,50	22,08	1,50	3,51
Baixa a média salinidade (n = 10)	3,50	18,90	3,00	2,50
Alta salinidade (n = 10)	-3,30	15,91	2,60	1,82
Muito alta salinidade (n = 13)	16,50	27,50	5,20	4,10
Hipersalinas (n = 12)	28,10	20,10	6,60	3,00

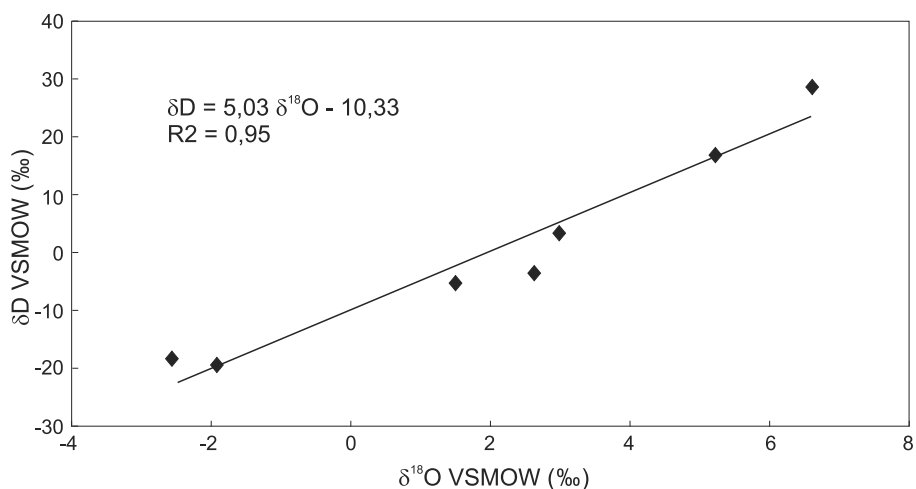


Figura 5. Diagrama δD SMOW (‰) x $\delta^{18}O$ SMOW (‰) das razões isotópicas médias por classe de água (Tabela 1). Observar o elevado R^2 .

correlação logarítmica imperfeita entre Cl^- e δD VSMOW, com um R^2 de apenas 0,83. Já a correlação exponencial (logarítmica) entre Cl^- e $\delta^{18}\text{O}$ é boa, apresentando R^2 de 0,91 (Figura 6).

Observe-se que na campanha de agosto de 2007, a que teve a maior concentração de isótopos pesados, não houve lagos classificados na classe de alta salinidade. Assim a Tabela 3 e a Figura 5 mostram inevitável desequilíbrio e o ponto fora da tendência está deslocado para razões isotópicas mais baixas. Retirando-se esta classe os R^2 das correlações logarítmicas de Cl^- com $\delta^{18}\text{O}$ e de Cl^- com δD sobem para 0,97, indicando consistência na evolução da salinidade por evaporação com a evolução nas razões isotópicas pelo mesmo processo. Observe-se que o cloro é conservativo, não ocorrendo introdução de Cl^- no sistema por dissolução de minerais e nem precipitação, co-precipitação ou adsorção em argilominerais.

Os dados apresentados indicam a associação das classes de águas mais salinas com a concentração de isótopos pesados por evaporação. A Figura 7 mostra as prováveis relações entre os lagos salinos e hipossalinos com o freá-

tico, considerando a literatura. Nesse modelo os lagos salinos teriam um pequena troca com o freático, sendo possivelmente alimentados por água subterrânea por ocasião em que o nível do freático (N.A.) estiver muito acima do nível do lago. Nessa situação a pressão forçaria a alguma recarga, eventualmente pela dissolução de carbonatos (que estariam ajudando a isolar o lago) pelas águas de pHs fracamente ácidos. Com o avanço da seca o freático passa a estar abaixo do N.A. dos lagos salinos, mas a perda de água, com recarga do freático pelo lago, não ocorre com um mínimo de eficiência porque a sílica em suspensão na água será precipitada como sílica amorfa entre os grãos de areia assim que o meio apresentar pH mais baixo, como fatalmente ocorrerá abaixo da camada impermeável, formada por sucessivos processos de precipitação de sílica amorfa no contato com o freático ou pela precipitação direta em eventos de secas mais intensas. Já os lagos hipossalinos, ao não terem uma camada a isolá-los do freático, trocarão com este, seja recebendo recarga por ocasião das cheias, seja fornecendo água ao freático nas secas e tendo seu nível por ele controlado.

Tabela 4. Médias por classes de água (como Tabela 1) de todos os dados obtidos de Condutividade elétrica ($\mu\text{S.cm}^{-1}$), Cl^- (mg.L^{-1}); δD SMOW (‰) e $\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰) (n =número de análises para isótopos; n^1 =número de dados de Condutividade elétrica e Cl^-).

Classes de água	Condutividade elétrica $\mu\text{S.cm}^{-1}$	Cl^- (mg.L^{-1})	δD (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
Água doce ($n = 11$; $n^1 = 13$)	52,7	5,35	-6,5	1,4
Baixa a média salinidade ($n = 11$; $n^1 = 13$)	288	12,3	3,49	3,01
Alta salinidade ($n = 9$; $n^1 = 9$)	1320	81,9	-2,26	2,8
Muito alta salinidade ($n = 13$; $n^1 = 13$)	3244	359	16,5	5,25
Hipersalinas ($n = 12$; $n^1 = 12$)	9093	2341	28,1	6,61

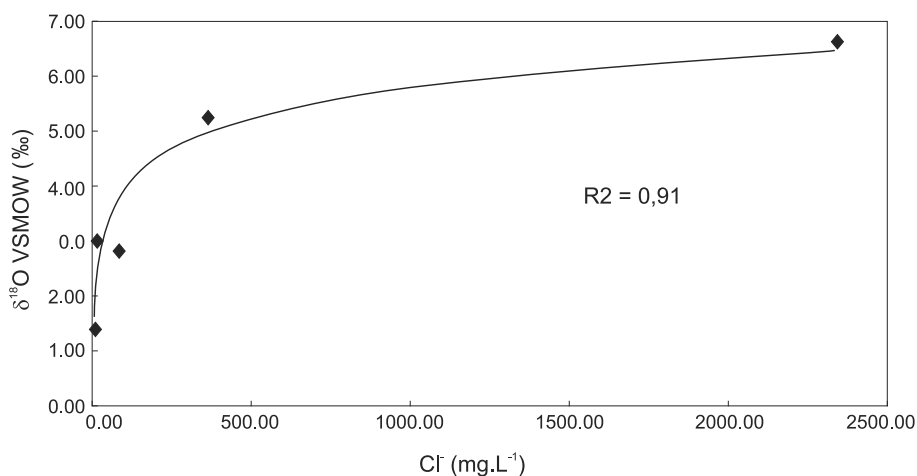


Figura 6. Diagrama Cl^- (mg.L^{-1}) x $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) mostrando correlação logarítmica entre o aumento da salinidade e da presença de ^{18}O na água líquida em função da evaporação.

As diferenças de nível entre lagos salinos e hipossalinos, descrita inicialmente por Sakamoto et al. (1996) e Sakamoto (1997) foi também testada em campo. Para tanto foram tomadas 74 medidas de DGPS da altitude do nível da água de lagos salinos e hipossalinos, replicando claramente as afirmações da literatura: invariavelmente os lagos salinos tem seu nível de água topograficamente inferior ao dos lagos hipossalinos.

Além destes dados foram tomadas medidas de DGPS do nível de água em 16 lagos em julho e outubro de 2008, para verificar a intensidade de variação do nível ao longo da seca. Ainda que os dados não sejam conclusivos, a Ta-

bela 5 mostra que a variação do nível da água nas salinas foi similar nos nove lagos medidos, indicando a ação do mesmo processo em todo o conjunto (média e desvio-padrão de $0,24 \pm 0,02$). Já para as baías as variações não tiveram padrão e a maior variação se deu em posição topograficamente superior, onde o freático, mais distante do perene rio Negro, deve ter sofrido maior variação. As diferenças na queda do nível da água de lago para lago foram grandes, como mostra a média e desvio-padrão encontrados ($0,34 \pm 0,22$ mm). Para as salinas as variações não tiveram qualquer relação com as diferentes altitudes dos lagos.

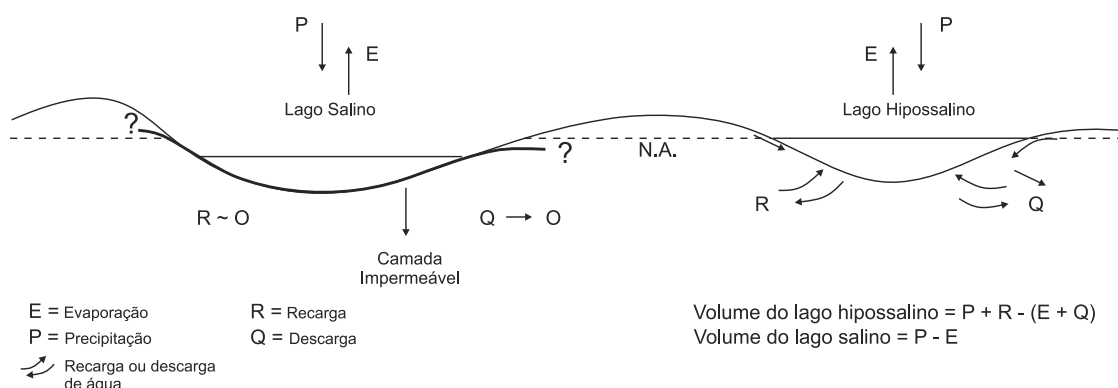


Figura 7. Modelo esquemático das relações dos lagos salinos e hipossalinos da Nhecolândia com o freático.

Tabela 5. Localização e dados de altitude dos lagos em que foi medida a altitude da água em julho e outubro de 2008, na Fazenda Barranco Alto. Em negrito as salinas.

Lagos	Y - DGPS 07/08	Z - DGPS 07/08	Z - DGPS 10/08	07/08 - 10/08 (mm)
BA-31	7835145,957 m	119,366	119,076	-0,29
BA-2	7835742,161 m	119,396	119,095	-0,3
BA-3	7835790,222 m	119,413	119,209	-0,2
BA-30	7835261,812 m	120,022	119,833	-0,19
BA-27	7843233,086 m	121,706	120,989	-0,72
Média e desvio padrão da variação do nível da água das baías				-0,34 ± 0,22
BA-9	7837800,284 m	119,24	118,967	-0,27
BA-5	7836171,677 m	119,406	119,2	-0,21
BA-16	7842081,661 m	119,877	119,645	-0,23
BA-37	7838255,682 m	120,081	119,817	-0,26
BA-36	7838133,949 m	120,277	120,06	-0,22
BA-26	7844845,446 m	120,342	120,075	-0,27
BA-35	7838558,711 m	120,727	120,488	-0,24
BA-24	7843433,786 m	120,915	120,68	-0,24
BA-25	7845201,897 m	121,064	120,827	-0,24
Média e desvio padrão da variação do nível da água das salinas				-0,24 ± 0,02

CONCLUSÕES

Os dados isotópicos, por sua capacidade de analisar misturas de águas de origem diversa, demonstram que as diferentes salinidades dos lagos da Nhecolândia se devem a diferentes graus de isolamento do freático. Há uma quase perfeita correlação logarítmica entre os teores médios em Cl (mg.L⁻¹) e os $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ e $\delta\text{D}(\text{‰})$ médios por classe de água (excluindo a classe de alta salinidade, ausente da coleta em que a evaporação agiu mais intensamente). Os sais de Cl são particularmente solúveis e este ânion não sofre coprecipitação notável. Como os lagos de baixa a média salinidade concentram muito pouco ¹⁸O, D e Cl e como todos os lagos estão sujeitos ao mesmo clima e são rasos, a causa deve estar na maior troca de água entre freático e estes lagos, diluindo a concentração em isótopos pesados com as águas de razões isotópicas próximas às das águas de chuva. A partir de uma salinidade alta a tendência de isolamento do freático é importante, sendo máxima nos corpos d'água mais salinos, que por sua vez tem suas razões isotópicas mais distantes das razões da água do freático.

Em informação adicional e de origem independente, os lagos de alta salinidade tendem a ter seu nível d'água variando pouco entre as medições feitas (julho e outubro de 2008), de forma uniforme e sem relação com a altitude. Isto mostra terem as **salinas** um mesmo padrão de isolamento do freático, já que os demais parâmetros intervenientes (profundidade e intensidade de evaporação) tendem a ser iguais ou muito similares nesta classe de lagos. Os lagos de baixa salinidade, por outro lado, tendem a ter seu nível variando de forma não padronizada e mais intensa no lago de cota mais elevada, ou seja, no lago naturalmente mais susceptível de ter seu nível d'água variando com o avanço da estação seca, pois mais afastado verticalmente no nível da água do rio Negro, que é perene mesmo nas secas mais intensas. Esta maior variação e a dependência da altitude indicam haver trocas mais ou menos intensas com o freático.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fapesp (processo nº 2006/61052-4) e ao CNPq (Processo nº 483272/2007-8) pelo financiamento da pesquisa. Agradecem também aos proprietários da fazenda Barranco Alto, Marina e Lucas Leuzinger, pela excelente acolhida e apoio nas atividades de campo. Agradecem, finalmente, a cuidadosa e generosa análise de um Revisor anônimo.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. Geologia do sudoeste Matogrossense. *Boletim do DNPM/DGM*, v. 116, p.1-118, 1945.

ALMEIDA, T. I. R.; SÍGOLO, J. B.; FERNANDES, E.; QUEIROZ NETO, J. P. de; BARBIÉRO, L.; SAKAMOTO, A. Y. Proposta de classificação das lagoas da Baixa Nhecolândia-MS com base em sensoriamento remoto e dados de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 2, p. 83-90, 2003. Suplemento.

ALMEIDA, T. I. R.; PARANHOS FILHO, A. C.; ROCHA, M. M.; SOUZA, G. F.; SÍGOLO, J. B.; BERTOLO, R. A. Estudo sobre as diferenças de altimetria do nível da água de lagoas salinas e hipossalinas no Pantanal da Nhecolândia: um indicativo de funcionamento do mega sistema lacustre. *Geociências*, v. 28, n. 4, p. 401-415, 2009.

APHA - AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. Washington: Byrd Prepress Springfield, 1995. 1134 p.

ASSINE, M. L. *Sedimentação na bacia do pantanal Mato-grossense, centro-oeste do Brasil*. 2003. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003. 1 CD-ROM.

BARBIÉRO, L.; QUEIROZ NETO, J. P.; CIORNEI, G.; SAKAMOTO, A. Y.; CAPELLARI, B.; FERNANDES, E. Geochemistry of water and ground water in the Nhecolândia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and associated processes. *Wetlands*, v. 22, p. 528-540, 2002.

BARBIÉRO, L.; REZENDE FILHO, A.; FURQUIM, S. A. C.; FURIAN, S.; SAKAMOTO, A. Y. VALLES; GRAHAM, V. R. C.; FORT, M.; FERREIRA, R. P. D.; QUEIROZ NETO, J. P. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. *Geoderma*, v. 148, p. 91-106, 2008.

BROWN, D.; WORDEN, J.; NOONE, D. Comparison of atmospheric hydrology over convective continental regions using water vapor isotope measurements from space. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v. 113, p. 1-17, 2008.

CLARK, I.; FRITZ, P. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. New York: CRC Press. 1997. 328 p.

COSTA, M. P. F.; TELMER, K. H. Mapping and monitoring lakes in the Brazilian Pantanal wetland using synthetic aperture radar imagery. *Aquatic Conservation: Marine Freshwater Ecosystems*, v. 17, p. 277-288, 2006.

- CRAIG, H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, v. 133, p. 1702-1703, 1961.
- CRAIG, H.; GORDON, L. I. Deuterium and Oxigen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: CONSIGLIE NAZIONALE DELLE RICERCHE DI GEOLOGIA NUCLEARE, 1965, Pisa, 1965, p. 9-130.
- CUNHA, J. Cobre do Jaurú e Lagoas alcalinas do Pantanal (Mato Grosso). *Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral*, v. 6, p. 54. 1943.
- DE-LAMONICA-FREIRE, E. M.; HECKMAN, C. W. The Seasonal Succession of Biotic Communities in Wetlands of the Tropical Wet-and-Dry Climatic Zone: III. The Algal Communities in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil, with a Comprehensive List of the Known Species and Revision of two Desmid Taxa. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, v. 81, n. 2, p. 253-280, 1996.
- FAURE, G. *Principles of Isotope Geology*. New York: John Wiley & Sons. 1986. 589 p.
- FURQUIM, S. A. C.; GRAHAM, R. C.; BARBIÉRO, L.; QUEIROZ NETO, J. P.; VIDAL-TORRADO, P. Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of the Pantanal Wetland, Brazil. *Geoderma*, v. 154, p. 518-528, 2010.
- KEHEW, A. E *Applied Chemical Hydrogeology*. New York: Prentice-Hall. 2000. 368 p.
- KLAMMER G. Die Paläovüste des Pantanal von Mato Grosso und die pleistozäne Klimageschichte der brasilianischen Randtropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 26, p. 393-416, 1982.
- KUPRIYANOVA, E.; VILLAREJO, A.; MARKELOVA, A.; GERASIMENKO, L.; ZAVARZIN, G.; SAMUELSSON, G.; LOS, D. A.; PRONINA, N. Extracellular carbonic anhydrases of the stromatolite-forming cyanobacterium *Microcoleus chthonoplastes*. *Microbiology*, v. 153, p. 1149-1156, 2007.
- MATHENEY, R. K.; GERLA, P. J. Environmental isotopic evidence for the origins of ground and surface water in a prairie discharge wetland. *Wetlands*, v. 16, n. 2, p. 109-120, 1996.
- MEDINA-JÚNIOR, P. B.; RIETZELER, A. C. Limnological study of a Pantanal saline lake. *Brazilian Journal of Biology*, v. 65, n. 4, p. 651-659, 2005.
- MOURÃO, G. *Limnologia Comparativa de Três Lagoas (Duas "Baías" e uma "Salina") do Pantanal da Nhecolândia*. 1989. 135 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 1989.
- OLIVEIRA, M. D.; CALHEIROS, D. F. Flood pulse influence on phytoplankton communities of the south Pantanal floodplain, Brazil. *Hydrobiologia*, v. 427, n. 1, p. 101-112, 2000.
- SAKAMOTO, A. Y. *Dinâmica hídrica em uma lagoa salina e seu entorno no pantanal da Nhecolândia: contribuição ao estudo das relações entre o meio físico e a ocupação, Fazenda São Miguel do Firme, MS*. 1997. 165 f. + anexos. Tese (Doutorado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- SAKAMOTO, A. Y., QUEIROZ-NETO, J. P.; FERNANDES, E.; LUCATI, H. M. Topografia de lagoas salinas e seus entornos no Pantanal de Nhecolândia-MS. In: SIMPÓSIO SOBRE RECURSOS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICOS DO PANTANAL - MANEJO E CONSERVAÇÃO, 2., 1996. Brasília. *Anais...* Brasília: EMBRAPA, 1996. v. 1, p. 1-12.
- SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; ASSINE, M. L. Areias e lagoas do pantanal: uma herança paleoclimática? *Revista Brasileira de Geociências*. v. 33, n. 2, p. 211-224, 2003.
- THOMPSON, J. B.; FERRIS, F. G. Cyanobacterial Precipitation of Gypsum, Calcite, and Magnesite from Natural Alkaline Lake Water. *Geology*, v. 18, p. 995-998, 1990.
- TRICART, J. Le Pantanal (Brésil) etude écogéographique. *Travaux et Documents de Géographie Tropicale*, n. 52, p. 3-92, 1984.
- USSL - UNITED STATES SALINITY LABORATORY. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. Washington: U.S. Department of Agriculture, 1954. 160 p.
- WANG, L.; ZHANG, G. X. Hydrochemical Interaction between Surface Water and Groundwater in Zhalong Wetland. *Wetland Science*, v. 5, n. 2, p. 166-173, 2007.
- ZAVARZIN, G. A. Microbial geochemical calcium cycle. *Microbiologia*, v. 71, p. 1-17, 2002.

