

Isótopos estáveis da água e o balanço hídrico em açudes

Jonathan Alves Rebouças

jalvesreboucas@gmail.com . Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará

RESUMO

Os estudos sobre balanço hídrico em regiões semiáridas são uma fonte fecunda de novas alternativas para o cálculo de seus componentes. Dentre os componentes do balanço hídrico, o mais desafiador para os gestores é a evaporação. O uso de isótopos estáveis para o cálculo da evaporação em rios e açudes é uma prática que já tem mais de 50 anos, mas que continua em constante renovação. Esse trabalho faz um panorama de como andam as pesquisas nessa área no Brasil e no mundo, proporcionando ao leitor a versão mais moderna do modelo isotópico para o cálculo da evaporação em lagos.

Palavras-chave: Isótopos. Balanço hídrico. Açudes.

ABSTRACT

Studies on water balance in semi arid regions are a fruitful source of new alternatives for the calculation of its components. Among the components of the water balance, the more challenging for managers is evaporation. The use of stable isotopes to calculate the evaporation in rivers and ponds is a practice that has more than 50 years, but still is constantly being renewed. This work is an overview of how are research in this area in Brazil and worldwide, providing to the reader the latest version of the isotope model to calculate the evaporation on lakes.

Keywords: *Isotopes. Water balance. Lakes.*

1 Introdução

Os recursos hídricos superficiais são, na região semiárida, a principal fonte de água do pequeno e médio agricultor. Dentre esses recursos hídricos destaca-se o açude, que, independentemente do tamanho, representa uma segurança hídrica para a população que utiliza sua água. Os usos podem ser os mais variados: uso doméstico, consumo, agricultura e pecuária. Porém, ao mesmo tempo que o açude representa uma segurança hídrica para a população de regiões semiáridas, ele sofre com um esgotamento natural e inevitável: a evaporação. A evaporação é um processo natural em corpos hídricos e de grande impacto para açudes e rios (corpos hídricos superficiais). Portanto, uma boa gestão hídrica de águas superficiais deve ter como meta um completo entendimento do processo evaporativo.

O processo de evaporação é um desprendimento de moléculas de água de um estado líquido para um estado gasoso. Esse processo ocorre mesmo em temperaturas baixas, diferente do processo de ebulição. Existem muitos métodos para o cálculo da evaporação de corpos hídricos superficiais (ROSENBERY *et al.*, 2007), todavia, esses métodos não conseguem individualizar os corpos hídricos de que tratam. Isso ocorre, principalmente, por utilizarem em seus cálculos variáveis climáticas gerais para uma região. Além disso, esses métodos consideram o corpo hídrico como um tanque de evaporação, desconsiderando suas camadas limnológicas (MORTIMER, 1979). Essa discussão sugere que um bom método para o cálculo da evaporação de corpos hídricos superficiais deve individualizar o corpo hídrico. Porém, a individualização gera um ônus a mais para o gestor, que terá que dispor de uma maior densidade de estações meteorológicas nas regiões de estudo. Ainda assim, mesmo com um aumento na densidade de estações meteorológicas, não existe garantia de individualização do corpo hídrico, já que as variáveis climáticas em regiões semiáridas sofrem com alta variação espacial.

Traçadores são ferramentas muito importantes no estudo de sistemas dos quais não se tem total controle das variáveis envolvidas, seja em escala temporal ou espacial. Eles são muito úteis em sistemas hidrológicos (LEIBUNDGUT; SEIBERT, 2011). Essa grande utilidade vem da possibilidade de os traçadores descreverem processos complexos de forma simples, tais como: escoamento, infiltração,

transpiração, evaporação e precipitação (LEIBUNDGUT; SEIBERT, 2011). Além de calcular variáveis hidrológicas importantes, tais como: tempo de concentração, tempo de residência, lâmina evaporada, lâmina escoada, entre outros (LEIBUNDGUT; SEIBERT, 2011). Os traçadores se dividem em dois tipos: artificiais e ambientais. Os artificiais não estão presentes naturalmente no sistema, sendo, portanto, necessária sua injeção. Dentre eles se destacam os traçadores artificiais fluorescentes: piranina, uranina, eosina, amidorhodamina e rodamina. Esses traçadores têm como desvantagem a necessidade de serem incorporados ao sistema e serem úteis apenas em sistemas hídricos com baixo tempo de residência. Os traçadores ambientais são aqueles encontrados naturalmente no sistema. Dentre eles podemos destacar os isótopos estáveis do hidrogênio (deutério) e do oxigênio (oxigênio-18). Esses isótopos são essenciais para o estudo de sistemas hidrológicos, já que compõem a molécula de água. Existem também traçadores ambientais que se tornaram parte do sistema por meio de ações antrópicas, como é o caso do trício, isótopo radioativo do hidrogênio bastante liberado durante testes nucleares.

A inclusão de traçadores na hidrologia abriu uma nova porta para o estudo sobre evaporação de corpos hídricos e hoje é uma ferramenta indispensável para o estudo dessa área da ciência (LEIBUNDGUT; SEIBERT, 2011).

Este artigo de revisão tem como finalidade fornecer aos leitores/pesquisadores uma ampla compreensão dos isótopos estáveis da água, suas aplicações em hidrologia, com ênfase no cálculo da evaporação de açudes, e alargar as fronteiras do conhecimento nesse assunto. Para a revisão, contou-se com estudos recentes, datados a partir de 2010, em sua grande maioria.

2 O estado da arte

O processo de evaporação consiste numa mudança física de estado. Tomando como exemplo a água, a evaporação é a passagem da água do estado líquido para o estado gasoso. Esse processo possui variáveis térmicas e aerodinâmicas. A incidência de raios luminosos sobre a superfície da água, a umidade ambiente, a velocidade do vento, a temperatura da água, a pressão de vapor, entre outros, são atores ativos no processo de evaporação e devem ser considerados durante seu cálculo. Embora a água seja composta basicamente de dois átomos de hidrogênio

e um de oxigênio, as moléculas de água não são todas iguais. Algumas são compostas pelo isótopo estável do hidrogênio, o deutério, e pelos isótopos estáveis do oxigênio, o oxigênio-17 e o oxigênio-18, dando origem a nove possíveis moléculas de água. Essa diferença na composição de cada molécula tem implicações físicas diretas no processo de evaporação.

Os isótopos estáveis do hidrogênio e oxigênio são encontrados na natureza nas seguintes proporções: hidrogênio - $^1\text{H} : ^2\text{H(D)} = 99,9844 : 0,0156\%$ e o oxigênio - $^{16}\text{O} : ^{17}\text{O} : ^{18}\text{O} = 99,762 : 0,038 : 0,200\%$

(HORITA; ROZANSKI; COHEN, 2008). Essa proporção é seguida nas moléculas de água. As moléculas ditas isotópologas possuem diferentes características físicas. São exemplos a massa molar, que pode variar em até 2 g/mol, a temperatura de máxima densidade, que pode chegar até 11,46 °C em $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$ e o ponto de ebulição, que pode variar em até 2 °C de uma molécula para outra (HORITA; COLE, 2004), conforme Tabela 1. Essas diferenças nas propriedades físicas são exploradas nos estudos sobre evaporação por meio de um processo chamado *fracionamento isotópico*.

Tabela 1 – Propriedades de moléculas de água selecionadas.

	$^1\text{H}_2^{16}\text{O}$	$^2\text{H}_2^{16}\text{O}$	$^1\text{H}_2^{18}\text{O}$	$^1\text{H}_2^{17}\text{O}$	$^2\text{H}_2^{18}\text{O}$	$^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$
Abundância Natural	0,9973	$2,419 \times 10^{-8}$	$1,999 \times 10^{-3}$	$3,788 \times 10^{-4}$	$4,85 \times 10^{-11}$	$3,106 \times 10^{-4}$
Massa molar (g.mol ⁻¹)	18,011	20,023	20,015	19,015	22,027	19,017
Densidade (g.cm ⁻³), 20 °C, 1 atm	0,99821	1,10538	1,11064		1,21622	
Temp. de max. Densidade (°C)	3,98	11,24	4,3		11,46	
Ponto Triplo (°C)	0,01	3,82	$0,38 \pm 0,05$	$0,21 \pm 0,05$	$4,13 \pm 0,05$	$2,04 \pm 0,05$
Ponto de ebulição em 1 atm (°C)	99,97	101,4	$100,15 \pm 0,05$	$100,08 \pm 0,05$	$101,54 \pm 0,05$	$100,74 \pm 0,05$

Fonte: HORITA; COLE, 2004.

O fracionamento isotópico é um processo físico que ocorre durante a mudança de estado físico líquido/vapor/líquido. Na água, ele ocorre tanto durante a precipitação quanto durante a evaporação. Esse processo ocorre devido à diferença de massa molar entre os isótopos. Durante a evaporação, as moléculas de água mais leves são as primeiras a deixarem a superfície da água. A evaporação das moléculas mais leves de água gera um enriquecimento de isótopos pesados, ou isótopos raros, na água restante que ainda está em estado líquido. O processo inverso ocorre durante a precipitação. Os isótopos mais pesados são os primeiros a condensarem, deixando o vapor de água mais empobrecido de isótopos raros. Esse processo é utilizado para estudar o balanço hídrico de corpos d'água.

O balanço hídrico pode ser modificado para se conseguir um balanço de massa isotópico (BMI). O BMI utiliza as concentrações dos isótopos das águas que entram e saem do sistema hídrico. Para o caso dos açudes, temos como entrada o fluxo superficial, o fluxo subterrâneo e a precipitação direta. Como saída, temos a infiltração, vertimento, bombeamento e evaporação. Enquanto as concentrações isotópicas de entrada podem ter valores muito diferentes, dentre

as composições isotópicas de saída somente a evaporação deve apresentar grande diferença (GIBSON; BIRKS; YI, 2015).

O modelo utilizado para o cálculo da evaporação é o modelo de Craig-Gordon (CG) (CRAIG; GORDON, 1965). Embora não seja o único modelo para o cálculo da evaporação de açudes utilizando os isótopos estáveis da água, é o mais utilizado (JONES; IMBERS, 2010; BABKA; FUTÓ; SZABÓ, 2011; LENG; BARKER; SCHWALB, 2013; GIBSON; REID, 2014; JASECHKO; GIBSON; EDWARDS, 2014; STEINBRUCH; WEISE, 2014). O modelo CG já sofreu inúmeras modificações ao logo de seus 50 anos (GAT, 2008).

3 O modelo de Craig-Gordon

O modelo CG considera a evaporação ocorrendo em camadas com diferentes resistências ao transporte do fluxo de vapor. Nesse modelo, não é utilizada diretamente a concentração isotópica da amostra de água. Antes, é utilizada uma medida de desvio relativo entre a concentração isotópica da amostra e um padrão coletado em um ponto específico do oceano (*Vienna Standard Mean Ocean Water* ou VSMOW), como observado na Equação 1.

$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{Referência}}}{R_{\text{Amostra}}} - 1 \right) \cdot 10^3 \quad (1)$$

Onde R é a razão entre a concentração do isótopo raro e a concentração do isótopo abundante na amostra (*sample*) e no material de referência (*standard*) e os valores de delta (δ) são dados em por mil (‰).

Os parâmetros utilizados no modelo são dependentes da temperatura do corpo hídrico e da umidade relativa do ar. Um dos principais componentes é o coeficiente de fracionamento α^+ . Segundo Horita e Wesolowski (1994) esse parâmetro depende unicamente da temperatura, como mostrado nas Equações 2a e 2b,

$$\alpha^+(^{18}\text{O}) = \exp \left[-\frac{7,685}{10^3} + \frac{6,7123}{273,15+T} - \frac{1666,4}{(273,15+T)^2} + \frac{350410}{(273,15+T)^3} \right] \quad (2a)$$

$$\alpha^+(^2\text{H}) = \exp \left[1158,8 \left(\frac{(273,15+T)^3}{10^{12}} \right) - 1620,1 \times \left(\frac{(273,15+T)^2}{10^9} \right) + 794,84 \left(\frac{(273,15+T)}{10^6} \right) - \frac{161,04}{10^3} + \frac{2999200}{(273,15+T)^3} \right] \quad (2b)$$

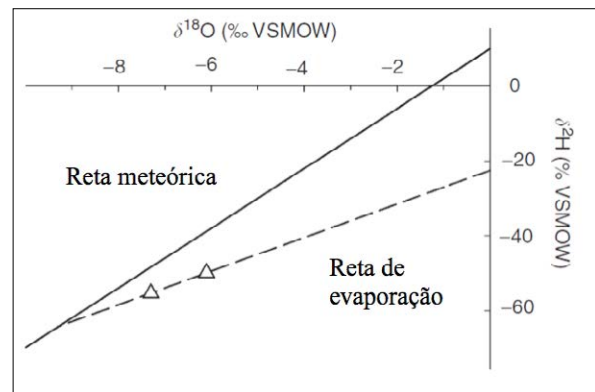
Onde T é a temperatura medida em °C. O coeficiente α^+ também pode ser expresso pelo desvio da unidade através do fator de enriquecimento para a condição de equilíbrio, ϵ , que é dado em ‰. Porém, esse é apenas um termo do fator de enriquecimento. O fator de enriquecimento total (ϵ_t) é dado pela soma do fator de enriquecimento em equilíbrio (ϵ^+) com o fator de enriquecimento cinético (ϵ_k), que é calculado segundo a Equação 3. Na Equação 3, θ representa o efeito da transferência de massa na interface ar/água e é bem próximo da unidade (SKRZYPEK *et al.*, 2015), C_k é um coeficiente de difusão igual a 14,2‰ e 12,5‰ para o ^{18}O e D, respectivamente, e h é a umidade relativa do ar.

$$\epsilon_k = \theta \cdot C_k \cdot (1 - h) \quad (3)$$

Outro parâmetro importante do modelo CG é a composição isotópica do ar atmosférico sobre o açude

(δ_A). Esse parâmetro é uma grande fonte de incerteza no modelo, uma vez que, para sua medição em campo, a forma mais indicada é inviável (GIBSON; BIRKS; YI, 2015). Para o cálculo de $\delta_{A'}$, utiliza-se o ajuste entre a inclinação da reta local de evaporação (S_{LEL}) medida e calculada. No entanto, esse método considera que a composição isotópica da última precipitação sobre o açude corresponde à intersecção entre a reta de evaporação local (LEL) e a reta meteórica local (LWL), Figura 1, o que tem se mostrado uma ótima aproximação (STEINBRUCH; WEISE, 2014). A LWL, por vezes, não pode ser obtida, já que é necessário um estudo prévio sobre a composição isotópica da precipitação (δ_p). Além disso, LWL pode variar muito de estação para estação. Para fins de simplificação, utiliza-se a reta meteórica mundial (LWML), $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$. Embora seja uma simplificação, o uso de LWML em lugar de LWL não introduz grandes erros no cálculo (LEIBUNDGUT; SEIBERT, 2011). A fórmula para o cálculo de S_{LEL} é mostrado na Equação 4.

Figura 1 – Local de intersecção entre a reta meteórica mundial (LWML) e a reta local de evaporação (LEL)



$$S_{LEL} = \frac{\left[\frac{h(\delta_A - \delta_p) + (1 + \delta_p \cdot 10^{-3}) \left(\epsilon_K + \frac{\epsilon^+}{\alpha^+} \right)}{h \cdot 10^3 - \epsilon_K - \frac{\epsilon^+}{\alpha^+}} \right]_2}{\left[\frac{h(\delta_A - \delta_p) + (1 + \delta_p \cdot 10^{-3}) \left(\epsilon_K + \frac{\epsilon^+}{\alpha^+} \right)}{h \cdot 10^3 - \epsilon_K - \frac{\epsilon^+}{\alpha^+}} \right]_{18}} \quad (4)$$

Fonte: LEIBUNDGUT; SEIBERT, 2011.

A Equação 4 é uma razão entre as variáveis isotópicas do deutério e do oxigênio -18.

Embora o modelo de CG sirva para qualquer forma de sistema hídrico (sistemas estáticos e

não estáticos), nesse artigo é mostrado apenas o modelo mais simples, no qual se considera que não existem entradas no sistema e que a única saída é por evaporação. Embora seja um caso específico e limitado, é muito útil para a maioria dos açudes da região semiárida, uma vez que esses têm como saída predominante a evaporação.

Tendo já conhecido a forma que se dá o fracionamento isotópico, parece coerente que o enriquecimento do corpo hídrico de isótopos raros aconteça indefinidamente. Todavia, isso não ocorre. Existe um momento em que a curva de enriquecimento assintota tem um limite. Esse ponto é chamado de saturação isotópica (δ^*). O valor de δ^* é calculado na forma da Equação 5.

$$\delta^* = \frac{h \cdot \delta_A + \epsilon_K + \frac{\epsilon^+}{\alpha^+}}{h - 10^{-3} \cdot \left(\epsilon_K + \frac{\epsilon^+}{\alpha^+} \right)} \quad (5)$$

Note que δ^* depende das condições climáticas sob as quais o sistema hídrico encontra-se submetido.

O cálculo do volume evaporado (f) é dado pela Equação 6.

$$f = 1 - \left[\frac{\delta_L - \delta^*}{\delta_P - \delta^*} \right]^{\frac{1}{m}} \quad (6a)$$

$$m = \frac{h - 10^{-3} \cdot \left(\epsilon_K + \frac{\epsilon^+}{\alpha^+} \right)}{1 - h + 10^{-3} \cdot \epsilon_K} \quad (6b)$$

Para a estimativa do volume evaporado por meio da variação do modelo CG mostrado acima, são necessárias apenas duas amostragens no período (SKRZYPEK *et al.*, 2015), tornando o método muito eficiente em regiões remotas com pouco ou nenhum monitoramento (GIBSON; REID, 2014). Além disso, como a evaporação é um grande problema, principalmente, na estação seca, devido à escassez de chuva, essa variação do modelo CG mostra-se uma boa alternativa, já que, na maioria dos casos, pode-se considerar a precipitação incidente sobre o açude como sendo nula.

4 Estudos isotópicos no Brasil e no mundo

No Brasil, os estudos isotópicos sempre tiveram pouco destaque (SANTIAGO, 1984; FONTES; ALVARES; MEDEIROS, 2004; PEREIRA *et al.*, 2004; SOUZA FILHO; MARTINS; PORTO, 2006; COSTA *et al.*, 2007; FONTES, 2008; COSTA *et al.*, 2010). Isso se deve, principalmente, a pouca quantidade de laboratórios que realizam análises isotópicas no país. Porém, técnicas modernas, como avaliação a laser, permitiram o barateamento das análises, bem como a implantação de laboratórios em locais inéditos (atualmente o laboratório de carbono-14 da Universidade Federal do Ceará realiza análises isotópicas de deutério e oxigênio-18) (GIBSON; BIRKS; YI, 2015). Com essa nova perspectiva, acredita-se que os trabalhos sobre isótopos estáveis aumentem consideravelmente no país.

No resto do globo, os trabalhos sobre isótopos aplicados à hidrologia multiplicam-se dia após dia. Steinbruch e Weise (2014) utilizaram os isótopos estáveis da água para estudar a hidrologia do lago Urema, em Moçambique. Para o estudo, foram coletadas amostras de água do lago nos períodos chuvosos e secos, durante 4 anos (2006-2010). Também foram coletadas amostras mensais de chuva. Os resultados mostraram que o lago Urema é mantido, durante a estação seca, unicamente, pela água gerada na estação chuvosa. Turner, Wolfe e Edwards (2010) usaram os isótopos estáveis da água para avaliar os processos na paisagem que controlam o balanço hídrico dos lagos de uma região. Para o estudo, foram amostrados 56 lagos em junho e julho de 2007 e reamostrados em setembro. Os resultados mostraram que a paisagem tem forte influência sobre o balanço hídrico dos lagos. Babka, Futó e Szabó (2011) usaram os isótopos estáveis da água para adquirir um conhecimento completo das entradas de água em lagoas próximas ao rio Tisza, na Hungria. Biggs *et al.* (2015) modelaram a razão evaporação/entradas (E/I) de quatro lagos em altitudes elevadas em uma bacia fechada no Himalaia indiano. Para a modelagem, foram utilizados dados de temperatura do ar e umidade relativa (h), bem como medidas globais (MERRA). Segundo os autores, os valores de E/I modelados mostraram-se sensíveis aos valores de h . Os resultados também sugerem que alguns lagos têm uma perda significativa de água para aquíferos. Isso ocorre principalmente nos lagos rasos. Os autores

também sugerem que as análises isotópicas podem ajudar a identificar lagos vulneráveis às flutuações e mudanças climáticas. Os isótopos estáveis da água também podem dar pistas sobre a dinâmica do microclima de uma região, uma vez que existem lagos que, devido a suas dimensões, podem influenciar fortemente a precipitação anual e afetar o ciclo de água local de uma bacia hidrográfica (CUI; LI, 2015), ou mesmo de uma região maior (MOERMAN *et al.*, 2013).

Como um esforço conjunto de pesquisadores para facilitar e aumentar o número de publicações na área, foi desenvolvido por Skrzypek *et al.* (2015) um software para o cálculo automatizado da lâmina evaporada, o *hydrocalculator*. Essa ferramenta representa um avanço importante nas pesquisas dessa área, uma vez que proporciona aos novos pesquisadores uma ferramenta de fácil aplicação, contando com os modelos mais atuais para o cálculo do volume evaporado. Para acessar essa ferramenta, basta acessar o link: <http://hydrocalculator.gskrzypek.com>.

5 Conclusões

O número crescente de trabalhos na área, como consequência do barateamento das análises e da alta eficiência dos modelos isotópicos, mostram a importância e atualidade desse tema. Porém, mesmo com os avanços crescentes, ainda existem problemas a serem abordados por pesquisadores. Inexiste um entendimento completo sobre o processo de fracionamento cinético. Essa variável, que está intimamente ligada à composição isotópica do vapor atmosférico, ainda é uma das maiores fontes de incerteza do modelo CG. Ainda são necessários estudos mais detalhados sobre os coeficientes de difusão na interface ar/água. Esses estudos melhorarão o modelo CG e trarão uma melhor compreensão física sobre o processo evaporativo. Em adição a isso, são necessários mais estudos sobre a sazonalidade de δ_A . Essa variável, em todos os modelos utilizados, não apresenta variações temporais, o que pode ser considerado uma grande fonte de erro.

REFERÊNCIAS

BABKA, B.; FUTÓ, I.; SZABÓ, S. Clustering oxbow lakes in the Upper-Tisza Region on the basis of stable isotope measurements. **Journal of Hydrology**, v. 410, n. 1-2, p. 105-113, 2011.

BIGGS, T. W.; LAI, C.-T.; CHANDAN, P.; LEE, R. M.; MESSINA, A.; LESHER, R. S.; KHATOON, N. Evaporative fractions and elevation effects on stable isotopes of high elevation lakes and streams in arid western Himalaya. **Journal of Hydrology**, v. 522, p. 239-249, 2015.

COSTA, A. B.; AZEVEDO, A. E. G.; LEAL, L. R. B.; SANTOS, C. P. L.; ZUCCHI, M. R. Avaliação do padrão da composição isotópica de águas na bacia do Rio Joanes: implicações para a interação entre águas superficiais e subterrâneas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 3, p. 211-219, 2007.

COSTA, A. B.; ZUCCHI, M. R.; AZEVEDO, A. E. G.; SILVA, A. B. Caracterização isotópica e estimativa da evaporação usando isótopos estáveis nos reservatórios de França e São José do Jacuípe, Região do Semi-árido Baiano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 15, n. 2, p. 49-58, 2010.

CRAIG, H.; GORDON, L. I. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: CONFERENCE ON STABLE ISOTOPES IN OCEANOGRAPHIC STUDIES AND PALEOTEMPERATURES, 1965, Spoleto. **Proceedings...** Spoleto: Consiglio Nazionale Delle Ricerche, 1965. p. 9-130.

CUI, B.-L.; LI, X.-Y. Stable isotopes reveal sources of precipitation in the Qinghai Lake Basin of the northeastern Tibetan Plateau. **Science of The Total Environment**, v. 527-528, p. 26-37, 2015.

FONTES, A. S. **Vulnerabilidade à salinização das águas superficiais da bacia do Rio Jacuípe por meio de traçadores ambientais**. 2008. 193 f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

FONTES, A. S.; ALVARES, D.; MEDEIROS, Y. D. P. Avaliação preliminar da evaporação nos açudes da bacia experimental do Rio Cedro. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 7., 2004, São Luís. **Anais...** São Luís: ABRH, 2004.

GAT, J. R. The isotopic composition of evaporating waters – review of the historical evolution leading up to the Craig–Gordon model. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, v. 44, n. 1, p. 5-9, 2008.

GIBSON, J. J.; BIRKS, S. J.; YI, Y. Stable isotope mass balance of lakes: a contemporary perspective. **Quaternary Science Reviews**, v. 131, part B, p. 316-328, 2015.

GIBSON, J. J.; REID, R. Water balance along a chain of tundra lakes: a 20-year isotopic perspective. **Journal of Hydrology**, v. 519, part B, p. 2148-2164, 2014.

HORITA, J.; COLE, D. R. Stable isotope partitioning in aqueous and hydrothermal systems to elevated temperatures. In: PALMER, D. A.; FERNANDEZ-PRINI, R.; HARVEY, A. H. (Eds.). **Aqueous systems at elevated temperatures and pressures**. Amsterdam: Elsevier, 2004. p. 277-320.

HORITA, J.; ROZANSKI, K.; COHEN, S. Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig-Gordon model. **Isotopes in environmental and health studies**, v. 44, n. 1, p. 23-49, 2008.

HORITA, J.; WESOLOWSKI, D. J. Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 16, p. 3425-3437, 1994.

JASECHKO, S.; GIBSON, J. J.; EDWARDS, T. W. D. Stable isotope mass balance of the Laurentian Great Lakes. **Journal of Great Lakes Research**, v. 40, n. 2, p. 336-346, 2014.

JONES, M. D.; IMBERS, J. Modeling Mediterranean lake isotope variability. **Global and Planetary Change**, v. 71, n. 3-4, p. 193-200, 2010.

LEIBUNDGUT, C.; SEIBERT, J. Tracer Hydrology. In: WILDERER, P. (Ed.). **Treatise on Water Science**. Volume 2: The Science of Hydrology. Amsterdam: Elsevier Science, 2011. p. 215-236.

LENG, M. J.; BARKER, P. A.; SCHWALB, A. Isotopes and lakes. **Quaternary Science Reviews**, v. 66, p. 1-3, 2013.

MOERMAN, J. W.; COBB, K. M.; ADKINS, J. F.; SODEMANN, H.; CLARK, B.; TUEN, A. A. Diurnal to interannual rainfall $\delta^{18}\text{O}$ variations in northern Borneo driven by regional hydrology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 369-370, p. 108-119, 2013.

MORTIMER, C. H. Some central questions of lake dynamics. In: INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. **Isotopes in lake studies**. Viena: IAEA, 1979. p. 290.

PEREIRA, L.; SANTIAGO, M. M. F.; MENDONÇA, L. A. R.; FRISCHKORN, H.; LIMA, J. O. G.; MENDES FILHO, J. Medidas hidroquímicas e isotópicas em águas subterrâneas que abastecem o município

de São Luís – Maranhão. **Revista Águas Subterrâneas**, v. 18, n. 1, p. 113-119, 2004.

ROSENBERRY, D. O.; WINTER, T. C.; BUSO, D. C.; LIKENS, G. E. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. **Journal of Hydrology**, v. 340, n. 3-4, p. 149-166, 2007.

SANTIAGO, M. M. F. **Mecanismos de salinização em regiões semiáridas**: estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré no Ceará. 1984. 189 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

SKRZYPEK, G.; MYDŁOWSKI, A.; DOGRAMACI, S.; HEDLEY, P.; GIBSON, J. J.; GRIERSON, P. F. Estimation of evaporative loss based on the stable isotope composition of water using Hydrocalculator. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 781-789, 2015.

SOUZA FILHO, F. A.; MARTINS, E. S. P. R.; PORTO, M. O Processo de mistura em reservatórios do semi-árido e sua implicação na qualidade da água. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 11, n. 4, p. 109-119, 2006.

STEINBRUCH, F.; WEISE, S. M. Analysis of water stable isotopes fingerprinting to inform conservation management: Lake Urema Wetland System, Mozambique. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 72-75, p. 13-23, 2014.

TURNER, K. W.; WOLFE, B. B.; EDWARDS, T. W. D. Characterizing the role of hydrological processes on lake water balances in the Old Crow Flats, Yukon Territory, Canada, using water isotope tracers. **Journal of Hydrology**, v. 386, n. 1-4, p. 103-117, 2010.