



V SEMINÁRIO E WORKSHOP EM ENGENHARIA OCEÂNICA

Rio Grande, 07 a 09 de Novembro de 2012

O USO DO ^{222}Rn NA ESTIMATIVA DA DESCARGA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

Mariele Paiva¹, Carlos F. F. Andrade², Karina K. Attisano³, Felipe H. Niencheski⁴

¹ Universidade Federal do Rio Grande
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica
Avenida Itália, km 8, CP. 474, Rio Grande, RS, Brasil
*e-mail: marieledepaiva@gmail.com

² Universidade Federal do Rio Grande
Instituto de Oceanografia
Avenida Itália, km 8, CP. 474, Rio Grande, RS, Brasil
e-mail: carlos.fand@gmail.com

³ Universidade Federal do Rio Grande
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica
Avenida Itália, km 8, CP. 474, Rio Grande, RS, Brasil
e-mail: karina.attisano@gmail.com

⁴ Universidade Federal do Rio Grande
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica
Avenida Itália, km 8, CP. 474, Rio Grande, RS, Brasil
e-mail: felipeniencheski@furg.br

RESUMO

A importância da descarga de água subterrânea em ambientes costeiros vem sendo crescentemente reconhecida, em função de sua significativa influência na composição química da água, na produtividade primária, na zonação biológica e nos demais processos relativos à manutenção da cadeia trófica marinha, inclusive em nível global. As concentrações de nutrientes e outros elementos na água subterrânea são muito maiores do que em águas superficiais, então, mesmo um pequeno aporte para o oceano pode ter efeitos biogeoquímicos significativos. A estimativa da descarga de água subterrânea a partir do uso do radônio, é baseada na quantificação das fontes e sumidouros deste elemento no sistema submetido a tal processo, de forma que sejam consideradas no balanço de massa. Embora exista um grande número de estudos voltados à quantificação da descarga de água subterrânea a partir do uso deste traçador, os cálculos que envolvem essa estimativa são geralmente muito pouco detalhados, o que dificulta a reprodução desse tipo de estudos em ambientes diversos. O presente trabalho apresenta, a partir de uma intensa revisão bibliográfica, uma descrição detalhada e clara das etapas dos cálculos e procedimentos necessários à aplicação dessa metodologia tanto em ambiente dominado por processos advectivos como em ambientes dominados por processos advectivos-difusivos, a fim de facilitar a reprodução dessas importantes estimativas nas mais diversas áreas.

Palavras-chave: aquífero, fluxo, traçador geoquímico, advecção-difusão, SGD

1. INTRODUÇÃO

A importância da descarga de água subterrânea (SGD) em ambientes costeiros vem se tornando cada vez mais reconhecida, em função do seu significativo potencial como fonte de elementos químicos dissolvidos (naturais ou antrópicos) para as águas costeiras (Santos et al., 2008). As concentrações de nutrientes e outros elementos na água subterrânea podem ser muito maiores do que em águas superficiais, então, mesmo o aporte de uma pequena quantidade de água subterrânea em um corpo de água superficial pode ter efeitos biogeoquímicos significativos (Schmidt *et al.*, 2011).

O impacto relativo à SGD em um corpo d'água é controlado pelas camadas subjacentes e pelos constituintes derivados da fonte de água subterrânea (Swarzenski et al., 2007). Os fatores que determinam a magnitude da SGD incluem a alta taxa de precipitação, o relevo e a permeabilidade do sedimento de entorno (Zektser e Loaiciga, 1993). Além disso, processos de curto (setup de ondas e maré) e longo prazo (mudanças no gradiente hidráulico) e células de convecção induzidas pela água sobrejacente mais densa que a água subterrânea advectada são descritos como forçantes para esse escoamento (Smith, 2004). Por isso, a SGD é frequentemente irregular, difusa, temporalmente variável e pode ocorrer em resposta a essas múltiplas forçantes (Burnett et al., 2003a).

Embora nas últimas décadas um evidente progresso nos estudos da SGD tenha sido registrado (citar todo mundo), ainda se faz necessário a estimativa deste processo nos distintos compartimentos costeiros, para quantificar a importância da descarga de água subterrânea em escala global.

Existem três ferramentas que podem ser utilizadas para a medida da descarga de água subterrânea: traçadores geoquímicos, modelagem numérica e medidas diretas com câmaras bentônicas (medidores *seepage*). Um dos métodos mais promissor é a utilização de traçadores geoquímicos, em função da coluna d'água do corpo receptor integrar os traçadores oriundos da SGD. Assim, variações de pequena escala são minimizadas, tornando os traçadores geoquímicos ferramentas ideais, mesmo com a existência de grande variabilidade espacial, inerente a SGD.

Os radionuclídeos naturais, como o radônio (^{222}Rn) e o rádio (^{226}Ra), e alguns compostos orgânicos, como o metano (CH_4), podem ser utilizados como traçadores da descarga de água subterrânea. Para selecionar o traçador mais apropriado para determinado sistema, deve-se considerar vários fatores, incluindo: (i) o fator de enriquecimento do traçador na água subterrânea relativo à água superficial; (ii) sua reatividade no ambiente; (iii) a habilidade de se quantificar outras fontes e sumidouros, no caso do uso de traçadores naturais. O uso do traçador também requer que esse seja e fácil medição e, se radioativo, o decaimento deve ser coerente com o tempo do processo em questão. Preferencialmente, a concentração do traçador deve ser relativamente homogênea na água subterrânea.

Avaliando esses fatores, o ^{222}Rn é claramente o mais indicado para quantificar a SGD em corpos de água doce, como lagoas e rios. A concentração desse traçador difere de forma significativa entre águas subterrâneas e superficiais em relação aos demais traçadores. Por exemplo, enquanto a atividade de ^{222}Rn em água subterrânea é de duas a três ordens de magnitude superior do que em águas superficiais, o metano e os isótopos de rádio tem esse fator inferior a dez vezes (Santos et al., 2008). Apesar da evasão atmosférica, o ^{222}Rn é conservativo, o que simplifica a interpretação de suas fontes e sumidouros. Contrariamente, fatores complexos como produção biológica *in situ* e reações de sorção/dessorção com partículas (especialmente em água doce) podem afetar os ciclos do metano e do rádio, respectivamente, de forma significativa (Charette, 2007).

Para que seja possível estimar o valor da descarga de água subterrânea a partir do uso do radônio, é preciso quantificar suas fontes e sumidouros, de forma que essas sejam consideradas no balanço de massa de forma precisa. Embora exista um número razoável de estudos relacionados à quantificação da SGD a partir do uso deste traçador, os cálculos que envolvem essa estimativa são geralmente muito pouco detalhados, o que dificulta a reprodução desse tipo de estudos em ambientes diversos (Burnett e Dulaiova, 2003). Nesse contexto, o presente trabalho tem por objetivo apresentar de forma clara uma descrição detalhada das etapas dos cálculos e procedimentos existentes na literatura (Burnett e Dulaiova, 2003; Santos *et al.*, 2008), necessários à aplicação dessa metodologia para medida de fluxos oriundos da SGD.

2. ^{222}Rn COMO TRAÇADOR DA DESCARGA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

Medidas da atividade de radônio na coluna d'água tem sido realizadas através do uso de padrões de amostras oceânicas e técnicas de análise que envolvem a evasão de radônio para sua medida, com cuidado especial para amostragem de gases traço. (Broecker, 1965; Mathieu et al., 1988). Alternativamente, sistemas automatizados podem ser aplicados, com intuito de aumentar a resolução de amostragem e eficiência do processo. Burnett et al. (2001) apresentaram um monitor contínuo de radônio (RAD-7 da DurrIDGE® CO) que pode prover dados de alta resolução em águas costeiras em tempo real. O sistema de análise automatizada de radônio através de uma corrente constante de água (dirigida por uma bomba submersível) que passa através de um trocador ar-água, o qual distribui o radônio que sai da água para um sistema de ar fechado. A corrente de ar é então carregada até um monitor de radônio comercial que determina a atividade de ^{222}Rn pela coleta e medida das emissões alfa dos filhos, ^{214}Po e ^{218}Po . Desde

que a distribuição de radônio para o ar esteja em equilíbrio entre as fases ar e água e, sabendo-se que esta é governada pela temperatura, a atividade de ^{222}Rn é facilmente calculada, como segue:

$$A = 0.105 + 0.405e^{-0.0502T} \quad (1)$$

Onde A é a taxa de atividade da água para o ar (em torno de 1:4 à temperatura ambiente) e T é a temperatura da água (°C). O tempo de resposta do sistema depende da meia vida do ^{218}Po , do volume de ar no sistema fechado, da velocidade de transferência da água para o ar (a qual depende da eficiência da aeração e da velocidade da bomba), a taxa de fluxo de recirculação do ar, o volume da água no trocador e a taxa de fluxo no trocador (Lane-Smith e Shefsky, 1999).

O grande enriquecimento de ^{222}Rn em águas subterrâneas em relação às águas de superfície (tipicamente 1000 vezes ou mais), a sua natureza não reativa, e seu tempo de meia-vida ($t_{1/2} = 3,83\text{d}$) fazem do ^{222}Rn um traçador excelente para identificar áreas de descarga de águas subterrâneas e, com o uso do ferramental acima citado, torna-se um elemento de fácil medição, facilitando a investigação dos processos de descarga de água subterrânea nos diversos corpos hídricos.

Existem descritas na bibliografia pelo menos duas maneiras de estimar a descarga de água subterrânea a partir do uso de ^{222}Rn . Em ambos casos se faz necessário a determinação das fontes (decaimento do ^{226}Ra e difusão do sedimento) e sumidouros (mistura horizontal e evasão atmosférica).

2.1 Evasão atmosférica

O radônio é um gás nobre que, devido a sua baixa pressão parcial atmosférica, tende à evasão na interface água/ar. Este processo representa um fluxo (perda) geralmente significativo de ^{222}Rn da coluna d'água devendo, portanto, ser considerado a partir da seguinte estimativa:

$$J_{\text{atm}} = K_{600} (C_w - \alpha C_{\text{air}}) \quad (2)$$

Onde, C_w é a atividade de ^{222}Rn na água; C_{air} a atividade de ^{222}Rn no ar; K_{600} é a “velocidade de pistão”, dada em m/min. Pode ser entendida como a velocidade em que ocorre a transferência do gás na interface ar/água. É regulada majoritariamente pela velocidade do vento e pode ser obtido seguindo a equação:

$$K_{600} = 0,45\mu^{1,6}(Sc/600)^{-a} \quad (3)$$

Sendo, μ a velocidade do vento (m/s); Sc o número de Schimidt do ^{222}Rn , regulado pela temperatura da água (é dividido por 600 para normalizar com o número estimado para o CO_2 a 20 °C). Pode ser obtido a partir da interpolação da Tab. 01 (Jahne, 1980) ou pela fórmula:

$$Sc = \eta/(\rho D) \quad (4)$$

Sendo, η é a viscosidade dinâmica; ρ é a densidade e D o coeficiente de difusão e a é uma constante, dependente da velocidade do vento (se $\mu \leq 3,6$, $a=0,6667e$, se $\mu > 3,6$, $a=0,5$).

Tabela 1. Número de Schimidt em diferentes temperaturas

Temperatura (°C)	Número de Schimidt ^{222}Rn
0	3150
10	1600
20	870
30	500
40	300

A equação dada por MacIntyre (1995; $K_{600} = 0,45\mu^{1,6}$) é a que mais se aproxima das médias obtidas através das demais equações (Wanninkhof, 1995; MacIntyre et al., 1995; Raymond and Cole, 2001 e Santos et al., 2008), excluindo-se a equação de Wanninkhof (1995), que embora apresente a melhor correlação com a média, apresenta valores bem acima dos demais, influenciando mais significativamente os valores das médias (Fig. 1).

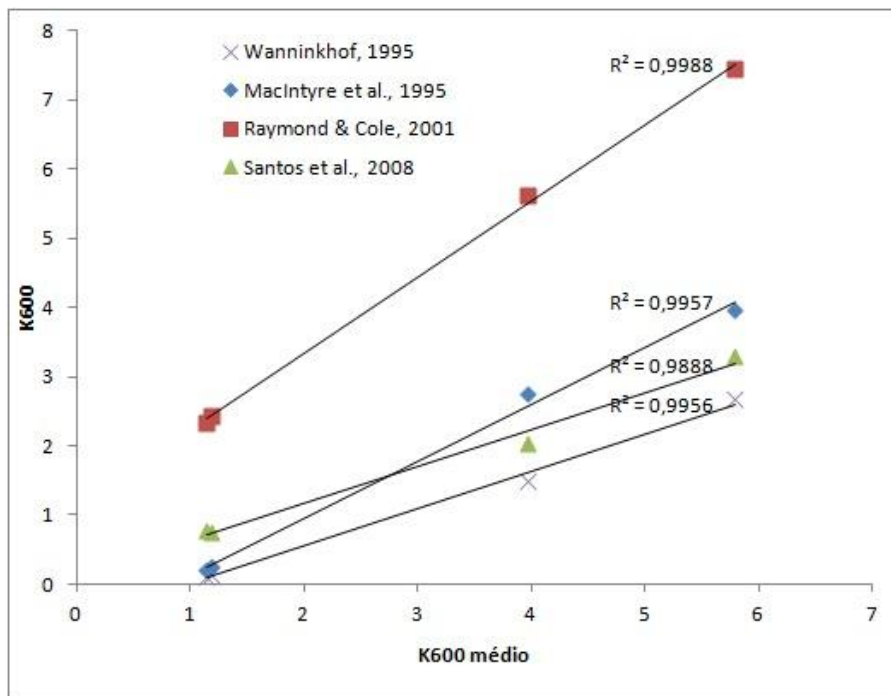


Figura 1. Correlação entre o K_{600} calculado seguindo diferentes autores e o K_{600} médio.

2.2 Difusão do sedimento

A difusão do sedimento corresponde a um fluxo de ^{222}Rn oriundo do decaimento do ^{226}Ra existente nos grão do sedimento. Em geral é um processo pouco significativo, mas, dependendo da litologia local, pode ser representativo. Esse fluxo (J_{diff}) pode ser obtido de duas maneiras, de forma independente da profundidade do corpo d'água amostrado. A primeira segue a equação:

$$J_{\text{diff}} = (\lambda D_s)^{1/2} (C_{\text{eq}} - C_w) \quad (5)$$

Sendo, λ a constante de decaimento do $^{222}\text{Rn} = 0,181$ (1/d), D_s o coeficiente de difusão do sedimento, C_{eq} a atividade de ^{222}Rn em equilíbrio com o sedimento (o ^{222}Rn liberado pelo ^{226}Ra durante o experimento de equilíbrio descrito em Santos et al., 2008), dividido pela porosidade do sedimento, com a finalidade de se obter o valor correspondente à concentração de ^{222}Rn da água intersticial (dpm/m³), C_w : Concentração de ^{222}Rn na água superficial sobreposta ao sedimento (dpm/m³), D_s é uma constante obtida a partir da temperatura e porosidade, seguindo a equação (Matens et al., 1980): $[-\log(D_s/\varphi) = (980/T) + 1,59]$, onde φ é a porosidade estimada a partir do conteúdo de água no sedimento, assumindo que a densidade do sedimento seja de 2,6g/cm³ e é expresso em %, T é temperatura da água (°C).

A segunda maneira segue uma equação empírica, apresentada por Burnett et al. (2003), como segue:

$$J_{\text{diff}} = 495^{226}\text{Ra} + 18,2 \quad (6)$$

Sendo ^{226}Ra a atividade de rádio no sedimento.

2.3 Perda Horizontal - Modelo conceitual em ambiente predominantemente advectivo

O princípio básico do uso de medidas contínuas de radônio para encontrar as taxas de advecção de água subterrânea é baseada no monitoramento do inventário de ^{222}Rn ao longo do tempo, dando subsídio para estimar as perdas atmosféricas e mistura com a água superficial, através das mudanças na atividade, as quais podem ser convertidas em fluxos.

As mudanças na atividade de radônio nas águas superficiais podem ser relacionadas a um grande número de processos (ressuspensão de sedimento, correntes costeiras, etc), entretanto o transporte advectivo de água subterrânea através do sedimento é, em geral, o processo dominante (Burnett et al., 2001). Então, se a atividade de radônio do fluido advectado pode ser medida, pode-se facilmente converter o fluxo de ^{222}Rn em fluxo de água.

O procedimento para a estimativa de fluxo de água subterrânea a partir do monitoramento contínuo de radônio no compartimento focado (Burnett e Dulaiova, 2003) pode ser resumido nos seguintes passos:

a. Realiza-se a medida continua de atividade de ^{222}Rn (Bq/m³) na coluna d'água sob enfoque, a profundidade da água, a temperatura do ar e da água, a velocidade do vento e a concentração de ^{222}Rn atmosférico, além da atividade de ^{226}Ra na água superficial e subterrânea.

b. Então, calcula-se o inventário de excesso de ^{222}Rn (não suportado pelo ^{226}Ra) para cada intervalo de medida, i.e.,

$$I (\text{Bq/m}^2) = \text{Exc}^{222}\text{Rn} (\text{Bq/m}^2) * \text{Prof} (\text{m}) \quad (7)$$

O excesso de atividade do radônio na coluna d'água é estimado a partir de medidas pontuais de ^{226}Ra , necessitando-se de poucas medidas de rádio, pois a variação na coluna d'água tende a ser pequena e a atividade é tipicamente baixa ($\text{Exc}^{222}\text{Rn} (\text{Bq/m}^3) = \text{Total}^{222}\text{Rn} (\text{Bq/m}^3) - ^{226}\text{Ra} (\text{Bq/m}^3)$).

c. Os inventários calculados são então normalizados pela altura média das marés para remover os efeitos da alteração dos inventários em função da variação da maré. Esta normalização é feita para cada intervalo de medição pela multiplicação da unidade de variação na profundidade da água (m) ao longo dos tempos de medição pela atividade de ^{222}Rn (atividade em água *offshore*, Bq/m^3 , durante a maré enchente e pela atividade em águas *nearshore* para a maré vazante). As correções de maré enchente são negativas (uma vez que o inventário aumenta simplesmente devido a um aumento na profundidade da água) e para maré vazante é positivo.

d. Então é feita a correção do inventário normalizado pela maré pela evasão atmosférica durante cada intervalo de medida, somando o fluxo total através da interface ar-água (ver estimativa da evasão atmosférica, item 2.1).

Após esses cálculos, o inventário de radônio na coluna d'água está corrigido pelo ^{222}Rn suportado pelo ^{226}Ra , pelas alterações no nível da água e pela perda atmosférica. Chama-se a esse inventário corrigido I^* (Bq/m^2) de “fluxo líquido de ^{222}Rn (F_{net})” que é estimado pela avaliação das alterações dos inventários corrigidos (Bq/m^2) ao longo de cada intervalo (Δt , geralmente 1 a 2 horas), i.e.,

$$F_{\text{net}} (\text{Bq/m}^2 \text{ s}) = \Delta I^* (\text{Bq/m}^2) / \Delta t (\text{s}) \quad (8)$$

Esses fluxos representam os fluxos observados de ^{222}Rn na coluna d'água, com todas as correções necessárias, exceto perda de mistura com águas de menor atividade. Esses fluxos líquidos são os valores mínimos e, como a estimativa é baseada na atividade que sobrou no sistema (o que se pode medir), as altas taxas de mistura devem ser compensadas por altos fluxos.

e. Estima-se os mínimos valores de perda por mistura através da inspeção dos fluxos líquidos ao longo do tempo. Os valores dos fluxos mais negativos, que estão invariavelmente presentes, correspondem às perdas por mistura. Desde que essas perdas possam ser compensadas por fluxos bentônicos de radônio, a estimativa deve ser conservativa. As perdas por misturas estimadas são adicionadas ao fluxo líquido com a finalidade de obter o fluxo “total” de Rn, i.e.,

$$F_{\text{total}} (\text{Bq/m}^2 \text{ s}) = F_{\text{net}} + F_{\text{mix}} (\text{Bq/m}^2 \text{ s}) \quad (9)$$

Nessa estimativa a difusão não é considerada porque o termo advectivo em todo sistema costeiro já investigado pelos autores que propõem essa metodologia é dominante (fatores em torno de 20 a 100 vezes maior do que a difusão estimada). Se o local onde se pretende aplicar o estudo apresentar a difusão como processo dominante, deve-se aplicar a metodologia descrita no item YY.

f. Para converter o fluxo de radônio estimado em fluxo de água, é necessário medir a atividade de ^{222}Rn no fluido advectado. Se a área é caracterizada pelo *input* de água subterrânea doce (de fontes submarinas doces, por exemplo) uma medida da atividade de radônio na água subterrânea, através da coleta em poços costeiros é suficiente. Mas, pelo fato de poder existir o bombeamento da maré, possibilidade de composição sedimentar não homogênea e a possibilidade de influência de diferentes fontes (múltiplos aquíferos) na região estudada, pode haver variações significativas das concentrações de radônio.

g. Finalmente, converte-se o fluxo de água (ω , m/s) dividindo a estimativa total do fluxo de radônio ($\text{Bq/m}^2 \text{ s}$) pela concentração do excesso de ^{222}Rn na água subterrânea ($\text{Ex}^{222}\text{Rn}_{\text{pw}}$, Bq/m^3), i.e.,

$$\omega (\text{m/s}) = F_{\text{total}} / \text{Exc}^{222}\text{Rn}_{\text{pw}} \quad (10)$$

2.4 Perda Horizontal - Modelo conceitual em ambiente advectivo –difusivo

Uma segunda ferramenta para estimar a perda horizontal pode ser adaptada de um método bem estabelecido, no qual os coeficientes de advecção horizontal e de mistura são calculados através da medida da distribuição de traçadores radioativos, usando a equação de advecção-difusão no estado estacionário (Craig, 1969; Glover et al., 2005):

$$K_h \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \omega \frac{\partial C}{\partial x} - \lambda C + P = 0 \quad (11)$$

Onde C é a atividade do traçador (no caso, ^{222}Rn , em dpm/m^3), K_h é o coeficiente de difusão turbulenta (m^2/d); ω a advecção horizontal (m/d), λ é a constante de decaimento do ^{222}Rn e P é o termo relativo a produção de ^{222}Rn pelo decaimento do ^{226}Ra .

Uma equação similar, sem os termos relativos ao decaimento e à produção, podem ser escritos para um traçador conservativo (geralmente a condutividade), resultando em duas incógnitas e duas equações.

A solução da equação A para traçadores conservativos e não radioativos é dada por:

$$C = C_o + (C_m - C_o) \frac{e^{z/z^*} - 1}{e^{z_m/z^*} - 1} \quad (12)$$

Onde, C_o é condutividade no ponto $x=0$; C_m é a condutividade no ponto $x=m$, limite mais externo do transecto; $Z^* = Kh/\omega$; Z = a distância do transecto no ponto onde se calcula; Z_m = é a distância do limite externo do transecto.

Usando os dados do transecto (^{222}Rn real) e variando o valor de Z^* na equação acima, pode-se plotar as diferentes curvas obtidas com os dados de distância, obtendo-se um “gráfico banana” (Fig. 2). A partir deste gráfico, obtêm o valor de Z^* que mais se aproxima da curva real (no exemplo apresentado, $Z^*=81$).

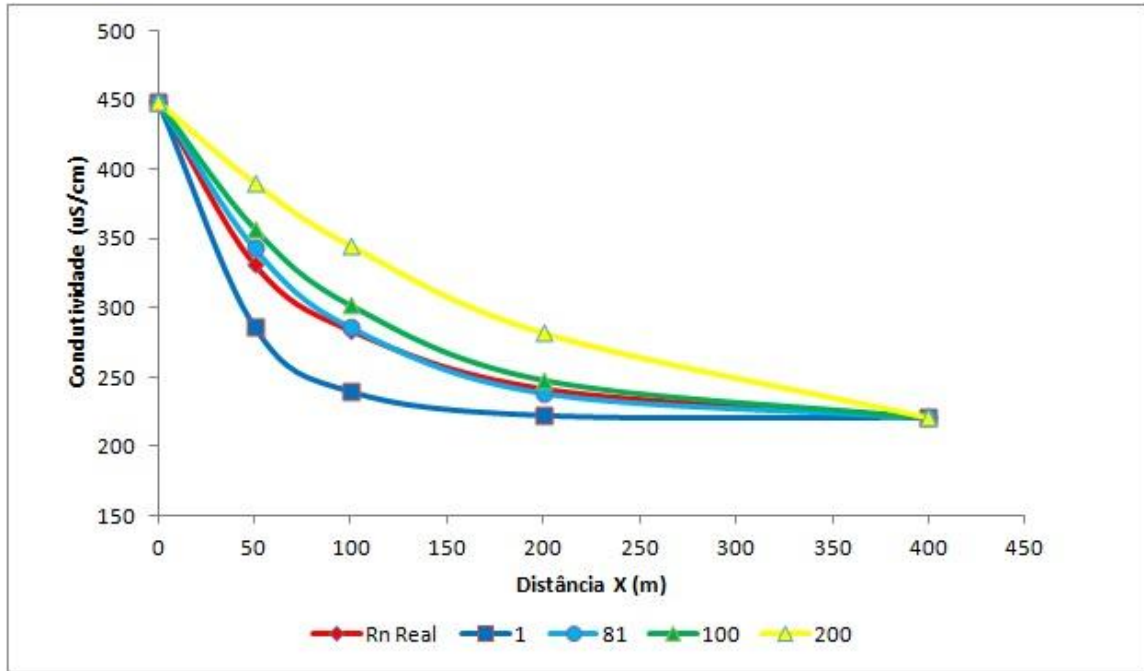


Figura 2. “Curva banana” de condutividade, obtida com os diferentes valores de K^* , ao longo da distância da fonte.

Para um traçador conservativo e radioativo, a solução da equação A é dada por:

$$C = \frac{J}{\lambda} + \frac{\left(C_m - \frac{J}{\lambda}\right) e^{-\frac{z_m-z}{2z^*}} \sinh\left(\frac{Az}{2z^*}\right) + \left(C_o - \frac{J}{\lambda}\right) e^{\frac{z}{2z^*}} \sinh\left[\frac{A(z_m-z)}{2z^*}\right]}{\sinh\left(\frac{Az_m}{2z^*}\right)} \quad (13)$$

Sendo,

$$A = \sqrt{1 + \frac{4\lambda z^*}{w}} \quad (14)$$

$$\sinh(x) \equiv \frac{e^x - e^{-x}}{2} \quad (15)$$

Os termos em que aparece J podem ser desprezados, já que se referem à produção *in situ* e, no caso de traçador conservativo, $J \sim 0$ (desprezável). Essa equação pode ser aplicada com os dados do transecto de ^{222}Rn , fixando-se $Z^*=81$ e agora variando os valores de W , obtendo novo “gráfico banana” (Fig. 2)

Obtém-se assim o valor mais adequado de ω , que nesse caso é igual a 4,5. Sabendo que $Z^* = Kh/\omega$, pode-se inferir o valor de Kh .

Estimado o valor de Kh , pode-se então proceder como a estimativa de SGD utilizando o rádio como traçador (Dulaiova e Burnett, 2006). Ou seja, a fim de se linearizar a curva real, faz-se uma nova curva com os logaritmos neperianos dos valores reais e a distância da margem. A inclinação dessa curva (*Slope*) dever ser multiplicada por Kh , obtendo-se o fluxo advectivo horizontal (J_{hor} ; $\text{dpm}/\text{m}^2\text{d}$).

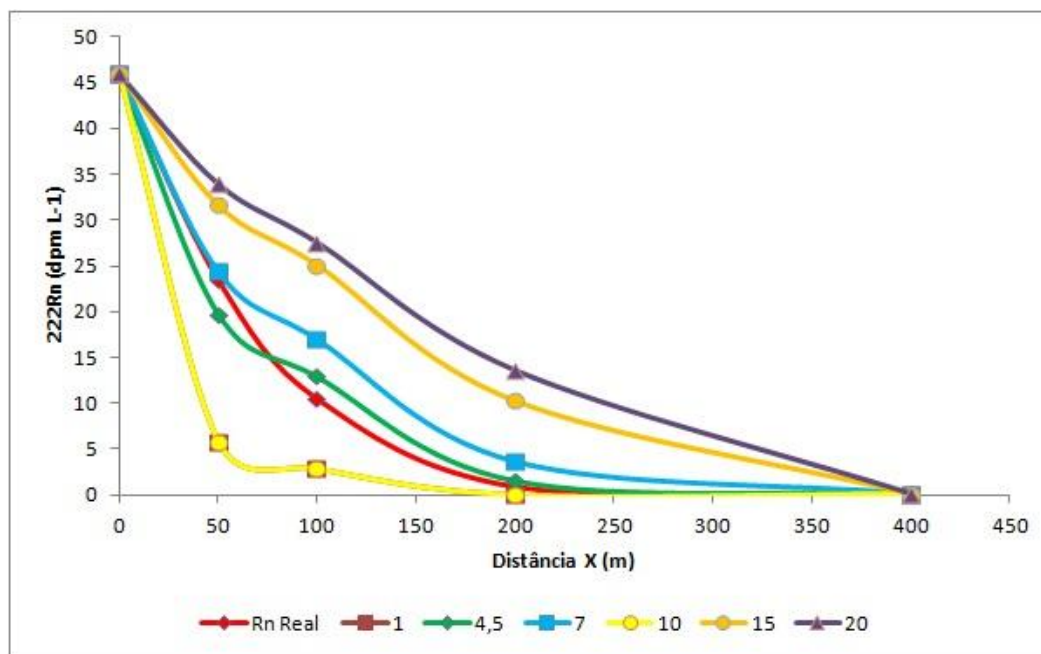


Figura 3. “Curva banana” de ^{222}Rn , obtida com os diferentes valores de K^* , ao longo da distância da fonte.

Voltando ao balanço de massas, pode-se encontrar o fluxo bentônico, que corresponde à soma da difusão do sedimento com a advecção:

$$J_{\text{bem}} = \lambda_{222}I_{226} - \lambda_{222}I_{222} - J_{\text{atm}} - J_{\text{hor}} \quad (16)$$

$$J_{\text{bem}} = J_{\text{dif}} + J_{\text{adv}} \quad (17)$$

Sabendo-se o fluxo correspondente à difusão de ^{222}Rn do sedimento, obtém-se o fluxo de ^{222}Rn proveniente exclusivamente do processo de advecção e, sabendo-se a atividade de ^{222}Rn na água advectada ($\text{Exc}^{222}\text{Rn}_{\text{pw}}$), chega-se ao taxa de advecção (ω , m/d):

$$\omega \text{ (m/d)} = J_{\text{dif}} / \text{Exc}^{222}\text{Rn}_{\text{pw}} \quad (17)$$

A qual multiplicada pela profundidade média da coluna d’água e a extensão do corpo aquático, se obtém o volume de água advectado.

A partir dessa estimativa é possível a quantificação da magnitude do processo de descarga de água subterrânea na área enfocada e, conhecendo-se o conteúdo dos diferentes elementos dissolvidos nessa água, pode-se chegar à estimativa da quantidade de elementos aportados através deste processo.

Estes estudos tornam-se particularmente importantes nos casos em que (i) o processo de advecção de água subterrânea representa um processo significativo de *input* de nutrientes para o corpo d’água superficial, mantendo a produtividade e sustento da cadeia trófica local e/ou (ii) o processo de advecção de água subterrânea oriunda aquíferos contaminados pode carrear substâncias de origem antrópica a ambientes lênticos e lóticos, mesmo estando estes afastados da presença humana. Nesse contexto, a reprodução de estudos dessa natureza em diversas áreas se faz necessário, a fim de melhor elucidar a interação entre sistemas superficiais e subterrâneos e, conseqüentemente, adequar o manejo e uso destes importantes recursos.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Burnett, W., Cable, J.E., Corbett, D., 2003. Radon tracing of submarine groundwater discharge in coastal environments. In: Taniguchi, M., Wang, K., Gamo, T. (Eds.), *Land and Marine Hydrogeology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 25–43.

Burnett, W., Kim, G., Lane-Smith, D., 2001. A continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 249 (1), 167–172.

Burnett, W.C. et al, 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the Total Environment* 367 (2-3), 498–543.

Burnett, W.C., Dulaiova, H., 2003. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. *Journal of Environmental Radioactivity* 69(1–2), 21–35.

- Burnett, W.C., Peterson, R., Moore, W.S., Oliveira, J., 2008. Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge – results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment intercomparison. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76, 501–511.
- Cable, J.E., Bugna, G.C., Burnett, W., Chanton, J.P., 1996. Application of ^{222}Rn and CH_4 for assessment of groundwater discharge to the coastal ocean. *Limnology and Oceanography* 41(6), 1347–1353.
- Chanton, J.P., Burnett, W., Dulaiova, H., Corbett, D., Taniguchi, M., 2003. Seepage rate variability in Florida Bay driven by Atlantic tidal height. *Biogeochemistry* 66, 187–202.
- Charette, M.A., Allen, M.C., 2006. Precision groundwater sampling in coastal aquifers using a direct push shielded-screen well-point system. *Groundwater Monitoring & Remediation* 26 (2), 87–93.
- Cook, P.G., Favreau, G., Dighton, J.C., Tickell, S., 2003. Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology* 277 (1–2), 74–88.
- Corbett, D.R., Dillon, K., Burnett, W.C., Chanton, J.P., 2000. Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers ^{222}Rn and CH_4 . *Limnology and Oceanography* 45, 1546–1557.
- Costa, J.A.V., Colla, L.M., Filho, P.D., Kabke, K., Weber, A., 2002. Modelling of *Spirulina platensis* growth in fresh water using response surface methodology. *World Journal of Microbiology and Biotechnology* 18 (7), 603–607.
- Dulaiova, H., Burnett, W.C., 2006. Radon loss across the water-air interface (Gulf of Thailand) estimated experimentally from ^{222}Rn - ^{224}Ra . *Geophysical Research Letters* 33, L05606. doi:10.1029/2005GL025023.
- Dulaiova, H., Peterson, R., Burnett, W., Lane-Smith, D., 2005. A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 263 (2), 361–365.
- Glover, D.M., Jenkins, W.J., Doney, S.C., 2005. Open ocean 1-D advection–diffusion models. In: Glover, D.M., Jenkins, W.J., Doney, S.C. (Eds.), *Modeling Methods for Marine Science*. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, pp. 277–288.
- Godoy, J.M., Godoy, M.L., 2006. Natural radioactivity in Brazilian groundwater. *Journal of Environmental Radioactivity* 85 (1), 71–83.
- MacIntyre, S.R., Wanninkhof, G.B., Chanton, J.P., 1995. Trace gas exchange across the air–sea interface in freshwater and coastal marine environments. In: Matson, P.A., Harris, R.C. (Eds.), *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*. Blackwell Science, Malden, MA, pp. 52–97.
- McCoy, C.A., Corbett, D.R., Cable, J.E., Spruill, R.K., 2007. Hydrogeological characterization of southeast coastal plain aquifers and groundwater discharge to Onslow Bay, North Carolina (USA). *Journal of Hydrology* 339, 159–171. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.03.008.
- Moore, W.S., Arnold, R., 1996. Measurement of ^{223}Ra and ^{224}Ra in coastal waters using a delayed coincidence counter. *Journal of Geophysical Research* 101 (C1), 1321–1329.
- Mullinger, N.J., Binley, A.M., Pates, J.M., Crook, N.P., 2007. Radon in Chalk streams: Spatial and temporal variation of groundwater sources in the Pang and Lambourn catchments, UK. *Journal of Hydrology* 339 (3–4), 172–182.
- Schwartz, M.C., 2003. Significant groundwater input to a coastal plain estuary: assessment from excess radon. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56 (1), 31–42.
- Smith, A.J., 2004. Mixed convection and density-dependent seawater circulation in coastal aquifers. *Water Resources Research* 40 (W08309). doi:10.1029/2003WR002977.
- Swarzenski, P.W., 2007. U/Th series radionuclides as coastal groundwater tracers. *Chemical Reviews* 107 (2), 663–674.
- Swarzenski, P.W., Reich, C., Kroeger, K.D., Baskaran, M., 2007. Ra and Rn isotopes as natural tracers of submarine groundwater discharge in Tampa Bay, Florida. *Marine Chemistry* 104 (1–2), 69–84.
- Taniguchi, M., Burnett, W., Cable, J.E., Turner, J.V., 2002. Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrological Processes* 16, 2115–2129.
- Tuccimei, P., Salvati, R., Capelli, G., Delitala, M.C., Primavera, P., 2005. Groundwater fluxes into a submerged sinkhole area, central Italy, using radon and water chemistry. *Applied Geochemistry* 20 (10), 1831–1847.

5. AVISO DE RESPONSABILIDADE

O(s) autor(es) é(são) os únicos responsáveis pelo material impresso incluído neste paper.