

# 氡和镭同位素在沿岸海底地下水研究中的应用

李开培 郭占荣 袁晓婕 章斌 马志勇

(厦门大学 海洋与环境学院 福建·厦门 361005)

**提 要** 海底地下水排泄(SGD)是海岸带陆海相互作用的一个重要的过程,其重要意义体现在它对海岸带水循环和地球化学循环的影响,以及它对沿岸海域生态环境的影响。国际上自从20世纪90年代中期开始系统研究海底地下水排泄以来,已经研究和开发出一整套较为完善的理论和方法,但SGD的研究在我国才刚刚起步,相关报道极少且缺乏不同方法的对比研究。目前,评价SGD常用的方法有:渗流仪法、数值模拟法和地球化学示踪法。其中以氡和镭为代表的地球化学示踪法成为最具影响力的评价方法。该文详细介绍用氡和镭同位素评价SGD的理论和方法及其适用条件。

**关键词** 地下水 海底地下水排泄 海岸带 氡 镭

## Application of Radon and Radium Isotopes in Estimating Submarine Groundwater Discharge in Coastal Areas

Li Kaipei Guo Zhanrong Yuan Xiaojie Zhang Bin Ma Zhiyong

(College of Oceanography and Environmental Science, Xiamen University)

**Abstract** Submarine groundwater discharge (SGD) is recognized as an important land-sea interaction in the coastal zone, for it is volumetrically and chemically significant to coastal water and chemical budgets, and it may have an influence on coastal ecological environment. Since the mid 90's, a set of relatively complete theories and methods has been developed and established due to the systematic researches on SGD internationally. However the study on SGD has just begun in China, its relevant report is rarely available and short of comparison experiments of different methods. The current methods for SGD estimation mainly include: seepage meter measurement, numerical simulation, geochemical tracing method. Among those methods, geochemical tracing method has become one of the most powerful methods, and radium and radon as the representative of geochemical tracers has been extensively used. The methods and applicable conditions of SGD estimation using radon and radium isotopes are introduced in detail.

**Keywords** groundwater; submarine groundwater discharge; coast; radon; radium

### 1 前言

Burnett 等将海底地下水排泄(Submarine Groundwater Discharge, 简称SGD)定义为通过陆海界面排放入海的所有地下水流,包括陆源淡水和再循环海水

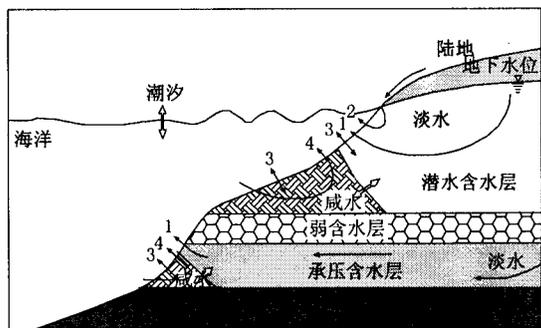
(图1)。其中再循环海水与传统意义上的地下水有很大的不同。SGD作为重要的海岸带陆海相互作用过程之一,不仅在于它每年向海洋输送约 $2400\text{km}^3$ 的陆源地下淡水,占地表水入海量的 $6\% \sim 10\%$ <sup>[1]</sup>;而且它还参与海岸带的地球化学循环过程,一方面将海水中的化学物质带入沿岸含水层,另一方面将化学物质携入海水,据估计其向海洋输送的化学物质约占地表水输送的 $50\%$ <sup>[1]</sup>;更为重要的是,随着沿海地区地下水污染的逐渐加重,大量营养盐、污染物随着地下水输入海洋,对沿海海域的生态环境构

基金项目:近岸海域的海底地下水排泄及其海洋生态环境效应研究(编号40672166);多种方法研究胶州湾的海底地下水排泄(编号41072174)。

作者简介:李开培(1984-),男,硕士研究生,研究方向为海底地下水排泄。

收稿日期:2011-05-21  
China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

成严重威胁,特别是对一些半封闭的海湾、河口或泻湖则影响更大。如在 Waquoit Bay 和 Yeaja Bay, SGD 导致了近海海水富营养化,造成鱼类和贝类的死亡和赤潮的爆发<sup>[2,3]</sup>。近年来,关于 SGD 造成海水富营养化和污染的研究报道日渐增多,这也是很多海洋学家和水文地质学家对 SGD 的研究发生浓厚兴趣的重要原因之一。



1为陆源淡水,由水力梯度驱动;2、3、4代表再循环海水,其驱动力分别是波浪、潮汐泵和对流

图1 海底地下水排泄的作用过程示意

SGD 的研究在 20 世纪 90 年代之前一直未受到科学家的重视,尤其是被水文地质学家所忽视,研究报道很少,直到 1996 年 Moore、Burnett、Cable 等人的重要成果相继发表后,才引起有关科学家和国际组织的高度关注。1997~2000 年,国际科学理事会海洋研究科学委员会(SCOR)和 IGBP 核心项目“海岸带陆-海相互作用(LOICZ)”成立了两个工作组专门开展“沿海海洋过程的海底地下水排泄量及其影响”研究,目的是“更精确更全面地查明海底地下水的排泄量并且查明海底地下水排泄是如何影响沿岸海域的化学过程和生物过程”,并在三个典型地区(north-east Gulf of Mexico、西澳大利亚的 Cockburn Sound 和纽约的 Long Island)开展了海底地下水排泄的多种方法相互比较研究,目的是探索 SGD 评价的标准方法<sup>[4]</sup>。2000 年,国际原子能机构(IAEA)和联合国教科文组织(UNESCO)制定了一个 5 年研究计划,开展“核技术和同位素技术在海岸带 SGD 研究中的应用”,在五个不同海岸带类型地区(即 Cockburn Sound, Australia; Donnalucata, Sicily; Shelter Island, New York; Ubatuba, Brazil; Mauritius)进行了多种方法的对比研究,目的是开发和改进 SGD 的研究方法和技术、进行多种方法的比较研究,为海岸带管理提供科学依据<sup>[5]</sup>。

到目前为止,评价 SGD 主要有三种常用的方法:渗流仪法、数值模拟法和地球化学示踪法。渗流仪法原理简单,但是由于沿岸含水层的非均质性,使

得 SGD 的沿岸分布也很不均一,只能通过增加布点密度和增强测量地点的代表性才可以获得相对可靠的数据,但是耗费的人力物力也相对更多;数值模拟法是一种常用的水文地质模型方法,但是在海岸带,模型的边界条件、水文地质参数和水位水质的动态数据的获取较为困难,另外,两种密度的水体混合也增加了变密度模拟的难度;地球化学示踪法可在较短的时间内获得足够有效的数据,适合评价较大空间尺度上的 SGD 通量,研究对象的局部非均一性被光滑掉,其评价结果代表整个研究区域的平均值。

两种天然的放射性同位素镭和氡是目前评价 SGD 最为常用的地球化学示踪剂。1996 年 Moore 在 the offshore of South Carolina 的研究指出 SGD 的输入是沿岸水体中<sup>226</sup>Ra 活度过高的原因<sup>[6]</sup>,随后,在美国东南沿岸,墨西哥湾东北部,地中海沿岸,波罗的海沿岸,巴西东南沿岸以及澳大利亚、韩国和日本的部分沿海地区,镭同位素示踪 SGD 的相关研究报道相继发表。Ellins 首先推测氡气可运用于地下水的示踪,几乎在 Moore 发表镭同位素研究成果的同时,1996 年 Cable 等人首次将氡气应用于 SGD 的研究<sup>[7]</sup>,随后氡示踪 SGD 的研究在上述沿海地区也多有涉及,特别是 Burnett 等在 2003 年将测氡仪(RAD7)成功地运用于 SGD 的研究,大大推动了氡气在 SGD 研究中的应用<sup>[8]</sup>。

## 2 镭同位素在海底地下水排泄中的应用

### 2.1 镭的特性

天然水体中的镭同位素(<sup>223</sup>Ra, <sup>224</sup>Ra, <sup>226</sup>Ra 和 <sup>228</sup>Ra)都是来源于不溶于水但在沉积物和岩石中广泛存在的钍的衰变。<sup>223</sup>Ra 和 <sup>224</sup>Ra 的半衰期分别为 11.4 d 和 3.66 d,分别是研究 10~50d 和 1~10d 时间尺度近岸海域水体循环与混合的理想示踪剂;<sup>226</sup>Ra 的半衰期为 1600 a,适合于较大尺度海洋学过程的研究;<sup>228</sup>Ra 的半衰期为 5.7 a,是研究 1~30 a 时间尺度水平与垂直涡动扩散,特别是陆架与陆坡水体交换过程的理想示踪核素。在地下水中,镭的活度普遍较高,一般比地表水(河水、湖水、海水等)的活度高 1~2 个数量级;在淡水环境中,Ra 具有颗粒活性,容易吸附在颗粒物上,遇到咸水后由于离子交换作用从颗粒中解吸下来,所以滨海含水层中的咸淡水混合带是含水介质中镭解吸的重要场所<sup>[9]</sup>;在河口、海湾、沼泽和泻湖等环境中,Ra 具有化学保守性,其损失仅来自于自身的放射性衰变和与其它水体的混合。Ra 特有的这些地球化学性质使其成为

研究SGD的理想示踪剂。

## 2.2 水平涡动扩散系数法

水平涡动扩散系数法是一个比较理想化的模型,它要求:1)海水中镭的来源主要是岸边的地下水输入,其它来源(地表水、海流、沉积物扩散等)不存在或者可以忽略;2)镭在海水中的运动以水平方向的涡动扩散为主,对流不存在或者可以忽略;3)海水基本上处于稳定流状态,涡动扩散系数是个常数。在这样的假设条件下,镭的活度( $A$ )随时间( $t$ )的变化是离岸距离( $x$ )的函数:

$$\frac{dA}{dt} = K_h \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \lambda A \quad (1)$$

通过对(1)式做积分变换和取对数,进一步得到:

$$\ln A_x = \ln A_0 - x \sqrt{\lambda K_h} \quad (2)$$

式中, $K_h$ 是水平涡动扩散系数, $m^2/d^{-1}$ ;  $\lambda$ 是衰变常数, $d^{-1}$ ;  $A_x$ 是距离海岸 $x$ 处的镭活度, $Bq/m^3$ ;  $A_0$ 是海岸边的镭活度。由方程(2)可知,短寿命镭活度的自然对数与离岸距离呈线性关系,根据直线的斜率可计算 $K_h$ 。

另外,长寿命镭的活度在垂直岸线方向上存在负的活度梯度( $Bq/m^3 \cdot m$ ),它与 $K_h$ 的乘积可获得长寿命镭的离岸扩散通量( $Bq/(m^2 \cdot d)$ ),这个扩散通量只能由地下水来支持,所以除以岸边地下水单元的镭的活度( $Bq/m^3$ ),就得到了地下水的输入通量( $m/d$ )。

采用此方法,Moore发现South Atlantic Bight海域的SGD占地表水径流量的40%,由于密度跃层的存在,他认为在离岸50 km内Ra的运动由涡动扩散控制<sup>[10]</sup>; Dulaiova等计算出West Neck Bay的SGD为15( $cm/d$ ),同时他发现镭的运动在离岸4 km内主要是涡动扩散为主<sup>[11]</sup>,而Torgersen等在Long Island Sound的研究则表明镭的运动在离岸8 km以内以涡动扩散为主<sup>[12]</sup>; 郭占荣等估算出隆教湾的SGD是 $3.03 \times 10^9 m^3/(km^2 \cdot d)$ <sup>[13]</sup>。

## 2.3 源汇项分析法

如果研究海域水体中镭的来源多,且不可忽略,这时需要对研究海域的镭的源汇项逐个进行识别和量化,借助镭质量平衡间接地计算SGD的贡献通量<sup>[14]</sup>。

### 2.3.1 主要源汇项及其量化方法

一般情况下,近岸海域水体中镭的源项除SGD外,其它的源项主要还有:

#### 1) 河水输入的镭

$$J_{r-dissolve} = Q_r \times C_r \quad (3)$$

式中, $J_{r-dissolve}$ 为河流输入溶解镭的通量, $Bq/d$ ;  $Q_r$ 为河流平均径流量, $m^3/d$ ;  $C_r$ 为河水中Ra的平均活度, $Bq/m^3$ 。

#### 2) 河水中悬浮颗粒解吸的镭

$$J_{r-desorp} = D_{r-suspend} \times Q_r \times C_{r-suspend} \quad (4)$$

式中, $J_{r-desorp}$ 为河流悬浮颗粒解吸的镭通量, $Bq/d$ ;  $D_{r-suspend}$ 为河流悬浮颗粒的平均浓度, $g/m^3$ ;  $Q_r$ 为河流的平均径流量, $m^3/d$ ;  $C_{r-suspend}$ 是河流悬浮颗粒解吸的镭平均活度, $Bq/g$ 。

#### 3) 表层沉积物扩散的镭

$$J_{diffuse} = F_{diffuse} \times A_{sed} \quad (5)$$

式中, $J_{diffuse}$ 为沉积物扩散的镭通量, $Bq/d$ ;  $F_{diffuse}$ 为单位面积、单位时间内沉积物扩散的镭通量, $Bq/(m^2 \cdot d)$ ;  $A_{sed}$ 为研究海域海底沉积物表面积, $m^2$ 。

#### 4) 沉积物再悬浮解吸的镭

$$J_{s-desorp} = S_{sed} \times V_{tide} \times n_{tide} \times C_{sed} \quad (6)$$

式中, $J_{s-desorp}$ 为沉积物再悬浮解吸的镭通量, $Bq/d$ ;  $S_{sed}$ 为沉积物再悬浮颗粒的平均浓度, $g/m^3$ ;  $V_{tide}$ 为平均纳潮量, $m^3$ ;  $C_{sed}$ 为沉积物再悬浮颗粒解吸镭的平均活度, $Bq/g$ ;  $n_{tide}$ 为每天的潮汐周期数, $d^{-1}$ 。

#### 5) 涨潮时由外海输入的镭

$$J_{in} = V_{tide} \times C_{ocean} \times n_{tide} \quad (7)$$

式中, $J_{in}$ 为涨潮时外海向研究海域水体输入的镭通量, $Bq/d$ ;  $C_{ocean}$ 为外海水体中镭的平均活度, $Bq/m^3$ 。

关于近岸海域水体中镭的汇项,主要有:

#### 1) 镭的放射性衰变

$$J_{decay} = V_{bay} \times C_{bay} \times \lambda \quad (8)$$

式中, $J_{decay}$ 为镭的放射性损失, $Bq/d$ ;  $V_{bay}$ 是研究海域水体的平均体积, $m^3$ ;  $C_{bay}$ 为研究海域水体中镭的平均活度, $Bq/m^3$ ;  $\lambda$ 为镭的衰变常数, $d^{-1}$ 。

#### 2) 退潮时从研究海域输出的镭

$$J_{out} = V_{tide} \times C_{bay} \times n_{tide} \quad (9)$$

式中, $J_{out}$ 是退潮时研究海域的水体向外海输出的镭通量, $Bq/d$ 。

需要指出的是根据研究区域实际情况,镭的主要源汇项会有所增减,但原则上是尽可能量化所有源汇项,比如在Jamaica Bay, Beck等将排放入湾的生活污水和沼泽渗入的孔隙水纳入了镭的主要源项<sup>[14]</sup>。

### 2.3.2 镭质量平衡模型

在考虑除 SGD 的所有源汇项后, 源项与汇项仍不足以平衡, 源项过剩的镭理应归属于 SGD 的贡献, 因此针对每个镭同位素可以建立以下质量平衡:

$$J_{\text{out}} + J_{\text{decay}} = J_{\text{in}} + J_{\text{r-dissolve}} + J_{\text{r-desorp}} + J_{\text{diffuse}} + J_{\text{s-desorp}} + J_{\text{SGD}} \quad (10)$$

式中,  $J_{\text{SGD}}$  就是 SGD 输入的镭通量,  $\text{Bq/d}$ ; 用该通量除以地下水单元中镭平均活度,  $C_{\text{GW}}$  ( $\text{Bq/m}^3$ ), 便可以得到海底地下水的排泄通量,  $F_{\text{SGD}}$  ( $\text{m}^3 \cdot \text{d}$ ):

$$F_{\text{SGD}} = J_{\text{SGD}} / C_{\text{GW}} \quad (11)$$

如果镭的源汇项识别和量化的工作做得较好, 那么镭的质量平衡模型能够较为可靠地评价 SGD, 如 Beck 在 Jamaica Bay 和 Great South Bay 的研究表明四个镭的同位素计算出的 SGD 具有较高的一致性, 而且和其它方法计算的 SGD 也具有较高的一致性<sup>[15]</sup>。

## 2.4 计算水体滞留时间

水体滞留时间 ( $T_w$ ) 直接地影响水团或溶解物质(如污染物)在河口、海湾或近岸水体中运移方向和速度, 而且影响水体的更新速度, 从而影响研究区域的生态条件和生产率<sup>[10]</sup>, 同时它也是 SGD 研究的一个重要参数。目前有四种方法可以估算水体滞留时间: 1) 基于水文学的潮流量法; 2) 三单元混合模型法; 3) 镭同位素比值法; 4) 镭质量平衡法。后三种方法都与镭同位素相关, 其中门武等人已对镭质量平衡法计算滞留时间有过详细讨论, 这里不再赘述。

### 2.4.1 三单元混合模型法

这种方法是由 Moore 提出来的, 主要运用于计算河口地区的水体滞留时间, 公式如下<sup>[16]</sup>:

$$f_s + f_r + f_{\text{GW}} = 1.00 \quad (12)$$

$${}^{228}\text{Ra}_s f_s + {}^{228}\text{Ra}_r f_r + {}^{228}\text{Ra}_{\text{GW}} f_{\text{GW}} = {}^{228}\text{Ra}_M \quad (13)$$

$$S_s f_s + S_r f_r + S_{\text{GW}} f_{\text{GW}} = S_M \quad (14)$$

式中,  $f_s, f_r, f_{\text{GW}}$  分别是海水、河水、地下水在河口混合水体中所占的份额,  ${}^{228}\text{Ra}_s, {}^{228}\text{Ra}_r, {}^{228}\text{Ra}_{\text{GW}}$  分别是海水、河水、地下水三单元  ${}^{228}\text{Ra}$  的活度(也可以用  ${}^{226}\text{Ra}$  替代  ${}^{228}\text{Ra}$ ),  $S_s, S_r, S_{\text{GW}}$  则是海水、河水、地下水三单元的盐度,  $S_M, {}^{228}\text{Ra}_M$  分别是河口混合水体的盐度和活度。

联合求解上述方程组可得  $f_s$ , Moore 认为  $f_s$  可以等同于回流率 ( $b$ ) (落潮时流出河口的水在涨潮时又流回的那部分所占的比率), 并提出用以下公式计算水体滞留时间  $T_w$ :

$$T_w = V/[Q(1-b)] \quad (15)$$

式中,  $V$  为河口水体的体积,  $\text{m}^3$ ;  $Q$  为河口水体平均排泄速率,  $\text{m}^3/\text{d}$ , 数值上等于纳潮量除以日潮周期数。

### 2.4.2 镭同位素比值法

水体滞留时间的估算也可以基于地下水和河口区或者海湾中镭同位素的活度比值<sup>[17]</sup>:

$$\left[ \frac{{}^{223}\text{Ra}}{{}^{228}\text{Ra}} \right]_{\text{obs}} = \left[ \frac{{}^{223}\text{Ra}}{{}^{228}\text{Ra}} \right]_i e^{-\lambda_{223} T_w} \quad (16)$$

式中,  $ex$  表示河口或者海湾和地下水水样的镭活度减去外海海水的活度,  $({}^{223}\text{Ra}/ex\ {}^{228}\text{Ra})_i, ({}^{223}\text{Ra}/ex\ {}^{228}\text{Ra})_{\text{obs}}$  分别是地下水单元中和研究区域水样中镭同位素活度比值。很多时候使用  ${}^{224}\text{Ra}$  换  ${}^{223}\text{Ra}$ , 因为  ${}^{224}\text{Ra}$  半衰期较短只有 3.66d, 更适合水体滞留时间小于 10d 的水体。该计算方法假设: 1) 地下水输入的  ${}^{223}\text{Ra}$  (或  ${}^{224}\text{Ra}$ )、 ${}^{228}\text{Ra}$  活度是常数; 2) 地下水只在近岸输入, 在输入的地下水离开岸后, 除了混合损失和衰变损失外, 没有其它的镭的输入和损失; 3) 外海海水中的母系核素再生的  ${}^{223}\text{Ra}$  (或  ${}^{224}\text{Ra}$ ) 可以忽略。可见, 该模型是非常理想化的, 实际情况很难满足这些假设, 为了解决这一问题, Hwang 和 Moore 等使用了下面的方法。

如果研究海域处于稳定状态, 则镭源、汇项达到平衡, 源项有沉积物扩散、河流、地下水输入, 汇项包括衰变和混合损失, 平衡方程如下<sup>[18, 19]</sup>:

$$F\ {}^{224}\text{Ra} = I\ {}^{224}\text{Ra}(\lambda_{224} + 1/T_w) \quad (17)$$

式中,  $F\ {}^{224}\text{Ra}$  为  ${}^{224}\text{Ra}$  输入研究海域总的通量,  $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ;  $I\ {}^{224}\text{Ra}$  为研究海域所拥有的  ${}^{224}\text{Ra}$  通量,  $\text{Bq}/\text{m}^2$ ;  $\lambda_{224}$  为  ${}^{224}\text{Ra}$  的衰变常数。同样可以写出关于  ${}^{226}\text{Ra}$  或  ${}^{228}\text{Ra}$  的平衡方程, 但由于  ${}^{226}\text{Ra}$  和  ${}^{228}\text{Ra}$  的半衰期较长, 因此其衰变损失可以忽略:

$$F\ {}^{228}\text{Ra} = I\ {}^{228}\text{Ra}(1/T_w) \quad (18)$$

由式(17)除以式(18)得滞留时间:

$$T_w = \frac{[F({}^{224}\text{Ra}/{}^{228}\text{Ra}) - I({}^{224}\text{Ra}/{}^{228}\text{Ra})]}{I({}^{224}\text{Ra}/{}^{228}\text{Ra})\lambda_{224}} \quad (19)$$

式中,  $F({}^{224}\text{Ra}/{}^{228}\text{Ra})$  是输入研究海域的  ${}^{224}\text{Ra}$  与  ${}^{228}\text{Ra}$  的活度比,  $I({}^{224}\text{Ra}/{}^{228}\text{Ra})$  是研究海域中  ${}^{224}\text{Ra}$  与  ${}^{228}\text{Ra}$  的活度比。用  ${}^{224}\text{Ra}$  与  ${}^{228}\text{Ra}$  的活度比适合于计算时间尺度在 10d 之内的水体滞留, 如果所期望的水体滞留时间在几周之内, 那么用  ${}^{223}\text{Ra}$  取代  ${}^{224}\text{Ra}$  来计算将更合适。

### 2.4.3 利用水体滞留时间估算 SGD

运用滞留时间 ( $T_w$ ) 计算 SGD 实质上是一种质量平衡的方法, 其原理是首先计算出研究区域(河口或者海湾)过剩  ${}^{226}\text{Ra}$ , 然后减去除 SGD 外的其他源

项输入的 $^{226}\text{Ra}$ , 得到 SGD 输入的 $^{226}\text{Ra}$ 。以 SGD 输入海湾研究为例, 假设只有河流输入、沉积物扩散输入, 则湾内过剩的 $^{226}\text{Ra}$  通量计算如下:

$$^{226}\text{Ra}_{\text{ex}} = \left[ \frac{(^{226}\text{Ra}_{\text{aw}} - ^{226}\text{Ra}_{\text{sed}}) V_{\text{bay}}}{T_w} \right] - [^{226}\text{Ra}_r Q_r] - [^{226}\text{Ra}_{\text{sed}} A_{\text{bay}}] \quad (20)$$

式中,  $^{226}\text{Ra}_{\text{aw}}$  是海湾水体 $^{226}\text{Ra}$  的平均活度,  $^{226}\text{Ra}_{\text{sed}}$  为与海湾水体存在交换的临近海域水体 $^{226}\text{Ra}$  的平均活度,  $V_{\text{bay}}$  是海湾水体的体积,  $^{226}\text{Ra}_r$  是河流中 $^{226}\text{Ra}$  的平均活度,  $Q_r$  是河流流量,  $^{226}\text{Ra}_{\text{sed}}$  是沉积物扩散通量,  $A_{\text{bay}}$  是海湾的底面积。用过剩的 $^{226}\text{Ra}$  通量除以地下水中 $^{226}\text{Ra}$  的活度  $C_{\text{GW}}$ , 可计算出 SGD 的通量,  $\text{m}^3/\text{d}$ 。

$$F_{\text{SGD}} = ^{226}\text{Ra}_{\text{ex}} / C_{\text{GW}} \quad (21)$$

### 3 氡在海底地下水排泄中的应用

#### 3.1 氡的特性

Rn 存在三种天然放射性的同位素, 即 $^{219}\text{Rn}$  和 $^{220}\text{Rn}$ ,  $^{222}\text{Rn}$ 。 $^{219}\text{Rn}$  和 $^{220}\text{Rn}$  的半衰期很短, 分别是 3.96 s 和 55.6 s, 无法匹配海洋环境中的水文、化学过程, 因此很少应用于 SGD 研究中。而 $^{222}\text{Rn}$  却是研究 SGD 的很好的示踪剂, 具有以下优点: 1) 它是一种惰性气体, 具有化学保守性; 2) 它的半衰期为 3.83 d, 能够匹配时间尺度为 1~20 d 的海洋、水文的过程; 3) 其活度在地下水中要比地表水(海水、河水等)中高很多, 一般是 1000 倍以上; 4) 低活度时也易于测量。

#### 3.2 $^{222}\text{Rn}$ 质量平衡法

$^{222}\text{Rn}$  质量平衡法和镭质量平衡法原理上非常相似, 区别是: 1)  $^{222}\text{Rn}$  是气体, 会通过海气界面向大气逃逸, 因此需要考虑其大气损失量; 2) 河流颗粒物不再是重要的源项。

##### 3.2.1 主要的源汇项及其确定方法

研究区域水体中 $^{222}\text{Rn}$  的源项除 SGD 外, 其它 $^{222}\text{Rn}$  的源项主要还有:

###### 1) 沉积物扩散的 $^{222}\text{Rn}$

理论上只要沉积物孔隙水中氡浓度高于上覆水中的氡浓度, 氡就会在沉积物-水界面上发生交换, 其通量可由以下公式计算<sup>[20]</sup>:

$$F_{\text{sed}} = (\lambda D_s)^{0.5} (C_{\text{eq}} - C_0) \quad (22)$$

式中,  $F_{\text{sed}}$  为沉积物扩散通量,  $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ;  $\lambda$  为 $^{222}\text{Rn}$  的衰变常数,  $\text{d}^{-1}$ ;  $D_s$  为有效体沉积物扩散系数,  $\text{m}^2/\text{d}$ ;  $C_{\text{eq}}$  是孔隙水 $^{222}\text{Rn}$  的活度,  $\text{Bq}/\text{m}^3$ , 通过沉积物

培养实验获得<sup>[21]</sup>;  $C_0$  是上覆水 $^{222}\text{Rn}$  的活度,  $\text{Bq}/\text{m}^3$ 。

###### 2) 河流和涨潮时输入的 $^{222}\text{Rn}$

$$F_{\text{in}} = \frac{\sum V_i C_i}{A} \quad (23)$$

式中,  $F_{\text{in}}$  是河流和涨潮时输入研究区域的 $^{222}\text{Rn}$  通量,  $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ;  $V_i$  是河水流量或潮流量,  $\text{m}^3/\text{d}$ ;  $C_i$  是河水中或外海海水中 $^{222}\text{Rn}$  的活度,  $\text{Bq}/\text{m}^3$ ;  $A$  是研究区域的面积,  $\text{m}^2$ 。

###### 3) 水体中 $^{226}\text{Ra}$ 衰变产生的 $^{222}\text{Rn}$

$$F_{\text{Ra}} = \lambda C_{\text{Ra}} H \quad (24)$$

式中,  $F_{\text{Ra}}$  是研究区域 $^{226}\text{Ra}$  衰变生成 $^{222}\text{Rn}$  的通量,  $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ;  $C_{\text{Ra}}$  是研究区域 $^{226}\text{Ra}$  的平均活度,  $\text{Bq}/\text{m}^3$ ;  $H$  是研究区域的平均水深,  $\text{m}$ 。

$^{222}\text{Rn}$  的汇项主要有:

###### 1) 向大气逃逸的 $^{222}\text{Rn}$

氡气是微溶于水体的惰性气体, 只要海气两相存在着正的浓度梯度, 它便可以通过分子扩散的方式向大气逃逸, 其通量计算如下<sup>[8]</sup>:

$$F_{\text{atm}} = k(C_w - \alpha C_a) \quad (25)$$

其中,  $F_{\text{atm}}$  是 $^{222}\text{Rn}$  的大气逃逸通量,  $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ;  $k$  是气体迁移速率,  $\text{m}/\text{d}$ ; 它可以通过理论模型计算也可以通过实验得出,  $C_w$  是表层水中 $^{222}\text{Rn}$  的活度,  $\text{Bq}/\text{m}^3$ ;  $C_a$  是海面上空气中 $^{222}\text{Rn}$  的活度,  $\text{Bq}/\text{m}^3$ ;  $\alpha$  是水中 $^{222}\text{Rn}$  活度与大气中 $^{222}\text{Rn}$  活度的比率, 取决于水汽相的温度  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ )<sup>[8]</sup>。

$$\alpha = 0.105 + 0.405e^{-0.05027T} \quad (26)$$

###### 2) 退潮时输出的 $^{222}\text{Rn}$

$$F_{\text{out}} = \frac{V_0 C_0}{A} \quad (27)$$

式中,  $F_{\text{out}}$  是退潮时输出研究区域的 $^{222}\text{Rn}$  通量,  $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ;  $V_0$  是潮流量,  $\text{m}^3/\text{d}$ ;  $C_0$  是研究区域水体中 $^{222}\text{Rn}$  的平均活度,  $\text{Bq}/\text{m}^3$ 。

###### 3) $^{222}\text{Rn}$ 自身的衰变

$$F_{\text{Rn}} = \lambda C_0 H \quad (28)$$

式中,  $F_{\text{Rn}}$  是 $^{222}\text{Rn}$  衰变损失通量,  $\text{Bq}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 。

###### 4) 研究水体与外海水混合造成的 $^{222}\text{Rn}$ 损失

该损失目前有两种计算方法, 一种是利用涡动扩散系数和 $^{222}\text{Rn}$  离岸的活度梯度来直接计算<sup>[8, 11]</sup>, 方法同前面介绍的镭的水平涡动扩散系数法; 另一种是利用随时间变化的 $^{222}\text{Rn}$  净通量来保守地估算混合损失通量( $F_{\text{mix}}$ )<sup>[8, 22]</sup>。

##### 3.2.2 $^{222}\text{Rn}$ 的质量平衡

在考虑了主要的源项、汇项以后, 建立 $^{222}\text{Rn}$  的

质量平衡如下:

$$F_{sed} + F_{in} + F_{Ra} + F_{SGD} = F_{atm} + F_{out} + F_{Rn} + F_{mix} \quad (29)$$

式中,  $F_{SGD}$  就是 SGD 支持的  $^{222}\text{Rn}$  通量 ( $\text{Bq}(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ), 除以地下水单元的  $^{222}\text{Rn}$  活度 ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^3$ ), 可得 SGD 的通量 ( $\text{m}/\text{d}$ )。

### 3.3 氡的快速测量方法

2001年, Burnett 等人在 Durrige 公司测氡仪 (RAD7) 的基础上, 增设了水配件 RAD- $\text{H}_2\text{O}$  和 RAD-AQUA, 为快速准确测量水体中的  $^{222}\text{Rn}$  提供了强有力的工具。借助 RAD- $\text{H}_2\text{O}$ , 能够调查研究区水体中  $^{222}\text{Rn}$  活度的分布状况, 而借助 RAD-AQUA, 能够连续监测水体中某一点的  $^{222}\text{Rn}$  活度随时间的变化。RAD-AQUA 的连续监测表明, SGD 的通量是随时间改变的, 且具有与潮水涨落相似的周期性<sup>[8,11,23]</sup>, 甚至与月运周期相关<sup>[23]</sup>。

2004年, Dulaiova 等在以上方法的基础上, 发明了用多台 RAD7 并联使用快速测量水体中的  $^{222}\text{Rn}$  的方法<sup>[24]</sup>; 同年, Swazenski 等将 6 台 RAD7 并联使用, 该系统每小时可获得 12 点的  $^{222}\text{Rn}$  活度, 在很短时间内调查了  $^{222}\text{Rn}$  在 Biscayne Bay 的分布。这些发明为短时间内调查 SGD 在空间上的分布提供了有效的手段。

## 4 结语

国外在 SGD 研究方面已经取得了许多成果, 我国 SGD 研究起步较晚, 而氡和镭同位素应用于 SGD 的研究才刚刚起步, 与美国、韩国、日本、澳大利亚等国存在较大差距。我国海岸线漫长, 海岸带的气候、地貌、地质条件复杂多样, 可做的 SGD 研究很多, 需要引起水文地质学家和海洋学家的的高度重视和合作, 从而提升我国在 SGD 研究上的水平和影响。虽然氡和镭同位素示踪法在评价 SGD 方面有其独特的优势, 但它唯一的不足是不能区分海底地下水排泄中的陆源淡水和再循环海水, 据有关研究, 再循环海水一般占海底地下水排泄总量的 70% 以上。所以, 氡和镭同位素示踪法有必要和水文地质模型法结合, 以区分出陆源淡水输入量和再循环海水量。同时, 氡和镭同位素示踪法也有必要和渗流仪法结合, 相互验证, 提高 SGD 评价结果的可信度。评价出 SGD 通量实际上还不是最终目标, 最终目标是通过 SGD 通量的研究来进一步搞清楚溶解物质、营养盐和污染物等是如何随地下水输入海洋的, 以及有

多少数量的这些物质输入海洋, 它们又是如何影响海岸带的地球化学过程的和如何影响近岸海域的生态环境的, 从而为海岸带管理提供科学依据。

### 参考文献

- 1 Burnett W C, Bokuniewicz H, Huettel M, et al. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone Biogeochemistry, 2003, 66(1-2): 3~33
- 2 Charette M A, Buesseler K O, Andrews J E. Utility of radium isotopes for evaluating the input and transport of groundwater-derived nitrogen to a Cape Cod estuary. Limnology and Oceanography, 2001, 46: 465~470
- 3 Lee Y W, Kim G. Linking groundwater-borne nutrients and dinoflagellate red tide outbreaks in the southern sea of Korea using a Ra tracer. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2007, 7: 309~317
- 4 Burnett W C. Offshore springs and seeps are focus of working group. EOS, 1999, 80: 13~15
- 5 Burnett W C, Aggarwal P K, Aureli A, et al. Qualifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. Science of the Total Environment, 2006, 367: 498~543
- 6 Moore W S. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by  $^{226}\text{Ra}$  enrichments. Nature, 1996, 380: 612~614
- 7 Cable J E, Burnett W C, Chanton J P, et al. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 144: 591~604
- 8 Burnett W C, Dulaiova H. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. Journal of Environmental Radioactivity, 2003, 69: 21~35
- 9 Gonnee M E, Morris P J, Dulaiova H, et al. New perspectives on radium behavior within a subterranean estuary. Marine Chemistry, 2008, 109: 250~267
- 10 Moore W S. Determining coastal mixing rates using radium isotopes. Continental Shelf Research, 2000, 20: 1993~2007
- 11 Dulaiova H, Burnett W C, Chanton J P, et al. Assessment of groundwater discharges into West Neck Bay, New York, via natural tracers. Continental Shelf Research, 2006, 26: 1971~1983
- 12 Torgersen T, Turekian K K, Turekian V C, et al.  $^{224}\text{Ra}$  distribution in surface and deep water of Long Island Sound: sources and horizontal transport rate. Continental Shelf Research, 1996, 16: 1545~1559
- 13 郭占荣, 黄磊, 刘花台, 等. 镭同位素示踪隆教湾的海底地下水排泄. 地球学报, 2008, (5): 647~652
- 14 Beck A J, Rapaglia J P, Cochran J K, et al. Radium mass balance in Jamaica Bay, NY: Evidence for a substantial flux of submarine groundwater. Marine Chemistry, 2007, 106: 419~441

- 15 Beck A J, Rapaglia J P, Cochran J K, et al. Submarine groundwater discharge to Great South Bay, NY, estimated using Ra isotopes. *Marine Chemistry*, 2008, 106: 279~ 291
- 16 Moore W S. Radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge in Sicily. *Continental Shelf Research*, 2006, 26: 852 ~ 861
- 17 Moore W S. Ages of continental shelf waters determined from  $^{223}\text{Ra}$  and  $^{224}\text{Ra}$ . *Geophysical Research*, 2000, 105(22), 117~ 122, 122
- 18 Moore W S. Sources and fluxes of submarine groundwater discharge delineated by radium isotopes. *Biogeochemistry*, 2003, 66: 75~ 93
- 19 Hwang D W, Kim G, Lee Y W, et al. Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes. *Marine Chemistry*, 2005, 96: 61~ 71
- 20 Martens C S, Kipphut G W, Klump J V. Sediment-water chemical exchange in the coastal zone traced by in situ radon-222 flux measurements. *Science*, 1980, 208: 285~ 288
- 21 Corbett D R, Burnett W C, Cable P H, et al. A multiple approach to the determination of radon fluxes from sediments. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 1998, 236: 247~ 252
- 22 Lambert M J, Burnett W C. Submarine groundwater discharge estimates at a Florida coastal site based on continuous radon measurements. *Biogeochemistry*, 2003, 66: 55~ 73
- 23 Kim G, Hwang D W. Tidal pumping of groundwater into the coastal ocean revealed from submarine  $^{222}\text{Rn}$  and  $\text{CH}_4$  monitoring. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29: 23~ 26
- 24 Dulaiova H, Peterson R, Burnett W C, et al. A multi-detector continuous monitor for assessment of  $^{222}\text{Rn}$  in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 2005, 2(263): 361~ 365

欢迎  
订  
阅

## 《水电自动化与大坝监测》

《水电自动化与大坝监测》(双月刊)是水电自动化与大坝监测领域国内外公开发行的专业性技术期刊,目前已入选“中国科技核心期刊统计源期刊”和“中国学术期刊综合评价数据库统计源期刊”,同时被《中国学术期刊(光盘版)》、“中国期刊网”全文收录,每双月20日出版。

本刊专业范围为:水电厂、抽水蓄能电站、梯级水电站及泵站自动化;大坝安全监测与资料分析;水情测报与水调自动化;各类仪器仪表、信息技术在水电自动化及大坝监测领域中的应用。

本刊主要栏目有:理论与算法研究;计算机监控技术;绿色电力自动化;发电控制技术及设备;设备运行与检修技术;运行与管理自动化;辅机控制及自动化元件;设备保护;大坝监测仪器及自动化;大坝安全监控技术;水情测报与水调自动化;闸门控制;泵站自动化等,以及相关的专家论坛、专题报告和综述等。

本刊读者对象为:清洁能源、水电自动化、大坝监测、水情水调及相关专业从事科研、设计、运行、管理、试验、制造和营销的专业人员、产品用户和大专院校师生等。

本刊已全文上网(<http://aepe.sgepri.sgcc.com.cn>),除最近3个月网刊需收费(每期5元)外,其余过刊文章均可免费查阅、下载。

—— 欢迎投稿 欢迎刊登广告 ——

通信地址:南京市南瑞路8号

电话:(025)83092053(社长)

83092057(广告业务)

传真:(025)83421949

邮编:210003

83092380(编辑部)

83092051(发行业务)

E-mail:hadm@alljournals.cn

2012年每期定价12元,

全年6期共计72元。

邮发代号:28-39,

全国各地邮局(所)均可订阅,

亦可向本刊直接订阅。

欢迎免费索取样刊。

