

镭同位素示踪隆教湾的海底地下水排泄

郭占荣 黄磊 刘花台 袁晓婕

厦门大学海洋与环境学院, 福建厦门 361005

摘要 福建省漳州市隆教湾海水中镭同位素的研究, 目的是评价海底地下水排泄量。在 2007 年 6 月的航次中, 垂直于岸线的 9 km 剖面上布置 15 个站位, 每个站位用潜水泵采集表层海水样 60 L 于塑料桶中。水样运回实验室后, 立即用装有锰纤维的 PVC 管以虹吸的方式富集水样中的镭同位素, 水通过 PVC 管的流速小于 300 m l/m in, ^{224}Ra 活度用连续射气法测定, 测完 ^{224}Ra 后密封 7 d 以上, 然后用直接射气法测定 ^{226}Ra 活度。 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度都呈现自岸向海逐渐降低的规律, 表明扩散控制镭同位素的分布, 由 ^{224}Ra 获得 $68.83 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$ 的扩散系数, 同时 ^{226}Ra 形成 $-0.963 \text{ dpm} 100 \text{ l}^{-1} \text{ km}^{-1}$ 的活度梯度。用扩散系数和活度梯度建立的 ^{226}Ra 的离岸通量为 $6.62 \times 10^{11} \text{ dpm km}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 这个通量一定是得到 SGD 输入的镭支持, 从而获得隆教湾的海底地下水排泄量是 $3.03 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。该排泄量包括陆源地下淡水排泄量和再循环海水排泄量, 绝大部分可能是再循环海水, 有待进一步研究。

关键词 海底地下水排泄 (SGD); 镭同位素; 隆教湾

中图分类号: P597.1, P641.2

文献标识码: A

文章编号: 1006-3021(2008)05-647-06

The Estimation of Submarine Inputs of Groundwater to a Coastal Bay Using Radium Isotopes

GUO Zhanrong HUANG Lei LU Huatai YUAN Xiaojie

College of Oceanography and Environmental Science, Xiamen University, Xiamen, Fujian 361005

Abstract This paper reports the results of initial research on radium isotopes of surface ocean waters in the Longjiao Bay on the western flank of Taiwan Strait. The main objective of this research is to assess the submarine groundwater discharge (SGD). In order to assess the spatial distribution of ^{224}Ra and ^{226}Ra , the authors collected 15 surface ocean water samples (ca. 1 m in depth) during the low tide. The collection was performed within a period of 2 hours in the direction from onshore to 9 km offshore by using 60 L polypropylene buckets. In the laboratory, the water samples were immediately treated through gravity-fed PVC column (4.5 cm in diameter, 50 cm in length), filled with manganese oxide-impregnated acrylic fiber at a flow rate of $\sim 300 \text{ m l/m in}$ to retain radium. After that, the activities of ^{224}Ra absorbed on the Mn-fiber were measured through the continuous emanation method. Finally, the Mn-fiber was sealed for more than 7 days and the activities of ^{226}Ra absorbed on the Mn-fiber were measured through the direct emanation method. ^{226}Ra distribution yields an activity gradient of $-0.963 \text{ dpm} 100 \text{ l}^{-1} \text{ km}^{-1}$. The short-lived ^{224}Ra distribution in this region yields an eddy diffusion coefficient of $68.83 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$. The interpretation is that the eddy diffusion is the primary controlling agent for the shore perpendicular distribution of the long-lived ^{226}Ra . In order to estimate the seepage rate of groundwater in the study area, the authors applied the approach developed by Moore. The short-lived radium isotopes ^{224}Ra were used to establish the eddy diffusion coefficient for the near-shore study area. The product of the eddy diffusion coefficient and the offshore ^{226}Ra activity gradient established the ^{226}Ra flux of $6.62 \times 10^{11} \text{ dpm km}^{-2} \text{ d}^{-1}$. It is expected that this flux must be balanced by Ra input from the submarine groundwater discharge (SGD). On the basis of the flux of SGD within the shore, ^{226}Ra budget was calculated as $3.03 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ d}^{-1}$. This magnitude of SGD includes terrestrially-derived fresh SGD and recirculated seawater SGD.

本文由国家自然科学基金项目 (编号: 40672166) 资助。

收稿日期: 2008-04-15; 改回日期: 2008-05-28; 责任编辑: 刘志强。

第一作者简介: 郭占荣, 男, 1965 年生, 从事水文地质和海洋地质的教学与研究工作; 通讯地址: 361005 福建省厦门市思明区大学路 182 号; 电话: 0592-2574886; E-mail: gz@xmu.edu.cn

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

However, further researches should be required to determine the terrestrially-derived fresh SGD on the one hand and recirculated seawater SGD on the other hand.

Key words submarine groundwater discharge; radium isotopes; Longjiao Bay

Bumett等(2003)将“海底地下水排泄”定义为从海底进入海域的所有水流,简称SGD。从来源上讲,海底排泄的地下水分成两类,即陆源地下水和海源地下水。陆源地下水是指从广大内陆地区的含水层流入海洋的地下水,它一般是淡水。海源地下水主要由3部分组成:①由于潮汐作用,使海水进入近岸含水层和海底沉积物中,然后以地下水的形式流回海洋;②由于波浪作用,使海水进入近岸含水层和海底沉积物中,然后以地下水的形式流回海洋;③由于海水与淡水的密度差异,海水以盐水楔伸入淡水层下,并且在咸淡水界面由扩散、对流形成混合带,海水与陆源淡水混合流回海洋。以上3种海源地下水实际上是海水在近岸含水层和海底沉积物中的往复循环,故将其统称作“再循环海水”,它们只发生在近岸含水层和海底沉积物的小范围内。

从对海水数量的贡献来讲,陆源地下水是海水的净收入,而再循环海水对海水的数量既没有造成增加也没有造成减少。虽然,每个潮汐周期和波浪周期内再循环海水的数量很有限,但是,由于潮汐作用和波浪作用周期短,频繁地流入流出,所以,在绝大多数沿岸海域,再循环海水的数量远大于陆源地下水的入海量。从对海洋化学物质的贡献来看,无论是陆源地下水还是再循环海水,通过与含水层介质和海底沉积物的水-岩相互作用,二者都会携带可溶解的化学物质进入海洋,对海洋化学物质收支平衡都有重要贡献,同时对海洋地球化学循环有重要影响。

越来越多的科学家认识到海底地下水排泄不仅仅是简单的地下水输入海洋,更重要的是有大量的营养盐、污染物和其他化学物质随地下水输入海洋。全球水均衡估算表明,海底地下水排泄量约占地表水入海量的10%(Bumett et al., 2003)。但是,SGD在海岸线上的输入极不均匀。在某些海岸带,SGD输入量接近或超过当地地表水输入量,如在the Great South Bay, New York, SGD输入量比地表水输入量多20%以上(Bokuniewicz et al., 1980, 1990);在South Atlantic Bight东南,SGD约占地表水入海量的40%(Moore, 1996)。

SGD在向海洋输入水量的同时,也将其携带的溶解物质输入海洋。全球陆源地下水输入量只占河

流入海量的6%左右,但其输送的溶解物质则约占地表水输送的50%(Zektser et al., 1993);在the Great South Bay New York, SGD输入的营养盐占该海湾总营养盐的50%以上(Capone et al., 1990);在the Georgia and South Carolina shelf SGD输入的氮和磷通量超过当地河流输入的氮和磷通量(Simmons, 1992; Krest et al., 2000)。在Waquoit Bay (Charette et al., 2001)和New England的几个海湾,地下水输入的营养盐使海水富营养化,造成鱼类和贝类的死亡(Valiela et al., 1990, 2002);在Yeolja Bay, 地下水输入的营养盐比河流输入的营养盐高一个数量级,使得有害藻类大量繁殖,导致赤潮爆发(Hwang et al., 2005; Lee et al., 2007)。可见,SGD还影响着沿岸海域的生态环境。

海底地下水排泄的意义显而易见,不过,首先需要解决海底地下水排泄量的问题,在此基础上才可进一步研究溶解物质的输入。笔者的目的是利用海水中 ^{224}Ra 、 ^{226}Ra 示踪海底地下水排泄量。天然存在的镭同位素由沉积物中母体钍衰变而来,在淡水环境中,镭具有很强的颗粒活性,即牢固地吸附在固体颗粒物上;而在咸水环境中,镭很容易从固体颗粒物上解吸到咸水中。滨海含水层中海水与地下水的混合带是镭从固体颗粒物解吸到水体中的重要场所,这就是排泄到海水中的地下水普遍有较高的镭活度的原因。含镭的地下水进入海湾,由于镭的化学保守性,所以海湾中镭的活度仅受混合和放射性衰变的影响(Croftwell et al., 2003)。镭特有的这种核性质和地球化学行为使其成为研究不同时间尺度的海洋学过程的理想示踪剂,广泛地用于盐沼、河口、近海环境中水体的混合、扩散和滞留时间等问题的研究。

Moore(1996)和Rama等(1996)首先提出用镭同位素研究SGD,并得出SGD占South Atlantic Bight东南海域河流输入量的40%。之后,在墨西哥湾的Apalachee Bay(Moore, 2003)、South Carolina的Port Royal Sound(Croftwell et al., 2003)、美国东部Great Sippewissett Marsh(Charette et al., 2003)、Korea南部的Yeolja Bay(Hwang et al., 2005)、意大利Sicily东部沿海(Moore, 2006)、Florida的Tampa Bay(Swarzenski, 2007)等地都有应用Ra同位素评价

SGD 的研究事例。我国在海底地下水排泄研究方面的报道非常少, 与我国 1.8 万多千米海岸线很不相适应。目前见到的国内报道仅有邱汉学 (2003)、廖小青 (2005) 等用水文地质数值模拟法评价了黄河农场地区的地下水入海通量; 李福林等 (2005) 对莱州湾东岸海底地下水的水文地球化学特征进行了研究。在国内尚未见到用 Ra 示踪 SGD 的研究报道。

1 研究区区域位置

隆教湾位于福建省龙海市东部海岸带, 面向台湾海峡, 北距厦门 30 多公里。隆教湾北起镇海村的镇海角, 南至白塘村的天马山, 海岸线长约 8 km (图 1), 湾内沙滩干净而宽广, 海水碧蓝而无污染。隆教湾的内陆属于滨海丘陵与滨海平原地区。滨海丘陵、平原的基底为新第三纪佛昙组火山玄武岩层, 由 4 次以上火山喷发的玄武岩组成, 颜色为灰色、深灰色, 气孔状、杏仁状构造发育, 厚度 35 m 以上。玄武岩层由于气孔发育, 其渗透性较好。基底上覆表层沉积物岩性以细砂、粉沙和粘土为主, 厚度 10~22 m, 厚度向海岸逐渐增大。该表层沉积构成潜水含水层, 含水层延伸到海底, 渗透系数 $1.6 \sim 15.4 \text{ m/d}$ 潜水位埋深 1~3 m。隆教湾所在区域属于亚热带海洋气候, 年降水量 1050~1300 mm, 降水是地下水的主要补给来源。玄武岩层和表层沉积物的地下水较为丰富, 在水力梯度作用下于隆教湾形成海底地下水排泄。

隆教湾的内陆原来有两条小河流入海湾, 20 世纪 80 年代上游修建了水库, 溪流干涸, 所以目前没有地表河流流入海湾。

2 研究方法

2.1 海水取样

2007 年 6 月 21 日低潮位期间, 在隆教湾采集了 15 个站点的海水样品, 站点的分布基本垂直海岸线, 近岸站点间距小, 离岸站点间距逐渐变大 (图 1)。在每个站点点, 利用潜水泵抽取 60 L 海水于塑料桶中, 取样深度 1 m 左右。采完全部 15 个样, 用时约 2 h。水样运回室内用于富集和测定其中的镭同位素。

2.2 镭同位素的富集

海水中镭同位素的比度值在 $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{ Bq/l}$ 量级, 一般仪器难以检测出来, 所以要进行预富集。海水样运回室内后, 立即对水样中的镭进行富集。采用的方法是 MnO_2 -纤维单柱富集法 (Reil et al.

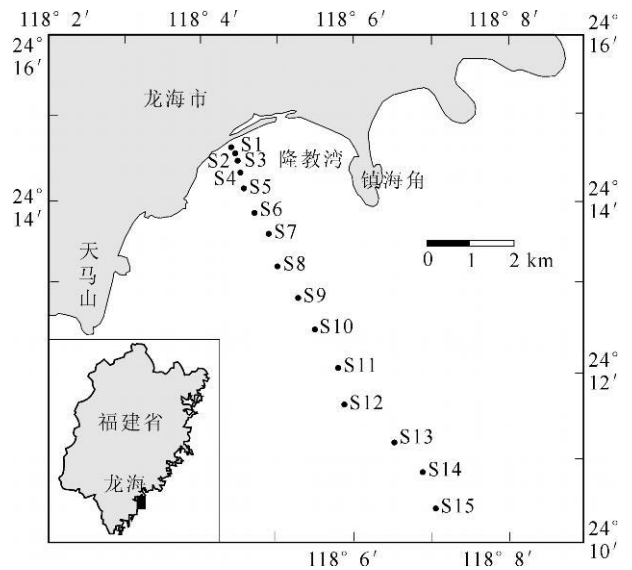


图 1 隆教湾取样位置图

Fig 1 Location of ocean water sampling in the Longjiao Bay

1979), 即让海水通过虹吸方式以 $\sim 300 \text{ ml/min}$ 的流速通过 MnO_2 -纤维富集柱来富集镭。富集柱由 PVC 管 (直径 4.5 cm, 长 50 cm) 中装填 12 g 左右的 MnO_2 -纤维制成, 该方法对镭的富集效率几乎可达到 100%。富集完成后, 取出吸附了镭的纤维, 甩干水分, 然后装入扩散管内, 尽快测量 ^{224}Ra 活度, 因为 ^{224}Ra 的半衰期只有 3.66 d。

2.3 镭同位素的测量

测量 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度所采用的仪器是 FD-125 氡钍仪, 我们是通过测量它们的子体 ^{220}Rn 和 ^{222}Rn 的活度, 来间接测量 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 的活度。测量氡活度的原理是: 氡的 α 衰变的 α 粒子冲击到闪烁室的 ZnS 晶体上, α 粒子的能量转移给 ZnS 晶体, 引起 ZnS 原子激发而闪光放出光子, 此光子被光电倍增管接收后, 便在其光电阴极上产生光电子, 完成光电转换。光电子受电场的作用聚焦到光电倍增管的倍增极上, 激发出二次电子, 最后, 二次电子被加速放大成电子流, 在光电倍增管的阳极负载电阻上形成脉动电流, 输出负脉冲电压。在闪烁室内, α 粒子的数目与氡的活度成正比, 即与闪光的频率成正比。因此, 定标器记录光电倍增管输出的脉冲频率, 就可以知道闪烁室内氡的活度。

2.3.1 ^{224}Ra 放射性活度测量

^{224}Ra 活度的测量采用 ^{220}Rn 连续射气闪烁计数法 (黄奕普等, 2001)。 ^{224}Ra 与其子体 ^{220}Rn 很容易达到放射性衰变平衡, 将氮气瓶、扩散管和闪烁室相连接, 用氮气将扩散管内 ^{224}Ra 的子体 ^{220}Rn 气体以 300

ml/min的速度匀速吹送到闪烁室内,测量时间 1 h,记录定标器读数。然后,根据 ^{220}Rn 活度与母体 ^{224}Ra 活度的关系,计算得到 ^{224}Ra 的活度。

^{224}Ra 测量完毕,立即将装有 MnO_2 -纤维的扩散管两端密封,放置时间 7 d 以上,然后用来测量 ^{226}Ra 的活度。

该实验方法的测量误差(标准偏差)是:

$$\sigma_n = \sqrt{n_s/t_s + n_b/t_b} \quad (1)$$

式中, n_s 、 t_s 分别为样品计数率和计数时间, n_b 、 t_b 分别为本底计数率和计数时间。

2.3.2 ^{226}Ra 放射性活度测量

^{226}Ra 活度的测量采用 ^{222}Rn 直接射气闪烁计数法(谢永臻等, 1994)。与 ^{224}Ra 测量不同之处是,不是边向闪烁室吹送氦气边测量活度,而是先将氦气全部送入闪烁室,然后再测量其活度,这是根据 ^{226}Ra 子体的衰变特点设计的。首先将闪烁室抽成真空,连接闪烁室和扩散管,通过空气自然送气,慢慢将扩散管中 ^{226}Ra 的子体 ^{222}Rn 气体完全输送到闪烁室内。送气完毕后,立即密封闪烁室,放置 3 h,让 ^{222}Rn 与其多个子核达到放射性衰变平衡。然后将闪烁室放回光电倍增管上方,测量时间 1 h 记录定标器读数。根据 ^{222}Rn 活度与其母体 ^{226}Ra 活度的关系,计算得到 ^{226}Ra 的活度。该实验方法的误差计算与上述 ^{224}Ra 活度测量的相同。

3 评价思路

3.1 计算 SGD 的思路

评价排泄到隆教湾地下水数量的方法,笔者的思路是:排泄到海湾的地下水含有较高活度的镭,如果海水中镭的其他来源可以忽略不计,且镭在海水中的运动以扩散为主,忽略对流,那么我们可以根据镭的离岸通量和地下水中镭的活度计算海底地下水排泄量。其中,镭的离岸通量由镭的离岸扩散系数与离岸活度梯度的乘积获得,其中的关键环节是获得扩散系数。

3.2 扩散系数的计算思路

对于化学性质保守的、不易发生化学反应的镭同位素,其活度 (A) 随时间 (t) 的变化是离岸距离 (x) 的函数,可以用对流和扩散的平衡来表示(Moore, 2000, 2003),即:

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

式中, K_h 是扩散系数, ω 是对流速度。该方程只考虑镭垂直于海岸线的一维运动,横向的对流和

扩散被忽略,且假设离岸后没有镭同位素的额外输入。如果 K_h 和 ω 恒定,那么镭活度的离岸分布可以用来确定对流过程和扩散过程的相对重要性。如果镭活度的离岸分布以分子扩散占优势,那么活度与离岸距离的关系将是一条直线,这条直线的近岸端元是纯地下水活度,远岸端元是纯海水活度。如果对流发生在远岸,这条直线就会向上弯曲,如果对流发生在近岸,这条直线就会向下弯曲。

对于长寿命的 ^{226}Ra 同位素,其半衰期长达 1622 a,其衰变可以忽略。而对于短寿命 ^{224}Ra 同位素,其衰变不能忽略,方程(2)中必须包含衰变项。即:

$$\frac{dA}{dt} = K_h \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \omega \frac{\partial A}{\partial x} - \lambda A \quad (3)$$

式中, λ 是 ^{224}Ra 的衰变常数。如果对流能够被忽略,那么,方程(3)就变换为:

$$\frac{dA}{dt} = K_h \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \lambda A \quad (4)$$

在这种情况下,边界条件是: $A = A_0(x = 0)$; $A \rightarrow 0(x \rightarrow \infty)$, 如果 K_h 是常数,且海水处于稳定状态,那么,将方程(4)进行积分变换可以得到:

$$A_x = A_0 \exp(-x \sqrt{\lambda K_h}) \quad (5)$$

式中, A_x 是距离海岸 x 处的镭活度, A_0 是海岸边的镭活度。再将方程(5)两边取对数后得到:

$$\ln A_x = \ln A_0 - x \sqrt{\lambda K_h} \quad (6)$$

由方程(6)可知, ^{224}Ra 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 。

4 结果与讨论

隆教湾内没有河流入海,海水中不存在河流输入镭的情况。根据有关专家(Rana et al., 1996; Beck et al., 2007)的研究,从海底沉积物扩散到海水中的镭活度相对地下水输入海水的镭活度要低,可以忽略不计。这样,可以认为海底地下水排泄是隆教湾海水中镭的最主要来源。根据隆教湾的水动力条件,镭进入海水后基本能满足扩散为主、垂直于海岸做一维运移的要求。这样,我们能够按照上述评价思路计算隆教湾的海底地下水排泄量。

从海水样品的测量结果看,镭活度的分布总体上呈现近岸高、向远岸逐渐降低的趋势(表 1)。图 2 是 ^{224}Ra 活度的自然对数随离岸距离的变化,两者近似呈线性减小的关系, $R^2 = 0.699$ 具有斜率 $m = -0.052 \text{ km}^{-1}$ 。站位 S3、S12 有异常的 ^{224}Ra 活度,在此被忽略。根据方程(6)和 $\lambda = 0.189 \text{ d}^{-1}$ 得到扩散系数 $K_h = 68.83 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$ 。图 3 是 ^{226}Ra 的活度随

表 1 海水样品的镭同位素测量结果

Table 1 Measurements of radium isotopes activities of samples from the Longjiao Bay

站位	取样位置		离岸距离 /km	²²⁴ Ra 比度 dpm /100 l	²²⁶ Ra 比度 dpm /100 l
S1	24°14'34.8"N	118°04'20.2"E	0.000	12.63 ± 0.53	21.88 ± 0.69
S2	24°14'31.8"N	118°04'22.6"E	0.180	8.95 ± 0.46	20.94 ± 0.67
S3	24°14'28.6"N	118°04'24.1"E	0.400	6.95 ± 0.39	10.25 ± 0.44
S4	24°14'24.0"N	118°04'29.2"E	0.650	8.44 ± 0.37	15.06 ± 0.52
S5	24°14'10.4"N	118°04'36.8"E	1.050	10.22 ± 0.47	18.68 ± 0.62
S6	24°13'53.2"N	118°04'45.1"E	1.535	10.78 ± 0.59	17.93 ± 0.69
S7	24°13'39.3"N	118°04'56.2"E	2.195	8.73 ± 0.45	13.91 ± 0.53
S8	24°13'20.5"N	118°05'03.4"E	2.755	8.79 ± 0.71	15.04 ± 0.71
S9	24°12'52.9"N	118°05'20.1"E	3.650	9.73 ± 0.59	14.76 ± 0.58
S10	24°12'30.2"N	118°05'30.4"E	4.660	8.41 ± 0.78	11.98 ± 0.71
S11	24°12'04.8"N	118°05'52.0"E	5.610	8.56 ± 0.66	16.61 ± 0.59
S12	24°11'40.1"N	118°06'49.8"E	6.535	13.22 ± 0.69	14.00 ± 0.53
S13	24°11'12.3"N	118°06'35.0"E	7.490	7.58 ± 0.68	12.55 ± 0.49
S14	24°10'50.9"N	118°06'51.1"E	8.410	6.58 ± 0.59	10.59 ± 0.46
S15	24°10'23.7"N	118°07'04.8"E	9.300	5.85 ± 0.62	9.41 ± 0.43

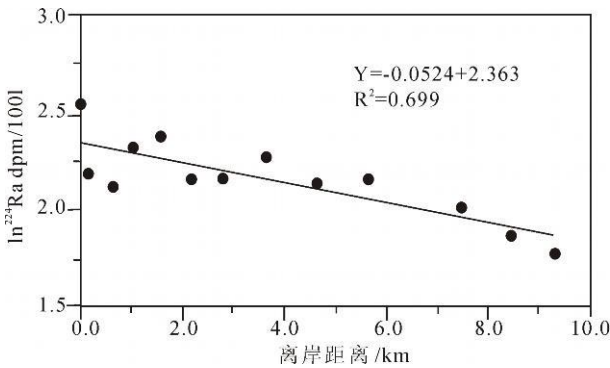


图 2 ln²²⁴Ra 与离岸距离的关系

Fig 2 Profile of ln²²⁴Ra as a function of distance offshore

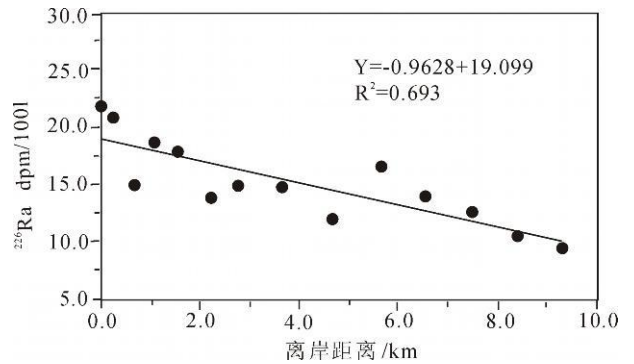


图 3 ²²⁶Ra 活度与离岸距离的关系

Fig 3 Profile of ²²⁶Ra activity as a function of distance offshore

离岸距离的变化, 两者也近似呈线性减小的关系, $R^2 = 0.692$ 其离岸比度梯度是 $-0.963 \text{ dpm}100\Gamma^{-1} \text{ km}^{-1}$ 或者 $-0.963 \times 10^{10} \text{ dpm km}^{-3} \text{ km}^{-1}$ 。站位 S3 有异常低的 ²²⁶Ra 活度, 被忽略。由扩散系数 K_h 和比度梯度的乘积产生 ²²⁶Ra 自岸向海的通量是 $6.62 \times 10^{11} \text{ dpm km}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 这个通量需要由地下水输入的镭来支持。S1 站位距离岸边最近, 其比度 $21.88 \text{ dpm}100\Gamma^{-1}$ 基本可以代表排泄入海的地下水的平均比度, 计算出隆教湾的海底地下水排泄量为 $3.03 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。这个排泄量是由陆源地下水和再循环海水组成, 由于目前我们还没有足够的资料获得陆源地下水的排泄量, 尚不能区分出二者, 但我们推测再循环海水排泄量将占绝大部分。根据有关文献, 在 Jamaica Bay 总 SGD 是陆源地下水的 30 倍 (Beck et al, 2007); 在 Hunting Beach 总 SGD 中 74% 以上是再循环海水 (Boehm et al, 2006)。究

竟隆教湾海底地下水排泄中再循环海水和陆源淡水分别占多大比例, 有待进一步研究。

5 结论

隆教湾近岸海域, SGD 输入的镭是海水中镭的最主要来源, 且镭进入海水后以扩散为主, 垂直于海岸近似做一维运移。表层海水中的镭同位素活度呈现近岸高、离岸低的特点, 且活度与离岸距离近似呈线性关系。根据 ln²²⁴Ra 与离岸距离的线性关系, 计算镭的扩散系数为 $68.83 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$ 。²²⁶Ra 与离岸距离的线性关系形成 $-0.963 \text{ dpm}100\Gamma^{-1} \text{ km}^{-1}$ 的活度梯度。通过扩散系数和活度梯度获得 ²²⁶Ra 的离岸通量为 $6.62 \times 10^{11} \text{ dpm km}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 这个通量依赖于 SGD 输入镭的支持, 从而获得隆教湾的海底地下水排泄量为 $3.03 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 该排泄量的绝大部分可能是再循环海水。

参考文献

- 黄奕普, 谢永臻, 陈性保, 陈敏, 邱雨生. 2001. 海水中²²⁴Ra快速富集和测定的新方法 [J]. 厦门大学学报, 40(3): 699~705
- 李福林, 陈学群, 张奇, 宋福山, 王潘平, 刘学忠, 姜克华, 刘竹梅. 2005. 莱州湾东岸海底地下水的水文地球化学特征及其地球化学演化模式 [J]. 海洋科学进展, 23(2): 190~196
- 廖小青, 刘贯群, 袁瑞强, 叶玉玲, 李玉瑛. 2005. 黄河农场地区地下水入海量 FEFLOW 软件数值模拟 [J]. 海洋科学进展, 23(4): 446~451
- 邱汉学, 郑西来, 张效龙, 陈友媛. 2003. 黄河农场地区地下水入海通量的数值分析 [J]. 海洋地质动态, 19(3): 28~33
- 谢永臻, 黄奕普, 施文远, 邱雨生. 1994. 天然水体中²²⁶Ra-²²⁸Ra的联合富集与测定 [J]. 厦门大学学报, 33 86~90

References

- BURNETT W C, BOKUNIEWICZ H, HUETTEL M, MOORE W S, TANIGUCHI M. 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone [J]. Biogeochemistry, 66: 3~33
- BOKUNIEWICZ H J. 1980. Groundwater seepage into Great South Bay, New York. Estuarine [J]. Coast Mar Sci 10: 437~444
- BOKUNIEWICZ H J, PAVLIK B. 1990. Groundwater seepage along a barrier island [J]. Biogeochemistry, 10: 257~276
- BOEHM A B, PAYTAN A, SHELLENGARGER G G, DAVIS K A. 2006. Composition and flux of groundwater from a California beach aquifer: Implications for nutrient supply to the surf zone [J]. Continental Shelf Research 26: 269~282
- BECK A J, RAPAGLIA J P, COCHRAN J K, BOKUNIEWICZ H J. 2007. Radium mass-balance in Jamaica Bay, NY: Evidence for a substantial flux of submarine groundwater [J]. Marine Chemistry, online at www. sciencedirect. com.
- CAPONE D G, SLATER J M. 1990. Interannual patterns of water table height and groundwater derived nitrate in nearshore sediments [J]. Biogeochemistry, 10: 277~288
- CHARLETTE M A, BUESSELER K O, ANDREW S J E. 2001. Utility of radium isotopes for evaluating the input and transport of groundwater-derived nitrogen to a Cape Cod estuary [J]. Limnol Oceanogr, 46: 465~470
- CHARLETTE M A, SPLIVALLO R, HERBOLD C, BOLLINGER M, MOORE W S. 2003. Salt marsh submarine groundwater discharge as traced by radium isotopes [J]. Mar Chem., 84: 113~121
- CROTWELL A M, MOORE W S. 2003. Nutrient and radium fluxes from submarine groundwater discharge to port royal sound, South Carolina [J]. Aquatic Geochemistry, 9: 191~208
- HUANG Y P, XIE Y Z, CHEN X B, CHEN M, QU Y S. 2001. A New Method for Rapid Concentration Determination of²²⁴Ra in Seawater [J]. Journal of Xiamen University (Natural Science), 40(3): 699~705 (in Chinese with English abstract).
- HWANG D W, KIM G, LEE Y W, YANG H S. 2005. Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes [J]. Marine Chemistry 96: 61~71
- KREST J M, MOORE W S, GARDNER L R, MORRIS J. 2000. Marsh nutrient export supplied by groundwater discharge: evidence from Radium measurements [J]. Global Biogeochemical Cycles 14: 167~176
- LEE Y W, KIM G. 2007. Linking groundwater-borne nutrients and dinoflagellate red-tide outbreaks in the southern sea of Korea using a Radium tracer. Estuarine [J], Coastal and Shelf Science, 71: 309~317
- LI F L, CHEN X Q, ZHANG Q, PETIFFER G, SONG F S, WANG P P, LIU X Z, JIANG K H, LU Z M. 2005. Hydrogeochemical Characteristics and Geochemical Evolution Model of Seabottom Groundwater Along the East Coast of Laizhou Bay [J]. Advances in Marine Science, 23(2): 190~196 (in Chinese with English abstract).
- LIAO X Q, LIU G Q, YUAN R Q, YE Y L, LI Y Y. 2005. FEFLOW Software Numerical Simulation of Groundwater Discharge Flux to the Sea From the Yellow River Fan Area [J]. Advances in Marine Science, 23(4): 446~451 (in Chinese with English abstract).
- MOORE W S. 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by²²⁶Ra enrichment [J]. Nature 380: 612~614
- MOORE W S. 2000. Determining coastal mixing rates using radium isotopes [J]. Continental Shelf Research, 20: 1993~2007
- MOORE W S. 2003. Sources and fluxes of submarine groundwater discharge delineated by radium isotopes [J]. Biogeochemistry, 66: 75~93
- MOORE W S. 2006. Radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge in Sicily [J]. Continental Shelf Research 26: 852~861
- QU H X, ZHENG X L, ZHANG X L, CHEN Y Y. 2003. Numerical analysis of groundwater discharge fluxes to ocean from the HUANGHE fan area [J]. Marine Geology Letters 19(3): 28~33 (in Chinese with English abstract).
- RAMA, MOORE W S. 1996. Using the radium quartet for evaluating groundwater input and water exchange in salt marshes [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta 60(23): 4645~4652
- REID D F, KEY R M, SCHINK D R. 1979. Radium, thorium, and actinium extraction from seawater using an improved manganese-oxide-coated fiber [J]. Earth and Planetary Science Letters 43(2): 223~226
- SMITHSON G M. 1992. Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments [J]. Marine Ecology Progress Ser., 84: 173~184
- SWARZENSKI P W, REICH C, KROEGER K D, BASKARAN M. 2007. Radium isotopes as natural tracers of submarine groundwater discharge in Tampa Bay, Florida [J]. Marine Chemistry 104: 69~84
- VALIELA I, COSTA J, FOREMAN K, TEAL J M, HOWES B, AUBREY D. 1990. Transport of groundwater-borne nutrients from watersheds and their effects on coastal waters [J]. Biogeochemistry 10: 177~197
- XIE Y Z, HUANG Y P, SHI W Y, QU Y S. 1994. Simultaneous concentration and determination of²²⁶Ra, ²²⁸Ra in natural waters [J]. Journal of Xiamen University (Natural Science), 33: 86~90 (in Chinese with English abstract).
- ZEKTSER I S, LOACH G H A. 1993. Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future [J]. Journal of Hydrology, 144: 405~427