

用镭同位素评价胶州湾水体表观年龄 及地下水入海通量*

王 博 郭占荣 袁晓婕 章 斌 马志勇 刘 洁

(厦门大学海洋与地球学院 厦门 361102)

摘要 为评价胶州湾水体表观年龄和地下水入海通量, 2011 年 9—10 月在胶州湾地区分别采集地下水、河水和海水样品, 对水样的 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度进行测量。基于 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 半衰期的差异, 运用 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 的活度比值计算了胶州湾水体表观年龄; 采用三端元混合模型计算了胶州湾海水中地下水、河水与湾外海水的混合比例; 在水体表观年龄和混合比例的基础上, 计算了地下水入海通量。结果表明: 研究期间胶州湾水体表观年龄分布范围为 3.2—39.4d, 平均值为 14.7d, 呈现从湾顶到湾口年龄逐渐增大的趋势, 地下水的平均混合比例是 11.0%, 地下水的入海通量为 $7.29 \times 10^6 \text{m}^3/\text{d}$, 海底地下水排泄速率为 3.8cm/d。

关键词 海底地下水排泄; 镭同位素; 水体表观年龄; 三端元混合模型; 胶州湾

中图分类号 P731.2 **doi:** 10.11693/hyhz20140400108

海底地下水排泄(submarine groundwater discharge, SGD)是指在不考虑水体组成和驱动力的情况下, 从海底进入海域的所有水流, 其中包括由水力梯度驱动的陆源淡水, 以及由潮汐泵、波浪和密度梯度驱动的循环海水(Burnett *et al.*, 2003)。海底地下水排泄是全球水循环的一个重要环节, 全球每年输入海洋的陆源地下淡水约 2400km^3 , 占输入海洋的河流径流量的 6% (Burnett *et al.*, 2003); 海底地下水排泄还是一个向海洋输送各种溶解物质的重要通道, 地下水向海洋输送大量的营养盐、碳、微量元素等溶解物质, 不仅影响海岸带的生物地球化学循环, 而且影响沿岸海域的生态环境和生态平衡。

由于受到各种自然因素(岩性、构造、降水、潮汐等)和人为因素(人为开采)的影响, 海底地下水排泄空间上分布很不均一, 因此其在量化方面存在一定的难度。目前主要的量化手段是地球化学示踪法, 尤其以镭示踪剂应用最为广泛。另外, 端元混合模型也是量化SGD常用的方法, 其原理是首先通过端元混合模型获得地下水的混合比率, 然后再借助河水

或海水等的径流量来进一步推算地下水输入量。端元混合模型中应用最多的是三端元混合模型, 三个端元一般指地下水、河水和海水。三端元混合模型中, 其中的一个方程是混合比率系数方程, 代表的是端元水量的平衡关系, 另外的两个方程一般选择比较保守的水化学参数建立平衡方程, 选择的这些参数化学行为保守, 符合线性混合模型的建模要求, 常用的水化学参数是盐度、碱度、氯、钡、 ^{226}Ra 、 ^{228}Ra 等。Moore(2006)研究意大利Sicily地区的海底地下水排泄时, 将长寿命的 ^{226}Ra 和 ^{228}Ra 作为参数, 构建了以地中海海水、承压水和浅层地下水为三端元的混合模型; Young等(2008)分别将 ^{226}Ra 、 ^{228}Ra 和Cl两两组合, 建立了海水与两种地下水的三端元混合模型, 从而评估各端元对泻湖水的影响。Su等(2011)把海南岛八门湾和万泉河口区的水体看作是河水、地下水和海水的混合水, 建立以 ^{226}Ra 活度和盐度为参数的平衡方程, 获得地下水入海通量。Liu等(2012)认为南海北部表层海水是由远岸表层海水、珠江冲淡水和地下水三者混合而成, 并以水体的 ^{226}Ra (^{228}Ra)活度和总碱度

* 国家自然科学基金项目, 1072174 号。王博, 硕士研究生, E-mail: aaronspcial1989@gmail.com

通讯作者: 郭占荣, 教授, E-mail: gzr@xmu.edu.cn

收稿日期: 2014-04-08, 收修改稿日期: 2014-08-07

作为建模参数, 通过三端元混合模型获得地下水入海通量。

在评价地下水入海通量时, 往往需要知道水体的表观年龄或者水体的滞留时间。水体表观年龄可以用来判断地下水携带陆源物质进入海域后的稀释和扩散速率, 也可以用来判断水体的运移方向和速度 (Moore, 2000)。镭有 2 个短寿命同位素 (^{223}Ra , $t_{1/2}=11.4\text{d}$; ^{224}Ra , $t_{1/2}=3.66\text{d}$) 和 2 个长寿命同位素 (^{226}Ra , $t_{1/2}=1600\text{a}$; ^{228}Ra , $t_{1/2}=5.75\text{a}$), 由于短寿命镭同位素的半衰期远小于长寿命的半衰期, 所以可以利用短寿命同位素与长寿命同位素的活度比值 (activity ratio, AR) 来计算水体表观年龄。Moore (2000) 首次提出采用 $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$ 和 $^{223}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ 活度比计算水体表观年龄的方法, 但只适用单一来源的理想条件; 之后, Moore 等 (2006) 采用 $^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ 活度比又提出了另一种可以用于计算多来源系统的水体表观年龄的方法。根据两种方法的适用条件, 国内外学者分别计算了不同地区的水体表观年龄: 在美国 Jamaica 湾, Beck 等 (2007) 用 $^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ 活度比计算获得水体表观年龄为 1.2—21d, 平均值为 $(7.5\pm 5.1)\text{d}$ 。在韩国 Hampyeong 湾, Waska 等 (2011) 用 $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$ 活度比计算两个采样期的水体滞留时间分别为 $(2.4\pm 0.6)\text{d}$ 和 $(1.4\pm 0.4)\text{d}$ 。在海南岛的老爷海潟湖, Ji 等 (2013) 运用 $^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ 活度比计算获得水体表观年龄为 0.02—13.76d; 在厦门市的五缘湾, 刘花台等 (2013) 利用 $^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 活度比计算水体滞留时间为 0.6—2.4d。

本文首先利用 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 的活度比值来计算胶州湾水体表观年龄, 然后运用三端元混合模型计算胶州湾湾内海水中地下水、河水与湾外海水的混合比例, 在表观年龄和混合比例基础上, 进一步计算胶州湾的地下水入海通量。

1 研究区概况

胶州湾位于山东半岛南岸, 与黄海相通, 是一个“口小腹大”的典型半封闭型海湾。胶州湾为浅水海湾, 平均水域面积为 302.91km^2 , 其中 0—5m 浅水水域面积为 190.1km^2 , 占整个海湾面积的 49%, 大于 20m 水深的海域面积为 26.46km^2 , 占整个海湾面积的 6.8%; 湾内平均水深为 7.0m, 大部分水深不超过 5.0m, 最大水深位于湾口水道局部可达 66.9m (李乃胜等, 2006)。注入胶州湾的河流主要有洋河、大沽河、白沙河—墨水河、李村河等, 除大沽河外其余河流均为季节性河流。胶州湾潮汐类型为正规半日潮, 潮汐周

期约为 12.42h, 平均潮差为 2.78m, 最大潮差为 4.75m。胶州湾地处典型的东亚季风气候区, 年平均降水量为 680.5mm, 全年降水集中于 7、8 月份, 12 月份降水量最少。

胶州湾地区地下水类型以第四系松散沉积物孔隙潜水为主, 其中又以山间河谷冲积、冲洪积孔隙潜水为主, 主要分布于大沽河、洋河、白沙河—墨水河下游平原。含水层多为双层结构, 岩性以砂砾石和砂为主, 夹有少量的粘土, 堆积厚度为 5—20m, 局部为 30m。另外, 在胶州湾地区的东南部和南部丘陵出露大面积的基岩, 此处地下水类型则主要为基岩风化裂隙水。不论是松散沉积物孔隙潜水, 还是基岩风化裂隙水, 它们主要接受大气降水补给, 水位动态变化受到降雨季节性的影响, 8—9 月地下水位达到全年最高, 3—4 月地下水位达到全年最低。地下水排泄方式以蒸发、开采和向海湾径流为主。

2 样品采集及测量

2.1 水样采集

2011 年 9—10 月在胶州湾湾内采集表层海水样品 30 个, 水样采自水面下约 1m 深度, 海水采集体积为 30L; 在环胶州湾地区采集地下水样品 28 个, 井水采集体积为 15L; 在环胶州湾地区各河流中下游位置采集河水样品 23 个, 河水采集体积为 15L。所有水样现场测量盐度 (JENCO Model-3250)。样品采集点分布图见图 1。

2.2 样品测量

水样运回室内后, 立即对水样中的 Ra 进行富集, 富集材料是 MnO_2 纤维, 利用重力让水样流过 MnO_2 纤维富集 Ra, 控制流速小于 300mL/min (郭占荣等, 2008)。富集完成后, 挤干锰纤维水分, 然后装入特制扩散管内测量 ^{224}Ra 活度。测完 ^{224}Ra 后, 将扩散管密封 7 天以上再测定 ^{226}Ra 活度。测量 Ra 活度的仪器为 FD-125 氡钍仪 (中核北京核仪器厂生产), ^{224}Ra 活度的测量采用 ^{220}Rn 连续射气闪烁计数法, ^{226}Ra 活度的测量采用 ^{222}Rn 直接射气闪烁计数法 (郭占荣等, 2011)。

3 结果与讨论

3.1 镭同位素活度

研究期间盐度小于 1 的地下水中 ^{224}Ra 活度范围为 1.02—17.80Bq/m³, 平均值为 6.24 Bq/m³, ^{226}Ra 活度范围为 0.29—8.37Bq/m³, 平均值为 1.81Bq/m³; 盐

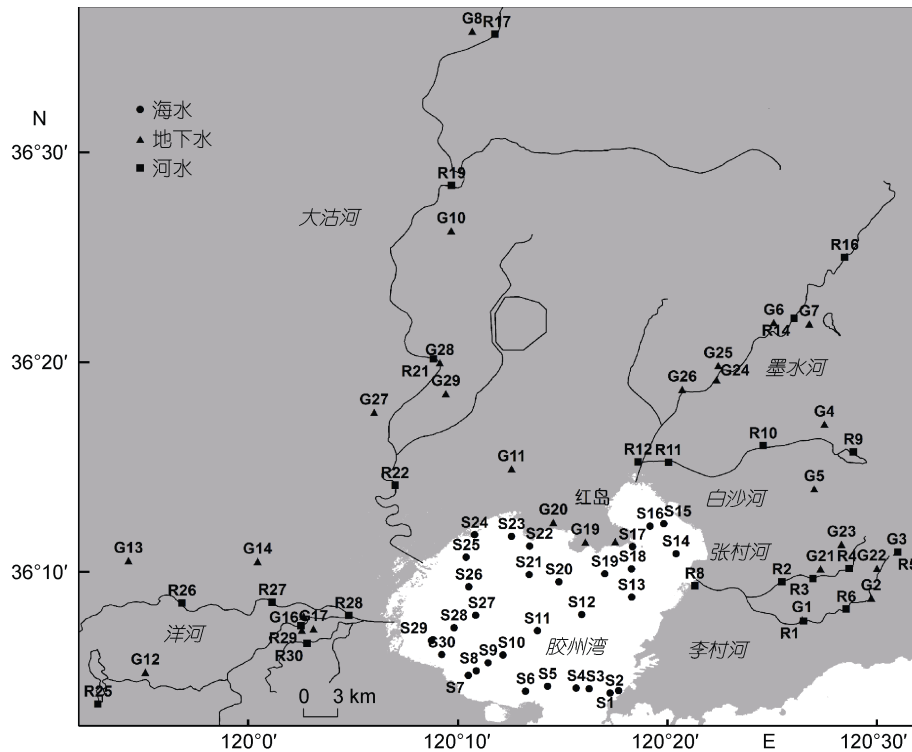


图 1 2011 年 9—10 月采样点站位图

Fig.1 Sampling sites in Jiaozhou Bay from September to October, 2011

度大于 1 的地下水中 ^{224}Ra 活度范围为 $3.02\text{—}36.56\text{Bq/m}^3$, 平均值为 15.45Bq/m^3 , ^{226}Ra 活度范围为 $1.49\text{—}10.23\text{Bq/m}^3$, 平均值为 3.48Bq/m^3 。盐度大于 1 的地下水的 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度明显高于盐度小于 1 的地下水。盐度高的地下水主要分布在胶州湾的部分沿岸地段, 是由于海水入侵含水层导致地下水盐度升高。而地下水盐度升高, 离子强度增加, 使得 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 从含水层的介质表面上解吸进入到地下水中, 从而导致地下水中的 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度较高。

研究期间盐度小于 1 的河水中 ^{224}Ra 活度范围为 $0.44\text{—}4.57\text{Bq/m}^3$, 平均值为 1.62Bq/m^3 , ^{226}Ra 活度范围为 $0.46\text{—}1.67\text{Bq/m}^3$, 平均值为 0.95Bq/m^3 ; 盐度大于 1 的河水中 ^{224}Ra 活度范围为 $1.36\text{—}10.25\text{Bq/m}^3$, 平均值为 4.94Bq/m^3 , ^{226}Ra 活度范围为 $0.70\text{—}2.81\text{Bq/m}^3$, 平均值为 1.55Bq/m^3 。盐度大于 1 的河水的 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度也明显高于盐度小于 1 的河水。盐度高的河水分布在各河流入海口处, 即河口处, 河水中已经有海水的混入, 所以导致河水盐度升高。正是由于海水的混入, 使得河流悬浮颗粒吸附的 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 解吸释放到水体中, 引起河口水中 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度明显偏高。

研究期间表层海水中 ^{224}Ra 活度范围为 1.58—

8.99Bq/m^3 , 平均值为 3.67Bq/m^3 ; ^{226}Ra 活度范围为 $2.16\text{—}3.31\text{Bq/m}^3$, 平均值为 2.65Bq/m^3 ; 盐度范围为 $21.5\text{—}29.5$, 平均值为 26.63 。在近岸海域, ^{224}Ra 活度较高, 可能是高 ^{224}Ra 活度的陆源淡水的输入造成, 但 ^{226}Ra 活度在整个湾内则较为一致。

3.2 水体表观年龄

水体表观年龄(apparent water age)的概念是 Moore (2000)在研究南大西洋大陆架海水的交换能力时提出的, 并利用 ^{224}Ra 与 ^{223}Ra 的活度比值计算了水体表观年龄。水体表观年龄不是水体的实际年龄, 它是指某一水团自从进入研究系统以来到达某一位置所经历的时间(Monsen *et al*, 2002), 所以, 在研究系统的不同位置, 有不同的水体表观年龄。水体表观年龄的概念不同于通常所说的水体滞留时间(residence time), 水体滞留时间一般是指某一水团从研究系统中某一位置出发至离开研究系统所需要的时间(Monsen *et al*, 2002)。因此, 水体表观年龄和滞留时间是有联系的, 在系统边界条件确定的情况下, 水团从进入研究系统至离开研究系统的表观年龄, 等同于其水体滞留时间。

针对一般的海岸带水体, Moore 等(2006)提出计算水体表观年龄的新方法。该方法假设研究海域处于

稳定状态, 即海水中镭的添加与损失达到平衡状态。根据镭的质量平衡原理可以写出 ^{224}Ra 的平衡方程:

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

式中, $F^{224}\text{Ra}$ 指的是研究系统中 ^{224}Ra 所有来源的总通量(Bq/d), 其中来源可能包括地下水输入、河流输入、沉积物扩散以及外海水输入等等; 等式右侧项指的是研究系统中 ^{224}Ra 的损失, $I^{224}\text{Ra}\lambda_{224}$ 代表放射性衰变损失, $I^{224}\text{Ra}(1/t)$ 代表研究系统中 ^{224}Ra 与外海水的混合损失, 其中 $I^{224}\text{Ra}$ 是研究系统中的 ^{224}Ra 库(Bq); λ_{224} 是 ^{224}Ra 的衰变常数(0.189d^{-1}); t 是水体表观年龄(d)。

对于 ^{226}Ra , 其半衰期为 1600a, 远远大于滞留时间, 其放射性衰变可忽略, 平衡方程为:

$$F^{226}\text{Ra} = I^{226}\text{Ra}(1/t) \quad (2)$$

将公式(1)除以(2)得:

$$F\left(\frac{^{224}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}}\right) = \frac{I^{224}\text{Ra}(\lambda_{224} + 1/t)}{I^{226}\text{Ra}(1/t)} \quad (3)$$

将公式(3)进行变换就可以得到水体表观年龄的计算公式:

$$t = \frac{F\left(\frac{^{224}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}}\right) - I\left(\frac{^{224}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}}\right)}{I\left(\frac{^{224}\text{Ra}}{^{226}\text{Ra}}\right)\lambda_{224}} \quad (4)$$

式中, $F(^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})$ 代表研究系统中 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 所有来源的总通量比值, 由于该方法假设地下水为研究系统中镭同位素的主要来源, 而忽略其他来源(Becket *al*, 2007; Charette *et al*, 2008; Ji *et al*, 2013), 且认为

地下水输入水量恒定, 因此 $F(^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})$ 可代表地下水中 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 的活度比值(activity ratio, AR); $I(^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})$ 代表研究系统中 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 的库存比值, 由于认为研究系统的水体积一般是不变的, 则 $I(^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})$ 代表研究系统实测的 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度比。于是, 根据公式(4)可以计算研究系统中每个采样点的水体表观年龄。

运用以上方法, 我们对胶州湾的水体表观年龄进行估算。为了确定输入胶州湾的地下水端元 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度比值, 选取胶州湾沿岸地段的地下水采样点, 并将其分为五个区域: 张村河-李村河、墨水河、红岛、大沽河、洋河, 然后分别对各区域地下水采样点的 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 活度进行线性拟合(图2)。由图2可知, 沿岸地下水采样点的 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 活度分别在各区域都有较好的线性相关性。假设胶州湾处于稳定状态, 各区域地下水 $^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 对胶州湾海水的贡献相同, 则取各区域的 $^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 活度线性拟合值的平均值代表地下水端元 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 的活度比值, 为 4.36。将该值代入 $F(^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})$, 再将胶州湾中各海水采样点的 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 活度比值分别代入 $I(^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})$, 计算得到 2011 年 9—10 月水体表观年龄为 3.2—39.4d, 平均值为 14.7d。水体表观年龄对于地下水 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 活度比值的变化较为敏感, 当地下水 $^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ 比值变化 $\pm 5\%$ 时, 水体年龄相应变化 $\pm (0.4—2.1)\text{d}$, 平均变化 $\pm 1\text{d}$ 。

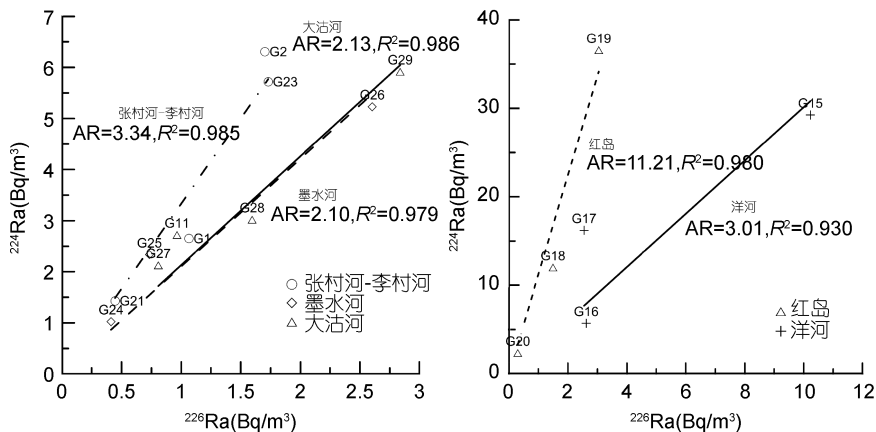


图2 胶州湾沿岸地段各区域地下水采样点 ^{224}Ra 与 ^{226}Ra 活度关系图
Fig.2 Plots of ^{224}Ra vs. ^{226}Ra in groundwater in the each region of coastal Jiaozhou Bay
图中实线和虚线表示线性拟合线, AR 表示 ^{224}Ra 和 ^{226}Ra 活度比值

总体来看, 胶州湾水体表观年龄呈现出由湾顶至湾口逐渐增大的趋势(图3), 与地下水输入胶州湾后运移的实际情况相吻合。从实质上说, 水体表观年

龄反映的是输入水团(如地下水)进入海水后的迁移速度, 而换个角度考虑, 也可以表征输入水团与海水的交换速度。针对胶州湾, 地下水输入主要集中在湾顶

附近, 因此离湾顶同样的距离, 如果水体表观年龄较大, 那么表明地下水与海水的交换速度较慢, 反之说明地下水与海水的交换速度较快。红岛附近海域的 S19、S20 和 S21 站位虽然离湾顶较近, 但是其水体表观年龄明显较大, 可能表明红岛区域输入的地下水水体迁移速度较慢, 即地下水与海水的水体交换更替速率较慢。

本文计算得到的平均水体表观年龄为 14.7d, 从一定程度上反映了胶州湾水体的交换能力。目前众多学者也已经运用多种模型对胶州湾的水交换能力和滞留时间进行了研究。杨东方等(2013)利用非保守性物质 Si:N 比值作为湾内水的示踪剂, 采用生物地球化学模型, 计算得到胶州湾水体交换时间的范围为 10—15d; 吴永成等(1992)利用盐度资料并借助箱式模型, 计算获得胶州湾的海水半交换时间是 5d; 国家海洋局和青岛水产局(1998)以箱式模型的概念计算的胶州湾水交换率为每天 9.6%, 最终得到胶州湾的水

交换时间是 10.4d; 吕新刚等(2010)利用潮流模型耦合水质模块, 模拟了胶州湾的水交换过程, 结果显示整个湾的平均水体半交换时间为 25d, 平均滞留时间为 71d; 赵亮等(2002)追踪胶州湾水质点轨迹, 研究了不同区域水的交换能力, 计算得到胶州湾水体的平均滞留时间为 80d; Liu 等(2004)在三维水动力模型基础上建立水质模型, 获得胶州湾水体的平均滞留时间为 52d。其中, 基于 Si:N 的生物地球化学模型以及箱式模型与本文使用的模型在建模型条件上均假设湾内水体混合均匀, 因此在结果上较为接近, 但均不到质点追踪模型和水质模型结果的一半, 这是由于不考虑潮流的动力学, 以混合均匀为基础的模型可能会过高估计了水体的交换能力。由此可见, 在胶州湾, 由于采用不同的模型或者不同的水体交换时间定义, 所得的结果还是存在一定的差异, 但是每种结果的得出都有其合理的理论依据, 不能简单地予以否定。

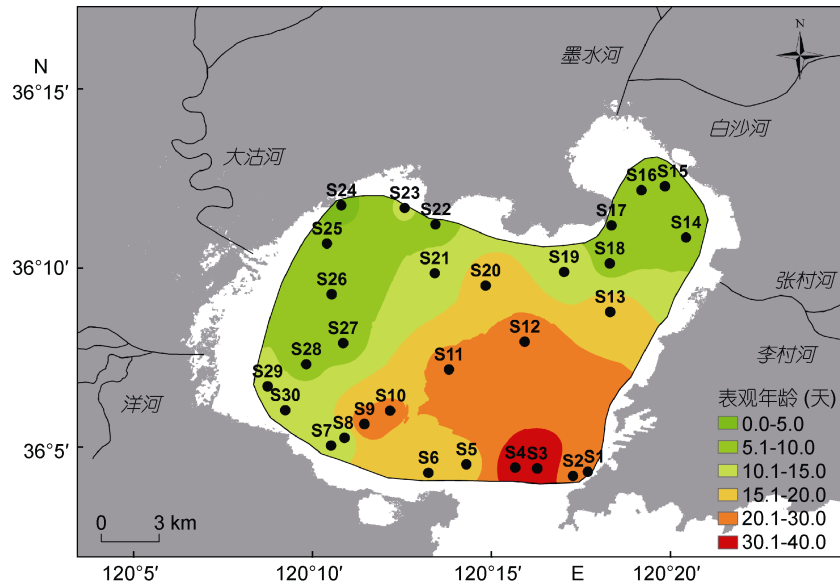


图 3 2011 年 9—10 月胶州湾水体表观年龄分布图

Fig.3 Spatial distribution of apparent age of water in Jiaozhou Bay from September to October, 2011

3.3 地下水入海通量

根据胶州湾实际情况, 可以把胶州湾内的海水看作是河水、地下水与湾外海水的混合水体。 ^{226}Ra 半衰期较长, 进入湾内海水后化学行为比较保守, 可以作为保守混合对象; 另外, 河水、地下水与湾外海水的盐度也可以作为保守混合对象。因此, 根据水量、盐度和 ^{226}Ra 的质量平衡, 建立地下水、河水和湾外海水的三端元混合模型(Moore, 2003), 对胶州湾的河流、地下水和海水三端元的混合比例进行研究。

建立三端元混合模型如下:

$$\begin{cases} f_S + f_R + f_{GW} = 1.00 \\ {}^{226}\text{Ra}_S f_S + {}^{226}\text{Ra}_R f_R + {}^{226}\text{Ra}_{GW} f_{GW} = {}^{226}\text{Ra}_M \\ S_S f_S + S_R f_R + S_{GW} f_{GW} = S_M \end{cases} \quad (5)$$

式中, f 代表湾外海水、河水、地下水端元的混合比例, ^{226}Ra 表示水体中 ^{226}Ra 的活度; S 表示水体中的盐度; 脚标 S、R、GW 和 M 分别代表湾外海水、河水、地下水和湾内海水。

根据以上方程组, 可推导出:

$$\left\{ \begin{aligned} f_S &= \frac{\left(\frac{^{226}\text{Ra}_M - ^{226}\text{Ra}_R}{^{226}\text{Ra}_{\text{GW}} - ^{226}\text{Ra}_R} \right) - \left(\frac{S_M - S_R}{S_{\text{GW}} - S_R} \right)}{\left(\frac{^{226}\text{Ra}_S - ^{226}\text{Ra}_R}{^{226}\text{Ra}_{\text{GW}} - ^{226}\text{Ra}_R} \right) - \left(\frac{S_S - S_R}{S_{\text{GW}} - S_R} \right)} \\ f_{\text{GW}} &= \frac{S_M - S_R - f_S(S_S - S_R)}{S_{\text{GW}} - S_R} \\ f_R &= 1.00 - f_S - f_{\text{GW}} \end{aligned} \right. \quad (6)$$

湾外海水端元选取门武(2008)在南黄海开阔海域

的采样点 0307 和 0309, 将该两点在夏(7月)、冬(1月)两个航次表层水样的平均值作为研究期间(秋季)外海水端元的数值; 地下水端元的数值选择盐度大于 1 的地下水采样点的平均值; 河水端元的数值选择盐度小于 1 的河水采样点的平均值; 由于胶州湾为浅水海湾, 温盐水文参数在垂直分布上基本呈现垂直均匀状态(翁学传等, 1992; 杨玉玲等, 1999), 表明水体垂直混合均匀, 因此用表层海水实测的数值作为湾内海水。将湾内海水实测值和各端元的参数取值代入公式(6)计算得到三个端元的混合比例(表 1)。2011 年 9—10 月湾外海水的混合比例为 65.9%—91.3%, 平均值 81.9%; 地下水的混合比例为 0.0%—33.7%, 平均值 11.0%; 河水的混合比例为 0.0%—26.7%, 平均值 7.1%。

表 1 端元参数取值和平均混合比例

Tab.1 The values of three end-members in three-member mixing model and their average contributions

端元	盐度	^{226}Ra 活度(Bq/m ³)	平均混合比例(%)	修正比例 (%)	修正比例 (%)
湾外海水	32.09	2.46	81.9	82.4	81.9
地下水	1.80	3.48	11.0	8.3	11.3
河水	0.36	0.95	7.1	9.3	6.8

考虑沉积物扩散和沉积物再悬浮颗粒输入的 ^{226}Ra

考虑河流悬浮颗粒解吸释放的 ^{226}Ra

根据平均混合比例, 用以下公式估算胶州湾的地下水入海通量:

$$F_{\text{SGD}} = f_{\text{GW}} \times \frac{V_{\text{bay}}}{t} \quad (7)$$

式中, F_{SGD} 为地下水入海通量; f_{GW} 为地下水端元的混合比例; V_{bay} 为胶州湾水体体积(m³), 取平均海平面的体积为 $26.12 \times 10^8 \text{m}^3$ (史经昊, 2010); t 代表水体滞留时间(d)。

公式(7)中, (V_{bay}/t) 表示湾内水体的平均更新速率, 也就是湾内水体向湾外输出的平均径流速率。根据上文 3.2 节对水体表现年龄概念的讨论, 输入水团从湾顶运移到湾口所经历的时间代表其在湾内滞留的时间, 所以可将胶州湾湾口处采样点的水体表现年龄近似作为水体滞留时间, 即公式(7)中的 t 取湾口处最大的水体表现年龄 39.4d。于是, 由公式(7)计算获得 2011 年 9—10 月胶州湾的地下水入海通量为 $7.29 \times 10^6 \text{m}^3/\text{d}$, 该结果包括陆源地下淡水输入量和再循环海水量。同期, 马志勇(2013)以 ^{222}Rn 作为示踪剂评价了胶州湾的地下水入海通量, 其评价结果为 $10.62 \times 10^6 \text{m}^3/\text{d}$, 略大于本文的计算结果。

将以上模型计算所得的地下水输入通量分配在胶州湾海域上, 可以得到单位面积上的地下水输入

通量。由于一方面胶州湾的面积较大, 且地下水输入主要发生在近岸部分, 湾中部地下水的输入可能很小; 另一方面胶州湾的东南、西南海岸均属于基岩型海岸, 地下水排泄能够延伸到海底的范围较为有限。因此, 将靠近岸边的浅水(0—5m)海域面积作为地下水排泄的主要区域。采用以下公式可计算单位面积上的地下水输入通量:

$$\tau = \frac{F_{\text{SGD}}}{A_{\text{bay}}} \quad (8)$$

式中, τ 是胶州湾单位面积上的地下水输入通量(m³/(m²·d)), A_{bay} 是胶州湾浅水海域面积(m²), 为 $190.1 \times 10^6 \text{m}^2$ 。2011 年 9—10 月胶州湾单位面积上的地下水输入通量为 $0.038 \text{m}^3/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$, 即海底地下水排泄速率为 3.8cm/d。将该结果与全球其他部分研究区域运用 Ra 示踪技术所得的 SGD 结果进行比较(表 2), 胶州湾的海底地下水排泄速率处于中等水平。

三端元线性混合模型在构建 ^{226}Ra 的质量平衡方程时, 认为湾内海水中的 ^{226}Ra 是由地下水、河水和湾外海水三个来源组成的, 但实际上湾内 ^{226}Ra 的来源还包含了沉积物扩散和沉积物再悬浮颗粒解吸的输入, 根据袁晓婕(2013)运用质量平衡模型计算胶州湾 SGD 时对 ^{226}Ra 各个来源的计算, 这两种来源的贡

表 2 全球部分研究区域 Ra 示踪技术计算的 SGD 速率比较

Tab.2 Comparison in SGD (submarine groundwater discharge) rate estimated by radium tracer in several regions of the world

研究区域	研究方法	SGD 速率(cm/d)	参考文献
美国 Jamaica Bay	²²⁶ Ra 质量平衡模型	1.5—17	Beck <i>et al.</i> , 2007
美国 Great South Bay	Ra 质量平衡模型	2.9	Beck <i>et al.</i> , 2008
意大利 Lesina Lagoon	²²⁴ Ra 质量平衡模型	0.8—5	Rapaglia <i>et al.</i> , 2012
巴西 Sepetiba Bay	²²⁶ Ra、 ²²⁸ Ra 质量平衡模型	5	Smoak <i>et al.</i> , 2012
韩国 Gamak Bay	²²⁶ Ra 质量平衡模型	8—12	Hwang <i>et al.</i> , 2010
中国八门湾	²²⁶ Ra、盐度三端元混合模型	1.45±2.15	Su <i>et al.</i> , 2011
中国万泉河口		0.487±0.447	
中国老爷湾湖	²²⁶ Ra 质量平衡模型	10	Ji <i>et al.</i> , 2013
香港 Tolo Harbour	Ra 质量平衡模型	1.2—3.0	Luo <i>et al.</i> , 2014
中国胶州湾	²²⁶ Ra、盐度三端元混合模型	3.8	本文

献率为 10.33%，因此假设这两种来源提供的 ²²⁶Ra 占湾内海水 ²²⁶Ra 的 10%，将湾内海水 ²²⁶Ra 活度实测值(即公式(5)中的 ²²⁶Ra_M)减少 10%，再对三个端元的贡献比例重新计算(表 1)，其中海水所占比例变化不大，地下水所占比例减小并低于河水，从而使 SGD 结果减小 24.5%。另外，在河口处，河水与海水发生混合时，²²⁶Ra 并不保守，随着水体盐度的升高，河流悬浮颗粒吸附的 ²²⁶Ra 会因离子交换作用而释放到水体中。但在三端元混合模型中，主要选取了盐度小于 1 的河水采样点作为河水端元，为了判断河流悬浮颗粒解吸释放的 ²²⁶Ra 对于结果的影响，将 ²²⁶Ra 与盐度均最高的河水采样点 R8 的 ²²⁶Ra 值代入河水端元中，重新计算结果(表 1)，三个端元所占比例基本不变，地下水所占比例略有提升，说明河流悬浮颗粒解吸释放的 ²²⁶Ra 对 SGD 结果的影响较小。

4 结论

(1) 运用 Moore 等(2006)提出的基于 ²²⁴Ra 和 ²²⁶Ra 活度比值的模型，计算得到胶州湾的水体表现年龄为 3.2—39.4d，平均值为 14.7d。胶州湾水体表现年龄呈现出由湾顶至湾口逐渐增大的趋势，与地下水输入胶州湾后运移的实际情况相吻合。

(2) 运用三端元混合模型估算了河水、地下水以及湾外海水对胶州湾内海水的贡献比例，结果显示：研究期间，湾外海水的贡献比例为 65.9%—91.3%，平均值为 81.9%；地下水的贡献比例为 0.0%—33.7%，平均值为 11.0%；河水的贡献比例为 0.0%—26.7%，平均值为 7.1%。

(3) 结合水体表现年龄的分析以及地下水贡献比例的计算结果，进一步估算胶州湾的 SGD 通量。

研究期间，胶州湾地区 SGD 通量为 $7.29 \times 10^6 \text{m}^3/\text{d}$ ，SGD 速率为 3.8cm/d。

参 考 文 献

- 门 武, 2008. 镭同位素示踪的黄海和东海海洋学研究. 厦门: 厦门大学博士学位论文
- 马志勇, 2013. 基于氡-222 的胶州湾海底地下水排泄研究. 厦门: 厦门大学硕士学位论文
- 史经昊, 2010. 胶州湾演变对人类活动的响应. 青岛: 中国海洋大学博士学位论文
- 吕新刚, 赵昌, 夏长水等, 2010. 胶州湾水交换及湾口潮余流特征的数值研究. 海洋学报, 32(2): 20—30
- 刘花台, 郭占荣, 袁晓婕等, 2013. 用镭同位素评价海水滞留时间及海底地下水排泄. 地球科学—中国地质大学学报, 38(3): 599—606
- 李乃胜, 于洪军, 赵松龄等, 2006. 胶州湾自然环境与地质演化. 北京: 海洋出版社
- 吴永成, 王从敏, 张以恩等, 1992. 海水交换和混合扩散(胶州湾生态学和生物资源). 北京: 科学出版社, 57—72
- 杨玉玲, 吴永成, 1999. 90 年代胶州湾海域的温、盐结构. 黄渤海海洋, 17(3): 31—36
- 国家海洋局, 青岛水产局, 1998. 胶州湾陆源污染物入海总量控制研究. 青岛: 国家海洋局北海监测中心
- 杨东方, 苗振清, 徐焕志等, 2013. 胶州湾海水交换的时间. 海洋环境科学, 32(3): 373—380
- 赵 亮, 魏 皓, 赵建中, 2002. 胶州湾水交换的数值研究. 海洋与湖沼, 33(1): 23—29
- 郭占荣, 黄 磊, 刘花台等, 2008. 镭同位素示踪隆教湾的海底地下水排泄. 地球学报, 29(5): 647—652
- 郭占荣, 黄 磊, 袁晓婕等, 2011. 用镭同位素评价九龙江河口区的地下水输入. 水科学进展, 22(1): 118—125
- 翁学传, 朱兰部, 王一飞, 1992. 胶州湾水文要素的结构和变化(胶州湾生态学和生物资源). 北京: 科学出版社, 20—38
- 袁晓婕, 2013. 镭同位素示踪胶州湾海底地下水排泄. 厦门:

厦门大学博士学位论文, 93

- Beck A J, Rapaglia J P, Cochran J K *et al*, 2007. Radium mass-balance in Jamaica Bay, NY: Evidence for a substantial flux of submarine groundwater. *Marine Chemistry*, 106(3—4): 419—441
- Beck A J, Rapaglia J P, Cochran J K *et al*, 2008. Submarine groundwater discharge to Great South Bay, NY, estimated using Ra isotopes. *Marine Chemistry*, 109(3—4): 279—291
- Burnett W C, Bokuniewicz H, Huettel M *et al*, 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry*, 66(1—2): 3—33
- Charette M A, Moore W S, Burnett W C, 2008. Uranium- and thorium-series nuclides as tracers of submarine groundwater discharge. *In*: Krishnaswami S, Cochran J K eds. *Radioactivity in the Environment. U-Th Series Nuclides in Aquatic Systems*. Oxford: Elsevier, 155—191
- Hwang D W, Kim G, Lee W C *et al*, 2010. The role of submarine groundwater discharge (SGD) in nutrient budgets of Gamak Bay, a shellfish farming bay, in Korea. *Journal of Sea Research*, 64(3): 224—230
- Ji T, Du J, Moore W S *et al*, 2013. Nutrient inputs to a Lagoon through submarine groundwater discharge: The case of Laoye Lagoon, Hainan, China. *Journal of Marine Systems*, 111—112: 253—262
- Liu Z, Wei H, Liu G *et al*, 2004. Simulation of water exchange in Jiaozhou Bay by average residence time approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(1): 25—35
- Liu Q, Dai M, Chen W *et al*, 2012. How significant is submarine groundwater discharge and its associated dissolved inorganic carbon in a river-dominated shelf system? *Biogeosciences*, 9: 1777—1795
- Luo X, Jiao J J, Moore W S *et al*, 2014. Submarine groundwater discharge estimation in an urbanized embayment in Hong Kong via short-lived radium isotopes and its implication of nutrient loadings and primary production. *Marine Pollution Bulletin*, 82(1—2): 144—154
- Monsen N E, Cloern J E, Lucas L V *et al*, 2002. The use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*, 47(5): 1545—1553
- Moore W S, 2000. Ages of continental shelf waters determined from ^{223}Ra and ^{224}Ra . *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012), 105(C9), 22117—22122
- Moore W S, 2003. Sources and fluxes of submarine groundwater discharge delineated by radium isotopes. *Biogeochemistry*, 66(1—2): 75—93
- Moore W S, 2006. Radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge in Sicily. *Continental Shelf Research*, 26(7): 852—861
- Moore W S, Blanton J O, Joye S B, 2006. Estimates of flushing times, submarine groundwater discharge, and nutrient fluxes to Okatee Estuary, South Carolina. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012), 111(C9): 1—14
- Rapaglia J, Koukoulas S, Zaggia L *et al*, 2012. Quantification of submarine groundwater discharge and optimal radium sampling distribution in the Lesina Lagoon, Italy. *Journal of Marine Systems*, 91(1): 11—19
- Smoak J M, Sanders C J, Patchineelam S R *et al*, 2012. Radium mass balance and submarine groundwater discharge in Sepetiba Bay, Rio de Janeiro State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 39: 44—51
- Su N, Du J Z, Moore W S *et al*, 2011. An examination of groundwater discharge and the associated nutrient fluxes into the estuaries of eastern Hainan Island, China using ^{226}Ra . *Science of the Total Environment*, 409(19): 3909—3918
- Waska H, Kim G, 2011. Submarine groundwater discharge (SGD) as a main nutrient source for benthic and water-column primary production in a large intertidal environment of the Yellow Sea. *Journal of Sea Research*, 65(1): 103—113
- Young M B, Gonneea M E, Fong D A *et al*, 2008. Characterizing sources of groundwater to a tropical coastal lagoon in a karstic area using radium isotopes and water chemistry. *Marine Chemistry*, 109(3—4): 377—394

WATER APPARENT AGES AND SUBMARINE GROUNDWATER DISCHARGE OF JIAOZHOU BAY INDICATED BY RADIUM ISOTOPE TRACERS

WANG Bo, GUO Zhan-Rong, YUAN Xiao-Jie, ZHANG Bin, MA Zhi-Yong, LIU Jie
(College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen 361102, China)

Abstract To estimate water apparent ages and submarine groundwater discharge (SGD) of Jiaozhou Bay, Shandong, China, water samples were collected from groundwater, river water, and seawater around the bay in September to October, 2011. The activities of ^{224}Ra and ^{226}Ra in water samples were measured in laboratory by emanation methods. Based on different half-times of ^{224}Ra and ^{226}Ra , water apparent ages in Jiaozhou Bay were calculated using the activity ratio of ^{224}Ra to ^{226}Ra . A three end-member mixing model was used to estimate the relative contributions of groundwater, river water, and open ocean seawater to Jiaozhou Bay. With the water apparent ages and the contributions of each sources, the groundwater input to the bay was calculated. The results show that the water apparent ages ranged from 3.2d to 39.4d, average 14.7d. The ages in the bay head were relatively younger than those in the bay mouth. The average mixing ratio of groundwater was about 11.0%, and groundwater input to the Jiaozhou Bay was $7.29 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{d}$; SGD flow rate was 3.8cm/d.

Key words submarine groundwater discharge; radium isotopes; water apparent ages; three end-member mixing model; Jiaozhou Bay