

# 加拿大海盆河水组分的平均停留时间

陈敏 邢娜 黄奕普 邱雨生

① 厦门大学海洋系, 厦门 361005; ② 厦门大学, 近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门 361005. E-mail: [mchen@xmu.edu.cn](mailto:mchen@xmu.edu.cn)

**摘要** 通过对西北冰洋海水中  $^{18}\text{O}$ 、 $^{226}\text{Ra}$ 、 $^{228}\text{Ra}$  的分析, 应用  $\delta^{18}\text{O}\text{-S-PO}^*$  示踪体系计算了水体中河水组分和海冰融化水组分的份额, 并根据陆架区与深海盆  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$  与河水组分之关系的差异估算海盆区河水组分的平均停留时间. 结果表明, 加拿大海盆的河水份额明显高于陆架区, 证实该海盆是陆架所输送河水的主要储存区. 楚科奇陆架、波弗特陆架水体中的  $^{228}\text{Ra}$  活度浓度介于  $0.16\sim 1.22\text{ Bq/m}^3$  之间, 比中、低纬度陆架区的数值来得低, 反映出海冰融化水的影响. 陆架水  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$  与河水组份份额之间具有良好的线性正相关关系, 而加拿大海盆水体的  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$  落在该拟合线下方, 反映出水体离开陆架区往深海盆运移过程中  $^{228}\text{Ra}$  的放射性衰变损失. 根据陆架水与海盆水  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$  与河水组份份额之关系的差异估算出加拿大海盆河水组分的平均停留时间为  $5.0\sim 11.0\text{ a}$ . 该停留时间决定了北大西洋深层水形成区域上层水体淡化对北冰洋入海径流响应的滞后时间.

**关键词** 西北冰洋 河水组分 停留时间  $^{228}\text{Ra}$   $^{226}\text{Ra}$   $^{18}\text{O}$

北冰洋对全球变化的影响主要体现在两个方面: 其一是通过太阳辐射反照率的变化影响热收支平衡; 其二通过影响北大西洋深层水的形成速率来影响全球深海热盐环流. 这两个过程均与北冰洋的淡水循环有密切的关系, 淡水的输入有助于上层水体层化作用与水体稳定性的加强, 促进海冰的形成而增加反照率<sup>[1]</sup>; 而北冰洋淡水组分往北大西洋输送量的变化将导致深层水形成区域的位移和深层水形成速率的变化<sup>[2]</sup>. 最新研究结果表明, 目前北大西洋深层水的形成难度在增加, 流速在降低<sup>[3,4]</sup>, 这被归因于北冰洋淡水输送量的增加<sup>[5]</sup>. 显然, 了解北冰洋淡水循环对于深入探索北冰洋对全球变化的响应与反馈具有重要意义.

北冰洋的淡水来源包括河流输送、局地降雨与蒸发的差异以及白令海峡的太平洋水入流(相对于大西洋水而言, 其盐度较低), 其中河水组分是最重要的淡水来源, 输送进入北冰洋的河水量每年达  $3300\text{ km}^3$ <sup>[6]</sup>, 占世界河流径流量的  $\sim 10\%$ . 海冰和上层水体则是北冰洋淡水的主要贮库, 但在夏季的局部区域, 海冰的融化也会导致局地淡水组分的增加. 由于北冰洋淡水来源的复杂性, 仅凭盐度难以区分各种来源, 研究者们广泛应用海水中的  $^{18}\text{O}$ <sup>[7,8]</sup>、碱度<sup>[9]</sup>、主

要营养盐( $\text{SiO}_3^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ )<sup>[10,11]</sup>、痕量金属元素( $\text{Ba}$ )<sup>[12]</sup>等化学要素来揭示北冰洋淡水的组成及空间分布, 据此明确了陆架水的水平输送对于维持海盆区盐跃层的重要性<sup>[11,13-17]</sup>.

比较而言, 目前对于北冰洋淡水组分空间变化的了解相对较为深入, 但有关其循环速率的信息则较少. 已运用  $^3\text{H}/^3\text{He}$ 法、CFCs法、人工来源  $^3\text{H}$ 法、 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$ 法等获得北冰洋少量站位淡水组分或上层水体的停留时间<sup>[18-23]</sup>, 但几种方法所得停留时间的物理意义稍有差别,  $^3\text{H}/^3\text{He}$ 法和CFCs法所得停留时间代表的是水团自最近一次与大气接触后所经历的时间; 人工来源  $^3\text{H}$ 法所得停留时间表示的是河水自河流进入海洋后所经历的时间, 由于自然界中人工  $^3\text{H}$ 的来源已被切断, 该方法目前已无法采用. 与上述物质主要来自大气沉降不同, 海水中的  $^{228}\text{Ra}$ 主要来自河流的输送以及陆架区海底沉积物向上覆水体的扩散, 随着离陆架区距离的增加, 海水中的  $^{228}\text{Ra}$ 和  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$ 因放射性衰变而减少, 因而根据  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$ 的衰减情况即可估算水体由陆架区运移至深海盆所经历的时间. 由于河水也是途经陆架区进入深海盆, 以上由  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$ 获得的时间也就代表了深海盆河水组分的平均停留时间<sup>[22,23]</sup>.

与  $^3\text{H}/^3\text{He}$ 法和CFCs法相比,  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$ 法避免了海冰覆盖条件变化的影响, 更能反映陆架水体向深海盆运移的速率.

本研究利用中国首次北极科学考察期间于西北冰洋获得的水体  $^{18}\text{O}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$  测值, 通过  $\delta^{18}\text{O}$ 、盐度和营养盐相结合的方法计算每份水样中河水组分与海冰融化水组分所占份额, 依据陆架水体与加拿大海盆上层水体  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$ 与河水组分份额之关系的差异, 估算加拿大海盆河水组分的平均停留时间, 为理解西北冰洋淡水循环的动力学信息提供重要参数.

### 1 样品的采集与分析

( ) 样品采集. 海水样品采自 1999 年 7~9 月“雪龙”号科考船赴北极科学考察期间, 采样站位如图 1 所示, 其中 9 个站位位于楚科奇海陆架, C30 和 C33 站位于波弗特海陆架, C34 和 C39 站位于加拿大海盆南部海域. 除 C34, C39 站采集了 500 m 以浅不同深度水样外, 其余站位仅采集表层水样.

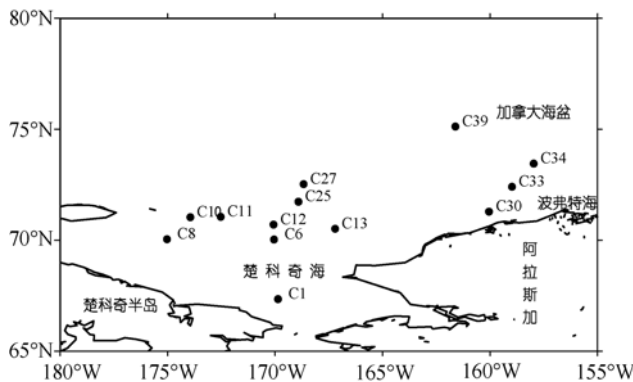


图 1 采样站位图

用于  $^{18}\text{O}$  测定的海水样品由与 CTD 连接的 Rosette 采水系统采集, 用于镭同位素分析的表层水样(120  $\text{dm}^3$ )由洁净的塑料桶直接从表层采集, 并以一定流速(200~250  $\text{cm}^3/\text{min}$ )流经装有 12 g  $\text{MnO}_2$ -纤维的吸附柱, 富集了镭同位素的  $\text{MnO}_2$ -纤维用塑料袋封装并带回陆上实验室进行分析. 在 C34, C39 站的 25, 50, 100, 150(或 300), 200 和 500 m 层, 利用绞车缆绳直接将  $\text{MnO}_2$ -纤维悬挂于相应深度, 经过 8~12 h 后取回. 由于这些层次通过  $\text{MnO}_2$ -纤维的海水体积未知, 故无法得到  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$  的活度浓度, 但可以准确获得二者的活度比(即  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}_{\text{A.R.}}$ ).

( ) 海水  $^{18}\text{O}$ 的预处理与测定. 水样于船上小

心地盛满 50  $\text{cm}^3$  塑料瓶, 经完全驱赶其中残留的气泡后蜡封, 带回同位素实验室进行预处理和质谱测量. 海水  $^{18}\text{O}$ 的测量采用  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  同位素交换平衡法, 并用 VG SIRA-24 型气体同位素质谱仪测量. 分析中采用国际标准物质 VSMOW, SLAP 和国家一级标准物质同时转化作对比测量, 以给出相对于 VSMOW 的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 分析精度在  $\pm 0.1\text{‰}$  以内, 具体流程见文献 [15]. 海水氧同位素组成测定结果用  $\delta$  值表示:

$$\delta^{18}\text{O} = \left( \frac{R_{\text{样}}}{R_{\text{标}}} - 1 \right) \times 1000,$$

其中  $R_{\text{样}}$  为实测海水样品的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比值,  $R_{\text{标}}$  为国际标准物质 VSMOW 的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比值.

( )  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$ 的预处理与测定.  $^{226}\text{Ra}$ 的测量采用  $^{222}\text{Rn}$ 直接射气闪烁法, 所用仪器为氡钍分析仪 (FD-125 型, 北京核仪器厂), 具体流程见文献 [24].  $^{228}\text{Ra}$ 的测量采用从  $^{228}\text{Ra}-^{228}\text{Ac}$ 平衡体系中分离其第一代子体  $^{228}\text{Ac}$  ( $T_{1/2}=6.13$  h) 并测量  $^{228}\text{Ac}$ 的  $\beta$ 射线的方方法 [24]. 为验证分离纯化后所得  $^{228}\text{Ac}$ 确系放射化学纯, 对 C12, C27, C34-50 m 样品进行了  $^{228}\text{Ac}$ 半衰期的测定, 测量所得  $^{228}\text{Ac}$ 半衰期分别为 6.11, 6.14 和 6.45 h, 与理论值 6.13 h 非常吻合, 证实所采用的分离、纯化、测定  $^{228}\text{Ac}$ 的方法是可靠的. 本文所给出的  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$ 活度浓度均已对仪器本底、流程空白和全程回收率进行了校正, 并已衰变校正回采样时刻的活度浓度, 数据误差为  $\pm 1\sigma$  统计计数误差, 且已对误差传递进行了计算.

( ) 温度、盐度、活性磷酸盐、溶解氧的测定. 温度、盐度由 MARK C/WOCE-CTD 现场测量获得 [16]. 活性磷酸盐与溶解氧数据由国家海洋局第二海洋研究所金明明高级工程师提供, 其中活性磷酸盐采用抗坏血酸还原的磷钼蓝法测定, 标准溶液为 GBW 08623, 分析精度(标准偏差)为 0.01  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$  [25]; 溶解氧的分析在船上现场用碘量滴定法测得, 所用碘酸盐标准溶液为国家一级标准物质 GBW 08621, 分析精度为 0.5  $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$  [25].

## 2 结果与讨论

### 2.1 河水、海冰融化水的份额

采用  $S-\delta^{18}\text{O}-\text{PO}^*$  示踪体系来计算水团中大西洋水、太平洋水、河水和海冰融化水的份额 [15], 具体质量平衡关系如下:

$$f_a + f_p + f_r + f_i = 1, \quad (1)$$

$$f_a \cdot S_a + f_p \cdot S_p + f_r \cdot S_r + f_i \cdot S_i = S_m, \quad (2)$$

$$f_a \cdot \delta^{18}O_a + f_p \cdot \delta^{18}O_p + f_r \cdot \delta^{18}O_r + f_i \cdot \delta^{18}O_i = \delta^{18}O_m, \quad (3)$$

$$f_a \cdot PO^*_a + f_p \cdot PO^*_p + f_r \cdot PO^*_r + f_i \cdot PO^*_i = PO^*_m, \quad (4)$$

其中  $f_a, f_p, f_r, f_i$  分别代表水样中大西洋水、太平洋水、河水与海冰融化水的份额,  $S_x, \delta^{18}O_x$  和  $PO^*_x$  分别代表各组分水体盐度、 $\delta^{18}O$  和  $PO^*$  ( $PO^* = PO_4^{3-} + O_2/175 - 1.95 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$  [11]) 的特征值(下标“x”代表 a, p, r 或 i), 下标“m”代表样品实测值。各端元水体示踪要素特征值的选取同文献 [15]。需要指出的是, 由上述质量平衡法计算得到的  $f_i$  可正可负, 它代表各种水体混合的净结果, 正值代表存在净的海冰融化过程, 而负值表明存在净的海冰形成过程。

研究海域河水、海冰融化水的份额见表 1。加拿大海盆的河水份额明显高于楚科奇陆架和波弗特陆架, 表明由这些陆架海域输送的河水被汇集到加拿大海盆中, 进一步证实加拿大海盆是北冰洋河水的主要储存区 [15, 26]。河水于加拿大海盆的汇集与该海域的环流系统有关, 沿着波弗特陆架存在反气旋式的波弗特环流, 有助于将来自陆架区的淡水及污染物不断累积在其环绕的加拿大海盆。海冰融化水的

空间分布则显示, 楚科奇陆架具有相对较高的海冰融化水份额, 这与该海域位于南部以及太平洋水入流对海冰融化的贡献有关。在加拿大海盆的两个站位, 仅表层水存在净的海冰融化过程, 其下深度均为海冰的净形成区。

## 2.2 $^{228}\text{Ra}$ 活度浓度及 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ A.R.

研究海域表层水  $^{228}\text{Ra}$  活度浓度介于 0.16~1.22  $\text{Bq}/\text{m}^3$  之间, 平均为 0.55  $\text{Bq}/\text{m}^3$  (表 1)。加拿大海盆表层水具有相对稳定的  $^{228}\text{Ra}$ , 与该海域处于远离陆地的海盆区有关; 波弗特陆架表层水  $^{228}\text{Ra}$  含量较高, 可归因于其东侧 Mackenzie 河河水的输入以及底部沉积物的提供; 楚科奇陆架表层水  $^{228}\text{Ra}$  含量变幅很大, 与其影响因素的复杂性有关: 一方面, 底部沉积物可通过间隙水不断向上覆水体提供  $^{228}\text{Ra}$ , 楚科奇陆架水深较浅, 有助于形成高的  $^{228}\text{Ra}$  活度浓度, 另一方面, 海冰融化水含有极低的  $^{228}\text{Ra}$ , 该海域海冰融化水的空间变化较大(表 1), 起到不同程度的稀释作用。与世界其他同类型海域进行比较, 楚科奇陆架、波弗特陆架水体中的  $^{228}\text{Ra}$  含量比中、低纬度陆

表 1 西北冰洋海水中  $^{228}\text{Ra}$  活度浓度、 $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  A.R. 及河水组分、海冰融化水组分的份额

海区	站号	经度(W)	纬度(N)	水深/m	层位/m	温度/	盐度	$^{228}\text{Ra}$ a)/ $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$	$^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ A.R.	$f_i$ (%)	$f_r$ (%)
楚科奇陆架	C1	169°49.5'	67°18.7'	47	0	6.123	31.852	0.61±0.05	0.67±0.06	3.2	6.8
	C6	170°0.6'	69°59.9'	50	0	0.725	25.633	0.35±0.07	1.25±0.27	22.9	5.9
	C8	174°59.5'	70°0.7'	60	0	2.954	31.147	0.25±0.10	0.74±0.29	7.1	5.4
	C10	173°54.3'	71°0.1'	35	0	1.155	26.669	0.54±0.01	1.25±0.09	20.4	5.9
	C11	172°29.6'	71°1.3'	38	0	-1.269	30.500	0.16±0.05	0.56±0.20	7.6	5.3
	C12	170°2.1'	70°40.1'	30	0	-0.876	30.520	0.76±0.06	0.65±0.05	6.7	5.4
	C13	167°10.2'	70°28.8'	50	0	-0.001	31.021	0.41±0.07	0.32±0.05	6.6	2.6
	C25	168°52.6'	71°42.0'	50	0	-0.319	29.099	0.19±0.06	0.68±0.24	12.3	5.7
	C27	168°38.2'	72°29.6'	54	0	-0.974	30.291	1.22±0.09	0.78±0.06	7.2	4.4
波弗特陆架	C30	160°0.6'	71°15.3'	44	0	1.104	29.850	0.62±0.05	1.19±0.17	6.6	7.0
	C33	158°56.5'	72°22.5'	50	0	0.379	28.395	0.95±0.08	1.09±0.10	9.2	10.0
加拿大海盆	C34	157°55.9'	73°25.2'	2700	0	-1.186	26.409	0.55±0.04	0.46±0.04	12.3	12.4
					25	-1.100	29.616	n.d	0.50±0.03	-1.8	14.9
					50	-1.016	31.769	n.d	0.53±0.03	-4.6	10.8
					100	-1.510	32.514	n.d	0.49±0.02	-3.3	7.0
					150	-1.509	33.027	n.d	0.33±0.02	-2.1	4.0
	C39	161°55.3'	75°16.1'	2080	200	-0.974	33.975	n.d	0.28±0.01	-0.9	2.7
					500	0.470	34.823	n.d	0.08±0.02	1.5	0
					0	-1.329	28.295	0.54±0.04	0.58±0.05	3.1	15.7
					25	-0.944	29.382	n.d	0.64±0.06	-0.1	15.7
					50	-0.732	31.642	n.d	0.67±0.07	-6.4	13.9
C39	161°55.3'	75°16.1'	2080	100	-1.396	32.590	n.d	0.36±0.04	-3.5	10.9	
				200	-1.013	33.990	n.d	0.24±0.01	-1.7	5.3	
				300	0.410	34.694	n.d	0.12±0.03	0.8	2.0	
				500	0.569	34.823	n.d	0.26±0.02	-0.5	2.7	

a) n.d 表示没有数据

架区的数值<sup>[27]</sup>来得低,反映出海冰融化水的影响.与此不同,加拿大海盆 <sup>228</sup>Ra含量则比太平洋、大西洋、印度洋的报道值<sup>[28]</sup>稍高,显示出该海域水体中 <sup>228</sup>Ra的补充相对比较快速.

研究海域表层海水中 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 介于 0.32~1.25 之间,平均为 0.79,最高值出现在盐度较低C6和C10站,最低值出现在盐度较高的C13站(表1).事实上,研究海域陆架区表层水 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 与盐度之间具有良好的线性负相关关系,但加拿大海盆表层水的 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 数值则落在拟合线的下方(图2),显示出 <sup>228</sup>Ra由陆架向海盆运移过程中不断衰变减少.由图2还可以看出,楚科奇陆架与波弗特陆架水 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 均小于 1.25,平均值为 0.84,与Smith等人<sup>[29]</sup>于楚科奇陆架2个站位及波弗特陆架3个站位测得的数值(0.65~1.01)接近,但明显低于Laptev陆架的报道值(3.6)<sup>[22]</sup>.在加拿大海盆C34和C39站,混合层(0~50 m)中 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 基本恒定,之后随深度的增加逐渐减少(图3),为深海盆上层水柱的典型分布.

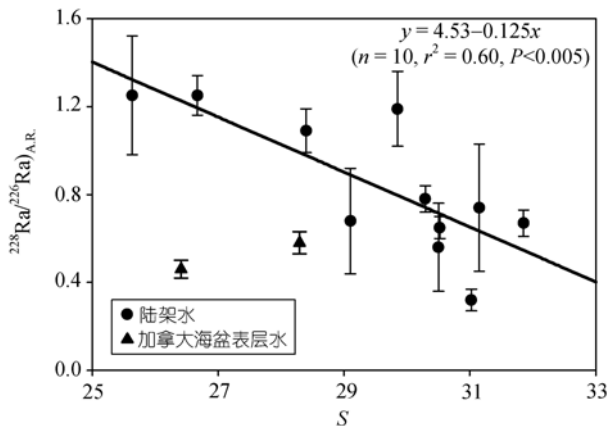


图2 西北冰洋表层水 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 与盐度的关系

### 2.3 加拿大海盆河水组分的平均停留时间

如前文所述,研究海域海水中的 <sup>228</sup>Ra 主要来自河流的输送及陆架区底部沉积物的贡献,由于河流输入海洋首先经过陆架区,因此,陆架区可视为北冰洋中心海盆 <sup>228</sup>Ra 的“源”区,而河水组分可作为输送 <sup>228</sup>Ra 的陆架水的指示.对于加拿大海盆而言,其 <sup>228</sup>Ra 信号主要来自楚科奇陆架和波弗特陆架水的输入.在楚科奇陆架和波弗特陆架, <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 与河水份额(*f<sub>r</sub>*)之间具有良好的线性正相关关系(图4),也就是说,对于加拿大海盆而言,来自源区的陆架水其 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 应落在此混合线上.但由于这些水离

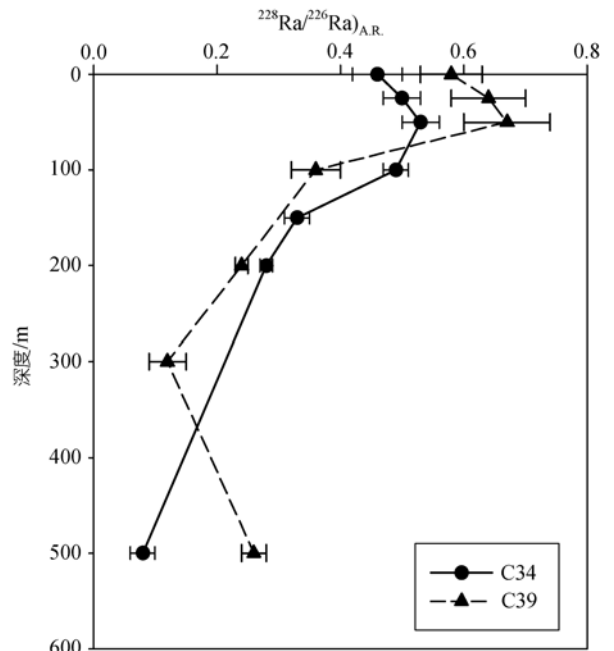


图3 加拿大海盆 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 的垂直分布

开陆架区往深海盆地运移的过程中,随着时间的推移, <sup>228</sup>Ra 通过放射性衰变而损失,水体中的 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 将围绕上述拟合线顺时针转动,其偏离上述混合线的角度就反映了水体离开陆架区之后所经历的时间.从图4可以看出,加拿大海盆 C34, C39站 500 m 以浅水体的 <sup>228</sup>Ra/<sup>226</sup>Ra)<sub>A.R.</sub> 确实落在该混合线下方,它们从陆架区离开后所经历的时间可运用下式计算得出:

其中  $\frac{228\text{Ra}/226\text{Ra}}{\text{A.R.}}$  代表加拿大海盆水样中实测的

$\frac{228\text{Ra}/226\text{Ra}}{\text{A.R.}}$ ;  $\frac{228\text{Ra}/226\text{Ra}}{\text{A.R.}}$  代表由陆架水混合线计

算得到的  $\frac{228\text{Ra}/226\text{Ra}}{\text{A.R.}}$ ;  $\lambda_{228}$  ( $0.1205 \text{ a}^{-1}$ ) 和  $\lambda_{226}$  ( $4.3 \times 10^{-4} \text{ a}^{-1}$ ) 分别表示 <sup>228</sup>Ra 和 <sup>226</sup>Ra 的衰变常数; *t* 为水体从陆架源区离开后所经历的时间(a),即代表加拿大海盆河水组分的平均停留时间.

加拿大海盆 C34, C39 站河水组分的平均停留时间分别介于 5.0~10.5 和 5.6~11.0 a 之间(表2),两个站位混合层(0~50 m)河水组分的平均停留时间没有明显差别,其平均值分别为 9.4 和 8.7 a,但两站位上跃

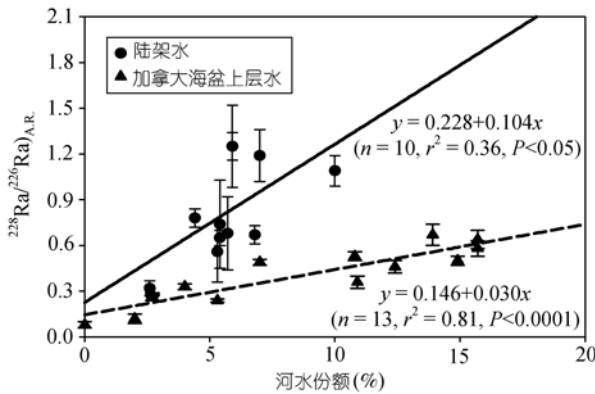


图 4 西北冰洋  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_{\text{A.R.}}$  与河水组分份额的关系

表 2 加拿大海盆河水组分的平均停留时间

站号	层次/m			停留时间/a
C34	0	1.52	0.46±0.04	9.9±0.8
	25	1.78	0.50±0.03	10.5±0.5
	50	1.35	0.53±0.03	7.8±0.4
	100	0.96	0.49±0.02	5.6±0.3
	150	0.64	0.33±0.02	5.5±0.5
	200	0.51	0.28±0.01	5.0±0.3
	500	0.23	0.08±0.02	8.8±2.3
C39	0	1.86	0.58±0.05	9.7±0.7
	25	1.86	0.64±0.06	8.9±0.8
	50	1.67	0.67±0.07	7.6±0.9
	100	1.36	0.36±0.04	11.0±1.0
	200	0.78	0.24±0.01	9.8±0.3
	300	0.44	0.12±0.03	10.8±2.4
	500	0.51	0.26±0.02	5.6±0.7

层中(100~300 m)河水组分的平均停留时间有明显差异, C34 站上跃层河水组分的平均停留时间(5.4 a)明显短于 C39 站(10.5 a), 反映出 C34 站上跃层河水组分的更新速率要快于 C39 站。

以上所获得的河水平均停留时间与此前仅有的少量报道值基本吻合。Smith 等人<sup>[29]</sup>根据  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_{\text{A.R.}}$  与河水组分份额的关系估计出加拿大海盆 T3 冰站(84°N, 85°W) 230 m 以浅河水组分的平均停留时间约为 10~12 a。Hansell 等人<sup>[23]</sup>根据北冰洋穿极流区  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_{\text{A.R.}}$  与盐度的关系以及实测的波弗特海表层水中的  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_{\text{A.R.}}$ , 计算出波弗特陆坡表层水的停留时间为 7~13 a。Östlund<sup>[21]</sup>将北冰洋  $^3\text{H}$  浓度与入海径流人工  $^3\text{H}$  浓度的时间系列变化进行对比, 得出 100~400 m 层河水组分的停留时间介于 9~17 a。

Bauch 等人<sup>[30]</sup>根据  $\delta^{18}\text{O}$  质量平衡关系估算出北冰洋河水组分的平均停留时间为 11~15 a。

综合本研究结果及文献报道值可知, 北冰洋河水组分的平均停留时间约为 10 a, 意味着北冰洋河水组分在输送至北大西洋前在北冰洋平均停留了 10 a 左右的时间。此有助于理解北大西洋深层水形成区域盐度的时间系列变化, Dickson 等人<sup>[31]</sup>描绘了北大西洋挪威海 1950~1999 年间 2000 m 以浅水体盐度的时间变化图象, 其中 1958~1959, 1967, 1977~1981, 1984~1985 和 1994~1999 年间分别出现盐度的低值现象。有意思的是, 北冰洋的入海径流量分别在 1947~1949, 1958, 1966~1968, 1974~1978 和 1986~1988 年期间出现极大峰值<sup>[32]</sup>。两个海域各独立现象发生的时间间隔分别为 10, 9, 12, 9 和 9 a, 与北冰洋河水组分的平均停留时间非常吻合。显然, 北大西洋海水淡化与北冰洋的径流输入存在~10 a 的滞后时间。

### 3 结论

加拿大海盆的河水份额明显高于楚科奇陆架和波弗特陆架, 表明由陆架输送的河水被汇集到加拿大海盆, 进一步证实加拿大海盆是北冰洋河水的主要储存区。楚科奇陆架、波弗特陆架水体中的  $^{228}\text{Ra}$  活度浓度比中、低纬度陆架区的数值来得低, 反映出海冰融化水的影响。由陆架水与深海盆  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_{\text{A.R.}}$  与河水组分的关系可定量估算出加拿大海盆河水组分的平均停留时间为 5.0~11.0 a。北冰洋入海径流量的增加与北大西洋上层水体的淡化之间存在约 10 a 的时间间隔, 与所得北冰洋河水组分的平均停留时间相一致。

致谢 本研究样品的采集得到“雪龙”号全体船员及相关单位出海人员的大力协助, 温度、盐度数据由中国海洋大学赵进平教授、高郭平副教授和矫玉田工程师提供; 营养盐数据由国家海洋局第二海洋研究所金明明、卢勇提供, 在此一并表示衷心的感谢。

### 参 考 文 献

- 1 Carmack E C. The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, storage and export. In: Lewis E L, Jones E P, Lemke P, et al, eds. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2000. 90—126
- 2 Aagaard K, Carmack E C. The Arctic and climate: A perspective. Geophys Monogr Ser, 1994, 85: 4—20
- 3 Dickson B, Yashayaev I, Meincke J, et al. Rapid freshing of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. Nature,

- 2002, 415: 832—837[doi]
- 4 Bryden H L, Longworth H R, Cunningham S A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*, 2005, 438: 655—657[doi]
- 5 Clark P U, Marshall S J, Clarke G K C, et al. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 2001, 293: 283—287[doi]
- 6 Aagaard K, Carmack E C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J Geophys Res*, 1989, 94: 14485—14498
- 7 Östlund G, Hut G. Arctic Ocean water mass balance from isotope data. *J Geophys Res*, 1984, 89: 6373—6381
- 8 Schlosser P, Newton R, Ekurzel B, et al. Decrease of river runoff in the upper waters of the Eurasian Basin, Arctic Ocean, between 1991 and 1996: Evidence from  $\delta^{18}\text{O}$  data. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(9): 1289, doi: 10.1029/2001GL013135
- 9 Anderson L G, Jutterstrom S, Kaltin S, et al. Variability in river runoff distribution in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *J Geophys Res*, 2004, 109, C01016, doi: 10.1029/2003JC001773
- 10 Jones E P, Anderson L G, Swift J H. Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 765—768[doi]
- 11 Ekurzel B, Schlosser P, Mortlock R, et al. River runoff, sea ice meltwater, and Pacific water distribution and mean residence times in the Arctic Ocean. *J Geophys Res*, 2001, 106: 9075—9092[doi]
- 12 Guay C K, Falkner K K. Barium as tracer of Arctic halocline and river water. *Deep-Sea Res*, 1997, 44: 1543—1569[doi]
- 13 Aagaard K, Coachman L K, Carmack E C. On the halocline of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res*, 1981, 28: 529—545[doi]
- 14 Jones E P, Anderson L G. On the origin of the chemical properties of the Arctic Ocean halocline. *J Geophys Res*, 1986, 91: 10759—10767
- 15 陈敏, 黄奕普, 金明明, 等. 加拿大海盆上、下跃层水形成机制的同位素示踪. *中国科学D辑: 地球科学*, 2003, 33(2): 127—138
- 16 Shi J X, Zhao J P, Li S J, et al. A double-halocline structure in the Canada Basin of the Arctic Ocean. *Acta Oceanol Sin*, 2005, 24(6): 25—35
- 17 Yamamoto-Kawai M, Tanaka N. Freshwater and brine behaviors in the Arctic Ocean deduced from historical data of  $\delta^{18}\text{O}$  and alkalinity (1929–2002 A.D.). *J Geophys Res*, 2005, 110, C10003, doi: 10.1029/2004JC002793
- 18 Schlosser P, Bonisch G, Kromer B, et al. Ventilation rates of the waters in the Nansen Basin of the Arctic Ocean derived from a multitracer approach. *J Geophys Res*, 1990, 95: 3265—3272
- 19 Wallace D W R, Schlosser P, Krysell M, et al. Halocarbon ratio and tritium/ $^3\text{He}$  dating of water masses in the Nansen Basin, Arctic Ocean. *Deep-Sea Res*, 1992, 39: S435—S458[doi]
- 20 Krysell M, Wallace W R. Arctic Ocean ventilation studied with a suite of anthropogenic halocarbon tracers. *Science*, 1988, 242: 746—749[doi]
- 21 Östlund H G. The residence time of the freshwater component in the Arctic Ocean. *J Geophys Res*, 1982, 87(C3): 2035—2043
- 22 Rutgers van der Loeff M M, Key R M, Scholten J, et al.  $^{228}\text{Ra}$  as a tracer for shelf water in Arctic Ocean. *Deep-Sea Res*, 1995, 42(6): 1533—1553[doi]
- 23 Hansell D A, Kadko D, Bates N R. Degradation of terrigenous dissolved organic carbon in the western Arctic Ocean. *Science*, 2004, 304: 858—861[doi]
- 24 谢永臻, 黄奕普, 施文远, 等. 天然水体中  $^{226}\text{Ra}$ 、 $^{228}\text{Ra}$  的联合富集与测定. *厦门大学学报(自然科学版)*, 1994, 33(增刊): 86—90
- 25 Jin M M, Shi J X, Lu Y, et al. Nutrient maximums related to low oxygen concentrations in the southern Canada Basin. *Acta Oceanol Sin*, 2005, 24(6): 88—96
- 26 Serreze M C, Barrett A P, Slater A G, et al. The large-scale freshwater cycle of the Arctic. *J Geophys Res*, 2006, 111: C11010, doi: 10.1029/2005JC003424
- 27 谢永臻, 黄奕普, 施文远, 等. 九龙江河口区水体中的  $^{226}\text{Ra}$  和  $^{228}\text{Ra}$ . *台湾海峡*, 1994, 13(4): 394—399
- 28 Kaufman A, Trier R, Broecker W S. Distribution of  $^{228}\text{Ra}$  in the world ocean. *J Geophys Res*, 1973, 78: 8827—8848
- 29 Smith J N, Moran S B, Macdonald R W. Shelf-basin interactions in the Arctic Ocean based on  $^{210}\text{Pb}$  and Ra isotope tracer distributions. *Deep-Sea Res*, 2003, 50: 397—416[doi]
- 30 Bauch D, Schlosser P, Fairbanks R. Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ . *Progr Oceanogr*, 1995, 35: 53—80[doi]
- 31 Dickson R D, Curry R, Yashayaev I. Recent changes in the North Atlantic. *Phil Trans R Soc Lond A*, 2003, 361: 1917—1934[doi]
- 32 Shiklomanov I A, Shiklomanov A I, Lammers R B, et al. The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. In: Lewis E L, Jones E P, Lemke P, et al, eds. *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2000. 281—296