

加拿大海盆上、下跃层水形成机制的同位素示踪*

陈 敏^{①**} 黄奕普^① 金明明^② 邱雨生^①

(^①厦门大学海洋系, 厦门 361005; ^②国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012)

摘要 中国首次北极科学考察期间(1999 年 8 月 9 日至 8 月 21 日), 于加拿大海盆 3 个站位获得 S, T, 营养盐(NO_3^- , PO_4^{3-} , SiO_3^{2-}), 溶解氧, ^2H , ^{18}O 等水文、地球化学与同位素数据. 结果表明, 在 33.1 等盐线附近 (150 m) 存在营养盐, NO, PO* 极大值, 而 300 m 层存在 NO, PO* 极小值, 分别呈现出上跃层水与下跃层水的特征. 采用 $\text{S}-\delta^{18}\text{O}-\text{PO}^*$, $\text{S}-\delta\text{D}-\text{SiO}_3^{2-}$ 两个示踪体系确定了研究站位各层水样中大西洋水、太平洋水、海冰融化和河水所占的份额. 2 个示踪体系的计算结果均表明, 上跃层水对应深度存在太平洋水份额的极大值, 而下跃层水具有高份额的大西洋水. 结合 NO/PO 比值的变化, 说明上跃层水的形成缘于太平洋水通过白令海峡的输入. 该水体于楚克奇、东西伯利亚陆架区发生变性, 获得高盐、高营养盐特征, 经水平平流进入加拿大海盆. 下跃层水为通过巴伦支海进入的大西洋水于陆架区发生变性, 产生低营养盐、高溶解氧特征的水体, 经水平平流输送进入加拿大海盆产生 NO, PO* 的极小值. 河水份额的垂直分布显示, 其含量随深度增加逐渐降低, 至 300 m 以深已观察不到河水的存在. 研究海域河水积储量明显高于北冰洋其他海盆, 证实加拿大海盆是北冰洋河水的主要储存区. 除表层水外, 研究海域均为净海冰生成区, 且往北推移, 净海冰生成总量逐渐增加.

关键词 跃层水形成 水团组成 加拿大海盆 ^2H ^{18}O 营养盐

北冰洋是陆地环绕的海洋, 它通过白令海峡(水深约 45 m)和巴伦支海(水深 50 ~ 450 m)、Fram 海峡(水深 2500 m)与太平洋、大西洋沟通, 从而对全球气候变化产生重要反馈作用. 自 19 世纪 70 年代至今, 北冰洋海冰覆盖面积每 10 a 下降约 3%, 且在近 10 a 中有加速下降的趋势^[1]. 最近对北冰洋进行的海洋学研究表明, 自 1990 年起北冰洋物理、化学性质发生明显变化, 其中包括水体温度的增加、大西洋水团温度极大值深度的变浅以及东、西北冰洋环流锋面的变化^[2]等. 显然, 北冰洋对气候变化是极端灵敏的, 它反过来又影响着全球气候变化^[3].

北冰洋具有季节性或长期的冰层覆盖、长达半年之久的极夜、以及占洋面积约 36% 的宽广的陆架, 这些因素致使北冰洋具有独特的物理、化学、生物学环境. 其中最重要的理化特征之一就是北冰洋拥有发育极其良好的温盐跃层. 该跃层将温度接近于冰点的、低盐水体构成的混合层水体、海冰与高温高盐的大西洋水体隔离, 增加了水体的稳定性, 阻止了海冰的进一步融化, 增加其覆盖密度, 从而调控着海—气界面热的交换通量. 如果北冰洋温盐跃层变薄或消

2002-06-12 收稿, 2002-08-01 收修改稿

* 中国首次北极科学考察国家专项经费资助

** E-mail: mchen@jingxian.xmu.edu.cn

失的话, 将导致更多海冰的融化, 由此产生的低温低盐水体往大西洋输送, 可抑制北大西洋深层水的形成, 并减弱大洋环流的强度. 显然, 北冰洋温盐跃层对于全球气候变化具有重要意义.

Jones 和 Anderson^[4]在研究加拿大海盆时首先认识到温盐跃层可划分为具有不同理化特征的上、下层水体. 上跃层水(UHW)温度接近冰点, 盐度约 33.1, 存在营养盐、NO ($\text{NO} = 9 \text{ NO}_3^- + \text{O}_2$)^[5]极大值. 下跃层水(LHW)的特征是盐度约 34.4, 存在 NO 极小值. 对北冰洋而言, 有 3 个淡水来源维系着温盐跃层, 即河流径流、海冰融化水及低盐的太平洋水体, 而深层温暖的高盐水体则主要来自大西洋水的输入. 由此产生一个问题: 北冰洋上、下跃层水是如何形成的? 它们又是如何获得其相应的理化特征? 天然海水中存在各种各样的同位素, 它们具有给水团“定性”和“定量”的功能, 成为划分水团组成、确定水体交换速率、研究环流特征的极佳示踪剂. 在北冰洋及邻近海域, 已运用 ^{18}O 揭示水团与营养盐的来源^[6]、营养盐极大值的产生^[7]、北冰洋海水中河水的贡献及其停留时间^[8, 9]等, 但未见利用 δD 示踪水团组成及水体运动的报道.

本研究利用中国首次北极科学考察航次(1999 年 7~9 月)于加拿大海盆 3 个站位获得的 ^2H , ^{18}O 同位素数据, 结合 S, SiO_3^{2-} , PO^* , NO, NO/PO 等地球化学示踪剂, 证实研究海域存在上、下跃层水的理化特征. 运用 S- $\delta^{18}\text{O}$ - PO^* 和 S- δD - SiO_3^{2-} 示踪体系分别确定了研究站位各深度水体中大西洋水、太平洋水、海冰融化水与河水所占的份额, 阐释加拿大海盆上、下跃层水的形成机制, 并对河水、海冰融化水的分布特征进行讨论.

1 样品采集与分析

1.1 样品采集

1999 年 7~9 月, 中国“雪龙”号科学考察船首次赴北极进行科学考察. 期间(8 月 9 日至 8 月 21 日)于加拿大海盆 3 个站位采集了垂直分布样(深度达 2550 m), 采样站位如图 1 所示. 水样由与 CTD 探头联接的 Rosette 采水系统采集. 每层样品盛满小塑料瓶(50 mL)并蜡封, 带回同位素实验室进行预处理和氢、氧同位素的质谱测定. 同时每层采集 500 mL 水样用于营养盐、溶解氧的现场测定.

1.2 水样中 ^2H , ^{18}O 同位素分析

采用锌还原——封管法将水样中的 H 原子转化为 H_2 , 用 VG SIRA-24 型气体同位素质谱计测定 H_2 中的同位素组成以得到水样的 δD . 分析中采用国际标准物质 VSMOW 和国家一级标准物质 GBW 04401, GBW 04404 与样品同时转化并进行比对测量, 以给出相对于 VSMOW 的 δD 值, 每个水样均作两次转化取平均值, 分析精度优于 $\pm 1\text{‰}$. 具体分析流程参见文献[10].

水样 ^{18}O 同位素的分析中, 将 1 g 水样与压力为 $1.3 \times 10^4 \text{ Pa}$ 的 60 cm^3 高纯 CO_2 通过火焰熔封于 10 cm^3 玻璃平衡球内, 在 $(25.00 \pm 0.05)^\circ\text{C}$ 下恒温震荡 3 h, 使 H_2O 与 CO_2 中的氧同位素交换达到平衡. 然后用干冰冷冻球内平衡后的水样, 在真空系统上折断球上的尖端, 将 CO_2 转移至样品管, 用 VG SIRA-24 型气体同位素质谱计测量样品中的 ^{18}O . 分析中采样国际标准物

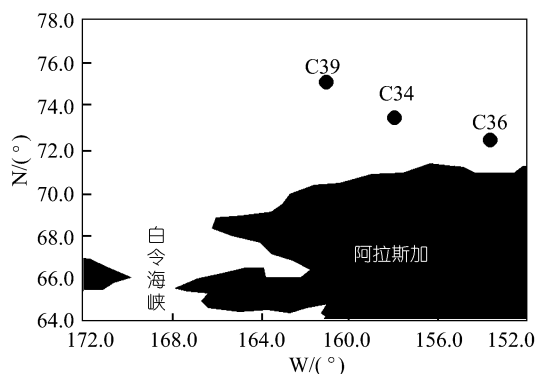


图 1 采样站位图

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。

海水氢、氧同位素组成测定结果用 δ 值表示:

$$\delta\text{值}(\text{‰}) = [R_{\text{样}}/R_{\text{标}} - 1] \times 1000,$$

式中 $R_{\text{样}}$ 为实测海水样品的 $^2\text{H}/^1\text{H}$ 比值或 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值, $R_{\text{标}}$ 为国际标准物质 VSMOW(标准平均大洋水)的 $^2\text{H}/^1\text{H}$ 比值或 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值。

1.3 营养盐和溶解氧的测定

营养盐、溶解氧的分析均在船上现场进行。其中溶解氧用碘量滴定法测定, 所用碘酸钾标准溶液为国家一级标准物质 GBW 08621。硝酸盐用锌—镉还原法测量, 标准溶液为 GBW 08635。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。活性硅酸盐用硅钼黄法测量, 标准溶液为 GBW 08647。具体分析流程参见文献^[11]。活性硅酸盐, 磷酸盐, 溶解氧和硝酸盐的精度(标准偏差)分别为 0.1, 0.01, 0.5 和 $0.1 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ 。

1.4 海水温度、盐度的测定

海水温、盐数据由 MARK III C/WOCE-CTD 获得。

2 结果与讨论

2.1 上、下跃层水的存在及其理化特征

所研究的站位其物理、化学要素垂直分布有两个显著的特征(图 2~图 4), 其一是在 33.1 等盐线(150 m)附近, 海水温度存在接近于冰点的极小值, 营养盐(NO_3^- , PO_4^{3-} , SiO_3^{2-}), NO , PO^* 存在极大值。3 个站位硅酸盐极大值的含量分别高达 34.40 (C34), 42.05 (C36) 和 $44.11 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (C39)。其二是在 $S \approx 34.6$ 的 300 m 层, 营养盐浓度较低, NO , PO^* 存在极小值。根据 Jones 和 Anderson^[4] 的定义, 近冰点的、营养盐、 NO , PO^* 极大值所对应的水称为上跃层水(Upper Halocline Water), 而 NO , PO^* 极小值对应的水体为下跃层水(Lower Halocline Water)。 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直分布(图 2d~图 4d)与盐度相似, 在 300 m 以浅随着深度增加而增大, 300 m 以深水体 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 含量相对稳定, 且均为正值。上跃层水之上为受河水、海冰融化水影响而形成的低温、低盐表层水体, 其盐度变化较大。下跃层水之下为相对稳定的高温、高盐的中、深层水体。显然, 上、下跃层是中、深层暖水与表层冷水之间热交换的屏障, 并维持着北冰洋较高海冰覆盖面积。既然上、下跃层水具有如此重要的作用, 由此产生一个重要的科学问题, 即上、下跃层水是如何形成的? 其物理、化学性质又是怎样获得的?

2.2 $\text{S}-\delta^{18}\text{O}-\text{PO}^*$ 与 $\text{S}-\delta\text{D}-\text{SiO}_3^{2-}$ 示踪体系的确立

2.2.1 质量平衡方程 鉴于北冰洋不同来源水体具有特征的 S , δD , $\delta^{18}\text{O}$, PO^* , SiO_3^{2-} 数值, 结合这些同位素与地球化学示踪剂即可计算水团中各组成成分的份额。对于研究海域而言, 其水团组成包括大西洋水、太平洋水、河水与海冰融化水, 因此至少需要 3 种保守性示踪剂才可确定各组分的含量。Östlund 与 Hut^[12] 首先提出 $\text{S}-\delta^{18}\text{O}$ 体系计算淡水中海冰融化水与河水份额的方法, 之后被成功地应用于波弗特海^[13~15] 和欧亚海盆^[9, 16] 的研究中。然而, 对于本研究海域, 由于太平洋水的存在, 且仅依据 S 和 $\delta^{18}\text{O}$ 难以区分大西洋水与太平洋水, 故结合地球化学保守性示踪剂 PO^* ($\text{PO}^* = \text{PO}_4^{3-} + \text{O}_2/175 - 1.95 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$)^[17, 18], 通过 4 组分的质量平衡方程组确定各水样中大西洋水、太平洋水、河水与海冰融化水的份额。具体质量平衡关系如下:

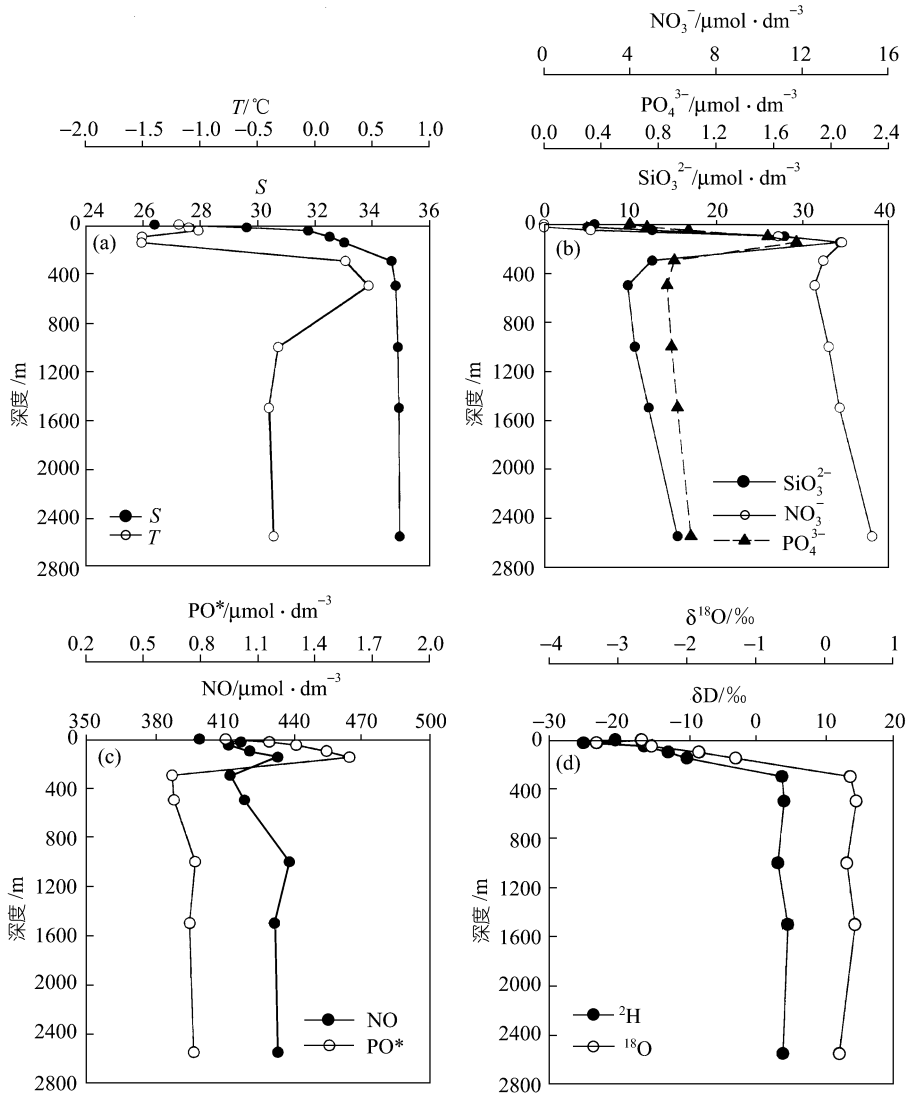


图 2 C34 站温度、盐度(a)、营养盐(b)、NO 与 PO*(c)、δD 与 δ¹⁸O(d)的垂直分布

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

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

$$f_a \cdot \delta^{18}\text{O}_a + f_p \cdot \delta^{18}\text{O}_p + f_r \cdot \delta^{18}\text{O}_r + f_i \cdot \delta^{18}\text{O}_i = \delta^{18}\text{O}_m, \quad (3)$$

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

上式中 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, $S_x, \delta^{18}\text{O}_x$ 和 PO^*_x 分别代表各组分水体盐度、 $\delta^{18}\text{O}$ 和 PO^* 的含量, 下标 “m” 代表样品实测值。

由于本研究同时测定了水样中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的含量, 因此, 与 S- $\delta^{18}\text{O}$ - PO^* 示踪体系相类似, 可建立 S- δD - SiO_3^{2-} 示踪体系的质量平衡关系为:

$$f_a + f_p + f_r + f_i = 1, \quad (5)$$

$$f_a \cdot S_a + f_p \cdot S_p + f_r \cdot S_r + f_i \cdot S_i = S_m, \quad (6)$$

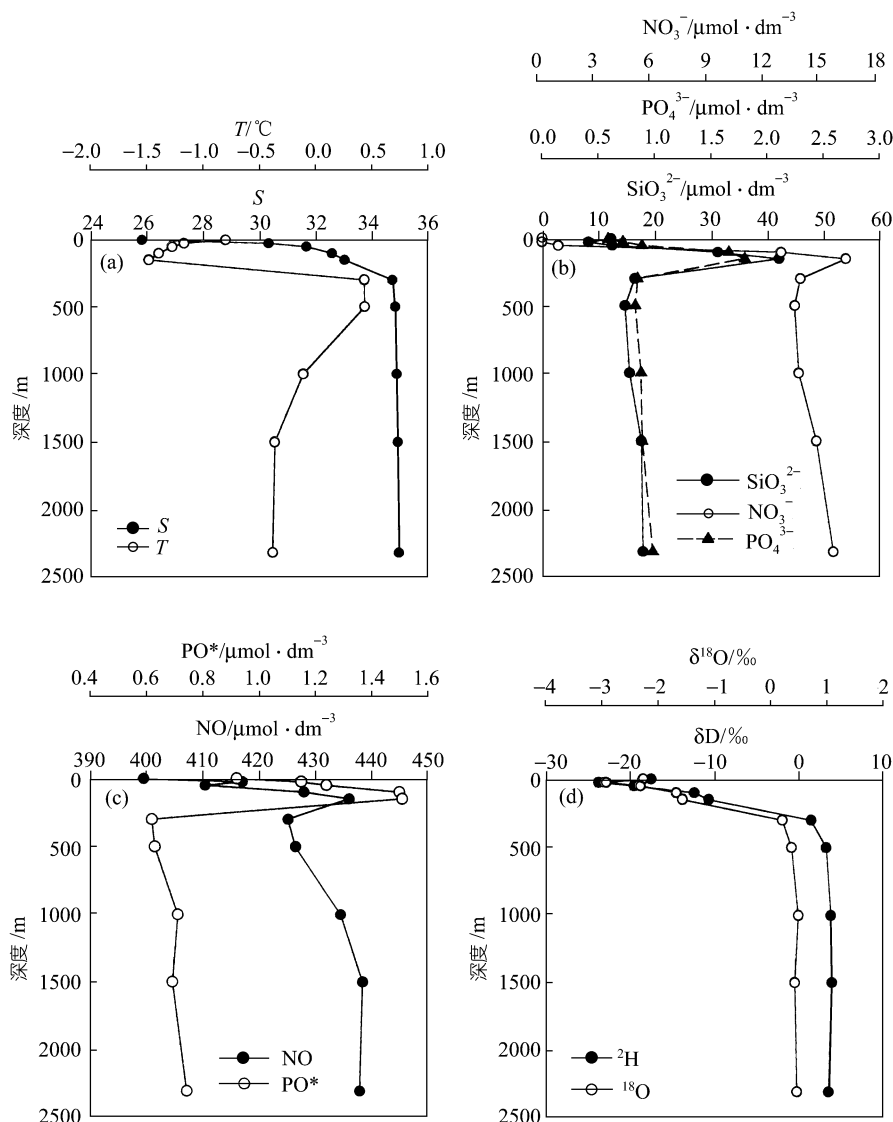


图3 C36站温度、盐度(a)、营养盐(b)、NO与PO*(c)、 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ (d)的垂直分布

$$f_a \cdot \delta D_a + f_p \cdot \delta D_p + f_r \cdot \delta D_r + f_i \cdot \delta D_i = \delta D_m, \quad (7)$$

$$f_a \cdot \text{SiO}_3^{2-}_a + f_p \cdot \text{SiO}_3^{2-}_p + f_r \cdot \text{SiO}_3^{2-}_r + f_i \cdot \text{SiO}_3^{2-}_i = \text{SiO}_3^{2-}_m, \quad (8)$$

(5)~(8)式中 δD_x , $\text{SiO}_3^{2-}_x$ 分别代表各组成水体 δD , SiO_3^{2-} 的含量, 其余符号含义同(1)~(4)式。

2.2.2 端元水体示踪剂特征值的选择 为了进行水团组成的计算, 首先得确定各组成水体在进入北冰洋之前(经 Fram 海峡和巴伦支海进入的大西洋水、经白令海峡进入的太平洋水、河水、海冰融化水)所含各种示踪剂的特征数值, 本研究所采用的特征值如表 1 所示, 选择依据简述如下:

盐度特征值: 大西洋水的特征盐度值已得到很好的确定, 根据巴伦支海陆架与 Fram 海峡(79°N)的实测值, 可确定大西洋水盐度为 35 ± 0.05 ^[19]。当年海冰的盐度值通常有较宽的变化

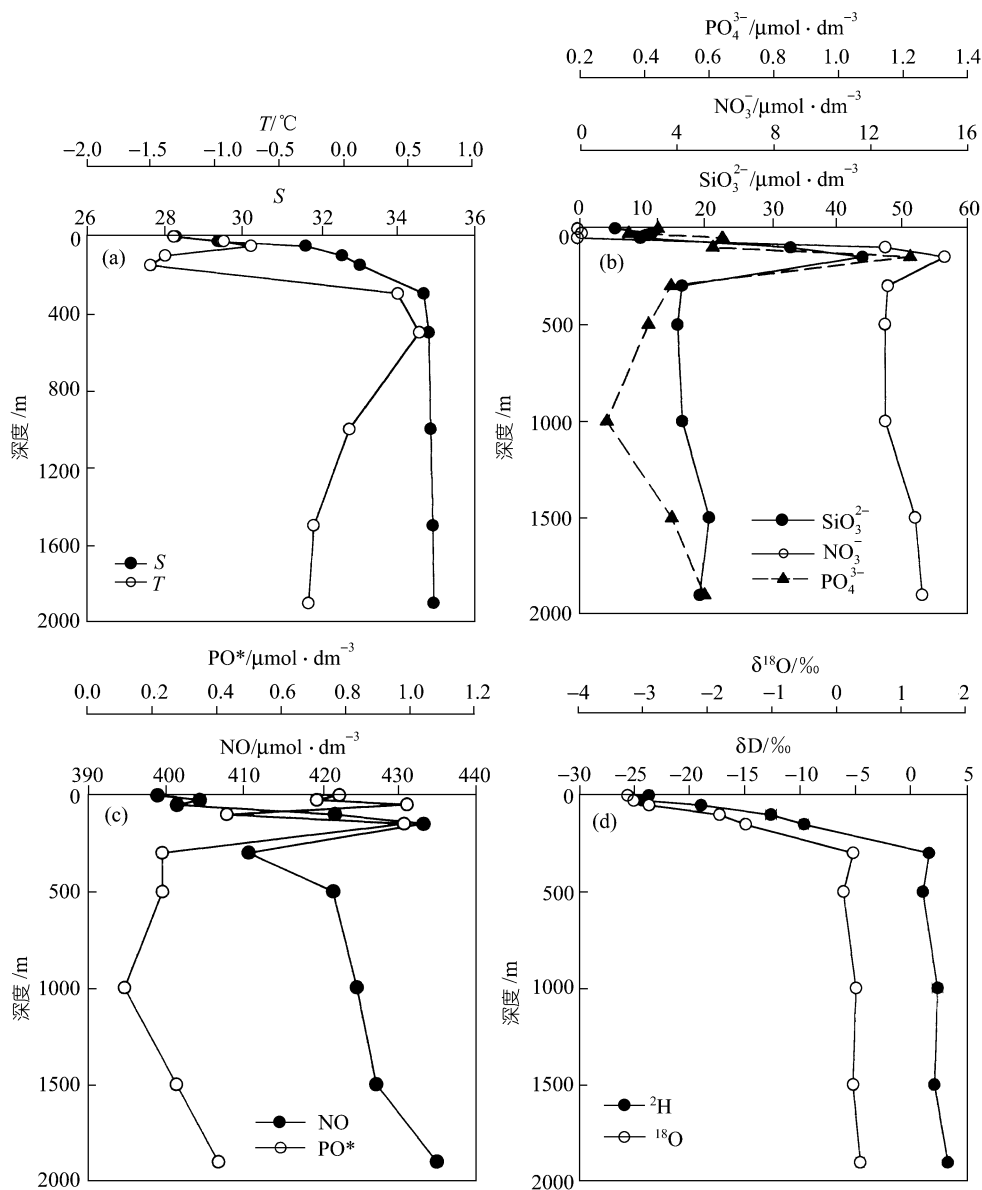


图 4 C39 站温度、盐度(a)、营养盐(b)、NO 与 PO*(c)、 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ (d)的垂直分布

范围($5 < S < 12$), 但多年海冰的盐度平均值为 4 ± 1 ^[15,20]. 太平洋水盐度变化较大, Roach 等^[21]分析了 1990 ~ 1994 年间于白令海峡获得的数据, 得其平均值为 32.7 ± 1.0 .

$\delta^{18}\text{O}$ 特征值: 对大西洋水体 $\delta^{18}\text{O}$ 的研究较多, 根据北冰洋中“纯大西洋水”的实测值及 $\delta^{18}\text{O} \sim S$ 拟合关系的外推值, Östlund 和 Hut^[12]确定出大西洋水 $\delta^{18}\text{O}$ 特征值为 0.3‰ , 其误差小于 $\pm 0.1\text{‰}$. Cooper 等^[6]获得了楚克奇海大量 $\delta^{18}\text{O}$ 的数据, 据此确定出通过白令海峡的太平洋水的 $\delta^{18}\text{O}$ 特征值为 $((-1.1 \pm 0.2)\text{‰})$. Macdonald 等^[14]测出海冰形成过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 的分馏系数为 $(2.57 \pm 0.1)\text{‰}$, 接近于实验室中平衡条件下的分馏因子 2.9‰ , 故采用各站位表层水 $\delta^{18}\text{O}$ 实测值与分馏系数 $(2.6 \pm 0.1\text{‰})$ 之和为海冰 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征值. 此外, Östlund 和 Hut^[12]根据北极区域雨水的权重

平均值、Mackenzie 河、欧亚大陆河的实测值确定出进入北冰洋河水 $\delta^{18}\text{O}$ 特征值 $-21\pm 2\text{‰}$ 。

表 1 S- $\delta^{18}\text{O}$ -PO*, S- δD - SiO_3^{2-} 示踪体系各端元水体示踪剂的特征值

端元水体	S	$\delta\text{D}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\text{SiO}_3^{2-}/\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$	$\text{PO}^*/\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$
大西洋水	35 ± 0.05	3.5	0.3 ± 0.1	6	0.7 ± 0.05
太平洋水	32.7 ± 1.0	-6.3	-1.1 ± 0.2	50	2.4 ± 0.3
河 水	0	-138.0	-21 ± 2	10	0.1 ± 0.1
海 冰	4 ± 1	表层水 + 20.0	表层水+ (2.6 ± 0.1)	1	0.4 ± 0.2

PO*特征值: 大西洋水 PO*特征值($(0.7\pm 0.05)\mu\text{mol}/\text{dm}^3$)根据 Broecker 等^[17]的报道值及 Fram 海峡附近实测值^[22]确定. 河水特征值由 Ob 河、Yenisey 河磷酸盐与溶解氧的数据^[23]以及 Mackenzie 河磷酸盐的数据^[24]计算得出. Elwuzel^[22]总结了海冰磷酸盐的历史数据, 并确定出海冰 PO*的特征值为($(0.4\pm 0.2)\mu\text{mol}/\text{dm}^3$). 太平洋水 PO*的特征值($(2.4\pm 0.3)\mu\text{mol}/\text{dm}^3$)则依据历史上最接近白令海峡的白令海水体的磷酸盐与溶解氧数据^[7, 25]计算得出.

δD 特征值: 正如前文所述, 有关北极区域海水、河水、海冰等对象中 δD 的实测值均很少, 故本研究根据本考察航次于楚克奇海陆架区表层水中 $\delta\text{D}\sim\text{S}$ 的拟合关系确定出太平洋水 δD 的特征值(-6.3‰). 大西洋水的特征值(3.5‰)取自各站位温度极大值层 δD 测值的平均值. 河水 δD 特征值(-138‰)依据本航次 $\delta\text{D}\sim\delta^{18}\text{O}$ 的拟合线性关系获得. 与 $\delta^{18}\text{O}$ 类似, 海冰 δD 特征值为研究站位表层水 δD 实测值与氢同位素分馏系数(20‰)^[26, 27]之和.

SiO_3^{2-} 特征值: 大西洋水 SiO_3^{2-} 特征值($6\mu\text{mol}/\text{dm}^3$)依据欧亚海盆温度极大值层的实测硅酸盐含量确定^[16]. 河水 SiO_3^{2-} 特征值($10\mu\text{mol}/\text{dm}^3$)沿袭 Bauch 等^[16]所采用的数值. 海冰 SiO_3^{2-} 特征值($1\mu\text{mol}/\text{dm}^3$)采用 Macdonald 等^[28]的实测值. 太平洋水 SiO_3^{2-} 特征值根据 Treshnikov^[29]的断面分布图获得, 其研究表明, 离开楚克奇陆架进入北冰洋的水中硅酸盐含量为 $50\mu\text{mol}/\text{dm}^3$. 需要指出的是, 由于海水中硅酸盐含量会受到生物光合作用、沉积物再矿化作用的影响, 尽管本研究采用了离开陆架区的含量作为其特征值, 但仍为一种近似的处理, 由此会导致 S- δD - SiO_3^{2-} 示踪体系计算结果的误差较 S- $\delta^{18}\text{O}$ -PO*示踪体系来得大.

2.3 上、下跃层水的形成机制

由 S- $\delta^{18}\text{O}$ -PO*, S- δD - SiO_3^{2-} 示踪体系计算得到的研究站位大西洋水、太平洋水、河水、海冰融化水的份额见表 2, 其垂直分布如图 5, 6 所示. 两个示踪体系在 3 个研究站位的结果均表明, 33.1 等盐线处(150 m)太平洋水份额具有极大值, 而该深度以下则主要由大西洋水组成, 太平洋水份额接近于 0. S- δD - SiO_3^{2-} 示踪体系获得的太平洋水份额高于 S- $\delta^{18}\text{O}$ -PO*示踪体系的结果, 原因如 2.2.2 所述, 即缘于 SiO_3^{2-} 的非严格保守行为, 而该端元特征值的变化对太平洋水份额影响较大. 不管怎样, 两个示踪体系的结果均显示出 150 m 深度附近太平洋水份额的极大值, 而下跃层水则以大西洋水为主. 显然, 加拿大海盆上跃层水营养盐、NO, PO*极大值的形成与太平洋水的输入有关, 而下跃层水 NO, PO*极小值与大西洋水的输入相关. 那么, 上、下跃层水相应的地球化学特征又是如何形成的呢?

当太平洋水通过白令海峡进入北冰洋后, 其性质在宽阔的楚克奇海陆架、东西伯利亚陆架发生变化. 陆架区海冰的形成导致高密度盐卤水的产生, 它们沉降至相应的深度后沿等密度面与北冰洋内部海盆水体混合, 从而维系着加拿大海盆的上跃层水体. 由于进入北冰洋的太平洋水体本身就含有较高的营养盐浓度, 同时在陆架区由底部沉积物再矿化向上覆水体不断

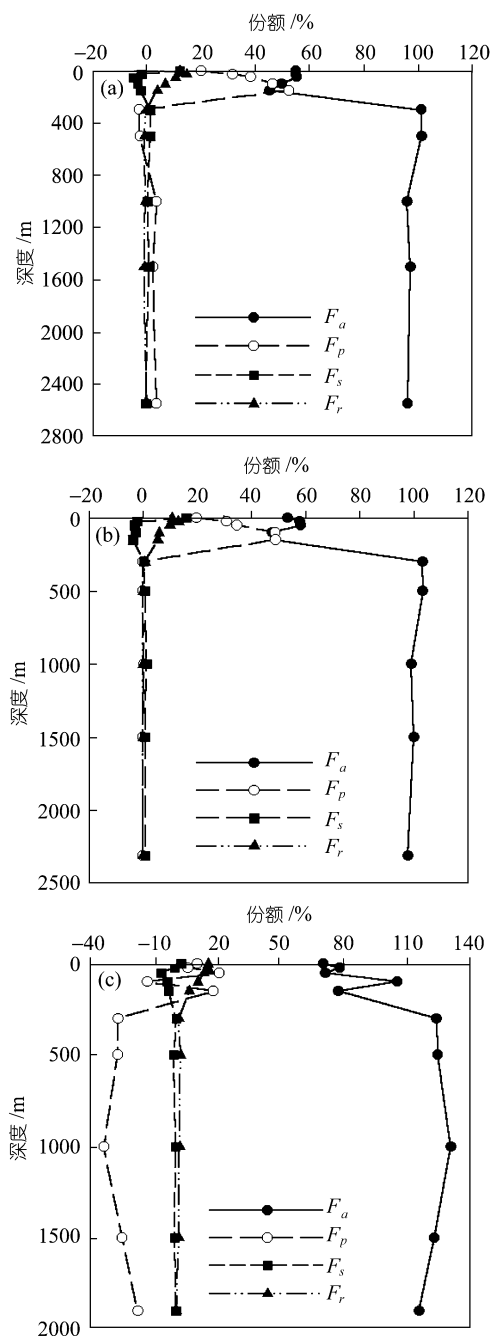


图5 由 $S-\delta^{18}O-PO^*$ 示踪体系得到的太平洋水、大西洋水、河水、海冰融化水份额的垂直分布
(a) C34, (b) C36, (c) C39

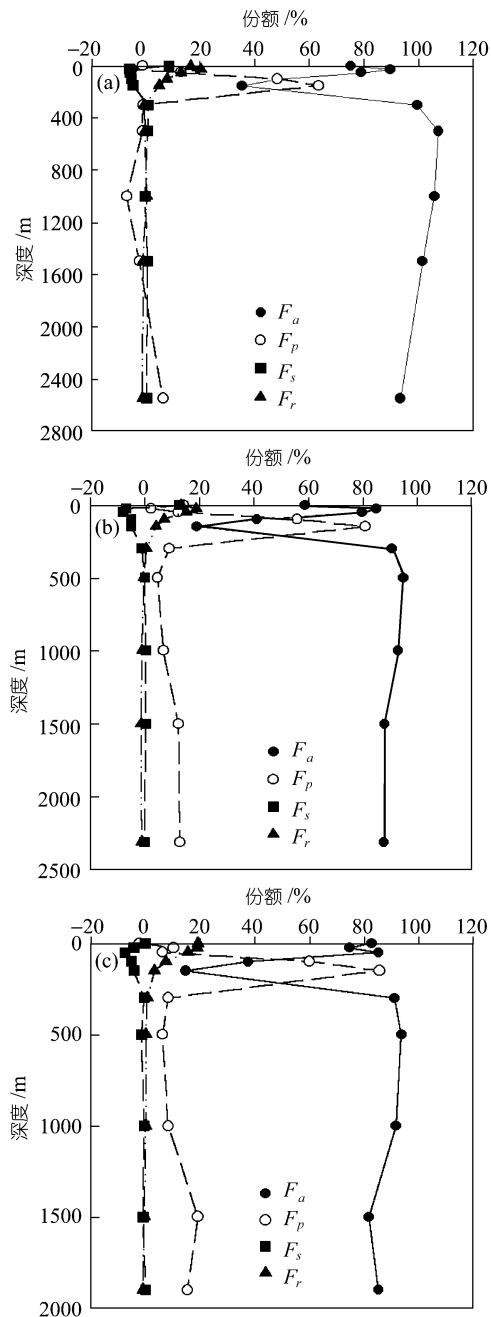


图6 由 $S-\delta D-SiO_3^{2-}$ 示踪体系得到的太平洋水、大西洋水、河水、海冰融化水份额的垂直分布
(a) C34, (b) C36, (c) C39

添加营养盐^[30], 由此产生了上跃层水中营养盐、 NO 、 PO^* 的极大值。

与上跃层水的形成相类似, 大西洋水主要通过巴伦支海和 Fram 海峡进入北冰洋。其中巴

伦支海分支在向西运移过程中^[31], 由于热量损失而变冷, 同时与河水、海冰融化水混合, 使盐度降低. 此外, 由于初级生产过程不断消耗营养盐, 而溶解氧仍与大气保持平衡, 由此形成低营养盐、高溶解氧的水体^[32], 运移至加拿大海盆即形成下跃层水的 NO, PO*极小值.

上述论断可得到 NO/PO 比值、水团年龄测定值与 ^{226}Ra 垂直分布特征的支持. Wilson 和 Wallace^[33]发现, 北冰洋不同区域陆架水具有不同的 NO/PO 比值($\text{NO} = 9\text{NO}_3^- + \text{O}_2$; $\text{PO} = 135\text{PO}_4^{3-} + \text{O}_2$)^[5], 楚克奇陆架水、东西伯利亚陆架水、Leptev 海陆架水和巴伦支海陆架水的 NO/PO 比值分别介于 0.75~0.85, 0.65~0.75, 0.85~0.95 和 0.90~1.0 之间. 本研究 3 个站位 C34、C36 和 C39 上跃层水(150 m)的 NO/PO 比值分别为 0.79, 0.82 和 0.83, 与楚克奇陆架水、东西伯利亚陆架水的特征值相吻合, 证实研究海域上跃层水为太平洋水于楚克奇陆架、东西伯利亚陆架区发生变性而形成. C34, C36 和 C39 站下跃层水(300 m)的 NO/PO 比值分别为 0.99, 1.02 和 1.14, 落于巴伦支海陆架水特征范围之内, 表明下跃层水为大西洋水于巴伦支海陆架发生变性而形成. 利用 $^3\text{H}/^3\text{He}$ 示踪剂计算的水团年龄结果表明, 上跃层水平均停留时间为 $(4.3 \pm 1.7) \text{ a}$, 而下跃层水平均年龄为 $(9.6 \pm 4.6) \text{ a}$ ^[22], 也就是说, 上跃层水比下跃层水来得年轻, 这与文中所述的上、下跃层水的形成显然是一致的. 此外, 与本研究相同航次、同样站位获得的 ^{226}Ra 的垂直分布也为上述上跃层水的形成机制提供了佐证. 邢娜等^[34]的研究表明, C34, C39 站 ^{226}Ra 含量于上跃层水层位附近存在极大值, 鉴于高 ^{226}Ra 特征主要出现在太平洋水或与沉积物交换的水体中, 说明上跃层水来自太平洋水或底部陆架水的输入.

2.4 河水、海冰融化水的垂直分布

河水份额的垂直分布显示, 300 m 以浅水柱河水份额随深度的增加逐渐降低, 300 m 以深水体中几乎不存在河水组分(图 5, 图 6), 与河水的低密度特征相吻合.

由表 2 可见, 海冰融化水的份额可正可负, 正值代表存在净的海冰融化过程, 而负值则表明存在净的海冰形成过程. 如由 $\text{S-}\delta^{18}\text{O-PO}^*$ 示踪体系获得的 C34 站 0 m 层海水的组成(表 2)说明, 100 g 该水层的海水系由 55.1 g 的大西洋水、20.2 g 太平洋水、12.4 g 河水与 12.3 g 海冰融化水混合形成, 而该站 50 m 层 100 g 海水则由 55.3 g 大西洋水、38.5 g 太平洋水与 10.8 g 河水混合, 再析出 4.6 g 海冰而形成. 分析所有站位海冰融化水的垂直分布可知, 300 m 以浅水柱存在海冰融化/生成水的影响, 300 m 以深水柱海冰融化水的份额接近于 0. 此外, 除表层水存在净海冰融化外, 150 m 以浅的其他层次均为净海冰形成区. 这些分布特征与海冰融化水的低盐、低密度以及下覆水层为高温、高盐的大西洋水相关.

利用梯形积分, 可计算出 300 m 以浅水柱中河水份额与海冰融化水份额的积分值(图 7). 显然, 由 $\text{S-}\delta^{18}\text{O-PO}^*$ 示踪体系与 $\text{S-}\delta\text{D-SiO}_3^{2-}$ 示踪体系计算得的河水积分储量基本吻合, 而 $\text{S-}\delta\text{D-SiO}_3^{2-}$ 体系得出的海冰融化水的积分储量明显大于 $\text{S-}\delta^{18}\text{O-PO}^*$ 体系的结果, 其原因与前文所述相同, 即 SiO_3^{2-} 特征值的变化导致计算出的各组分份额的误差大于 $\text{S-}\delta^{18}\text{O-PO}^*$ 体系. 不管如何, 两个示踪体系的结果均一致表明, 由西南向东北方向, 河水积分储量逐渐增加, 而海冰形成总量也逐渐增加, 这与温度的变化、北冰洋环流模式相关. Schlosser 等^[9]对大西洋一侧的研究表明, 河水储量随纬度增加而增加, 海冰融化水积分储量由正变负, 且生成总量也逐渐增加. 本研究结果与之相吻合. 研究海域河水积分储量平均值为 20.7 m, 与 Östlund 和 Hut^[12]在加拿大海盆(17.0~19.0 m)与 Fram 海峡(14.5 ~ 18.9 m)的结果相近, 明显高于 Nansen 海盆和 Amudsen 海盆(10 m)的河水储量. 由此可见, 尽管进入北冰洋的河流径流主要来自西部, 但较

大部分河水最终储存在加拿大海盆. Aagaard 和 Carmack^[35]对北冰洋各海盆淡水收支平衡的计算表明, 加拿大海盆河水的储量(45800 km³)高于欧亚海盆(12200 km³)、Leptev 海(5300 km³)和巴伦支海(4000 km³), 并将其归因于北冰洋环流向东输送的结果.

3 结论

加拿大海盆上跃层水的形成缘于太平洋水的输入, 其在楚克奇陆架、东西伯利亚陆架发生变性, 获得高盐、高营养盐特征, 经水平运移进入研究海域产生上跃层水的营养盐、NO, PO*极大值特征. 下跃层水的形成与大西洋水相关, 大西洋水经巴伦支海进入北冰洋后, 在陆架区与淡水混合, 并经生物学过程形成相对低盐、低营养盐、高溶解氧的水体, 水平运移进入加拿大海盆即产生下跃层水的 NO, PO*极小值. 研究海域河水、海冰融化水的垂直分布证实, 淡水主要存在于 300 m 以浅水柱, 研究海域是净海冰生成区. 加拿大海盆河水积分储量明显高于北冰洋其他海盆, 表明该海域是北冰洋河水的主要储存区.

致谢 国家海洋局第一海洋研究所矫玉田工程师、青岛海洋大学高郭平副教授提供了温度、盐度数据. 此外, 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, 在此一并表示衷心的感谢.

参 考 文 献

- 1 Cavalieri D J, Gloersen P, Parkinson C L, et al. Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*, 1997, 278: 1104 ~ 1106
- 2 Morison J, Aagaard K, Steele M. Recent environmental changes in the Arctic: a review. *Arctic*, 2000, 53(4): 359 ~ 371
- 3 Stouffer R J, Manabe S, Bryan K. Interhemispheric asymmetry in climate response to gradual increase of atmospheric CO₂. *Nature*, 1989, 342: 660~662
- 4 Jones E P, Anderson L G. On the origin of the chemical properties of the Arctic Ocean Halocline. *J Geophys Res*, 1986, 91(C9): 10759~10767
- 5 Broecker W S. "NO", A conservative-mass tracer. *Earth Planet Sci Lett*, 1974, 23: 100~107
- 6 Cooper L W, Whitledge T E, Grebmeier J M. The nutrient, salinity and stable oxygen isotope composition of Bering and Chukchi Seas waters in and near the Bering Strait. *J Geophys Res*, 1997, 102(C6): 12563~12573
- 7 Bjork G. The vertical distribution of nutrients and oxygen 18 in the upper Arctic Ocean. *J Geophys Res*, 1990, 95(C9): 16025 ~ 16036
- 8 Bedard P, Hillaire-Marcel C, Page P. ¹⁸O modelling of freshwater inputs in Baffin Bay and Canadian Arctic coastal waters. *Nature*, 1981, 293: 287 ~ 289
- 9 Schlosser P, Bauch D, Fairbanks R, et al. Arctic river-runoff: mean residence time on the shelves and in the halocline.

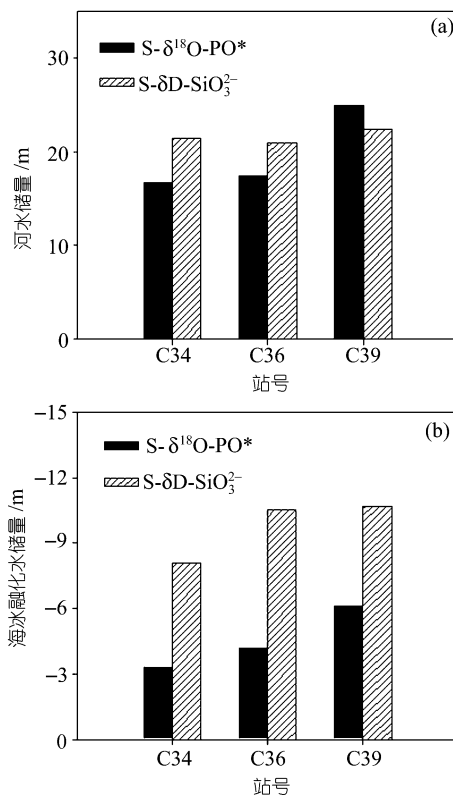


图7 河水、海冰融化水积分储量的比较

Deep-Sea Res, 1994, 41(7): 1053 ~ 1068

- 10 黄奕普, 金德秋, 周锡煌, 等. 南沙海域氡的水平分布特征. 见: 中国科学院南沙综合科学考察队. 南沙群岛海域的同位素海洋化学. 北京: 海洋出版社, 1996. 1~10
- 11 金明明, 卢 勇. 海水化学. 见: 中国首次北极科学考察队编. 中国首次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社, 2000. 19 ~ 22
- 12 Östlund H G, Hut G. Arctic Ocean water mass balance from isotope data. *J Geophys Res*, 1984, 89(C4): 6373 ~ 6381
- 13 Macdonald R W, Carmack E C. The role of large-scale under-ice topography in separating estuary and ocean on an Arctic shelf. *Atmos-Ocean*, 1991, 29 (1): 37~53
- 14 Macdonald R W, Paton D W, Carmack E C, et al. The freshwater budget and under-ice spreading of the Mackenzie River water in the Canadian Beaufort Sea based on salinity and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements in water and ice. *J Geophys Res*, 1995, 100(C1): 895 ~ 919
- 15 Melling H, Moore R M. Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea shelf: evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients. *Cont Shelf Res*, 1995, 15(1): 89 ~ 113
- 16 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 H_2^{18}O . *Prog Oceanogr*, 1995, 35: 53 ~ 80
- 17 Broecker W S, Takahashi T. Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration. *J Geophys Res*, 1985, 90(C4): 6925 ~ 6939
- 18 Broecker W S, Peacock S L, Walker S, et al. How much deep water is formed in the Southern Ocean? *J Geophys Res*, 1998, 103(C8): 15833~15843
- 19 Frank M. Spurenstoffuntersuchungen zur zirkulation im Eurasischen Becken des Nordpoarmeer. Ph D Thesis. Heidelberg: Ruprecht Karls Universität Heidelberg, 1996. 1~100
- 20 Pfirman S L, Colony R, Nurnberg D, et al. Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *J Geophys Res*, 1997, 102 (C6): 12575~12586
- 21 Roach A T, Aagaard K, Pease C H, et al. Direct measurement of transport and water properties through the Bering Strait. *J Geophys Res*, 1995, 100 (C9): 18443~18457
- 22 Ekwurzel B. Circulation and mean residence times in the Arctic Ocean derived from tritium, helium and oxygen-18 tracers. Ph D thesis, Columbia University, Michigan: UMI Co, 1998. 1 ~ 208
- 23 Makkaveev P N, Stunzhas P A. Hydrochemical characteristics of the Kara Sea. *Oceanology*, English Translation, 1995, 34(5): 600 ~ 605
- 24 Macdonald R W, Wong C S, Erickson P E. The distribution of nutrients in the southeastern Beaufort Sea: implications for water circulation and primary production. *J Geophys Res*, 1995, 92 (C3): 2939~2952
- 25 Codispoti L A, Richards F A. Micronutrient distributions in the East Siberian and Laptev seas during summer 1963. *Arctic*, 1968, 21: 67~83
- 26 Lenmann M, Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *J Glaciology*, 1991, 37: 23~26
- 27 Arnason B. Equilibrium constant for the fractionation of deuterium between ice and water. *J Phys Chem*, 1969, 73 (10): 3491 ~ 3494
- 28 Macdonald R W, Carmack E C, McLaughlin F A, et al. Composition and modification of water masses in the Mackenzie Shelf estuary. *J Geophys Res*, 1989, 94 (C12): 18057 ~ 18070
- 29 Treshnikov A F. Arctic Atlas. Arkt Antarkt, Moscow: Mauchno Issled Inst, 1985. 1 ~ 204
- 30 Moore R M, Lowings M G, Tan F C. Geochemical profiles in the central Arctic Ocean: their relation to freezing and shallow circulation. *J Geophys Res*, 1983, 88: 2667~2674
- 31 Schlosser P, Swift J H, Lewis D, et al. The role of the large-scale Arctic Ocean circulation in the transport of contaminants. *Deep-Sea Res*, 1995, 42(6): 1341~1367
- 32 Rudels B, Anderson L G, Jones E P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *J Geophys Res*, 1996, 101 (C4): 8807~8821
- 33 Wilson C, Wallace D W R. Using the nutrient ratio NO/PO as a tracer of continental shelf waters in the central Arctic Ocean. *J Geophys Res*, 1990, 95 (C12): 22193~22208
- 34 邢 娜, 陈 敏, 黄奕普, 等. 北冰洋、白令海 ^{226}Ra 的分布及其水文学意义. *中国科学, D 辑*, 2002, 32 (5): 430~440
- 35 Aagaard K, Carmack E C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J Geophys Res*, 1989, 94 (C10): 14485~14498