

近 40 年北太平洋亚热带环流区生态系变化的 ^{226}Ra 证据

杨俊鸿 陈敏* 邱雨生 李艳平 马嫄 吕娥 张润 黄奕普

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

摘要 利用 1999 年 7~10 月和 2003 年 10~12 月实测的北太平洋亚热带环流区表层水 ^{226}Ra 含量, 结合文献所报道的历史数据, 发现自 20 世纪 60 年代至今, 北太平洋亚热带环流区表层水体 ^{226}Ra 含量呈下降趋势, 反映出全球变化导致该海域生态系结构的变化. 全球增暖一方面导致了该海域水体层化作用的加强, 进而导致上层水体 Ra 补充量的减少; 另一方面, 全球增暖导致海域生物生产力的升高, 进而导致 Ra 迁出量的增加. ^{226}Ra 含量的上述变化与文献报道的该海域叶绿素 a、硅酸盐、磷酸盐含量与初级生产力的历史变化趋势相吻合, 确证北太平洋亚热带环流区在全球变化背景下正发生着可观测的生态系统变化. 在上层海洋层化作用加强的情况下, 为维持海域升高的生物生产力, 其“新”氮可能的来源是海洋的固氮作用.

关键词 北太平洋亚热带环流区 ^{226}Ra 生态系变化

北太平洋亚热带环流区是指由黑潮与加利福尼亚海流、北赤道流与北太平洋海流所环绕的广阔海域, 其覆盖的经纬度范围为 $13^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $135^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{W}$, 表面积约 $2\times 10^7\text{ km}^2$, 是世界上最大的环流区^[1]. 由于四周为反气旋式环流所围绕, 北太平洋亚热带环流区的上层水体与周边水体被隔离开, 形成一个相对独立的生态系统. 该海域水体的一个主要特征是具有永久性的、厚的温盐跃层, 将深层富营养盐的水体与真光层有效地隔离开, 而反气旋式环流的存在使得其边缘区存在下降流, 进一步阻碍了深层营养盐的向上提供^[2], 从而导致该海域真光层营养盐含量极低, 且温度、盐度、营养盐等要素的水平梯度变化很小^[3]. 由于其相对封闭的特点, 因而传统的观点认为, 北太平洋亚热带环流区是古老、单一、相对稳定的生态系统. 但最近获得的一系列证据显示, 该海域的水

文、化学、生物学特征在一定时、空尺度上也存在变化^[4-8].

本文通过对 1999 和 2003 年北太平洋亚热带环流区表层水中 ^{226}Ra 的研究, 结合文献报道的历史数据, 揭示该海域近 40 年来 ^{226}Ra 的时间变化特征, 进而探讨 ^{226}Ra 变化的影响因素, 为该海域生态系的变化提供了镭同位素证据.

1 样品采集与分析

1.1 样品采集

研究样品采于 1999 年 9~10 月的 DY95-10 航次和 2003 年 10~12 月的 DY105-12, 14 航次, 其中 DY95-10 航次采集了位于北太平洋亚热带环流区内 19 个站位的表层水样; DY105-12, 14 航次采集了该海域 23 个站位的表层水样(图 1). 每份水样(120~150

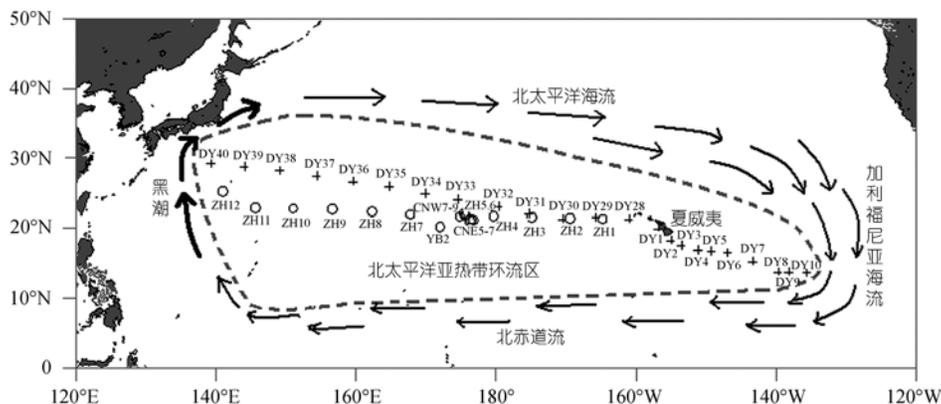


图 1 采样站位图

+ 代表 2003 年航次采样站位; o 代表 1999 年航次采样站位

dm³)于船走航期间由帆布桶从表层(~0.5 m)采集后装于塑料桶中,利用虹吸原理将其流过装有12 g锰纤维的PVC管,流速控制在200~250 cm³/min,以充分富集水样中的镭同位素^[9].富集了镭同位素的锰纤维用塑料袋密封,带回陆上实验室进行分析.

1.2 ²²⁶Ra的测定

²²⁶Ra的放射性活度利用²²²Rn-直接射气法测量,首先将富集了镭同位素的MnO₂-纤维甩干水分,装入特制扩散管中,抽真空,密封放置5~7 d,让子体²²²Rn逐渐生长出来.随后将²²²Rn气体送入预先抽成真空的ZnS闪烁室中,放置3 h以确保²²²Rn子体的生长,再利用氡钍分析仪(FD-125,北京核仪器厂)测定其中的放射性活度^[9].

²²⁶Ra放射性比活度由下式计算得出:

$$A_{226} = \frac{N_s - N_b}{\alpha V \eta_d \eta_c t} k_{226} \quad (1)$$

其中 A_{226} 为水样中²²⁶Ra的放射性比活度(Bq/m³); k_{226} 为氡钍分析仪测量²²⁶Ra的装置系数(Bq/cpm); N_s , N_b 分别为相同测量时间下样品和本底测量的计数率(cpm); α 为²²²Rn的累积系数; V 为水样体积(m³); η_c 为MnO₂-纤维对水样²²⁶Ra的富集效率; η_d 为MnO₂-纤维的射气效率; t 为样品及本底的测量时间(min).

实验中通过将3份表层海水分别通过串联在一起的两份相同的MnO₂纤维来确定MnO₂-纤维对水样²²⁶Ra的富集效率(η_c),结果表明,所采用MnO₂纤维对海水中镭同位素的富集效率平均为(99.2±0.4)%,与本实验室以往的结果相吻合^[9].MnO₂-纤维的射气效率(η_d)则通过往MnO₂纤维滴加已知活度的²²⁶Ra标准溶液来确定,所得 η_d 为(91.0±1.1)%.²²⁶Ra测量的装置系数(k_{226})由²²⁶Ra标准溶液测定获得,其值介于7.10~9.30 mBq/cpm之间,不同的闪烁室具有不同的装置系数.实验过程中对使用到的所有闪烁室均进行了装置系数的测定,并在样品²²⁶Ra比活度的计算过程中采用相应闪烁室的 k_{226} 进行计算.

文中所报道数据均为±1 σ 计数统计误差,并已对本底计数、样品计数和回收率的误差进行了误差传递计算.

1.3 硅酸盐的测定

对DY105-12,14航次与镭同位素样品同步采集的部分表层水样于船上同时进行了活性硅酸盐含量的测定,所用方法为硅钼黄法,标准溶液为GBW 08647,具体分析流程见文献^[10].活性硅酸盐测量

的精度(标准偏差)为0.1 μ mol/dm³.

2 结果与讨论

2.1 近40年来北太平洋亚热带环流区表层水²²⁶Ra含量的变化

研究结果显示,DY95-10航次北太平洋亚热带环流区表层水²²⁶Ra放射性比活度介于0.67~0.92 Bq/m³之间,平均值为0.74 Bq/m³.DY105-12,14航次²²⁶Ra放射性比活度介于0.53~0.88 Bq/m³之间,平均为0.68 Bq/m³.且两个航次研究海域表层水²²⁶Ra含量在空间上均呈均匀分布态势(表1).

将本研究及文献报道的北太平洋亚热带环流区表层水²²⁶Ra含量按不同时间进行处理时可发现,20世纪60年代至今,北太平洋亚热带环流区²²⁶Ra平均放射性比活度呈现明显的降低趋势,²²⁶Ra平均放射性比活度从1967年的~1.3 Bq/m³,降低至2003年的~0.7 Bq/m³(图2).鉴于北太平洋亚热带环流区相对封闭的特点以及研究区域²²⁶Ra的均匀分布特征,将不同时期、不完全相同站位所获得的²²⁶Ra平均含量进行比较,进而揭示其时间变化特征是合理的.

为确证所得²²⁶Ra数据的可靠性,DY105-12,14航次同时测量了表层水中的SiO₃²⁻含量.研究站位表层水SiO₃²⁻含量的变化介于0~8.8 mmol/m³之间,平均值为2.78 mmol/m³,其中72%的站位其含量小于3.3 mmol/m³,呈现低SiO₃²⁻的特点.从空间分布看不出研究海域表层水硅酸盐含量有明显的变化规律.以往研究显示,太平洋上层水体中的²²⁶Ra与SiO₃²⁻含量之间具有线性正相关关系^[15,16],显示出二者地球化学行为的相似性.DY105-12,14航次²²⁶Ra放射性比活度与SiO₃²⁻含量之间的关系示于图3.很显然,研究海域二者之间存在着良好的线性正相关关系.根据拟合线方程可得其协变关系方程为: $\Delta^{226}\text{Ra}/\Delta\text{Si}=0.018$ Bq/mmol.这与Broecker等^[17]于大西洋所得到的 $\Delta^{226}\text{Ra}/\Delta\text{Si}=0.017$ Bq/mmol;Moore和Smith^[18]于北冰洋所得到的 $\Delta^{226}\text{Ra}/\Delta\text{Si}=0.017$ Bq/mmol;Chung和Craig^[19]于太平洋14°N~5°S所得到的 $\Delta^{226}\text{Ra}/\Delta\text{Si}=0.023$ Bq/mmol;以及Key等^[20]于北大西洋TTO站位所得到的 $\Delta^{226}\text{Ra}/\Delta\text{Si}=0.028$ Bq/mmol基本一致.因此,基于以上相关关系可从另一方面旁证本研究所获得的²²⁶Ra数据是可靠的,上述²²⁶Ra时间变化的特征是海域生态系变化的真实反映.

表 1 北太平洋亚热带环流区表层水 ²²⁶Ra 放射性比活度及硅酸盐含量^{a)}

年份	站位	经度	纬度	²²⁶ Ra 比活度/Bq·m ⁻³	SiO ₃ ²⁻ /mmol·m ⁻³
1999	ZH1	164°47.6' W	21°19.9' N	0.77 ± 0.03	n.d.
	ZH2	169°25.3' W	21°25.8' N	0.92 ± 0.04	n.d.
	ZH3	174°51.9' W	21°34.0' N	0.68 ± 0.03	n.d.
	ZH4	179°40.8' E	21°43.2' N	0.78 ± 0.04	n.d.
	ZH5	174°51.1' E	21°41.1' N	0.70 ± 0.03	n.d.
	ZH6	175°35.0' E	21°55.4' N	0.77 ± 0.04	n.d.
	ZH7	167°44.6' E	21°58.2' N	0.72 ± 0.03	n.d.
	ZH8	161°59.5' E	22°40.6' N	0.74 ± 0.04	n.d.
	ZH9	156°40.2' E	22°42.0' N	0.82 ± 0.04	n.d.
	ZH10	151°02.6' E	22°49.4' N	0.71 ± 0.03	n.d.
	ZH11	145°42.0' E	22°52.1' N	0.69 ± 0.03	n.d.
	ZH12	141°01.4' E	25°13.5' N	0.71 ± 0.03	n.d.
	CNE5	176°24.0' E	21°17.6' N	0.67 ± 0.03	n.d.
	CNE6	176°17.9' E	21°06.2' N	0.79 ± 0.04	n.d.
	CNE7	176°46.0' E	21°09.1' N	0.70 ± 0.03	n.d.
	CNW7	175°37.9' E	21°54.9' N	0.69 ± 0.03	n.d.
	CNW8	175°41.5' E	21°52.7' N	0.76 ± 0.04	n.d.
	CNW9	175°25.4' E	22°09.7' N	0.71 ± 0.04	n.d.
	YB2	172°01.0' E	20°16.1' N	0.67 ± 0.04	n.d.
	2003 年	DY1	156°46.2' W	19°57.3' N	0.53±0.02
DY2		154°59.1' W	18°17.5' N	0.63±0.02	0.27
DY3		153°29.3' W	17°32.5' N	0.69±0.02	5.59
DY4		151°05.0' W	16°53.0' N	0.63±0.02	5.59
DY5		149°18.3' W	16°43.8' N	0.64±0.02	1.40
DY6		146°52.7' W	16°31.1' N	0.73±0.03	2.62
DY7		143°19.0' W	15°17.1' N	0.76±0.02	3.24
DY8		139°41.5' W	13°46.9' N	0.79±0.03	4.87
DY9		138°08.1' W	13°44.8' N	0.59±0.03	2.73
DY10		135°34.7' W	13°41.2' N	0.68±0.03	5.38
DY28		160°58.9' W	21°17.8' N	0.76±0.02	n.d.
DY29		165°41.6' W	21°29.8' N	0.73±0.03	4.98
DY30		170°28.3' W	21°17.4' N	0.61±0.02	2.43
DY31		175°14.8' W	22°06.0' N	0.61±0.02	0.83
DY32		179°38.6' W	23°05.1' N	0.88±0.03	8.81
DY33		174°39.5' E	24°02.4' N	0.68±0.02	2.43
DY34		169°55.4' E	24°56.7' N	0.64±0.02	0.83
DY35		164°46.1' E	25°54.6' N	0.69±0.02	0.00
DY36		159°37.5' E	26°40.0' N	0.69±0.03	1.15
DY37		154°24.8' E	27°25.6' N	0.73±0.03	0.00
DY38	149°09.0' E	28°11.6' N	0.54±0.02	0.00	
DY39	144°06.2' E	28°45.2' N	0.74±0.02	1.47	
DY40	139°22.0' E	29°11.7' N	0.68±0.02	6.57	

a) n.d.代表没有数据

2.2 SiO₃²⁻, PO₄³⁻, Chl.a 和初级生产力的时间变化特征

上文已说明, ²²⁶Ra 与 SiO₃²⁻ 之间存在类似的地球化学行为, 那么, 北太平洋亚热带环流区表层水中 SiO₃²⁻ 含量是否如 ²²⁶Ra 所示也表现出时间变化特征

呢? 为此, 我们收集了研究海域 SiO₃²⁻ 含量的历史数据, 其中 1965~1989 年混合层(0~50 m)数据和 0~100 m 水柱积分含量数据来自 World Ocean Database 2001, 数据覆盖区域为 20°~30°N, 140°~170°W. 1998 年以后的数据来自夏威夷时间系列站(ALOHA)(22.45°N,

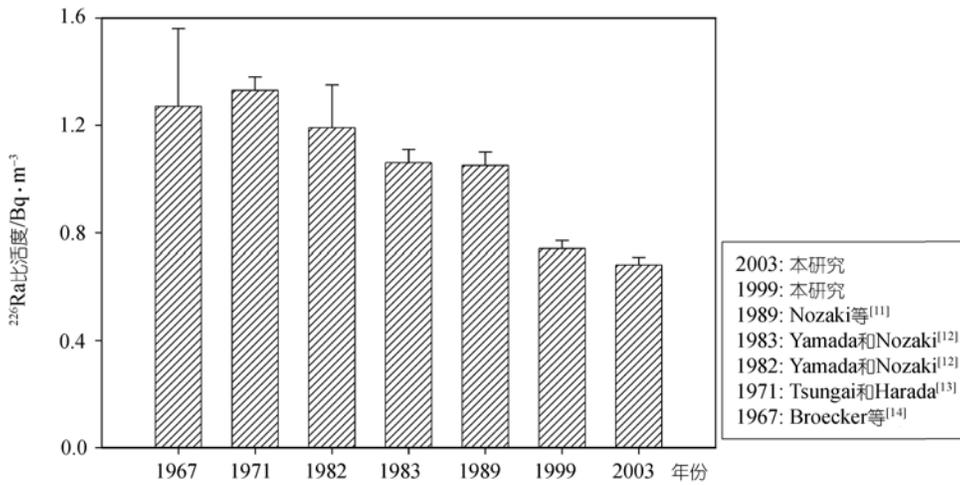


图 2 北太平洋亚热带环流区表层水 ²²⁶Ra 含量的历史变化

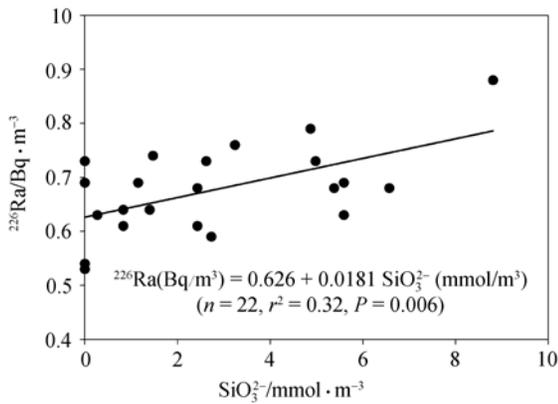


图 3 北太平洋亚热带环流区表层水 ²²⁶Ra 放射性比活度与 SiO₃²⁻ 含量的关系

158.00°W)(<http://hahana.soest.hawaii.edu>). 结果显示, 北太平洋亚热带环流区上层水体中的 SiO₃²⁻ 含量自 20 世纪 60 年代至今也呈现下降的趋势(图 4), 进一步证实该海域生态系发生了变化.

另外, 也有一系列文章报道过北太平洋亚热带环流区生态系各要素存在时间变化的现象. Yasuda等^[7]观察到北太平洋亚热带模态水(NPSTMW, 27°~33°N, 140°~175°E)三月份的表层水温(SST)近 30 年有增加趋势, 由此导致上层水体层化作用的加强. Venrick等^[21]研究了Climax研究区域(26.5°~31.0°N, 150.5°~158.0°W)Chl.a含量的历史数据, 表明北太平洋亚热带环流区夏季(5~10 月)真光层中Chl.a的平均含量自 1968 年至 1985 年几乎增加了一倍; Karl等^[6]通过分析夏威夷附近海域ALOHA时间系列站(22.45°N, 158.00°W)及邻近海域(20°~30°N, 140°~

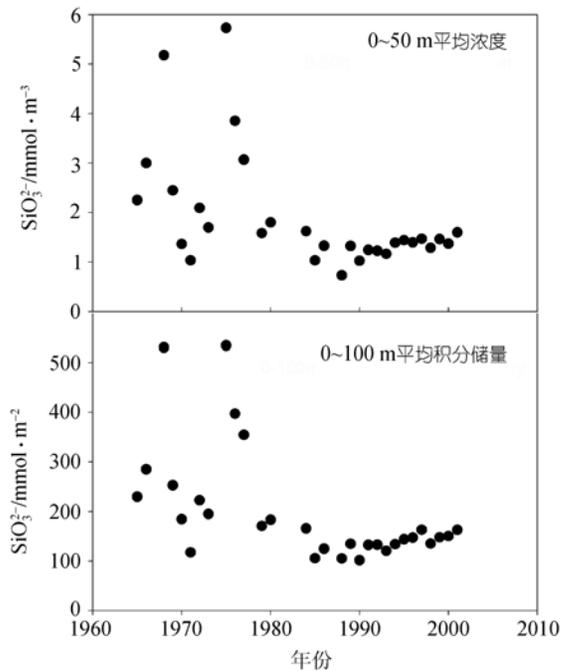


图 4 近 40 年北太平洋亚热带环流区上层水体 SiO₃²⁻ 含量的历史变化

1965~1989 年的数据引自 World Ocean Database 2001; 1998~2001 年的数据引自 ALOHA 时间系列站, 网址为 <http://hahana.soest.hawaii.edu>

170°W)的历史数据后指出, 北太平洋亚热带环流区真光层中的 Chl.a 积分含量和初级生产力积分值在过去 30 a 中升高了一倍, 而活性硅酸盐和活性磷酸盐的积分含量分别从 710 和 32 mmol/m² 逐渐下降至 120 和 4 mmol/m², 上述变化同时伴随着 Chl.b 含量的增加, 证明该海域浮游植物群体结构的转变.

2.3 近 40 年北太平洋亚热带环流区 ^{226}Ra 含量变化的可能机制

开阔大洋上层水体中 ^{226}Ra 的主要来源是中深层水体的垂直平流与扩散作用, 而其从表层水输出的途径主要是生源颗粒物的载带迁出^[14]. 根据开阔大洋中 ^{226}Ra 的来源与迁出途径, 上述 ^{226}Ra 时间变化特征可能与研究海域对全球变暖的响应相关. 一方面, 在全球变暖的影响下, 其上层水体的层化作用加强, 由此导致上、下层水体交换的受阻^[22], 下层富含 Ra 同位素的水体难以向上提供, 导致上层水体 Ra 同位素供应的减少. 另一方面, 在全球变暖背景下, 研究海域生态系统种群结构的转变可导致初级生产力的提高^[6], 由此导致被生物吸收并随生源颗粒迁出的 Ra 通量增加, 进一步降低上层水体中 Ra 同位素的含量. 上述机制与观测到的各相关要素(如表层水温、营养盐、Chl.a、初级生产力等)的变化趋势是吻合的.

在全球变暖的影响下, 北太平洋亚热带环流区上层水体的层化作用增强, 由此导致由中深层向上层提供的营养盐减少, 而同时该海域的生物生产力又是升高的^[6]. 要维持提高的生物生产力, 必须有“新”营养盐的输入, 对于氮来说, 其最可能的来源是上层海洋固氮生物的固氮作用. Karl^[5]的研究表明, 近 30 年来在北太平洋亚热带环流区, *Prochlorococcus* spp., *Synechococcus* spp. 等细菌生物已经取代单细胞生物、鞭毛虫等真核生物的优势地位, 从而导致海洋固氮作用的增强, 并逐渐使该海域生物生长的限制性营养盐由氮向磷转化. Hayward^[23]也将其观察到的亚热带北太平洋颗粒氮含量在过去 30 年中的增加归因于海洋的固氮作用.

2.4 过去 40 年北太平洋亚热带环流区表层水 SiO_3^{2-} 含量降低的平均速率

利用前述的 ^{226}Ra - SiO_3^{2-} 关系以及 ^{226}Ra 放射性比活度在近 40 年中的降低趋势, 可估算出北太平洋亚热带环流区表层水 SiO_3^{2-} 含量在过去 40 年中的平均降低速率为 $0.010 \text{ mmol/m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$. 由所收集到的研究海域混合层 SiO_3^{2-} 含量的数据计算得到的平均降低速率为 $0.018 \text{ mmol/m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$. 若考虑到这些数据是由不同研究者在不同站位、不同时间获得的结果, 显然两种方法得到的 SiO_3^{2-} 平均降低速率是相当吻合的. 如果假设研究海域为一稳态系统, 该结果也表明研究海域单位体积海水(1 m^3)生物对 Si 的吸收速率平均每年增加 $0.010\sim 0.018 \text{ mmol}$, 而这些增加的 SiO_3^{2-} 显然用

于海域生物生产力的提高.

3 结语

亚热带北太平洋环流区表层水 ^{226}Ra 含量在过去 40 年中呈现降低趋势, 反映了该海域生态系在全球变化背景下的响应, 其主要体现在于水体层化作用的加强以及生物生产力的升高.

致谢 感谢国家海洋局第二海洋研究所倪建宇、王方国研究员在硅酸盐测定中给予的支持; 感谢编委和评审专家的宝贵意见和建议. 本工作受国家自然科学基金(批准号: 90411016)、国家重点基础研究发展计划(批准号: 2005CB422305)和国际海底区域研究开发计划(批准号: DY105-02-04 和 DY105-02-01)资助.

参 考 文 献

- 1 Sverdrup H U, Johnson M W, Fleming R H. The Ocean, their physics, chemistry and general biology. New York: Prentice-Hall Englewood Cliffs, 1942, 1—1087
- 2 Wyrki K. Fluctuation of the dynamic topography in the Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 1975, 5: 450—459
- 3 Hayward T L. Primary production in the North Pacific Central Gyre: a controversy with important implications. Trends Ecol Evolution, 1991, 6: 281—284[DOI]
- 4 Karl D M, Lukas R. The Hawaii Ocean Time-series (HOT) program: background, rationale and field implementation. Deep-Sea Res Part , 1996, 43: 129—156[DOI]
- 5 Karl D M. A sea of change: biogeochemical variability in the North Pacific Subtropical Gyre. Ecosystems, 1999, 2: 181—214[DOI]
- 6 Karl D M, Bidigare R R, Letelier R M. Long-term changes in plankton community structure and productivity in the North Pacific Subtropical Gyre: the domain shift hypothesis. Deep-Sea Res Part , 2001, 48: 1449—1470[DOI]
- 7 Yasuda T, Kitamura Y. Long-term variability of north pacific subtropical mode water in response to spin-up of the subtropical gyre. J Oceanogr, 2003, 59: 279—290[DOI]
- 8 McClain C R, Signorini S R, Christian J R. Subtropical gyre variability observed by ocean-color satellites. Deep-Sea Res Part , 2004, 51: 281—301[DOI]
- 9 谢永臻, 黄奕普, 施文远, 等. 天然水体中 ^{226}Ra , ^{228}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
- 10 国家海洋局主编. 海洋监测规范. 北京: 海洋出版社. 1991. 71—272
- 11 Nozaki Y, Dobashi F, Kato Y, et al. Distribution of Ra isotopes and the ^{210}Pb and ^{210}Po balance in surface sea waters of the mid Northern Hemisphere. Deep-Sea Res Part , 1998, 45: 1263—1284[DOI]
- 12 Yamada M, Nozaki Y. Radium isotopes in coastal and open ocean surface waters of the western North Pacific. Mar Chem, 1986, 19: 379—389[DOI]
- 13 Tsunogai S, Harada K. 西北太平洋的 ^{226}Ra 和 ^{210}Pb . 见: Goldberg E D, Horibe Y, Saruhashi K 编. 黄奕普, 施文远, 邹汉阳, 等译.

- 同位素海洋化学. 北京: 海洋出版社. 1990. 102—117
- 14 Broecker W S, Li Y H, Cromwell J. Radium-226 and radon-222: concentration in Atlantic and Pacific oceans. *Science*, 1967, 158: 1307—1310
- 15 Ku T L, Huh C A, Chen P S. Meridional distribution of ^{226}Ra in the eastern Pacific along GEOSECS cruise tracks. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 49: 293—308[DOI]
- 16 Chung Y. Radium-barium-silica correlation and a two-dimensional radium model for the world ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 49: 309—318[DOI]
- 17 Broecker W S, Goddard J, Sarmiento J L. The distribution of ^{226}Ra in the Atlantic Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 1976, 32: 220—235
- 18 Moore R M, Smith J N. Disequilibria between ^{226}Ra , ^{210}Pb and ^{210}Po in the Arctic Ocean and the implications for chemical modification of the Pacific water inflow. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 77: 285—292[DOI]
- 19 Chung Y, Craig H. ^{226}Ra in the Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 49: 267—292[DOI]
- 20 Key R M, Moore W S, Sarmiento J L. Transient tracers in the ocean: North Atlantic Study-final data report for ^{228}Ra , and ^{226}Ra . OTL Technical Report No. 92-2. 1992
- 21 Venrick E L, McGowan J A, Cayan D R, et al. Climate and chlorophyll a: long-term trends in the central North Pacific Ocean. *Science*, 1987, 238: 70—72[DOI]
- 22 Wang D X, Wang J, Wu L X, et al. Relative importance of wind and buoyancy forcing for interdecadal regime shifts in the Pacific Ocean. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2003, 46(5): 417—427[DOI]
- 23 Hayward T L. The nutrient distribution and primary production in the central North Pacific. *Deep-Sea Res*, 1987, 34: 1593—1627

(2006-05-13 收稿, 2006-08-15 接受)