



东海陆坡—冲绳海槽水体剖面地球化学特征与指示意义

范佳慧, 窦衍光, 赵京涛, 李 军, 邹 亮, 蔡 峰, 陈晓辉, 李 清

Geochemistry of the water profiles at the slope of East China Sea and Okinawa Trough and its implications

FAN Jiahui, DOU Yanguang, ZHAO Jingtao, LI Jun, ZOU Liang, CAI Feng, CHEN Xiaohui, and LI Qing

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2021072201>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

北康盆地基底卷入断层特征及其对南海南部构造演化的启示

Features of the basement-involved faults in the Beikang Basin and their implications for the tectonic evolution of the southern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 116



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2021072201

东海陆坡—冲绳海槽水体剖面地球化学特征与指示意义

范佳慧^{1,2,3}, 窦衍光^{2,4}, 赵京涛^{2,5}, 李军⁵, 邹亮², 蔡峰^{2,5}, 陈晓辉², 李清²

1. 中国地质科学院, 北京 100037

2. 中国地质调查局青岛海洋地质研究所, 青岛 266237

3. 中国地质大学(北京), 北京 100083

4. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266237

5. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266237

摘要:通过对东海陆坡—冲绳海槽中北部两个水体剖面的碳、氯、硼同位素和离子浓度的分析,探讨了水体剖面的离子和同位素组成的控制因素、水体来源以及现代水体交换过程。结果表明,水体剖面中表层水、次表层水、中层水体的性质明显不同,ST2 水体剖面 K^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 等离子浓度整体随深度增加而升高, $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{11}B$ 、 $\delta^{37}Cl$ 垂向变化波动较大,ST19 剖面离子浓度、同位素垂向变化趋势与 ST2 剖面相反。ST2、ST19 水体剖面表层水 (0~100 m) 和次表层水 (100~300 m) 主要来源于黑潮表层水 (Kuroshio Surface Water, KSW) 和黑潮热带水 (Kuroshio Tropical Water, KTW), 同时受长江冲淡水 (Changjiang Diluted Water, CDW) /陆架水影响; 中层水体 (300~1 000 m) 组成与北太平洋中层水 (North Pacific Intermediate Water, NPIW) 和南海中层水 (South China Sea Intermediate Water, SCSIW) 相似。两水体剖面水体组成存在较为明显的南北差异,可能与所处海区地理位置、CDW/陆架水传输路径、区域性地形导致局部上升流、水体剖面中 NPIW 与 SCSIW 占比不同有关。

关键词: 离子浓度; 碳、硼、氯同位素; 水体来源; 南北差异; 东海陆坡; 冲绳海槽

中图分类号: P736.4

文献标识码: A

Geochemistry of the water profiles at the slope of East China Sea and Okinawa Trough and its implications

FAN Jiahui^{1,2,3}, DOU Yanguang^{2,4}, ZHAO Jingtao^{2,5}, LI Jun⁵, ZOU Liang², CAI Feng^{2,5}, CHEN Xiaohui², LI Qing²

1. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266237, China

3. China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

4. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China

5. Laboratory for Marine Mineral Resource, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China

Abstract: Two water profiles are selected from the northern part of the Okinawa Trough and the elements, such as carbon, chlorine, and boron isotopes and ion concentrations analyzed for investigation of the control factors of the ion and isotope compositions, water source, and modern water exchange process of the water profiles. It is seen that the properties of surface water, subsurface water, and intermediate water in the water profiles are obviously different. The ion concentrations of K^+ , Ca^{2+} , and SO_4^{2-} in the ST2 profile increase with water depth, and the vertical changes of $\delta^{13}C$, $\delta^{11}B$, and $\delta^{37}Cl$ fluctuate substantially. The vertical changing pattern of ion concentrations, and isotopes along the profile ST19 is opposite to the profile ST2. The surface water (0~100 m) and subsurface water (100~300 m) of the profiles ST2 and ST19 are mainly coming from KSW(Kuroshio Surface Water) and KTW(Kuroshio Tropical Water), affected by CDW(Changjiang Diluted Water)/shelf water, whereas the composition of the intermediate water (300~1 000 m) is similar to that of NPIW(North Pacific Intermediate Water) and SCSIW(South China Sea Intermediate Water). There are obvious north-south differences in water composition between the two profiles, owing to the differences in locality, CDW/shelf water transmission path, local upwelling caused by regional topography and the proportions of NPIW and SCSIW in the water profiles.

资助项目:国家自然科学基金项目“450 ka 以来冲绳海槽深层水源区和氧化还原环境演化的沉积纪录”(41776077); 国家海洋局国际合作项目“亚洲大陆边缘的古海洋与古地理演化”(GASI GEOGE004)

作者简介: 范佳慧 (1996—), 女, 硕士研究生, 主要从事海洋地质研究, E-mail: 756533180@qq.com

通讯作者: 窦衍光 (1979—), 男, 研究员, 主要从事海洋沉积地球化学研究, E-mail: douyanguang@gmail.com

收稿日期: 2021-07-22; **改回日期:** 2021-08-19. 蔡秋蓉编辑

Key words: ion concentration; carbon, boron, and chlorine isotopes; water source; north-south difference; East China Sea slope; Okinawa Trough

海水化学特征及其变化规律研究对于探索陆海相互作用、示踪水体来源与水团运动有着重要的作用^[1-2]。东海外陆坡—冲绳海槽是连接中国大陆与西太平洋重要的过渡海域, 水文环境十分复杂, 该区域表层、次表层水体主要由黑潮和陆架水组成, 同时受到长江冲淡水影响^[3-4]。据研究, 黑潮沿东海陆架边缘向东北方向流动, 然后通过 Tokara 海峡与太平洋重新汇合, 东海陆架边缘夏季水体由黑潮表层水(KSW)、黑潮热带水(KTW)、长江冲淡水(CDW)和台湾海峡温水(TSWW)4个突出水团混合而成^[5]。冲绳海槽中下层水体主要来源于北太平洋中层水(NPIW)和南海中层水(SCSIW)的混合水体^[6-7]。此外, 东海外陆坡普遍发育上升流, 尤其在冲绳海槽南部水深达 2 000 m 的区域, 上升流广泛存在^[8]。目前, 关于东海-冲绳海槽的现代水体研究, Zhang L 等^[5]将温度、盐度和²²⁶Ra 作为示踪剂估算东海表层长江冲淡水、黑潮表层水、黑潮次表层水和台湾暖流 4 种水团的相对比例。Yoshimi K 等^[9]通过对冲绳海槽中部表层水和次表层水浮游有孔虫氧同位素和碳同位素($\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$)的分析, 得出温度结构的差异可能是由黑潮传输造成的。

Minakawa M 等^[10]采用 Al 元素等指标, 研究东海和冲绳海槽海水流通过程和陆源物质在海洋中的运输过程。Amakawa H 等^[11]将 Nd 同位素作为北太平洋环流和地球化学循环的通用示踪剂, 阐明太平洋环流格局和地球化学循环。然而, 目前东海外陆坡—冲绳海槽现代水体性质、来源示踪研究还比较薄弱, 尤其对该区域水体交换过程认识仍然不足。本文通过东海外陆坡—冲绳海槽两个水体剖面的碳、硼、氯同位素及海水离子等指标, 研究水体性质和来源, 探讨现代水体交换过程。

1 材料与方法

1.1 研究材料

东海是位于西北太平洋与亚洲大陆前缘的边缘海之一^[12]。东海外陆坡上边界为东海大陆架边缘, 下边界则接近南冲绳海槽海床, 平均宽度为 88 km, 外陆坡上部水深为 150~500 m, 下部水深为 500~1 000 m^[13]。位于东海大陆架边缘的冲绳海槽西临东海大陆坡, 东临琉球群岛, 北至日本西南岸

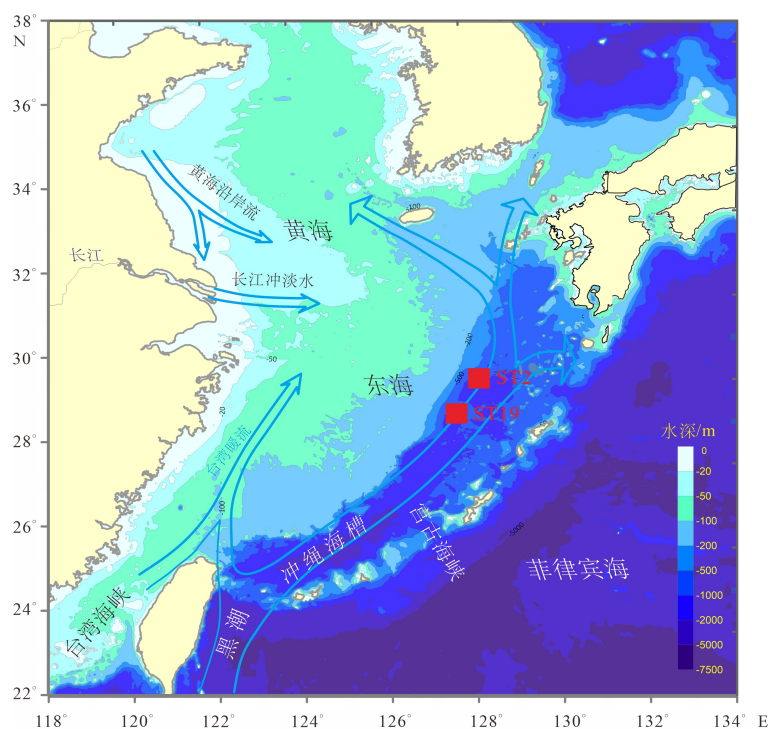


图 1 东海陆架—冲绳海槽环流格局与水体剖面位置^[15]

Fig.1 Water circulation pattern of the East China Sea shelf, the Okinawa Trough and sampling locations of water profiles^[15]

外,南至中国台湾北部,总面积约 22.9 万 km²,东西宽约 150 km,南北长约 1 000 km,水深至 2 030 m^[14]。本文研究的 ST2 和 ST19 水体剖面由青岛海洋地质研究所于 2015 年通过“海大号”调查船在东海外陆坡—冲绳海槽获得,水体剖面地理位置如图 1 所示,北部 ST2 剖面(29°28'N、127°58'E)水深 981.9 m,南部 ST19 剖面(28°46'N、127°32'E)水深 997.1 m,两个水体剖面各取 12 层水样,水体剖面温度、盐度和溶解氧的垂向变化如图 2 所示,之后对其进行水体离子浓度以及碳、氯、硼稳定同位素分析。

1.2 测试方法

海水离子和碳同位素分析:所有水样先用 0.45 μm 醋酸纤维滤膜过滤,之后分别装入离心管内,并用封口膜密封,其中阳离子分析的样品用硝酸(优级纯)酸化至 pH<2,所有样品应低温保存。水体阳离子(K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺)浓度用电感耦合等离子发射光谱仪(ICP-OES, VISA-MPX 型)测定,水体阴离子(Cl⁻、SO₄²⁻)浓度采用高效液相色谱仪(ICS90 型)测定^[16]。海水碳同位素分析使用 Finnigan 公司的 MAT252 进行测定,在 25 °C 条件下,先将样品与 100% 磷酸反应一段时间,然后将释放出来的 CO₂ 气体送入质谱仪进行测定,碳同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所测定。

海水硼同位素分析:先用硼特效树脂进行硼的纯化和分离,将合适体积的原样或浓缩好的水样用亚沸氨水中和到 pH 为 7~8,通过硼特效树脂柱(Amberlite 743),用 1 mL 去硼亚沸水洗涤容器和树

脂柱,最后用 75 °C 的 0.1 mol/L 的 HCl 10 mL 淋洗硼,收集淋洗液。将经过硼特效树脂纯化后的溶液倒入阴、阳离子混合交换树脂(强酸性阳离子树脂(Dowex 50W×8, USA)和弱碱性阴离子树脂(Ion Exchanger II, Germany))柱中,接着加入 800 μL 的低硼水淋洗,收集淋洗液。然后加入等摩尔的甘露醇并在 60 °C 通有净化空气的干燥箱内蒸发浓缩到所需体积(8~10 μL),并封装在 0.5 mL 离心管中,放入冰箱冷藏,待质谱测定用。硼同位素组成采用 Triton 热电离子质谱计和基于加石墨的 Cs₂BO²⁺正热电离子质谱法测定,分析时采用静态双接收法测定模式进行检测,获得 R_{309/308} 的值,进行氧校正: $^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = R_{309/308} - 0.00079$ 。硼同位素组成的变化用 δ¹¹B 表示,按下式计算: $\delta^{11}\text{B}(\text{‰}) = [(^{11}\text{B}/^{10}\text{B})_{\text{样品}} / (^{11}\text{B}/^{10}\text{B})_{\text{标准}} - 1] \times 1000$ 。此处,标准物质是 NIST SRM 951 H₃BO₃, ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$)_{标准} 为对 NIST SRM 951 直接涂样测定的 $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ 值,在仪器测定精度范围内,不同硼涂样量对 $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ 比值测定没有明显的影响,硼同位素标准 NIST SRM 951 分析的外精度约为 0.2‰(2σ),实际样品的分析外精度约为 1‰,其本次测试连续 3~5 次测定 SRM 951 的值^[17]。

海水氯同位素分析:取 3~5 mL 的海水样品首先通过装有 Ba(NO₃)₂ 溶液的 Ba 阳离子树脂床(上海 732),去除 SO₄²⁻ 离子,将样品通过另一个 H⁺ 型树脂柱以去除阳离子并将 Cl⁻ 转化为 HCl,最后,样品通过装有 CsOH 溶液的铯型树脂床柱(Dowex 50W×8),将 Cl⁻ 转化为 CsCl,收集用于氯的同位素测量。氯同位素测量通过 TIMS(VG 354 型质谱仪)

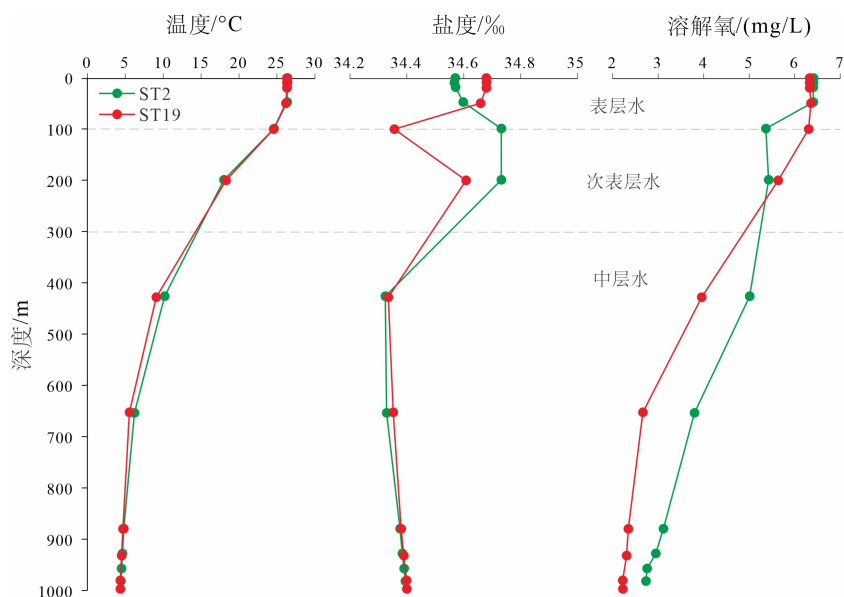


图 2 研究剖面温度、盐度和溶解氧垂向变化

Fig.2 Vertical changes of temperature, salinity and dissolved oxygen along the water profiles

使用 Cs_2Cl^+ 离子进行, 精度为 ± 0.09 。研究样品中氯的同位素组成表示为相对于从太平洋某一区域内 ($4^\circ 18' \text{N}$ 、 $161^\circ 08' \text{E}$) 收集的特定海水样品中获得的参考 NaCl 材料的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值, 并作为氯的同位素参考标准 (ISL 354 氯化钠), Δ 值 (δ) 计算如下; $\delta^{37}\text{Cl}$ (‰) = $[(^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl})_{\text{样品}} / (^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl})_{\text{标准}} - 1] \times 1000$ [13]。硼、氯同位素分析在中科院青海盐湖研究所盐湖化学分析测试完成。

2 结果

2.1 水体剖面离子浓度垂向变化特征

ST2 和 ST19 剖面离子浓度垂向变化如图 3 和表 1 所示。依据两个水体剖面水体化学参数的变化特征, 结合以往研究对于冲绳海槽水体结构的分层 [10], 将两水体剖面分为 3 层: 表层水 (0~100 m)、次表层水 (100~300 m) 和 中层水 (300~1 000 m)。

ST2 剖面 K^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 Mg^{2+} 等离子浓度

整体随深度增加而升高, Na^+ 离子随深度增加而降低。ST19 剖面离子含量整体呈现与 ST2 剖面完全相反的变化趋势。ST2 剖面表层水体 0~50 m 处左右的 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 浓度随深度逐渐增加, 并在约 10 m 处陡减, 最大值分别为 0.48、0.43 和 1.35 mg/L, 最小值分别为 0.42、0.38 和 1.2 mg/L; SO_4^{2-} 和 Cl^- 变化范围较大, 从 0 m 处的 2.53 和 17.16 mg/L 急剧下降至 50 m 处的 2.32 和 13.88 mg/L; Na^+ 与其他离子变化趋势相反, 随深度逐渐减少, 并在约 10 m 处陡增, 最小值为 10.6 mg/L, 最大值为 10.88 mg/L。50 m 处的 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 和 Cl^- 浓度随深度缓慢增加, 其中 SO_4^{2-} 和 Cl^- 浓度在 50 m 处迅速上升, 浓度值从 2.33、13.88 mg/L 增加到 2.47、14.83 mg/L, Na^+ 浓度变化趋势复杂, 从 50 m 处的 10.88 mg/L 上升至 100 m 处的 11 mg/L。ST2 剖面次表层水体 100~300 m 处的 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 和 Cl^- 浓度随深度缓慢上升, Na^+ 相反。中层水 300~1 000 m 处的 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 和 Cl^- 浓度随深度平稳上升, 在 900 m 处各离子浓度最大值分别为 0.51、0.46、1.43、2.72 和

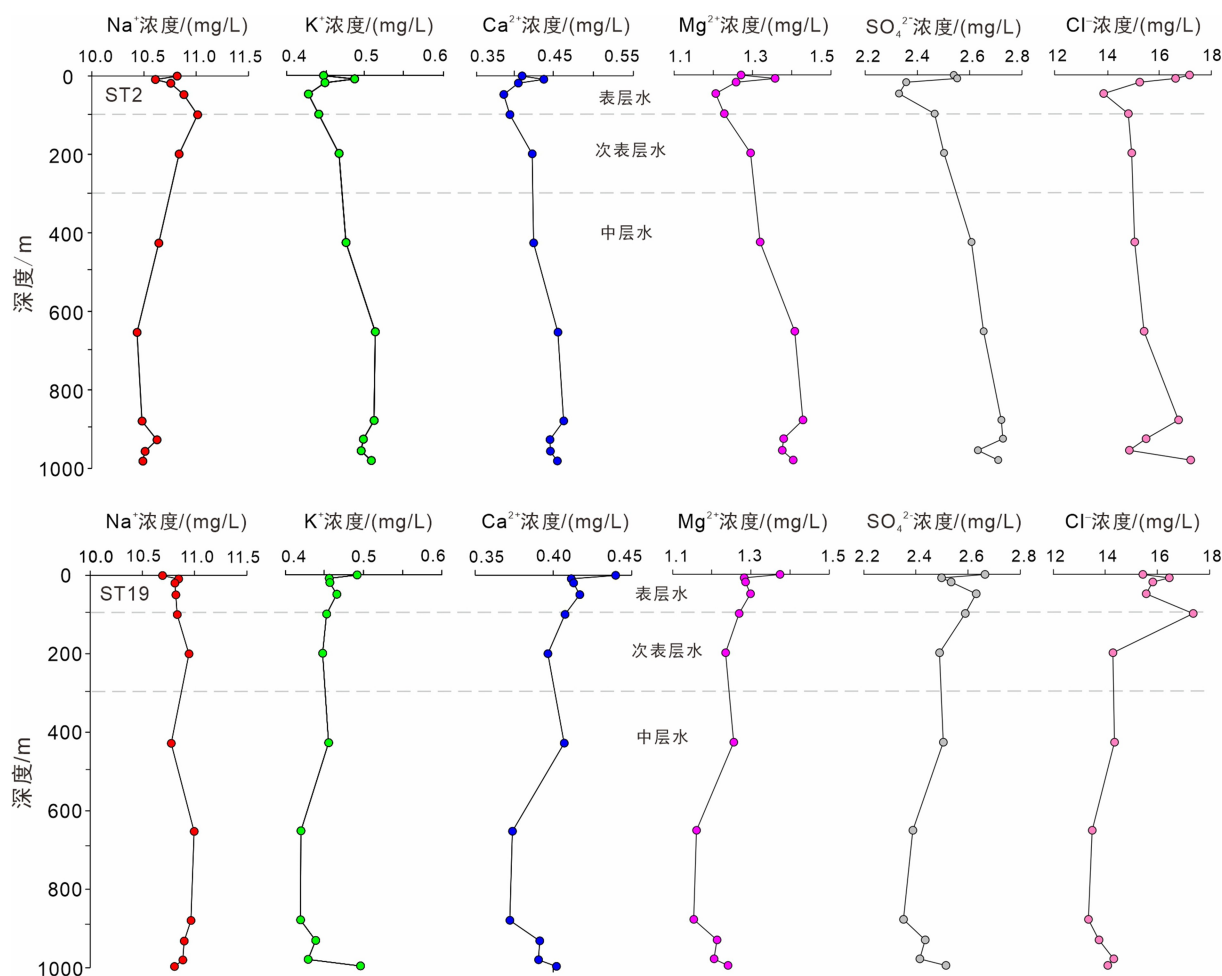


图 3 水体剖面主要离子浓度垂向变化

Fig.3 Vertical changes of major ions concentrations along water profiles

表 1 研究剖面样品碳、氯、硼同位素和离子含量
Table 1 Contents of carbon, chlorine, boron isotopes and ion of the water profiles

水体剖面	深度/m	盐度/‰	温度/℃	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^1\text{B}/\text{‰}$	误差(±‰)	$\delta^{37}\text{Cl}/\text{‰}$	误差(±‰)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)
ST2	1	34.57	26.40	-2.45	40.31	0.22	-0.90	0	10.82	0.45	0.41	1.27	2.54	17.16
	9.6	34.57	26.39	-4.45	40.19	0.20	-0.74	0.10	10.61	0.49	0.44	1.36	2.55	16.63
	18.9	34.57	26.34	-3.65	40.63	0.10	-0.77	0.03	10.76	0.45	0.40	1.26	2.36	15.26
	47.8	34.60	26.34	-2.69	40.51	0.15	-0.40	0.05	10.88	0.43	0.38	1.21	2.33	13.88
	99.5	34.73	24.62	-4.55	40.55	0.04	-0.94	0.01	11.01	0.44	0.39	1.23	2.47	14.83
	199.5	34.73	18.00	-4.95	40.55	0.09	-0.56	0.05	10.84	0.47	0.42	1.30	2.50	14.96
	426.4	34.32	10.20	-3.81	41.02	0.10	-0.94	0.03	10.64	0.48	0.42	1.32	2.61	15.07
	653.7	34.33	6.23	-1.96	41.14	0.09	-0.93	0.03	10.43	0.51	0.45	1.41	2.65	15.42
	879.7	34.38	4.80	-4.86	40.70	0.17	-0.80	0.12	10.48	0.51	0.46	1.43	2.72	16.74
	927.8	34.38	4.63	-2.46	40.74	0.13	-0.45	0.01	10.62	0.50	0.44	1.38	2.73	15.50
ST19	957.2	34.39	4.50	-2.24	40.72	0.25	-0.62	0.09	10.51	0.49	0.44	1.38	2.63	14.86
	981.9	34.40	4.44	-2.28	40.85	0.26	-0.75	0.05	10.49	0.51	0.45	1.40	2.71	17.21
	1	34.68	26.32	-3.57	40.65	0.03	-0.85	0.08	10.69	0.49	0.44	1.37	2.67	15.44
	9.6	34.68	26.32	-4.41	40.77	0.08	-0.32	0.02	10.85	0.46	0.41	1.28	2.50	16.45
	20.1	34.68	26.31	-3.81	40.72	0.07	-0.62	0.15	10.81	0.46	0.41	1.29	2.54	15.83
	50	34.66	26.18	-3.97	40.68	0.18	-0.60	0.03	10.82	0.47	0.42	1.30	2.63	15.57
	100.5	34.36	24.57	-3.21	40.26	0.06	-0.82	0.15	10.83	0.45	0.41	1.27	2.59	17.37
	200.4	34.61	18.30	-4.14	40.81	0.04	-1.07	0.17	10.95	0.45	0.40	1.24	2.49	14.30
	428.3	34.34	9.10	-4.14	40.92	0.04	-0.72	0.19	10.78	0.46	0.41	1.26	2.51	14.36
	652.7	34.35	5.55	-4.06	40.63	0.10	-0.32	0.01	11.00	0.42	0.37	1.16	2.39	13.51
	879.9	34.38	4.70	-2.75	40.54	0.15	-0.47	0.13	10.97	0.42	0.37	1.15	2.35	13.36
	932	34.39	4.53	-1.92	40.37	0.07	-0.66	0.26	10.90	0.44	0.39	1.21	2.44	13.77
	980.3	34.40	4.36	-4.36	40.69	0.04	-0.95	0.11	10.89	0.43	0.39	1.21	2.42	14.33

续表 1

水体剖面	深度/m	盐度/‰	温度/℃	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{11}\text{B}/\text{‰}$	误差/(±‰)	$\delta^{37}\text{Cl}/\text{‰}$	误差/(±‰)	$\text{Na}^+/\text{mg/L}$	$\text{K}^+/\text{mg/L}$	$\text{Ca}^{2+}/\text{mg/L}$	$\text{Mg}^{2+}/\text{mg/L}$	$\text{SO}_4^{2-}/\text{mg/L}$	$\text{Cl}^-/\text{mg/L}$
ST19	997.1	34.40	4.35	-4.16	39.85	0.16	-0.86	0.27	10.81	0.50	0.40	1.24	2.52	14.10
CDW	0	28.30	19.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
KSW	0~100	34.59±0.14	26.81±1.11	-	-	-	-0.5±0.3	-	-	-	-	-	-	-
KTW	100~200	34.73±0.09	20.66±3.40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NPSW	0~200	34.70±0.10	18~26	-	-	-	-0.7±0.15	-	-	-	-	-	-	-
NPIW	398	34.65	15.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	455	34.60	15.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	505	34.45	12.20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	651	34.30	7.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	794	34.17	4.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SCSSW	0~200	34.60±0.10	18.60~26.80	-	-	-	-0.8±0.50	-	-	-	-	-	-	-
SCSIW	495	34.43	8.75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	795	34.48	5.75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	997	34.53	4.53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1 488	34.60	2.93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

注: 黑潮表层水 (KSW) 与黑潮热带水 (KTW) 分层数据参考文献[6]和[18], 北太平洋中层水 (NPIW) 和南海中层水 (SCSIW) 分层数据参考文献[19~20]。长江冲淡水 (CDW) 盐度数据和温度数据参考文献[5], 黑潮表层水与黑潮热带水盐度数据和温度数据参考文献[21]。北太平洋中层水 (NPIW) 盐度数据和温度数据参考文献[22], 南海中层水 (SCSIW) 盐度数据和温度数据参考文献[23]。黑潮表层水和北太平洋表层水 (NPSW) 盐度数据和 $\delta^{37}\text{Cl}$ 数据参考文献[24], 南海表层水 (SCSS) 盐度数据和 $\delta^{37}\text{Cl}$ 数据参考文献[16]。“-”表示研究区域来源水体没有碳、氯、硼同位素参数和离子含量参数。

16.74 mg/L, 随后有轻微的波动, 变化趋势随深度先下降后上升, 在约 950 m 处达到最小值, Na^+ 缓慢下降至 650 m 处的 10.43 mg/L, 650 m 处 Na^+ 浓度呈现逐渐增加的趋势, 在 950 m 处达到最大值 10.62 mg/L。

ST19 剖面离子垂向变化整体呈现与 ST2 剖面相反的趋势, 其中表层 Ca^{2+} 浓度 0.44 mg/L 高于 ST2 的 0.41 mg/L, 表层 Cl^- 浓度 15.44 mg/L 明显低于 ST2 剖面的 17.16 mg/L。

2.2 水体剖面碳、硼、氯同位素垂向变化特征

ST2 与 ST19 剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{11}\text{B}$ 、 $\delta^{37}\text{Cl}$ 垂向变化如图 4 和表 1 所示。ST2 剖面 0~50 m 范围 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度波动较大, 为 -4.5‰ ~ -2.4‰ ; ST19 剖面 0~50 m $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度波动小, 为 -4.4‰ ~ -3.6‰ 。ST2 剖面在 100~300 m 先下降后上升, 100 m 处 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -2.7‰ 快速下降至 -5‰ , 200 m 处逐渐上升, ST19 剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 100 m 的 -3.2‰ 下降至 300 m 的 -4.1‰ 。300~1 000 m 的 ST2 剖面与 ST19 剖面

$\delta^{13}\text{C}$ 值变化趋势差异大, 整体随深度增加, ST2 剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 300~600 m 处持续上升, 在 600 m 处增加到 -2‰ , 随后缓慢下降, 在 900 m 处达到最小值 -4.9‰ , ST19 剖面总体变化较小, 在 300~600 m 处 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本保持不变, 均为 -4.1‰ , 随后缓慢上升在 950 m 处达到最大值 -1.9‰ 。

ST2 剖面 0~50 m 范围 $\delta^{11}\text{B}$ 值在 40.19‰ ~ 40.63‰ 之间变化, ST19 剖面 $\delta^{11}\text{B}$ 值基本保持在 40.72‰ 左右, 在 100 m 处出现极小值 40.26‰ 。100~300 m 的 ST2 剖面 $\delta^{11}\text{B}$ 值未产生较大变化, 其中, $\delta^{11}\text{B}$ 值从 200 m 开始随深度快速上升, ST19 剖面从 100 m 开始 $\delta^{11}\text{B}$ 值持续升高, 在 200 m 处达到 40.81‰ , 随后 $\delta^{11}\text{B}$ 升高速度逐渐下降。300~1 000 m 的 ST2 剖面 $\delta^{11}\text{B}$ 值在 600 m 左右高达 41.14‰ , 之后缓慢下降至 40.74‰ , 900 m 以下的深度存在微小波动, ST19 剖面 $\delta^{11}\text{B}$ 值从 300 m 开始缓慢上升, 在 400 m 处达到 40.92‰ , 随后逐渐下降, 在 1 000 m 左右出现最小值 39.85‰ , 其中, 在 950 m 处出现一处

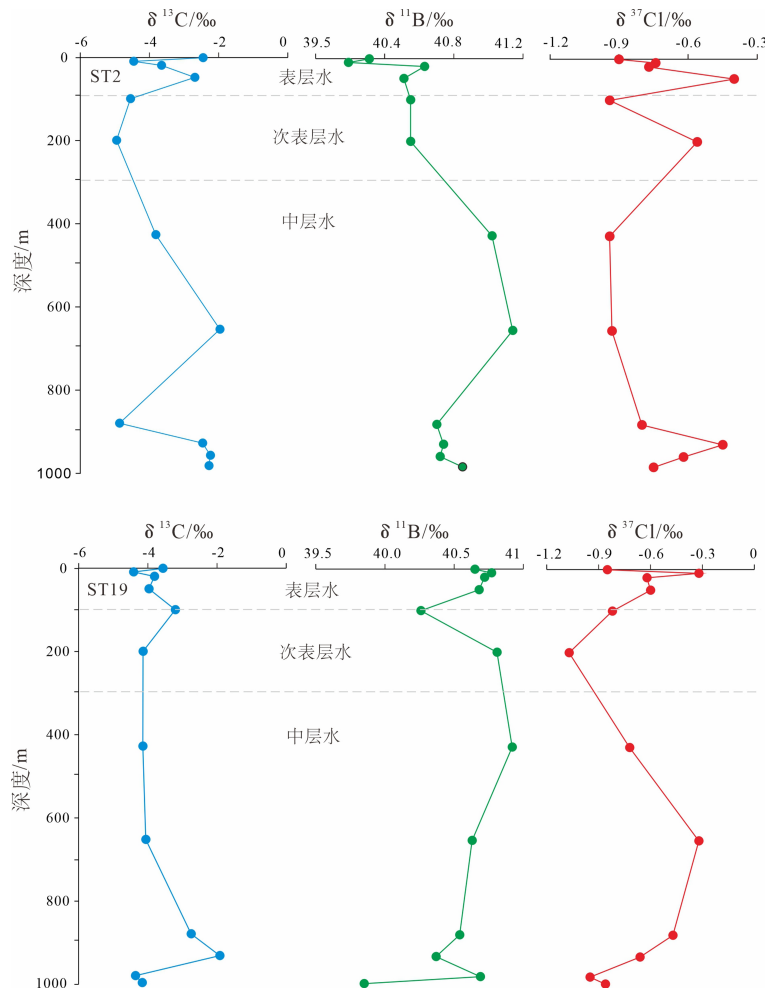


图 4 水体剖面碳、硼、氯同位素垂向变化

Fig.4 Vertical changes of carbon, boron and chlorine isotopes along water profiles

异常值, 高达 40.69%。

ST2 与 ST19 剖面 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值分别在 50 和 10 m 处存在异常高值, 分别为 -0.4% 和 -0.32% 。ST2 剖面 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值在 200 m 处出现异常高值 -0.56% , ST19 站的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值则在 200 m 处出现异常低值 -1.07% 。300~1 000 m 范围内两剖面呈现完全相反的变化趋势, ST2 剖面 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值整体下降, 低至 -0.94% , 随后从 400 m 的 -0.94% 缓慢上升至 900 m 的 -0.45% , 随后开始急剧上升, 在 950 m 左右达到 -0.75% ; ST19 剖面 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值则整体上升, 在 600 m 左右达到最大值 -0.32% , 随后开始缓慢下降, 从 600 m 的 -0.32% 下降到 900 m 的 -0.66% , 随着深度的加深, $\delta^{37}\text{Cl}$ 值开始缓慢下降, 在 950 m 左右达到最小值 -0.95% 。

3 讨论

3.1 水体剖面离子赋存机制与垂向变化的控制因素

以往研究发现, K^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 等离子受陆源影响大, 而 Na^+ 、 Cl^- 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 K^+ 等离子易受海水的影响^[25]。ST2 与 ST19 水体剖面上部 10 m 的 K^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 等离子呈现异常高值, 通过 Na^+/Cl^- 和 K^+/Cl^- 的值与世界海水的均值对比(图 5), 发现研究区域水体剖面 K^+/Cl^- 值明显高, Na^+/Cl^- 值偏低, 表层水、次表层水、中层水体的性质明显不同, 尤其是上部水体可能受陆源物质输入的影响。

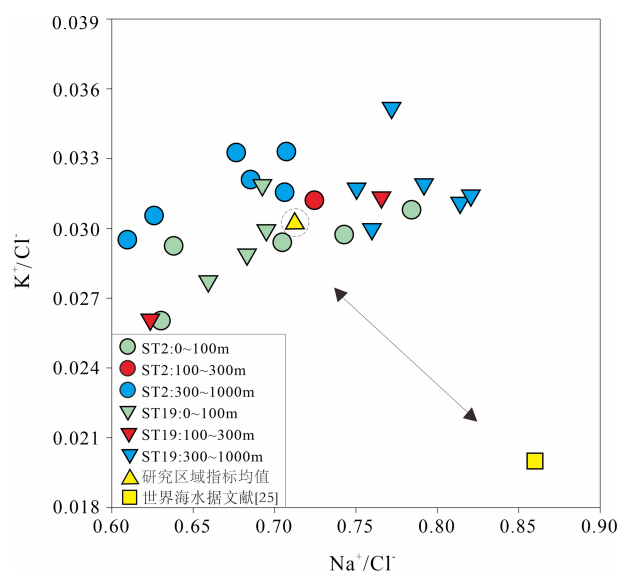


图 5 研究剖面与世界海水 Na^+/Cl^- 和 K^+/Cl^- 的关系

Fig.5 Relationship between the water profiles and the world seawater based on Na^+/Cl^- and K^+/Cl^-

除陆源输入影响, 不同离子垂向变化的差异源于离子属性、赋存形式和水体来源的不同^[26-28]。 K^+ 主要来自蒸发盐岩风化, 水中 K^+ 以钾盐的形式存在^[29], 含量高于陆地; Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 主要来自方解石和白云石等碳酸盐矿物风化^[30-31]。此外, 部分 Ca^{2+} 来自扬尘和地表土壤, 浓度高于海洋^[32-33]。前人研究发现, ST2 和 ST19 水体剖面上部表层水、次表层水是黑潮影响的区域^[34-35], 黑潮具有高温高盐的属性, 尤其是 KTW, 其盐度值要高于 KSW^[36]。研究剖面上部 300 m 盐度呈现高值(图 2), 且与 Cl^- 呈正相关, 表明这两个层位受到 KTW 的影响。 SO_4^{2-} 主要来源于硫酸盐岩溶解, 既有海洋源又有人为源, 海洋源不仅有海洋浮游生物产生的二甲基硫(DMS), 而且还有人为排放的 SO_4^{2-} ^[37]。两剖面位于东海外缘, 受陆源影响较小, 两剖面中层水体 K^+ 、 Mg^{2+} 与 Ca^{2+} 的高值极大可能与水体的性质即水体的来源有关。

值得注意的是, ST2 剖面除表层水体外, 次表层水、中层水 K^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 Mg^{2+} 等离子含量逐渐升高, 而 ST19 剖面变化趋势与 ST2 相反。ST2 和 ST19 剖面位于东海外陆架—冲绳海槽过渡海域, 地形变化剧烈, 常见海底峡谷发育^[38-39], 水体剖面中层水可能受区域性地形影响。

3.2 水体剖面碳、硼、氯同位素垂向变化的指示意义

不同储库具有不同的碳、硼、氯同位素值^[40-41]。海水中的 $\delta^{13}\text{C}$ 作为一种重要的示踪剂, 主要受控于海水温度、含氧量、生产力大小、外来物质的输入(大气、陆地、其他水体)和人类活动影响等^[2, 42]。目前, 由于全球气候变暖、人类过度捕捞海洋生物, 陆源物质不断进入海水中, 海水中轻碳 ^{12}C 含量逐渐增加, 重碳 ^{13}C 含量逐渐减少, $\delta^{13}\text{C}$ 值整体呈现下降趋势^[43], 研究剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-6% ~ -1%)整体低于海水标准值(1% ~ 3%), 与海水中颗粒有机质(-2.5% ~ -3%)^[44]、现代海相碳酸盐(-4% ~ 4% ;^[45]图 6)^[45]的 $\delta^{13}\text{C}$ 值存在部分重合。表层海水与大气之间的相互作用使得表层海水温度和含氧量最高, 上部水体生产力水平(浮游生物和植物)高于下部水体, 表层海水中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值量高^[46]。由此可知, ST2 剖面表层海水的 $\delta^{13}\text{C}$ 高值是由于轻碳 ^{12}C 蒸发逃逸到大气中, 使得 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈现高值(图 4)。随着深度的增加, 海水温度逐渐降低, 海水中的含氧量逐渐减少, 有机质逐渐分解释放更多的轻碳 ^{12}C , $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐下降。此外, 外部水团的入侵也会使

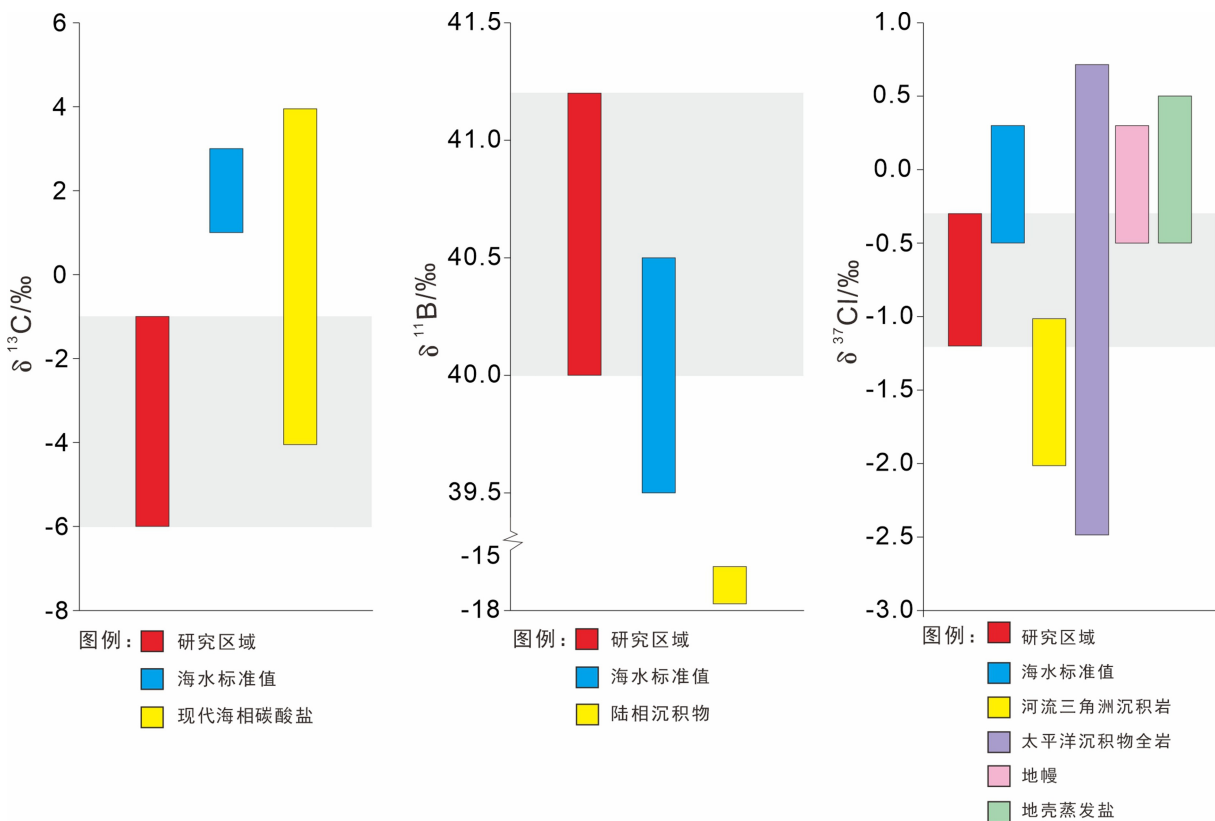


图6 不同地质储库的碳氯硼同位素对比

Fig.6 Comparison of carbon, chlorine and boron isotopes in various geological reservoirs

$\delta^{13}\text{C}$ 值产生波动, ST2 和 ST19 剖面 0~100 m 深度 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧变化可能与黑潮入侵带来外部有机质有关。随着深度的进一步加深, 海水温度逐渐降低, 海水含氧量明显减少, 有机质继续分解释放更多的轻碳 ^{12}C , $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐下降, 但由于外部水团的入侵会带来氧气和有机质, 从而使得海水生产力上升, 有机质通过不断吸收海水轻碳 ^{12}C 致使海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值上升^[47], 因此, ST2 和 ST19 剖面 300~1 000 m 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值上升是由于外部水团的入侵(图 4), 如 NPIW(300~800 m) 和 SCSIW(400~1 500 m)^[48]。

硼是易溶元素, 海水中 $\delta^{11}\text{B}$ 值受控于海水 pH 值及外来物质的输入^[49]。当海水处于 pH 低值时, 其中的硼以 $\text{B}(\text{OH})_3$ 化合物形式存在, 重硼 ^{11}B 总是富集于 $\text{B}(\text{OH})_3$ 中; 当海水处于 pH 高值时, $\text{B}(\text{OH})_3$ 发生水解生成 $\text{B}(\text{OH})_4^-$, $\text{B}(\text{OH})_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{B}(\text{OH})_4^- + \text{H}^+$, 轻硼 ^{10}B 富集在 $\text{B}(\text{OH})_4^-$ 中^[50]。目前全球处于温暖期, 随着温度的升高海水中逐渐富含 CO_2 , 海水 pH 值逐渐降低, 海水中重硼 ^{11}B 富集于 $\text{B}(\text{OH})_3$, 因此, 东海外陆坡—冲绳海槽 ST2 站位和 ST19 站位 $\delta^{11}\text{B}$ (40‰~41.2‰) 整体高于海水 $\delta^{11}\text{B}$ 标准值 (39.5‰~40.5‰; 图 4, 图 6)^[51-52]。另外, 海水中存在沉积物时会吸附海水中的轻硼 ^{10}B , 从而造成海水中富集重硼 ^{11}B , 从陆地到表层海水构成了一个完整

的 $\delta^{11}\text{B}$ 升高的序列^[53]。由此可知, ST2 剖面 0~20 m 的水样中含有沉积物颗粒, 沉积物颗粒优先吸附轻硼 ^{10}B , 海水中重硼 ^{11}B 含量相对增加, 水样中的 $\delta^{11}\text{B}$ 值上升。随着深度的不断加深, 海水中的沉积物逐渐溶解释放轻硼 ^{10}B , 海水中的 $\delta^{11}\text{B}$ 值随深度逐渐下降^[54], 但 ST2 剖面 and ST19 剖面 300~1 000 m 的 $\delta^{11}\text{B}$ 值随深度呈现逐渐增加的趋势, 很好地指示了外来水体的存在。

氯同位素在不同的储库中具有特定化学特征和地球化学行为^[55]。太平洋沉积物全岩的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值 (-2.5‰~0.7‰) 和河流三角洲沉积岩的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值 (-2‰~-1‰) 均低于海水标准值 ($0 \pm 0.5\text{‰}$)^[56-57]。研究剖面 0~300 m 的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值随深度波动范围大, 有明显的下降趋势, 表明表层水、次表层水体复杂, 受到陆源物质影响。随着深度的加深海水盐度逐渐下降, 海水中的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值随深度逐渐增加^[58], 但 ST2 和 ST19 剖面 300~1 000 m 的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值存在随深度逐渐减少的现象, 表明研究剖面中层水体有其他水体入侵。

3.3 水体来源与南北差异

黑潮、东海陆架水、CDW、NPIW 和 SCSIW 构成了研究区水体的主要水体端员^[62-64]。其中黑潮分

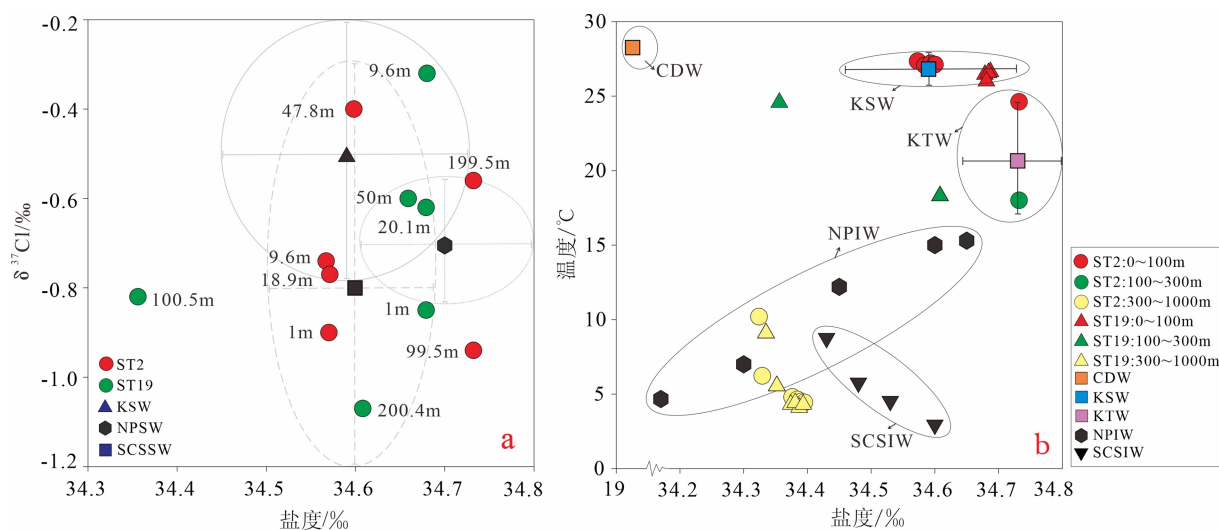


图 7 研究剖面与水体端员对比

a. 水体剖面盐度与 $\delta^{37}\text{Cl}$ 参数图, b. 水体剖面盐度与温度参数图。

Fig.7 Comparison between the water from study profiles and end members of different water bodies

a. water salinity versus $\delta^{37}\text{Cl}$ parameters of the water profiles, b. water salinity versus temperature parameters of the water profiles.

为黑潮表层水 (KSW: 0~70 m), 黑潮次表层水 (KTW: 70~220 m) 和黑潮中层水 (KIW: >250 m)^[6,24]。把 ST2 和 ST19 剖面不同水深数据 ($\delta^{37}\text{Cl}$ 值、温度、盐度) 与水体端员进行对比, 结果如图 7a、图 7b 所示。研究发现, KSW 的盐度值、温度值和 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值与 ST2、ST19 剖面表层水 (0~100 m) 重合, 表层 KTW 大部分与 ST2 剖面次表层水 (100~300 m) 一致, 少部分与 ST2 剖面表层水重叠。值得注意的是, ST19 剖面次表层水的值偏离 KSW 与 KTW, 靠

近 CDW (图 7b), 指示了 CDW 对 ST19 剖面次表层水的影响。因此, ST2、ST19 剖面表层水主要来源于 KSW, 次表层水主要来自 KTW, ST19 剖面次表层水明显受到 CDW/陆架水的影响。两个剖面的中层水体组成与 NPIW 和 SCSIW 相似, 相对而言, NPIW 对两剖面的贡献更大, 在 900~1 000 m 处 SCSIW 对两剖面的影响程度逐渐加大 (图 7b)。据前人研究, NPIW 和 SCSIW 能够通过台湾东北部的海道和宫古海峡 (Kerama Gap) 两个通道进入冲绳海

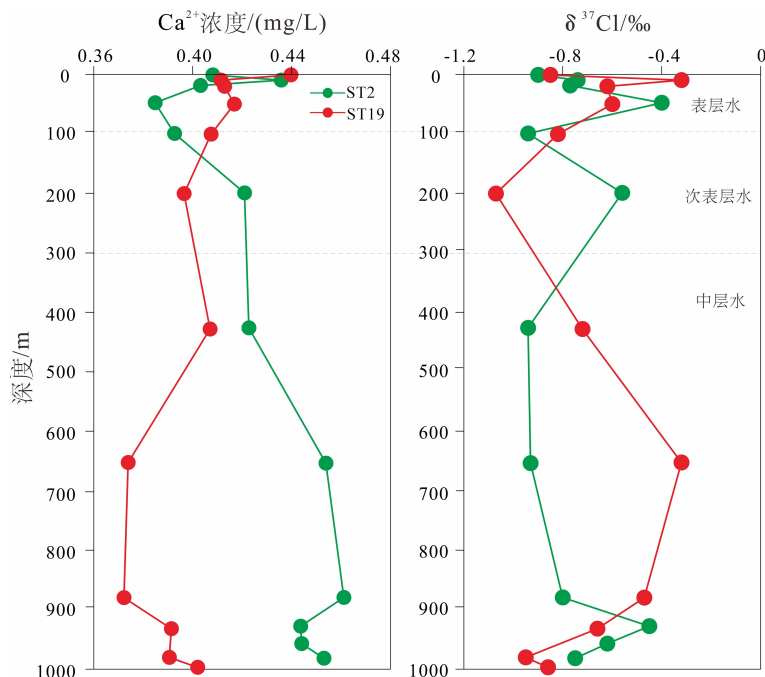


图 8 研究剖面南北差异

Fig.8 South-north differences of the study profiles

槽,其中55%的SCSIW和45%的NPIW通过台湾东北部的海道进入冲绳海槽,25%的SCSIW和75%的NPIW通过宫古海峡进入冲绳海槽^[3, 65-66]。

值得注意的是,ST2和ST19剖面水体组成垂向变化趋势、水体组成和来源存在较为明显的南北差异(图8)。ST2剖面表层水主要来自KSW,同时受到存在KTW上涌影响;ST19剖面次表层水在受到KTW影响的同时,存在CDW/陆架水入侵的现象;同时,两剖面中层水组成也具有较为明显的差别。上述结果发生可能与两剖面所处海区地理位置以及区域性地形导致局部水体传输路径、水体性质产生差异有关。研究发现,NPIW侵入冲绳海槽后,Kerama Gap内部湍流强烈混合,内部重力流和水力跃进的碰撞引起上升流,上升流进一步影响KTW,KTW上涌影响ST2剖面的表层水^[8],而ST19剖面由于更易受到CDW/陆架水的影响^[7, 67],上升流对ST19剖面的作用相对减少,这使得ST2剖面与ST19剖面表层水和次表层水的水体结构和性质明显不同。此外,位于海槽中部的两剖面,由于位置的不同使得中层水体中NPIW与SCSIW的占比不同,致使水体性质存在较大的南北差异。

4 结论

(1)东海陆坡—冲绳海槽ST2水体剖面 K^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 Mg^{2+} 等离子浓度整体随深度增加而升高, Na^+ 浓度随深度增加而降低。ST2与ST19剖面 $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{11}B$ 、 $\delta^{37}Cl$ 垂向变化波动较大,其中表层水和中层水波动较大。ST19剖面离子浓度、同位素垂向变化整体呈现与ST2剖面完全相反的变化趋势。

(2)ST2与ST19水体剖面中表层水、次表层水、中层水体的性质明显不同,上部水体受陆源物质输入的影响明显;中层水体组成主要受外来水体以及区域性地形影响。ST2、ST19水体剖面表层水主要来源于KSW,次表层水主要来自KTW,ST19剖面次表层水明显受到CDW/陆架水的影响。两个剖面的中层水体组成与NPIW和SCSIW相似,相对而言,NPIW对两剖面的贡献更大。

(3)ST2和ST19剖面水体组成垂向变化趋势、水体组成和来源存在较为明显的南北差异,可能与两剖面所处海区地理位置、区域性地形导致局部上升流、CDW/陆架水传输路径、水体剖面中NPIW与SCSIW占比不同有关。

致谢:感谢2015年东海地质调查航次的全体科学家和船员的辛苦工作。

参考文献 (References)

- [1] 林红梅, 林奇, 徐国杰, 等. 离子色谱法测定海水中的阳离子[J]. *化学分析计量*, 2011, 20(2): 27-29. [LIN Hongmei, LIN Qi, XU Guojie, et al. Determination of cation in seawater by ion chromatography [J]. *Chemical Analysis and Meterage*, 2011, 20(2): 27-29.]
- [2] Southon J, Noronha A L, Cheng H, et al. A high-resolution record of atmospheric ^{14}C based on Hulu Cave speleothem H82 [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2012, 33: 32-41.
- [3] Nakamura H, Nishina A, Liu Z J, et al. Intermediate and deep water formation in the Okinawa Trough [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2013, 118(12): 6881-6893.
- [4] Chen C T A, Kandasamy S, Chang Y P, et al. Geochemical evidence of the indirect pathway of terrestrial particulate material transport to the Okinawa Trough [J]. *Quaternary International*, 2017, 441: 51-61.
- [5] Zhang L, Liu Z, Zhang J, et al. Reevaluation of mixing among multiple water masses in the shelf: An example from the East China Sea [J]. *Continental Shelf Research*, 2007, 27(15): 1969-1979.
- [6] Bai L L, Zhang J. Clarifying the structure of water masses in East China Sea using low-volume seawater measurement with rare earth elements [J]. *Advances in Geosciences*, 2008, 18: 169-180.
- [7] Lee H, Kim G, Kim J, et al. Tracing the flow rate and mixing ratio of the Changjiang Diluted Water in the northwestern Pacific marginal seas using radium isotopes [J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(13): 4637-4645.
- [8] Nishina A, Nakamura H, Park J H, et al. Deep ventilation in the Okinawa Trough induced by Kerama Gap overflow [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2016, 121(8): 6092-6102.
- [9] Kubota Y, Suzuki N, Kimoto K, et al. Variation in subsurface water temperature and its link to the Kuroshio Current in the Okinawa Trough during the last 38.5 kyr [J]. *Quaternary International*, 2017, 452: 1-11.
- [10] Minakawa M, Watanabe Y. Aluminum in the East China Sea and Okinawa Trough, marginal sea areas of the western North Pacific [J]. *Journal of Oceanography*, 1998, 54(6): 629-640.
- [11] Amakawa H, Sasaki K, Ebihara M. Nd isotopic composition in the central North Pacific [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(16): 4705-4719.
- [12] 秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 等. 东海地质[M]. 北京: 科学出版社, 1987: 1-263. [QIN Yunshan, ZHAO Yiyang, CHEN Lirong, et al. East China Sea Geology[M]. Beijing: Science Press, 1987: 1-263.]
- [13] 窦衍光, 陈晓辉, 李军, 等. 东海外陆架-陆坡-冲绳海槽不同沉积单元底质沉积物成因及物源分析[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2018, 38(4): 21-31. [DOU Yanguang, CHEN Xiaohui, LI Jun, et al. Origin and provenance of the surficial sediments in the subenvironments of the East China Sea [J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2018, 38(4): 21-31.]

- [14] 高金满, 李国胜, 孙家淞, 等. 冲绳海槽的地形地貌特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(1): 51-60. [GAO Jinman, LI Guosheng, SUN Jiasong, et al. Geomorphic characteristics of Okinawa Trough [J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 1987, 7(1): 51-60.]
- [15] Dou Y G, Yang S Y, Liu Z X, et al. Provenance discrimination of siliciclastic sediments in the middle Okinawa Trough since 30 ka: constraints from rare earth element compositions [J]. Marine Geology, 2010, 275(1-4): 212-220.
- [16] Yu H T, Ma T, Du Y, et al. Genesis of formation water in the northern sedimentary basin of South China Sea: Clues from hydrochemistry and stable isotopes (D, ^{18}O , ^{37}Cl and ^{81}Br) [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2019, 196: 57-65.
- [17] Xiao Y K, Beary E S, Fasset J D. An improved method for the high-precision isotopic measurement of boron by thermal ionization mass spectrometry [J]. International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes, 1988, 85(2): 203-213.
- [18] Chen C T A, Ruo R, Paid S C, et al. Exchange of water masses between the East China Sea and the Kuroshio off northeastern Taiwan [J]. Continental Shelf Research, 1995, 15(1): 19-39.
- [19] Talley L D, Nagata Y, Fujimura M, et al. North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio/Oyashio mixed water region [J]. Journal of Physical Oceanography, 1995, 25(4): 475-501.
- [20] Li G, Rashid H, Zhong L F, et al. Changes in deep water oxygenation of the South China Sea since the last glacial period [J]. Geophysical Research Letters, 2018, 45(17): 9058-9066.
- [21] 卢汐, 宋金明, 袁华茂, 等. 黑潮主流径海域海水中的无机碳及其对东海陆架区的影响[J]. 海洋与湖沼, 2016, 47(1): 16-28. [LU Xi, SONG Jinming, YUAN Huamao, et al. Distribution of inorganic carbon parameters in Kuroshio and its impact on adjacent East China Sea shelf [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2016, 47(1): 16-28.]
- [22] Amakawa H, Nozaki Y, Alibo D S, et al. Neodymium isotopic variations in Northwest Pacific waters [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004, 68(4): 715-727.
- [23] Alibo D S, Nozaki Y. Dissolved rare earth elements in the eastern Indian Ocean: chemical tracers of the water masses [J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2004, 51(4): 559-576.
- [24] Shirodkar P V, Xiao Y K, Sarkar A, et al. Influence of air-sea fluxes on chlorine isotopic composition of ocean water: Implications for constancy in $\delta^{37}\text{Cl}$ —A statistical inference [J]. Environment International, 2006, 32(2): 235-239.
- [25] Jung J, Furutani H, Uematsu M, et al. Atmospheric inorganic nitrogen input via dry, wet, and sea fog deposition to the subarctic western North Pacific Ocean [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2013, 13: 411-428.
- [26] Magaritz M, Nadler A, Koyumdjisky H, et al. The use of Na/Cl ratios to trace solute sources in a semiarid zone [J]. Water Resources Research, 1981, 17(3): 602-608.
- [27] 蒋保刚, 闫正, 宋献方, 等. 汉江上游金水河流域河水的化学特征[J]. 环境化学, 2013, 32(6): 980-986. [JIANG Baogang, YAN Zheng, SONG Xianfang, et al. Water chemistry of the Jinshui River Basin in the Upper Han River [J]. Environmental Chemistry, 2013, 32(6): 980-986.]
- [28] Cui B L, Li X Y, Wei X H. Isotope and hydrochemistry reveal evolutionary processes of lake water in Qinghai Lake [J]. Journal of Great Lakes Research, 2016, 42(3): 580-587.
- [29] Kim Y, Lee K S, Koh D C, et al. Hydrogeochemical and Isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea [J]. Journal of Hydrology, 2003, 270(3-4): 282-294.
- [30] 周胜杰, 张洪海, 杨桂朋. 东海PM_{2.5}和PM₁₀中水溶性离子的组成与化学特性[J]. 中国环境科学, 2018, 38(3): 900-909. [ZHOU Shengjie, ZHANG Honghai, YANG Guipeng. Distributions and chemical characteristics of water soluble ions in PM_{2.5} and PM₁₀ over the East China Sea [J]. China Environmental Science, 2018, 38(3): 900-909.]
- [31] 江峰, 李强, 吉勤克补子, 等. 贵州省岩溶地区饮用天然矿泉水化学特征及其宏量组分来源分析[J]. 贵州地质, 2019, 36(2): 173-179. [JIANG Feng, LI Qiang, JI Qinkebu, et al. The chemical characteristics of the potable natural mineral water and its major components source analysis of the karst area in Guizhou province [J]. Guizhou Geology, 2019, 36(2): 173-179.]
- [32] Wang H B, Shooter D. Water soluble ions of atmospheric aerosols in three New Zealand cities: seasonal changes and sources [J]. Atmospheric Environment, 2001, 35(34): 6031-6040.
- [33] 殷美雪. 中国中东部地区大气湿沉降中的离子化学特征[D]. 上海师范大学硕士学位论文, 2015: 1-67. [YIN Meixue. Ion chemical characteristics and elements of morphological characteristics in China's central[D]. Master Dissertation of Shanghai Normal University, 2015: 1-67.]
- [34] Wong G T F, Chao S Y, Li Y H, et al. The Kuroshio edge exchange processes (KEEP) study: an introduction to hypotheses and highlights [J]. Continental Shelf Research, 2000, 20(4-5): 335-347.
- [35] Hung J J, Chen C H, Gong G C, et al. Distributions, stoichiometric patterns and cross-shelf exports of dissolved organic matter in the East China Sea [J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2003, 50(6-7): 1127-1145.
- [36] 林久人, 祁建华, 谢丹丹, 等. 海洋降水中无机离子浓度及湿沉降通量: 中国海及西北太平洋降水的研究[J]. 中国环境科学, 2017, 37(5): 1706-1715. [LIN Jiuren, QI Jianhua, XIE Dandan, et al. The concentrations and wet depositions fluxes of inorganic ions in oceanic precipitation—Study on precipitation over the China Sea and Northwest Pacific Ocean [J]. China Environmental Science, 2017, 37(5): 1706-1715.]
- [37] 余伟, 杨海全, 郭建阳, 等. 贵州草海水化学特征及离子来源分析[J]. 地球与环境, 2021, 49(1): 32-41. [YU Wei, YANG Haiquan, GUO Jianyang, et al. Hydrochemical characteristics and major ion sources of Lake Caohai in Guizhou province [J]. Earth and Environment, 2021, 49(1): 32-41.]
- [38] Sibuet J C, Letouzey J, Barbier F, et al. Back arc extension in the Okinawa Trough [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1987, 92(B13): 14041-14063.
- [39] 吴自银, 李家彪, 金翔龙, 等. 冲绳海槽海底地形地貌界限特征及影

- 响因素[J]. 中国科学:地球科学, 2014, 57(8): 1185-1896. [WU Ziyin, LI Jiabiao, JIN Xianglong, et al. Distribution, features, and influence factors of the submarine topographic boundaries of the Okinawa Trough [J]. Science China Earth Sciences, 2014, 57(8): 1185-1896.]
- [40] Hatta M, Zhang J. Possible source of advected water mass and residence times in the multi-structured Sea of Japan using rare earth elements [J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(16): L16606.
- [41] 杜金秋, 陈敏, 曹建平, 等. 南黄海和东海海水 ^{18}O 的组成及其意义[J]. *海洋与湖沼*, 2012, 43(6): 1057-1066. [DU Jinqu, CHEN Min, CAO Jianping, et al. Oxygen isotope in seawater and its hydrological implication in the southern Yellow Sea and the East China Sea [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2012, 43(6): 1057-1066.]
- [42] 杨会, 王华, 吴夏, 等. 样品采集和保存方法对水中溶解无机碳同位素分馏的影响[J]. *中国岩溶*, 2015, 34(6): 642-647. [YANG Hui, WANG Hua, WU Xia, et al. The influence of different pretreatment methods on the $\delta^{13}\text{C}$ value of dissolved inorganic carbon in water [J]. *Carsologica Sinica*, 2015, 34(6): 642-647.]
- [43] Chen X Y, Tung K K. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration [J]. *Science*, 2014, 345(6199): 897-903.
- [44] 杨杰东, 徐士进. 同位素与全球环境变化[M]. 北京: 地质出版社, 2007: 28-30. [YANG Jiedong, XU Shijin. *Isotopes and Global Environmental Changes*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007: 28-30.]
- [45] Anderson T F, Arthur M A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems[M]. *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. SEPM, 1983: 1.1-1.151.
- [46] Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. A neoproterozoic snowball earth [J]. *Science*, 1998, 281(5381): 1342-1346.
- [47] Mcnichol A P, Druffel E R M. Variability of the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon at a site in the north Pacific Ocean [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(9): 3589-3592.
- [48] 曹敏, 蒋勇军, 蒲俊兵, 等. 重庆南山老龙洞地下河流域岩溶地下水DIC和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 及其流域碳汇变化特征[J]. *中国岩溶*, 2012, 31(2): 145-153. [CAO Min, JIANG Yongjun, PU Junbing, et al. Variations in DIC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of the karst groundwater and in carbon sink of Laolongdong subterranean stream basin at Nanshan, Chongqing [J]. *Carsologica Sinica*, 2012, 31(2): 145-153.]
- [49] 李银川, 董戈, 雷昉, 等. 硼同位素分馏的实验理论认识和矿床地球化学研究进展[J]. 地学前缘, 2020, 27(3): 14-28. [LI Yinchuan, DONG Ge, LEI Fang, et al. Experimental and theoretical understanding of boron isotope fractionation and advances in ore deposit geochemistry study [J]. *Earth Science Frontiers*, 2020, 27(3): 14-28.]
- [50] Nomura M, Okamoto M, Kakihana H. Determination of boron content and boron isotopic ratio of seawater samples [J]. *Bulletin of the Society of Sea Water Science, Japan*, 1984, 38(1): 28-33.
- [51] Marshall H R, Foster G L. Boron isotopes in the Earth and planetary sciences: a short history and introduction[M]. *Advances in Isotope Geochemistry*. Switzerland: Springer, 2018: 1-11.
- [52] Rustad J R, Bylaska E J, Jackson V E, et al. Calculation of boron-isotope fractionation between $\text{B}(\text{OH})_3$ and $\text{B}(\text{OH})_4^-$ [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74(10): 2843-2850.
- [53] Nir O, Vengosh A, Harkness J S, et al. Direct measurement of the boron isotope fractionation factor: reducing the uncertainty in reconstructing ocean paleo-pH [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 414: 1-5.
- [54] 刘茜, 王奕菁, 魏海珍. 稳定氯同位素地球化学研究进展[J]. 地学前缘, 2020, 27(3): 29-41. [LIU Xi, WANG Yijing, WEI Haizhen. Advances in stable chlorine isotope geochemistry [J]. *Earth Science Frontiers*, 2020, 27(3): 29-41.]
- [55] Barnes J D, Paulick H, Sharp Z D, et al. Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{37}\text{Cl}$) evidence for multiple fluid histories in mid-Atlantic abyssal peridotites (ODP Leg 209) [J]. *Lithos*, 2009, 110(1-4): 83-94.
- [56] Selverstone J, Sharp Z D. Chlorine isotope behavior during prograde metamorphism of sedimentary rocks [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 417: 120-131.
- [57] Bonifacie M, Jendrzejewski N, Agrinier P, et al. The chlorine isotope composition of Earth's mantle [J]. *Science*, 2008, 319(5869): 1518-1520.
- [58] Bolin B, Degens E T, Kempe S, et al. *The Global Carbon Cycle*[M]. NY: John Wiley Sons, 1978: 35-38.
- [59] Ishikawa T, Nakamura E. Boron isotope systematics of marine sediments [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 117(3-4): 567-580.
- [60] Eastoe C J, Peryt T M, Petrychenko O Y, et al. Stable chlorine isotopes in Phanerozoic evaporites [J]. *Applied Geochemistry*, 2007, 22(3): 575-588.
- [61] Sharp Z. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*[M]. Upper Saddle River, NJ: Pearson Education, 2007: 1-334.
- [62] Jian Z M, Wang P X, Saito Y, et al. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1): 305-319.
- [63] Yang D Z, Yin B S, Liu Z L, et al. Numerical study of the ocean circulation on the East China Sea shelf and a Kuroshio bottom branch northeast of Taiwan in summer [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C5): C05015.
- [64] Behrens M K, Pahnke K, Paffrath R, et al. Rare earth element distributions in the West Pacific: Trace element sources and conservative vs. non-conservative behavior [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 486: 166-177.
- [65] Talley L D, Reid J L, Robbins P E. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(19): 3213-3226.
- [66] Niwa Y, Hibiya T. Estimation of baroclinic tide energy available for deep ocean mixing based on three-dimensional global numerical simulations [J]. *Journal of Oceanography*, 2011, 67(4): 493-502.
- [67] Shinjo R. Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system [J]. *Chemical Geology*, 1999, 157(1-2): 69-88.