



## 西北印度洋底层水组成：来自表层沉积物Nd同位素和氧化还原敏感元素的证据

黄子钊, 乔淑卿, 金丽娜, 李小艳, 陈亮, 刘强, 殷征欣

### Composition of deep water in the northwestern Indian Ocean: Evidence from Nd isotopes and redox sensitive elements of surface sediments

HUANG Zizhao, QIAO Shuqing, JIN Lina, LI Xiaoyan, CHEN Liang, LIU Qiang, and YIN Zhengxin

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2024050901>

## 您可能感兴趣的其他文章

### Articles you may be interested in

#### 印度洋东经90°海岭现代沉积物稀土元素组成及其物源示踪意义

Rare earth element composition of the surface sediments from the Ninetyeast Ridge and its implications for provenance  
海洋地质与第四纪地质. 2022, 42(2): 92-100

#### 印度洋东经90°海岭表层沉积物浮游有孔虫分布特征及其影响因素

Distribution and influencing factors of planktonic foraminifera in surface sediments of the Ninetyeast Ridge in Indian Ocean  
海洋地质与第四纪地质. 2023, 43(1): 105-117

#### 西太平洋深海沉积物孔隙水稀土元素地球化学特征及意义

Rare earth element geochemistry characteristics and implications of pore-water from deep sea sediment in Western Pacific Ocean  
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(1): 75-86

#### 新西兰Hikurangi俯冲带沉积物成岩作用示踪研究：来自孔隙流体Sr同位素证据

A tracing study of sediment diagenesis in the Hikurangi subduction zone, New Zealand: Evidence from Sr isotope of pore fluid  
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 115-123

#### 基于模型优化的广义自由表面多次波压制技术在印度洋深水海域的应用

Generalized free surface multiple suppression technique based on model optimization and its application to the deep water of the Indian Ocean  
海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 221-230

#### 九州-帕劳海脊南段及邻近海域表层沉积物元素地球化学特征及其地质意义

Elemental geochemical characteristics of surface sediments from the southern Kyushu-Palau Ridge and their geological significance  
海洋地质与第四纪地质. 2023, 43(1): 61-70



关注微信公众号，获得更多资讯信息

黄子钊, 乔淑卿, 金丽娜, 等. 西北印度洋底层水组成: 来自表层沉积物 Nd 同位素和氧化还原敏感元素的证据 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2025, 45(2): 68-78.

HUANG Zizhao, QIAO Shuqing, JIN Lina, et al. Composition of deep water in the northwestern Indian Ocean: Evidence from Nd isotopes and redox sensitive elements of surface sediments[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2025, 45(2): 68-78.

# 西北印度洋底层水组成: 来自表层沉积物 Nd 同位素和氧化还原敏感元素的证据

黄子钊<sup>1</sup>, 乔淑卿<sup>1,2</sup>, 金丽娜<sup>1</sup>, 李小艳<sup>1</sup>, 陈亮<sup>3</sup>, 刘强<sup>3</sup>, 殷征欣<sup>3</sup>

1. 自然资源部第一海洋研究所, 自然资源部海洋地质与成矿作用重点实验室, 青岛 266061

2. 青岛海洋科技中心海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266237

3. 自然资源部南海调查中心, 广州 510300

**摘要:** 作为全球大洋循环的重要组成部分, 印度洋底层水是当前深海水物质循环与环境变化研究的热点, 主要由南极底层水 (AABW) 和北大西洋深层水 (NADW) 组成。本研究通过对西北印度洋表层沉积物 Nd 同位素、氧化还原敏感元素、TOC 等指标的分析, 探讨了底层水的氧化还原状态与水团组成。结果表明 Mn、Mo 和 Ni 等敏感元素的富集指示研究区整体为氧化环境, 在洋脊南部存在强氧化区域。εNd 的分布范围为 -7.16~-8, 指示该区底层水团主要由 AABW 组成。与邻近区域的 Nd 同位素记录相比更重, 这主要是受到一定风尘输入的影响。研究区南部较重的 εNd 指示了 AABW 贡献的增加, 这可能是受到了索马里盆地内赤道强东向流的影响。本研究初步揭示了区域氧化还原状态和 εNd 的空间分布变化特征及其可能的影响因素, 为后续对底层水的深入研究提供了重要的参考依据。

**关键词:** 表层沉积物; 氧化还原敏感元素; Nd 同位素; 南极底层水; 西北印度洋

中图分类号: P736.2

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2024050901

## Composition of deep water in the northwestern Indian Ocean: Evidence from Nd isotopes and redox sensitive elements of surface sediments

HUANG Zizhao<sup>1</sup>, QIAO Shuqing<sup>1,2</sup>, JIN Lina<sup>1</sup>, LI Xiaoyan<sup>1</sup>, CHEN Liang<sup>3</sup>, LIU Qiang<sup>3</sup>, YIN Zhengxin<sup>3</sup>

1. Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China

2. Laboratory for Marine Geology, Qingdao Marine Science and Technology Center, Qingdao 266237, China

3. South China Sea Marine Survey Center, Ministry of Natural Resources, Guangzhou 510300, China

**Abstract:** The Indian Ocean deep water, as an important part of the global ocean circulation, is composed of mainly the Antarctic Bottom Water (AABW) and North Atlantic Deep Water (NADW), which is currently a research hot topic of marine substance circulation and environmental changes. We discussed the deep water redox state and composition of the bottom water through the analyses of Nd isotopes, redox-sensitive elements, total organic carbon of surface sediments in the northwestern Indian Ocean. Results show that sensitive elements such as Mn, Mo, and Ni indicated that the study area was generally in an oxidizing environment, and there was a strongly oxidizing area in the south side of the ridge. The εNd ranged from -7.16 to -8, indicating that the bottom water were mainly composed of AABW, and almost no NADW. Due to a certain amount of dust input, the study area has heavier εNd records compared with adjacent areas. The heavier εNd is indicative of an increased AABW contribution in the south, which may be influenced by the strong equatorial eastward flow within the Somali Basin. We revealed the characteristics of redox-sensitive elements and Nd isotopes of surface sediment and their possible influencing factors, and especially provided an important reference for subsequent in-depth research on bottom water.

**Key words:** surface sediment; redox-sensitive elements; Nd isotope; Antarctic Bottom Water; Northwest Indian Ocean

**资助项目:** 国家自然科学基金“MIS7 期以来热带西印度洋底层水演化及其环境气候效应”(42376083), “中印度洋脊侧翼断裂带内钙质浊流沉积过程及其对地震活动的响应”(42206072); 科技部国家重点研发项目“晚新生代亚洲大陆风化过程、沉积记录及碳汇效应”(2022YFF0800503)

**作者简介:** 黄子钊 (1999—), 男, 硕士研究生, 海洋地质学专业, E-mail: huangzizhao@fio.org.cn

**通讯作者:** 乔淑卿 (1979—), 女, 博士, 研究员, 从事海洋沉积和古环境研究, E-mail: qiaoshuqing@fio.org.cn

**收稿日期:** 2024-05-09; **改回日期:** 2024-09-22. 周立君编辑

全球大洋的水循环在热量、营养盐、碳、氧气等关键要素的输送中发挥着举足轻重的作用<sup>[1-5]</sup>。印度洋作为全球大洋系统不可或缺的一部分, 其深水循环在全球大洋水循环体系中占据至关重要的位置<sup>[5-6]</sup>。印度洋底层水不仅是洋底溶解氧的主要来源, 更是调控洋底氧化还原环境以及海洋生态系统的关键因素。认清印度洋深水的来源与演化, 有助于全面了解全球深水循环及其对深海通风的贡献。

印度洋的底层水主要源于南部水团, 在大洋循环中被称为深层绕极流(CDW)。它主要由北大西洋深层水(NADW)和南极底层水(AABW)混合而成, 这两支水团在温盐性质上颇为接近<sup>[1]</sup>, 但在溶解氧含量上却存在显著差异。AABW 富含溶解氧, 含量超过 4 mL/L, 而 NADW 的溶解氧含量较低, 为 1~4 mL/L<sup>[7-8]</sup>。

氧化还原敏感元素在不同氧化还原环境下, 可以不溶物或与硫化物、有机物络合的形式进入沉积, 使其成为识别氧化还原环境的指标<sup>[9-10]</sup>。目前已经有部分研究运用氧化还原敏感元素讨论印度洋底层水的氧化还原情况。沉积物低 U/Th、V/Ti 和 Re/Mo 等指标表明, 自 MIS1 以来, 阿拉伯海深海基本处于氧化状态<sup>[11-12]</sup>。沉积物低自生 U 和 Mn/Ti 指示了西南印度洋在 MIS1 暖期富氧<sup>[13]</sup>。在远洋沉积中, 沉积物氧化还原状态更多受到底层水输入的控制, 因此, 沉积物氧化还原状态研究对判断区域通风情况与底层水的输入变化具有指导意义。

另一方面, 沉积物的自生铁锰氧化相 Nd 同位素被广泛用于识别水团来源的组成与变化。海水中的 Nd 同位素性质稳定, 其在海洋中的滞留时间(约 200~1000 年)<sup>[14]</sup> 短于海水的混合时间(约 1500 年)<sup>[15]</sup>, 使得全球大洋中各水团的  $\epsilon\text{Nd}$  组成存在差异, 可以用于水团来源的示踪。现已有记录显示全新世南极底层水  $\epsilon\text{Nd}$  值为 -7~-9, 而全新世北大西洋深层水  $\epsilon\text{Nd}$  值为 -11~-13<sup>[12,16-17]</sup>。此外, NADW 在大西洋向南传播的过程中, 与威德尔海深层水混合, 形成了修正后的 mNADW, 其  $\epsilon\text{Nd}$  值分布范围为 -10~-11<sup>[18]</sup>。开普盆地(南大西洋)作为底层水进入印度洋前的入口, 其全新世深水沉积物的  $\epsilon\text{Nd}$  值为 -9.5<sup>[19]</sup>。而来自马达加斯加盆地与马斯克林盆地的全新世沉积物  $\epsilon\text{Nd}$  值分别为 -8.32 和 -8.38<sup>[20]</sup>。有研究表明印度洋自生沉积物中  $\epsilon\text{Nd}$  记录与开普盆地  $\epsilon\text{Nd}$  具有相似性, 全新世阿拉伯海深水沉积物的  $\epsilon\text{Nd}$  值为 -8.8<sup>[21]</sup>。现代阿拉伯海水深大于 3000 m 海域的海水  $\epsilon\text{Nd}$  记录表明超过 80% 的海水来源于 AABW, 与孟加拉湾的海水  $\epsilon\text{Nd}$  记录结果

相似<sup>[1,22]</sup>。沉积记录显示间冰期阿拉伯海深层水主要受控于 AABW, 赤道印度洋主要受 NADW 的影响<sup>[19,23]</sup>。因此, 全新世期间印度洋范围内不同位置水团来源和组成是否一致是一个值得探讨的问题。

目前关于西北印度洋底层水的研究仍然有限, 主要的研究焦点集中在阿拉伯海。马达加斯加海盆、马斯克林海盆、索马里海盆等其他区域也存在些许记录。然而对于赤道西北印度洋洋脊周围的底层水情况, 目前仍缺乏深入的了解。印度洋中脊作为西北印度洋中至关重要的海底正地貌单元, 其对底流传输与当地水团组成有着至关重要的作用。对于这一区域的深入研究不仅有助于我们更全面、更深刻地认识印度洋的深水循环过程, 更能加深对印度洋与全球气候之间相互作用的理解。

基于 Zhang 等<sup>[24]</sup> 的数据集, 表层沉积物样品为全新世沉积。本文旨在利用西北印度洋中脊区域的表层沉积物, 测试全样沉积物的常微量元素、有机碳含量及沉积物自生组分的 Nd 同位素, 分析全新世时期西北印度洋脊的氧化还原状态, 探讨西北印度洋底层水团的空间组成变化及其指示意义。

## 1 区域概况

印度洋作为全球最年轻的大洋, 以其独特的环流系统和地质构造对全球海洋环境产生了深远影响。印度洋三面环陆, 被西南亚、阿拉伯半岛、北非所包围。此外, 西印度洋还发育“人”字形的大洋中脊体系, 包括西北印度洋脊、西南印度洋脊和东南印度洋脊。西北印度洋脊为罗德里格斯三联点至欧文断裂带之间的整段洋脊, 包括北部的卡尔斯伯格洋脊段与赤道附近的中印度洋脊段<sup>[25]</sup>。这两个洋脊段将西北印度洋北部划分为两个海盆, 分别是北部的阿拉伯海盆和南部的索马里海盆(图 1)。

西北印度洋表层水主要由季风驱动, 夏季吹西南季风, 表层环流呈顺时针方向流动; 冬季吹东北季风, 表层环流呈逆时针方向流动<sup>[26]</sup>。由于印度洋不生成深层水, 独特的地理格局造就了水体向北封闭、向南通风的海陆分布格局。印度洋深层水主要来自深层绕极流, 它主要由北大西洋深层水和南极底层水混合而成。该水团从南非的开普盆地由南向北传播进入印度洋, 其中一支沿着西边界依次进入克罗汉盆地、马达加斯加盆地、马斯克林盆地、索马里盆地, 最后通过欧文断裂带进入阿拉伯海; 另一只从印度洋东部依次进入南澳大利亚海盆、中印度洋海盆, 在查戈斯-拉克代夫海岭处分叉, 一支



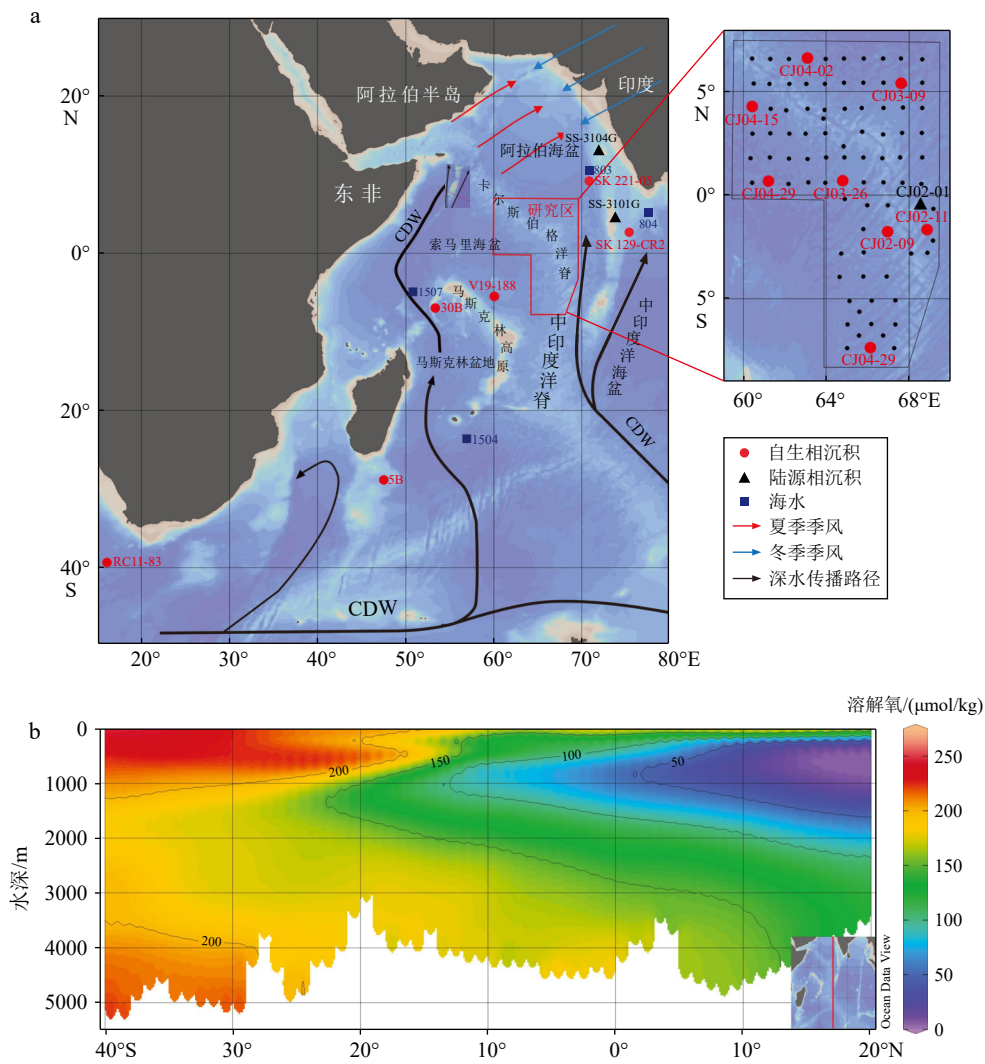


图1 研究区概况和采样站位 (a) 以及印度洋 64.5°E 溶解氧剖面 (b)

a: 底层水路径修改自 You<sup>[27]</sup>, 黑点代表 91 站本研究取样站位; b: 数据来自 WOA18.

Fig.1 Overview of the study area and sampling sites (a), and the dissolved oxygen profile of the Indian Ocean at 64.5°E (b)

a: The deep water path is modified from You<sup>[27]</sup>, and black dots represent 91 sampling sites in this study, b: data from WOA18.

向东进入孟加拉湾,一支从查戈斯-拉克代夫海岭与中印度洋脊之间进入阿拉伯海<sup>[6,27]</sup>。此外,在索马里盆地内发现西边界底流在赤道处开始向东传播。印度洋的溶解氧剖面显示了阿拉伯海内表层至次表层的最小含氧带与底层水的逐渐富氧(图1)。

研究区位于西北印度洋脊近赤道区域,水深 2600~5000 m,沉积物主要为钙质黏土或钙质软泥,碳酸钙含量高,黏土矿物以伊利石和坡缕石为主,非碳酸盐组分主要是大陆风化的产物<sup>[28]</sup>。该区陆源碎屑沉积物主要来自周边河流和风尘,其中河流物质主要包括由印度河输送的喜马拉雅山脉的风化产物,由纳尔默达河、他彼河、马希河等输送的德干高原玄武岩与印度片麻岩区的风化产物<sup>[29-30]</sup>。而风尘物质主要来自阿拉伯半岛、东南亚与北非的

沙漠地区<sup>[31]</sup>。同时,海底火山和热液活动为该区提供了部分火山碎屑和自生沉积物<sup>[32]</sup>。

## 2 材料与方法

### 2.1 研究材料

南海调查中心“海测 3301”调查船于 2021 年与 2022 年在赤道西印度洋区域采取箱式作业,在卡尔斯伯格洋脊与中印度洋脊处共取得 91 个表层沉积物样品,取样站位分布见图 1。对沉积物进行了常量元素、有机碳与沉积物铁锰氧化物相 Nd 同位素分析,所有测试都在自然资源部第一海洋研究所完成。

## 2.2 分析方法

### 2.2.1 常量元素测试

全样沉积物冷冻干燥, 研磨至 200 目以下。每个样品准确称取 50 mg ( $\pm 1$  mg) 粉末样置于聚四氟乙烯 (PTFE) 溶样内胆中。加几滴去离子水润湿后加入 1.5 mL 高纯  $\text{HNO}_3$  和 1.5 mL 高纯 HF, 加盖拧紧后用钢套密封, 在烘箱内 190 °C 条件下加热 48 h 以上至粉末样品完全消解。冷却后取出 PTFE 内胆, 在电热板上加热蒸干两次, 加入 3 mL 高纯  $\text{HNO}_3$  和 0.5 mL 的 1  $\mu\text{g}/\text{mL}$  的 Rh 内标溶液。拧紧盖后放入钢套中, 在烘箱内 150 °C 条件下加热 12 h。冷却后将溶液转入到 PTFE 瓶中, 用 2% 的  $\text{HNO}_3$  溶液定容至 50 g, 摇匀后密闭保存待上机测定。常量元素测试使用 ICP-OES (ICAP6300); 微量元素测试使用 ICP-MS (X Series II)。实验采用 GSD-9 和空白样品对分析过程进行质量监控, 所有元素结果的相对标准偏差均小于 5%。本研究取常量元素 Fe、Ca、Ti、Mn 与微量元素 Mo、U、V、Cu、Ni 的测试结果进行分析与讨论。

采用保守元素对元素进行标准化是识别自生组分的常见做法。其中, Al 和 Ti 是常用的标准化元素, 然而考虑到 Al 可能来自黏土矿物的自生组分, 不能完全代表陆源的组分<sup>[33]</sup>, 而 Ti 则更为稳定地来源于陆源。因此, 使用目标元素与 Ti 元素的比值来反映目标元素自生成分的高低水平。

氧化还原元素的富集因子被证实是比微量元素比值更好的古环境指标<sup>[34]</sup>。与微量元素比值相比, 富集因子考虑了元素的自然背景值。富集因子的计算方法为:  $EI_{EF} = (EI/Ti)_{\text{样品}} / (EI/Ti)_{\text{标准}}$ 。其中, EI 为目标元素, 标准值取“世界平均页岩 (WSA)”<sup>[35]</sup>。当富集因子系数小于 1 时, 该元素亏损; 系数大于 1 时, 该元素富集; 系数大于 3 时, 为明显富集; 系数大于 10 时, 则为强烈富集<sup>[36]</sup>。

### 2.2.2 有机碳测试

有机碳测定采用酸洗去碳酸盐再上元素分析仪分析的方法。将每个沉积物样品称取 2 g 置于 10 mL 离心管之中, 加入过量 2 mol/L 的 HCl 直至不再有气泡出现。离心去上清液, 经 60 °C 烘干后研磨, 称重取约 30 mg 置于锡舟中上机测试, 测试仪器为产自德国 Elementar 公司的 Vario EL III 元素分析仪, 采用 GSD-9 和空白样品对分析过程进行质量监控。

### 2.2.3 Nd 同位素测试

研究区 Nd 同位素样品站位分布图见图 1。全样自生组分 Nd 同位素分析测试步骤如下<sup>[21,37]</sup>: 取全

样样品先烘干 48 h, 研末至粉碎, 每个样品取 2 g 置于离心管中, 分别加入过量的 10% 的 HAc 和 5% 的  $\text{H}_2\text{O}_2$  以去除碳酸盐和有机质, 去上清液后剩余样品在 55 °C 条件下烘干。将剩余样品转移至 PTFE 溶样内胆中, 加入 0.25 mol/L 的 HH 和 15% 的 HAc 混合溶液, 在 90 °C 条件下反应 3 h, 离心分离得到 Fe-Mn 氧化物相态萃取液。样品进一步分离纯化以提取 Nd 同位素。经 AG50W-X12 树脂交换柱将稀土元素分离, 再经 P507 萃淋树脂交换柱分离稀土元素中的 Nd。洗脱液蒸干后用 2% 的  $\text{HNO}_3$  溶解即可上机测试。同位素分析测定使用高精度多接收等离子质谱仪 (HR MC-ICP MS) 进行。Nd 同位素测试标样为 Shin Etsu JNdi-1 ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512116 \pm 0.00005$ )<sup>[38]</sup>,  $\epsilon\text{Nd}$  计算的标准值采用球粒陨石  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ , 计算公式为  $\epsilon\text{Nd} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) / 0.512638 - 1] \times 10000$ <sup>[39]</sup>。

## 3 结果

### 3.1 Nd 同位素分布特征

西北印度洋洋脊侧翼沉积物的 Fe-Mn 氧化相 Nd 同位素分布如图 2 所示, 研究区  $\epsilon\text{Nd}$  值为 -7.16 ~ -8.0, 洋脊西侧的  $\epsilon\text{Nd}$  值与索马里盆地 4000 m 水深的海水记录相近<sup>[17]</sup>, 而洋脊东侧的  $\epsilon\text{Nd}$  值与阿拉伯海盆地 3900 m 水深的海水记录更为相近<sup>[1]</sup>。与邻近区域的自生相  $\epsilon\text{Nd}$  数据相比, 研究区的  $\epsilon\text{Nd}$  值则更重<sup>[19-21, 40]</sup>。此外, 研究区内的残留相  $\epsilon\text{Nd}(-10.2)$ <sup>[41]</sup> 与自生相  $\epsilon\text{Nd}$  有明显差异。

### 3.2 常量元素分布特征

全样沉积物的常量元素分布见图 3, 不同区域的元素含量差异显著。其中, Ca 元素含量变化大, 范围为 1.2% ~ 34.3%, 且随水深增加而降低, 深水区 Ca 几乎被海水溶解。Ti 和 Fe 元素含量分别为 0.017% ~ 0.5% 和 0.25 ~ 5.5%, 两者分布高度相似, 其与 Ca 呈反相关, 与水深呈正相关。Mn 元素含量为 0.028% ~ 0.83%, 高值集中在赤道西侧与 5°S 的南侧, 相较于平均上地壳 (Mn=0.06%) 明显富集<sup>[42]</sup>。

### 3.3 TOC 分布特征

研究区的有机碳含量为 0.09% ~ 0.52%, 整体含量较低, 在研究区西南侧存在高值区, 含量均大于 0.3%, 而南侧为最低值区域, 含量小于 0.2% (图 3)。

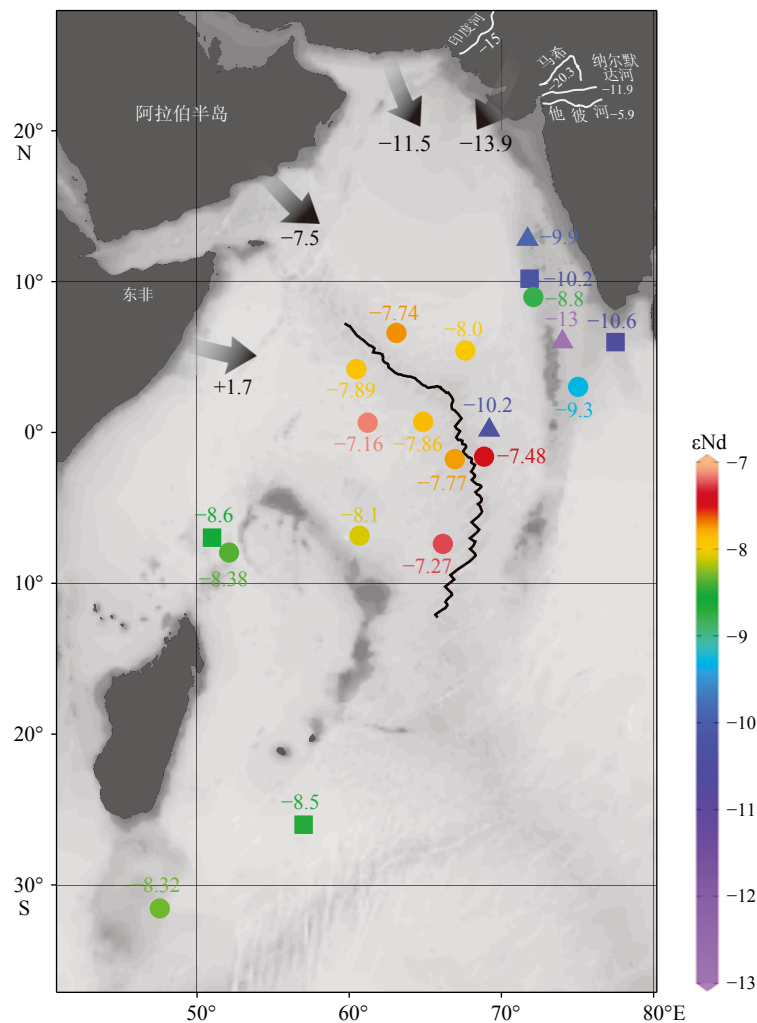


图2 印度洋  $\epsilon\text{Nd}$  值分布及陆地端元

圆点表示自生相  $\epsilon\text{Nd}$ , 三角形表示陆源相  $\epsilon\text{Nd}$ , 矩形表示海水  $\epsilon\text{Nd}$ ; 黑色的  $\epsilon\text{Nd}$  值表示来自风尘或河流的陆源 Nd 端元。

Fig.2  $\epsilon\text{Nd}$  records in the Indian Ocean and  $\epsilon\text{Nd}$  end-members in land

Dots represent authigenic phase  $\epsilon\text{Nd}$ , triangles represent detrital phase  $\epsilon\text{Nd}$ , and rectangles represent seawater  $\epsilon\text{Nd}$ . The  $\epsilon\text{Nd}$  in black represents detrital Nd end-members derived from dust or river.

### 3.4 沉积物元素组合特征

对沉积物中的常量、微量元素及有机碳进行了因子分析, 提取出4个主因子F1—F4。这4个因子的方差贡献分别为79.28%、10.42%、6.64%、2.83%。F1因子主要由 $\text{TiO}_2$ 贡献, 载荷值为0.9716, 代表陆源组分, 其他载荷值大于0.9的金属元素Fe、Mo、U、V、Ni也有一定贡献; F2因子主要由TOC贡献, 载荷值为0.9988, 代表有机质组分; F3因子主要由CaO贡献, 载荷值为0.9353, 代表碳酸盐组分, Cu、U、V也有一定贡献, 载荷值分别为0.3937、0.2934、0.2863; F4因子主要由MnO贡献, 载荷值为0.5572, 代表自生锰氧化物组分, Mo、Cu、Ni也有一定贡献, 载荷值分别为0.3773、0.3671、0.3434。

### 3.5 氧化还原敏感元素指标

本研究选取了Mn/Ti比值和U、V、Mo、Cu、Ni的富集因子来评估氧化还原环境(图4)。溶解态的二价Mn在氧化条件下会被氧化为三价或四价的Mn, 形成不溶的氧化锰进入到沉积物中。而U、V、Mo、Ni、Cu等金属元素在还原情况下可以形成相应的沉淀而在沉积物中富集。在还原顺序中, U、V一般先于Mo还原, 但在本研究区中Mo比U、V更加富集, 反映Mo是被铁锰氧化物吸附而富集的。同时Cu与Ni也存在被铁锰氧化物吸附的机制, 与Mo、Mn的共同富集可以反映氧化环境<sup>[10, 34]</sup>。

Mn/Ti比值显示洋脊西侧自生锰水平高于东侧, 尤其在洋脊南部存在显著高值区, 索马里盆地

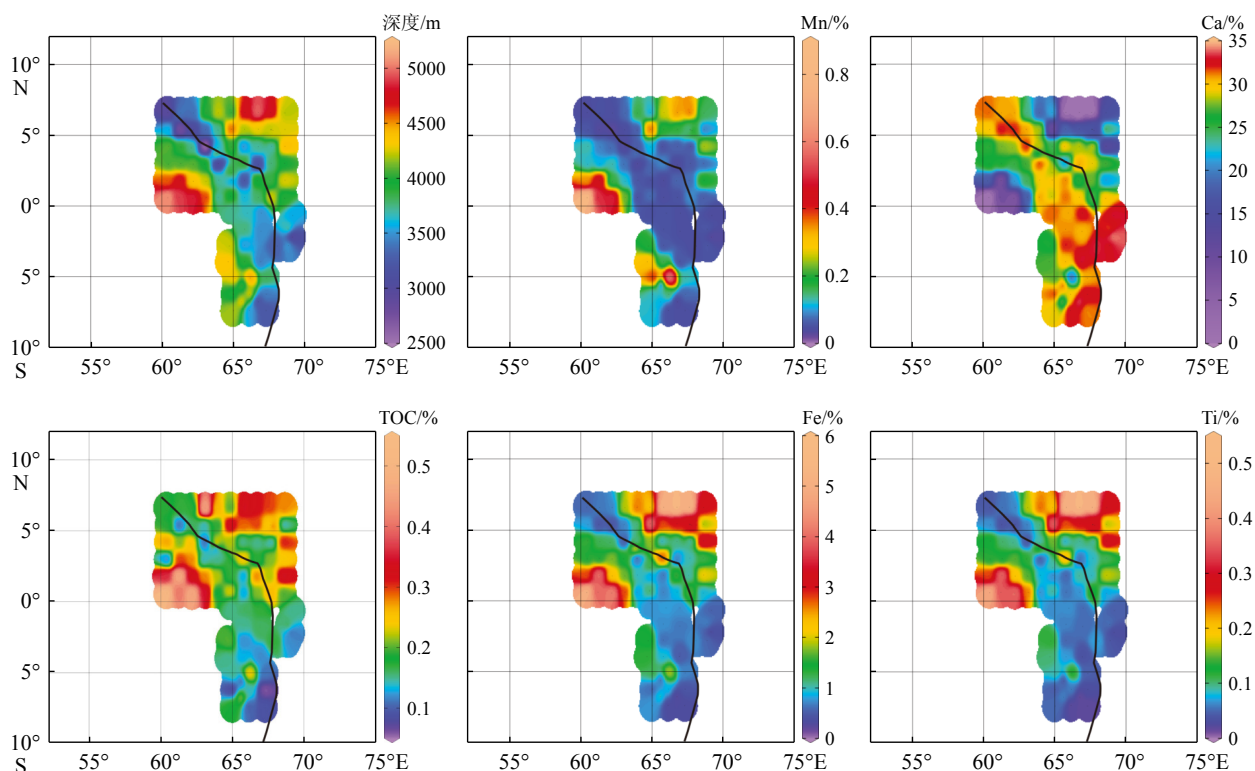


图 3 研究区沉积物深度、TOC 与常量元素的分布图

Fig.3 Distribution of sediment depth, TOC, and major elements in study area

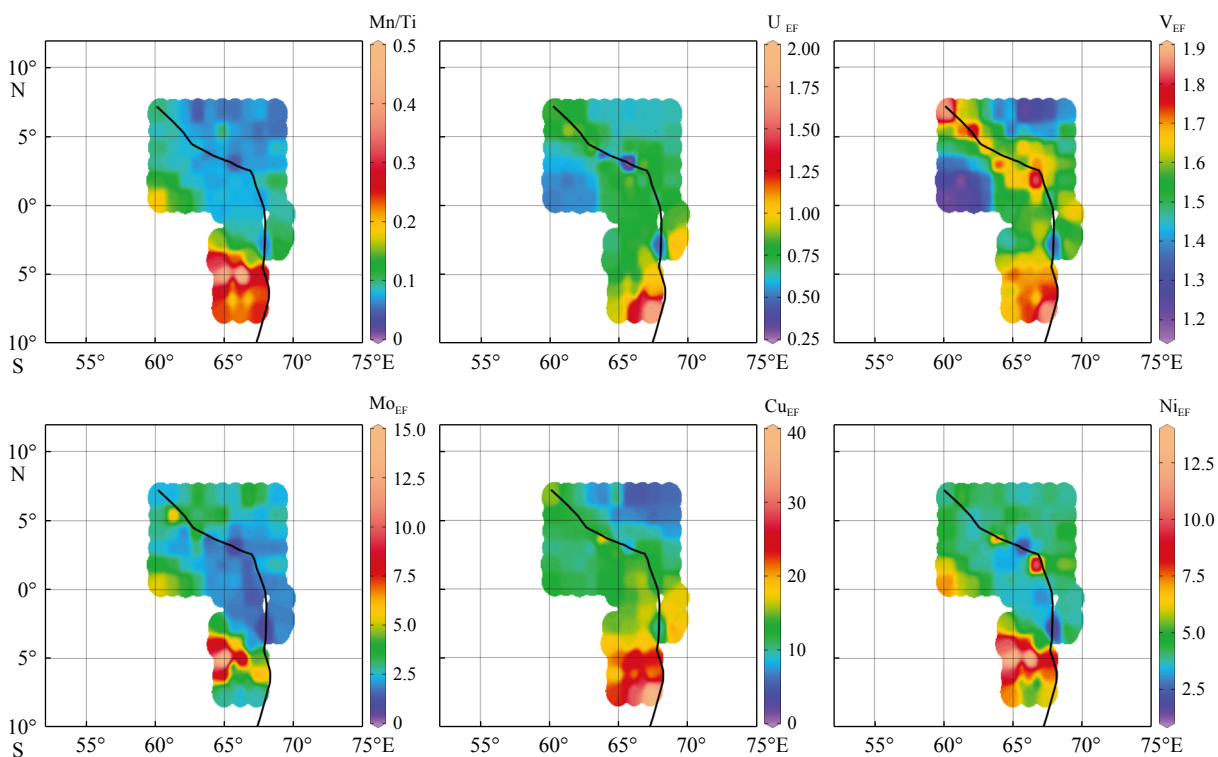


图 4 研究区 Mn/Ti 与氧化还原敏感金属富集因子分布图

Fig.4 Distribution of Mn/Ti and enrichment factor of redox-sensitive metals in study area



内部为次高值区。 $U_{EF}$ 、 $V_{EF}$ 均小于2,整体不明显富集。 $Mo_{EF}$ (0.7~14.9)和 $Ni_{EF}$ (2~13.8)分布相似,在研究区内整体富集且在南部强烈富集,与 $Mn/Ti$ 的分布高度相似。 $Cu_{EF}$ 整体强烈富集,尤其在洋脊的南部。

### 3.6 热液沉积物元素比值端元

$Fe/Ti$ 与 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 的比值可以用于估计沉积物中的热液和碎屑成分<sup>[43]</sup>。 $Fe$ 通常与热液活动有关,而 $Al$ 则可能有多种来源,包括陆源碎屑物质和远洋沉积。 $Fe/Ti$ 比值的降低和 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值的增加表明含多金属沉积物组分的减少与远洋沉积物组分的增加。 $Fe/Ti$ 与 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 的二元图显示(图5),研究区的 $Fe/Ti$ 分布区间为10~18, $Al/(Al+Fe+Mn)$ 的分布区间为0.43~0.58,分布区间靠近峡谷侧翼沉积物端元。

## 4 讨论

### 4.1 底层水氧化还原环境空间变化

使用 $Ti$ 标准化及其敏感元素富集因子作为重建氧化还原环境空间变化的指示。理论上,如果区域存在缺氧或还原环境, $U_{EF}$ 、 $V_{EF}$ 、 $Mo_{EF}$ 会存在不同程度的明显富集;如果环境中存在硫化物, $Ni_{EF}$ 、 $Cu_{EF}$ 也可能较为富集。结果显示,研究区内 $U_{EF}$ 、 $V_{EF}$ 整体不富集,说明环境达不到 $U$ 、 $V$ 开始进行还原反应的界限(图4)。另一方面, $Mo_{EF}$ 、 $Ni_{EF}$ 、 $Cu_{EF}$ 与 $Mn/Ti$ 的相似分布反映了 $Mo$ 、 $Ni$ 、 $Cu$ 来自锰氧化物-氢氧化物在水柱中的吸附与去除,进而与锰一起进入沉积物中(图4)。这必须发生在氧化条件下,以防止锰氧化物溶解将 $Mo$ 、 $Ni$ 、 $Cu$ 等元素重新释放到水柱中去。其中值得注意的是 $Cu$ 在研究区中的显著富集,在因子分析中就显示 $Cu$ 在碳酸盐中存在一定贡献(表1)。前人研究得出印度洋沉积物中, $Cu$ 大约有20%~30%进入碳酸盐相,30%~40%进入铁锰氧化相<sup>[44]</sup>,因此, $Cu$ 在研究区的显著富集可能是受到了碳酸盐与铁锰氧化相的共同影响。

综上所述, $U_{EF}$ 、 $V_{EF}$ 在研究区内没有明显的空间分布变化, $Cu_{EF}$ 可能存在碳酸盐相的明显干扰。此外 $Ni$ 有可能与有机质结合进入沉积,但 $Ni$ 的分布与 $TOC$ 分布没有明显的关系而且区域 $TOC$ 含量也比较低,因此在研究区使用了 $Mo_{EF}$ 、 $Ni_{EF}$ 、 $Mn/Ti$ 的变化特征来指示区域氧化环境空间分布变化。研究区总体呈现南高北低的梯度变化,特别是在研

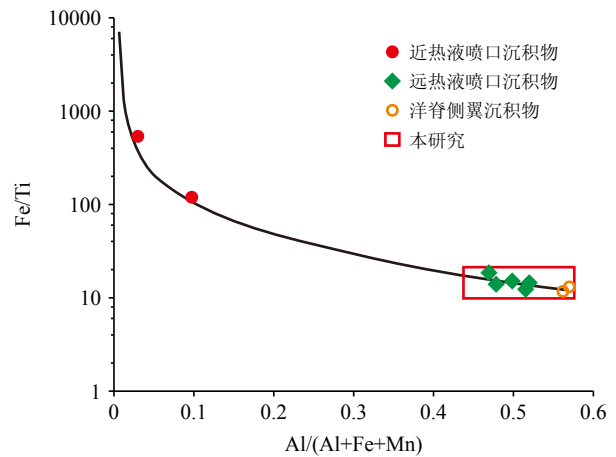


图5 研究区 $Fe/Ti$ 比值与 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值二元图  
本文研究数据修改自Qiu<sup>[44]</sup>,其他沉积物端元数据均来自卡尔斯伯格洋脊<sup>[44-45]</sup>。

Fig.5  $Fe/Ti$  ratio versus  $Al/(Al+Fe+Mn)$  ratio for study area  
Data adapted from Qiu<sup>[44]</sup>, the other sediment end-members are sampled from the Carlsberg Ridge<sup>[44-45]</sup>.

表1 经方差极大旋转后的沉积物元素因子荷载矩阵

	Sediment element factor-loading matrix after varimax rotation			
	F1	F2	F3	F4
$TiO_2$	0.9716	-0.0017	0.2228	-0.0685
$Fe_2O_3$	0.9589	-0.0027	0.2611	-0.0992
$MnO$	0.8044	-0.0130	0.1926	-0.5572
$CaO$	0.3284	-0.0884	0.9353	-0.0834
$TOC$	-0.002	-0.9988	0.0488	0.0040
$Mo$	0.9042	-0.0080	0.1071	-0.3773
$U$	0.9499	-0.0120	0.2934	-0.0548
$V$	0.9553	-0.0006	0.2863	-0.0594
$Cu$	0.8289	-0.0137	0.3937	-0.3671
$Ni$	0.9132	-0.0035	0.1966	-0.3434

究区南部存在强氧化区域,在西南的索马里盆地内部也存在较强的氧化(图4)。

需要说明的是氧化还原状态主要受到了区域生产力与底层水通风的控制,本研究区为大洋开阔环境,区域低水平的 $TOC$ 与整体氧化说明存在着良好的通风条件。以上综合反映了研究区氧化还原状态主要受到底层水的控制,而不是生产力。

### 4.2 西北印度洋底层水组成与分布

#### 4.2.1 Nd同位素指示印度洋底层水的可靠性

Nd同位素作为底层水的记录指标可能会受到



其他 Nd 源的影响, 结合西北印度洋脊处的区域气候与地质特征, 认为有以下几种因素会影响 Nd 值的分布变化: 河流输入、风尘沉积、与上覆水团的交换、热液输入、边界交换, 那么本研究 Nd 同位素值是否可作为底层水组成的替代指标?

(1) 研究区潜在的河流输入来源有来自喜马拉雅的印度河流域、德干高原、印度片麻岩, 后两个区域包括了讷尔默达河、他彼河、马希河以及其他小河流的输入。其中印度河是最主要的输入, 其沉积物的 Nd 同位素值为-15, 对于所有向西汇入阿拉伯海的河流的  $\epsilon\text{Nd}$  值分布范围为-23~-12, 所有主要河流按径流输入量等量配比得到的  $\epsilon\text{Nd}$  均值为-15.7<sup>[46]</sup>。位于查戈斯-拉克代夫海岭的陆源相 Nd 同位素值为-13, 明显受到了来自印度河沉积输入的影响。但该区域的海水 ( $\epsilon\text{Nd}=-10.2$ ) 和自生铁锰氧化相沉积物 ( $\epsilon\text{Nd}=-8.8$ ) 与陆源端元有明显偏离。因此, 位于陆源更远的洋脊区域也不太可能受陆源影响。此外, 研究区内残留相 ( $\epsilon\text{Nd}=-10.26$ ) 与铁锰氧化相 ( $\epsilon\text{Nd}=-7.16\sim-8$ ) 的  $\epsilon\text{Nd}$  也存在明显差距, 进一步证实研究区的铁锰氧化物不受陆源河流输入控制 (图 2)。

(2) 阿曼、阿拉伯半岛、北非等沙漠区域在赤道以北盛行西风的作用下能向印度洋带来每年一亿吨的风尘。研究区潜在的风尘源可以是塔尔沙漠 ( $\epsilon\text{Nd} = -13.9\pm 1.4$ )、阿拉伯半岛 ( $\epsilon\text{Nd} = -6.6\pm 1.4$ )、北非 ( $\epsilon\text{Nd} = +1.7\pm 1.1$ ) (图 2)。风尘通过海表面进入海水, 风尘颗粒通常在海的表层或次表层溶解, 将 Nd 等元素释放回海水, 故风尘颗粒难以将自生相 Nd 带入到深海沉积物中<sup>[30]</sup>。本研究的  $\epsilon\text{Nd}$  分布区间与阿拉伯半岛的端元接近, 且相比于马达加斯加盆地区域 ( $\epsilon\text{Nd} = -8.38$ ) 较重。而马达加斯加区域具有低的风尘 MAR<sup>[47-48]</sup>, 故研究区可能受到了来自阿拉伯半岛风尘的影响使得 Nd 同位素值偏重。另一方面, Goswami 对阿拉伯海估算得到了表层风尘沉积物  $\epsilon\text{Nd}$  端元为  $-6.1\pm 2.2$  与  $-5.3\pm 1.9$ , 认为阿拉伯海的风尘沉积主要来源于阿拉伯半岛<sup>[1]</sup>。阿拉伯海与索马里海水柱中的  $\epsilon\text{Nd}$  分布类似<sup>[17]</sup>, 但索马里海表层的  $\epsilon\text{Nd}$  更重, 显示出西部受到风尘的输入更多。本研究区的结果位于表层水风尘颗粒与底层水自生沉积物的  $\epsilon\text{Nd}$  值之间, 表明风尘颗粒可以保留部分信号进入沉积物中, 使得区域的 Nd 同位素值正好变轻一点。但总的来说, 风尘是影响区域  $\epsilon\text{Nd}$  分布的潜在因素, 但风尘在深水中的影响有限, 不会明显改变深水水团的  $\epsilon\text{Nd}$  组成。

(3) 印度洋底层水主要来源于北大西洋深层水

与南极底层水, 它们在南大洋混合形成深层绕极流进入印度洋, 而深层绕极流上下存在两支不同的水团成分, 上层 CDW 分布于 2000~3800 m, 由更多的北大西洋深层水 ( $\epsilon\text{Nd} = -13\sim-14$ ) 组成, 而且可能会受到印度洋深层水 (IDW:  $\epsilon\text{Nd} = -6.1$ ) 的影响<sup>[19]</sup>; 下层 CDW 分布于 3800 m 以下, 由更多的南极底层水组成。研究区水深分布于 3500~4900 m, 位于上 CDW 的站位 02-09 (3483 m)、02-11 (3733 m)、02-29 (3519 m), 其  $\epsilon\text{Nd}$  值分别为-7.76, -7.47, -7.27, 相对南极底层水 ( $\epsilon\text{Nd} = -8\pm 1$ ) 轻微偏重, 与 NADW 端元偏向不符合, 更加接近印度洋深层水 (IDW)。但马达加斯加盆地的  $\epsilon\text{Nd}$  值为-8.32, 又向 NADW 端元靠近 (表 2)。此外 CDW 与 IDW 之间盐度密度存在明显梯度差异, 不会存在显著的水体交换, 故认为与上覆水团的交换不是影响 Nd 同位素值的因素。

(4) 尽管热液活动确实会释放大量的稀土元素, 但研究表明 Nd 在热液口处存留的时间极短, 很快被原位的沉积物重新吸附<sup>[49]</sup>。研究区距离已知最近的热液喷口卧蚕 1 号、卧蚕 2 号仍有数百千米的距离, 不可能出现热液源 Nd 的输入。另一方面, Fe/Ti 与 Al/(Al+Fe+Mn) 的比值可用于估算沉积物中的热液组分, 结果显示样品分布为典型的洋脊侧翼沉积物 (图 5), 没有明显的热液特征, 因此我们排除了热液输入 Nd 的可能性。

(5) 边界交换是沉积物释放出与流经水团不同的  $\epsilon\text{Nd}$  从而改变水团  $\epsilon\text{Nd}$  特征的过程, 其中 Nd 浓度几乎不变。学者最早在大陆边缘上发现该现象, 将这个机制称为“边界交换”<sup>[50-51]</sup>, 目前对深水环境中的边界交换认识有限。

在研究区贡献边界交换的组分可能为玄武岩基底风化碎屑、沉积物陆源碎屑。印度洋脊玄武岩的  $\epsilon\text{Nd}$  约为+5<sup>[25]</sup>, 相对区域自生组分的  $\epsilon\text{Nd}$  值高很多, 因此玄武岩基底不可能是边界交换的贡献组分, 研究区陆源残留相  $\epsilon\text{Nd}$  值为-10.2, 相对区域自生组分的  $\epsilon\text{Nd}$  值低约 2~3  $\epsilon$  单位。根据查戈斯-拉克代夫海岭区域的研究结果<sup>[1, 19]</sup>, 本研究区残留相边界交换不足以改变当地 Nd 同位素特征。此外, 前人在马达加斯加盆地发现存在边界交换, 其自生相 Nd 沿马达加斯加大陆边缘, 变轻了 2.7  $\epsilon$  单位<sup>[20]</sup>, 而本研究区 Nd 同位素的变化范围只有 0.7  $\epsilon$  单位, 且没有明显的梯度变化, 也显示这里没有显著的边界交换的出现, 故认为边界交换不是影响  $\epsilon\text{Nd}$  值的因素。综上所述, 本研究的  $\epsilon\text{Nd}$  值可能受到了风尘 Nd 源的潜在影响, 不能单一地反映水团的组成, 我们将基于此进一步讨论。

表2 印度洋表层沉积物和海水的  $\epsilon\text{Nd}$  数据统计  
Table 2  $\epsilon\text{Nd}$  data of surface sediments and sea water collected in Indian Ocean

站位	深度/m	地理位置	$\epsilon\text{Nd}$	样品类型	文献来源	
02-09站	3483	中印度洋脊西侧	-7.77			
02-11站	3733	中印度洋脊东侧	-7.48			
02-29站	3519	中印度洋脊西侧	-7.27			
03-09站	4206	卡尔斯伯格脊东侧	-8.0		本研究	
03-26站	3996	卡尔斯伯格脊西侧	-7.86			
04-02站	4022	卡尔斯伯格脊东侧	-7.74			
04-15站	4085	卡尔斯伯格脊西侧	-7.89	铁锰氧化相		
04-29站	4900	卡尔斯伯格脊西侧	-7.16			
SK221-05站	2700	东南阿拉伯海	-8.8			Lathika <sup>[21]</sup>
SK129-CR2站	3800	查戈斯-拉克代夫海岭东侧	-9.3			Piotrowski <sup>[19]</sup>
V19-188站	-	马斯克林台地东北侧	-8.1			Pahnke <sup>[40]</sup>
5B站	3684	马达加斯加盆地	-8.32		Wilson <sup>[20]</sup>	
30B站	3950	马斯克林盆地	-8.38			
RC11-83站	4718	开普盆地	-8.39		Rutberg <sup>[52]</sup>	
02-01站	3508	中印度洋脊东侧	-10.26		何州天 <sup>[41]</sup>	
SS-3101G站	-	查戈斯-拉克代夫海岭东侧	-13.0	去碳酸盐残留相	Goswami <sup>[44]</sup>	
SS-3104G站	-	东南阿拉伯海	-9.9			
803站	2504	查戈斯-拉克代夫海岭西北侧	-10.2		Goswami <sup>[1]</sup>	
804站	2350	印度大陆南端	-10.6	海水		
1504站	4500	马达加斯加盆地	-8.5			
1507站	4000	索马里盆地	-8.6			Bertram & Elderfield <sup>[17]</sup>

#### 4.2.2 底层水团组成的空间变化及指示意义

研究区沉积物主要位于下层 CDW 中, 前人已提出, 印度洋深水主要来自于北大西洋深层水 (NADW:  $\epsilon\text{Nd} = -13 \sim -14$ ) 和南极底层水 (AABW:  $\epsilon\text{Nd} = -8 \pm 1$ ) 的混合<sup>[19, 27]</sup>。从水团的端元值来看, 研究区的 Nd 同位素值分布于 AABW 的  $\epsilon\text{Nd}$  端元之间, 而与 NADW 的端元相差较大, 因此研究区底层水主要由 AABW 组成。南大西洋的开普盆地 ( $\epsilon\text{Nd} = -8.39$ ) 可作为底层水进入印度洋之前的端元。马斯克林、马达加斯加盆地的  $\epsilon\text{Nd}$  值分布于  $-8.32 \sim -8.6$ , 与开普盆地相近; 而来自阿拉伯海东南侧 ( $\epsilon\text{Nd} = -8.8$ ) 与查戈斯-拉克代夫海岭 ( $\epsilon\text{Nd} = -9.3$ ) 的  $\epsilon\text{Nd}$  值更轻, 可能受到了一定印度大陆陆源碎屑影响。以上这些区域的  $\epsilon\text{Nd}$  值由南向北逐渐变轻, 但都基本位于 AABW 端元的变化范围内, 说明整个西北印度洋内底层水团都主要由 AABW 组成。这与

其他对印度洋岩芯研究中认为的末次冰期以来底层水主要由南极底层水组成的结论相符<sup>[19, 21]</sup>。同时在研究区内部因为洋脊轴部的存在, 底层水不可能直接穿过洋脊进入另一侧, 因此洋脊两侧的底层水需沿不同的传播路径进入阿拉伯海。而洋脊东侧  $\epsilon\text{Nd}$  值分布于  $-7.48 \sim -8.0$ , 西侧 Nd 同位素值分布于  $-7.16 \sim -7.89$ , 二者没有明显差距, 说明洋脊两侧的底层水都与南部的 CDW 保持了良好通风。

值得注意的是研究区作为全新世西北印度洋全球显著的风尘区<sup>[47]</sup>, 风尘在西北印度洋内存在受季风驱动的长距离搬运<sup>[30]</sup>。本研究区  $\epsilon\text{Nd}$  同位素分布范围为  $-7.16 \sim -8.0$ , 与开普盆地、马斯克林盆地等赤道以南的低风尘累积区域相比更重, 这可能是受到风尘输入影响的结果(图 2)。但研究区内风尘的影响是普遍的, 这不会成为  $\epsilon\text{Nd}$  分布变化的主要影响因素。而主要影响研究区内  $\epsilon\text{Nd}$  分布变化

的应是底层水团中NADW与AABW的贡献比例。

研究区最南部的 $\epsilon\text{Nd}$ 值为-7.27,索马里盆地内的 $\epsilon\text{Nd}$ 值为-7.16,这两个 $\epsilon\text{Nd}$ 值与其他 $\epsilon\text{Nd}$ (-7.77~-8.0)相比较明显更重,指示了AABW贡献比例的增加。另一方面,因为研究区的氧化还原环境主要受到了底层水的控制,南部的强氧化区域也可以指示富氧的AABW组分在水团中贡献的增加。在索马里盆地内的底层水主要为从阿米兰特通道进入然后向北传播的西边界流,同时在赤道附近观察到存在盆地内部的强东向流<sup>[31,53]</sup>,这可能是研究区南部AABW更多贡献的原因。

## 5 结论

(1)研究区整体处于良好的氧化环境,其中Mn/Ti与 $\text{Mo}_{\text{EF}}$ 、 $\text{Ni}_{\text{EF}}$ 的富集指示研究区南部存在强氧化区域。研究区氧化还原状态主要由底层水控制,南部水团AABW贡献比例更多。

(2)研究区的 $\epsilon\text{Nd}$ 值分布于-7.16~-8,与南极底层水的 $\epsilon\text{Nd}$ 端元相近,表明研究区底层水团主要由AABW组成。此外,研究区 $\epsilon\text{Nd}$ 值与阿拉伯海,马斯克林盆地等周边低风尘区域相比偏重,这是受到了来自阿拉伯半岛风尘输入的结果。

(3)研究区南部的强氧化环境与更重的 $\epsilon\text{Nd}$ 指示了在该区域底层水团中AABW贡献比例的增加,这可能是受到了索马里盆地内赤道强东向流的影响。

## 参考文献 (References)

- [1] Goswami V, Singh S K, Bhushan R. Impact of water mass mixing and dust deposition on Nd concentration and  $\epsilon\text{Nd}$  of the Arabian Sea water column[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 145: 30-49.
- [2] Manabe S, Stouffer R J. The rôle of thermohaline circulation in climate[J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 1999, 51(1): 91-109.
- [3] Rahmstorf S. Ocean circulation and climate during the past 120 000 years[J]. *Nature*, 2002, 419(6903): 207-214.
- [4] Clark P U, Pisias N G, Stocker T F, et al. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change[J]. *Nature*, 2002, 415(6874): 863-869.
- [5] Talley L D. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: schematics and transports[J]. *Oceanography*, 2013, 26(1): 80-97.
- [6] Mantyla A W, Reid J L. On the origins of deep and bottom waters of the Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1995, 100(C2): 2417-2439.
- [7] Johnson G C, Rudnick D L, Taft B A. Bottom water variability in the Samoa passage[J]. *Journal of Marine Research*, 1994, 52(2): 177-196.
- [8] Schmiel G, Leuschner D C. Oxygenation changes in the deep western Arabian Sea during the last 190, 000 years: Productivity versus deep-water circulation[J]. *Paleoceanography*, 2005, 20(2): PA2008.
- [9] Tyson R V, Pearson T H. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1991, 58(1): 1-24.
- [10] Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update[J]. *Chemical Geology*, 2006, 232(1-2): 12-32.
- [11] Pattan J N, Pearce N J G. Bottom water oxygenation history in south-eastern Arabian Sea during the past 140ka: results from redox-sensitive elements[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 280(3-4): 396-405.
- [12] Nambiar R, Bhushan R, Raj H. Paleoredox conditions of bottom water in the northern Indian Ocean since 39 ka[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2022, 586: 110766.
- [13] Amsler H E, Thöle L M, Stimac I, et al. Bottom water oxygenation changes in the southwestern Indian Ocean as an indicator for enhanced respired carbon storage since the last glacial inception[J]. *Climate of the Past*, 2022, 18(8): 1797-1813.
- [14] Tachikawa K, Jeandel C, Roy-Barman M. A new approach to the Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 170(4): 433-446.
- [15] Bender M L. Tracers in the sea[J]. *BioScience*, 1984, 34(7): 452.
- [16] Albarède F, Goldstein S L. World map of Nd isotopes in sea-floor ferromanganese deposits[J]. *Geology*, 1992, 20(8): 761-763.
- [17] Bertram C J, Elderfield H. The geochemical balance of the rare earth elements and neodymium isotopes in the oceans[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57(9): 1957-1986.
- [18] Dileep Kumar M, Li Y H. Spreading of water masses and regeneration of silica and  $^{226}\text{Ra}$  in the Indian Ocean[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1996, 43(1): 83-110.
- [19] Piotrowski A M, Banakar V K, Scrivner A E, et al. Indian Ocean circulation and productivity during the last glacial cycle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 285(1-2): 179-189.
- [20] Wilson D J, Piotrowski A M, Galy A, et al. A boundary exchange influence on deglacial neodymium isotope records from the deep western Indian Ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 341-344: 35-47.
- [21] Lathika N, Rahaman W, Tarique M, et al. Deep water circulation in the Arabian Sea during the last glacial cycle: implications for paleo-redox condition, carbon sink and atmospheric  $\text{CO}_2$  variability[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2021, 257: 106853.
- [22] Singh S P, Singh S K, Goswami V, et al. Spatial distribution of dissolved neodymium and  $\epsilon\text{Nd}$  in the Bay of Bengal: role of particulate matter and mixing of water masses[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, 94: 38-56.
- [23] Bang S, Huh Y, Khim B K, et al. Deep-water circulation over the last two glacial cycles reconstructed from authigenic neodymium isotopes in the equatorial Indian Ocean (Core HI1808-GPC04)[J]. *Ocean Science Journal*, 2022, 57(2): 324-333.

- [24] Zhang H D, Luo Y M, Yu J M, et al. Indian Ocean sedimentary calcium carbonate distribution and its implications for the glacial deep ocean circulation[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2022, 284: 107490.
- [25] 余星, 韩喜球, 邱中炎, 等. 西北印度洋脊的厘定及其地质构造特征[J]. *地球科学*, 2019, 44(2): 626-639. [YU Xing, HAN Xiqiu, QIU Zhongyan, et al. Definition of northwest Indian ridge and its geologic and tectonic signatures[J]. *Earth Science*, 2019, 44(2): 626-639.]
- [26] Gordon A L, Ma S B, Olson D B, et al. Advection and diffusion of Indonesian Throughflow water within the Indian Ocean South Equatorial Current[J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24(21): 2573-2576.
- [27] You Y Z. Implications of the deep circulation and ventilation of the Indian Ocean on the renewal mechanism of North Atlantic Deep Water[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C10): 23895-23926.
- [28] He Z T, Qiao S Q, Jin L N, et al. Clay mineralogy and geochemistry of surface sediments in the equatorial western Indian Ocean and implications for sediment sources and the Antarctic bottom water inputs[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2023, 254: 105741.
- [29] Cai M J, Colin C, Xu Z K, et al. Climate and sea level forcing of terrigenous sediments input to the eastern Arabian Sea since the last glacial period[J]. *Marine Geology*, 2022, 450: 106860.
- [30] Kumar A, Suresh K, Rahaman W. Geochemical characterization of modern aeolian dust over the Northeastern Arabian Sea: implication for dust transport in the Arabian Sea[J]. *Science of the Total Environment*, 2020, 729: 138576.
- [31] Johnson G C, Warren B A, Olson D B. Flow of bottom water in the Somali Basin[J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1991, 38(6): 637-652.
- [32] Ewing M, Eitrem S, Truchan M, et al. Sediment distribution in the Indian Ocean[J]. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 1969, 16(3): 231-248.
- [33] Murray R W, Leinen M. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(20): 3869-3878.
- [34] Algeo T J, Liu J S. A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis[J]. *Chemical Geology*, 2020, 540: 119549.
- [35] Li Y H, Schoonmaker J E. Chemical composition and mineralogy of marine sediments[J]. *Treatise on Geochemistry*, 2003, 7: 1-35.
- [36] Algeo T J, Tribovillard N. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation[J]. *Chemical Geology*, 2009, 268(3-4): 211-225.
- [37] 何莲花, 张辉, 刘季花, 等. MC-ICP-MS 测定海洋沉积物中钕同位素的化学分离方法[J]. *矿产与地质*, 2020, 34(5): 1018-1022. [HE Lianhua, ZHANG Hui, LIU Jihua, et al. Chemical separation method for MC-ICP-MS determination of Nd isotopes in marine sediment[J]. *Mineral Resources and Geology*, 2020, 34(5): 1018-1022.]
- [38] Tanaka T, Togashi S, Kamioka H, et al. JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium[J]. *Chemical Geology*, 2000, 168(3-4): 279-281.
- [39] Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 67(2): 137-150.
- [40] Pahnke K, Goldstein S L, Hemming S R. Abrupt changes in Antarctic Intermediate Water circulation over the past 25, 000 years[J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1(12): 870-874.
- [41] 何州天. MIS 7 期以来赤道西印度洋沉积物特征及其对物源和古环境的指示意义[D]. 自然资源部第一海洋研究所硕士学位论文, 2023. [HE Zhoutian. Characteristics of sediments in the equatorial western Indian Ocean since MIS 7 and implications for sediment sources and paleoenvironment[D]. Master Dissertation of the First Institute of Oceanography, MNR, 2023.]
- [42] McLennan S M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2001, 2(4): 2000GC000109.
- [43] Boström K. Origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments[M]//Hsü K J, Jenkyns H C. *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*. Oxford: Blackwell Scientific, 1974: 401-401.
- [44] Qiu Z Y, Fan W J, Han X Q, et al. Distribution, speciation and mobility of metals in sediments of the Tianxiu hydrothermal field, Carlsberg Ridge, Northwest Indian Ocean[J]. *Journal of Marine Systems*, 2023, 237: 103826.
- [45] Qiu Z Y, Han X Q, Li M, et al. The temporal variability of hydrothermal activity of Wocan hydrothermal field, Carlsberg Ridge, northwest Indian Ocean[J]. *Ore Geology Reviews*, 2021, 132: 103999.
- [46] Goswami V, Singh S K, Bhushan R, et al. Temporal variations in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  in sediments of the southeastern Arabian Sea: impact of monsoon and surface water circulation[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, 13(1): Q01001.
- [47] Kohfeld K E, Harrison S P. DIRTMAP: the geological record of dust[J]. *Earth-Science Reviews*, 2001, 54(1-3): 81-114.
- [48] Mahowald N M, Muhs D R, Levis S, et al. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2006, 111(D10): D10202.
- [49] Halliday A N, Davidson J P, Holden P, et al. Metalliferous sediments and the scavenging residence time of Nd near hydrothermal vents[J]. *Geophysical Research Letters*, 1992, 19(8): 761-764.
- [50] Lacan F, Jeandel C. Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 186(3-4): 497-512.
- [51] Tachikawa K, Athias V, Jeandel C. Neodymium budget in the modern ocean and paleo-oceanographic implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C8): 3254.
- [52] Rutberg R L, Hemming S R, Goldstein S L. Reduced North Atlantic Deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios[J]. *Nature*, 2000, 405(6789): 935-938.
- [53] Johnson G C, Musgrave D L, Warren B A, et al. Flow of bottom and deep water in the Amirante Passage and Mascarene Basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C13): 30973-30984.