

25 ka 以来印尼穿越流温跃层变化及其驱动机制

刘磊^{1,2}, 张鹏^{1,2*}

(1. 西北大学地质学系, 陕西 西安 710069;

2. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069)

摘要: 印尼穿越流 (Indonesian Throughflow, ITF) 调控着西太平洋和印度洋间热量和淡水的交换, 在低纬度乃至全球气候变化中扮演重要的角色。已有研究表明, 印尼穿越流的传输主要发生在温跃层, 然而, 关于其演变历史及驱动机制尚缺乏探讨。本研究以印尼穿越流主要入口——望加锡海峡 SO18526 站的岩芯为研究材料, 通过对浮游有孔虫温跃层栖息种 *Pulleniatina obliquiloculata* 壳体进行稳定氧同位素和镁钙比值分析, 恢复了过去 25 ka 以来该站温跃层海水温盐和温跃层深度的演变历史, 并对比了新获得的温跃层记录与已发表的古海洋和古气候记录。研究表明, 在冰期-间冰期旋回中 SO18526 站的温跃层海水温盐和温跃层深度变化受类厄尔尼诺-南方涛动气候态的状态调控; 约 8.5 ka 以来, SO18526 站温跃层海水温度和盐度的降低、温跃层深度的变浅可归因于区域降雨的增加以及巽他陆架的淹没。

关键词: 印尼穿越流; 望加锡海峡; 温跃层海水温度; 温跃层海水盐度; 温跃层深度

中图分类号: P736

文献标志码: A

文章编号: 1671-6647(xxxx)xx-xxxx-13

doi: 10.12362/j.issn.1671-6647.20240223

引用格式: 刘磊, 张鹏, xxxx. 25 ka 以来印尼穿越流温跃层变化及其驱动机制[J]. 海洋科学进展, x(x): xx-xx.

LIU L, ZHANG P, xxxx. Variations in the Indonesian throughflow thermocline and its forcing mechanism since 25 ka[J].

Advances in Marine Science, x(x): xx-xx.

印度洋-太平洋暖池作为全球最大的暖水聚集区, 其年均表层海水温度高于 28 °C (Visser et al, 2003; Gallagher et al, 2024)。该区域作为全球中高纬地区主要的热量和水汽源区, 不仅具有强烈的海气交互作用 (Pierrehumbert, 2000), 还发育了全球温盐环流位于低纬度海区的关键组成部分——印尼穿越流 (Oppo et al, 2010), 继而可通过“大气桥梁”和“海洋隧道”影响全球气候。因此, 探讨印尼穿越流的变化是印度洋-太平洋暖池研究的重要课题之一。

印尼穿越流的动力来源为西太平洋与东印度洋间的表层海水压力梯度 (Wyrki et al, 1987), 其作为太平洋和印度洋间水体交换的唯一通道, 直接调控着这两个大洋间的热量和淡水收支, 进而影响着印度洋-太平洋暖池的发育和演化 (Lee et al, 2002; Gordon, 2005; Du et al, 2023)。印尼穿越流将大约 10~15 Sv (1 Sv=10⁶ m³/s) 的暖水从西太平洋输送到东印度洋 (Godfrey, 1996; Vranes et al, 2002)。由于这些水体主要来源于北太平洋温跃层, 因此, 印尼穿越流的传输也主要发生在温跃层 (Lu et al, 1995; Gordon et al, 2010)。印尼穿越流经望加锡海峡进入印度尼西亚海后, 分别从龙目海峡、翁拜海峡和帝汶海峡流出, 并汇入印度洋 (Sprintall et al, 2009; Linsley et al, 2010)。在此过程中, 厄尔尼诺-南方涛动、东亚季风以及澳洲季风等低纬度海气过程均会对其温跃层产生显著影响 (Gagan et al, 2004; Oppo et al, 2010; Wang et al, 2012; Zhang et al, 2021)。与此同时, 由于印尼穿越流的海道由分布于印度

收稿日期: 2024-02-23

资助项目: 崂山实验室科技创新项目 (LSKJ202204200); 陕西高校青年创新团队“深时地球气候研究团队”项目

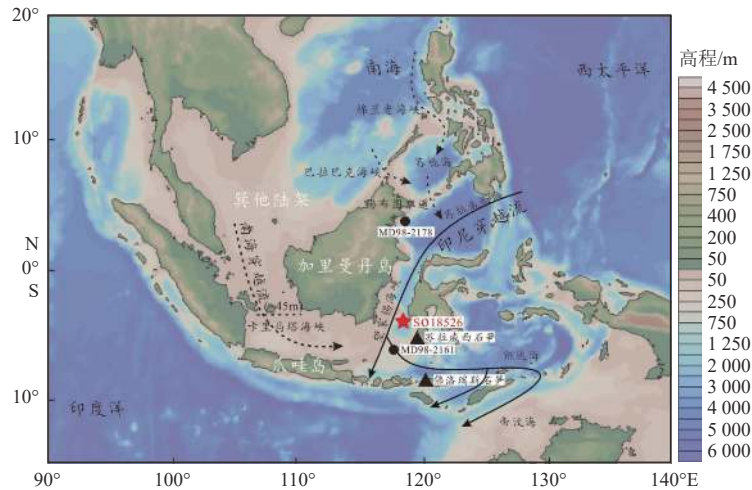
作者简介: 刘磊 (1998—), 男, 硕士研究生, 主要从事微体古生物学研究. E-mail: liulei43@gmail.com

*通信作者: 张鹏 (1987—), 男, 副教授, 博士, 博士生导师, 主要从事古海洋学和第四纪地质学研究。

E-mail: zp13@foxmail.com

(陈靖 编辑)

尼西亚的一系列海岛构成,海平面的升降势必会改变其宽度与深度,进而也影响印尼穿越流的温跃层(DiNezio et al, 2016)。目前,有关印尼穿越流的研究多聚焦于解析其现代过程及影响因素(Gordon et al, 2010; 李淑江等, 2021),而鲜有涉及其历史演变及驱动机制;此外,为数不多的印尼穿越流古海洋学研究又多关注于印尼穿越流表层水体变化(Linsley et al, 2010; Pei et al, 2021; Matsuzaki et al, 2023),很少讨论相对于表层水体变化更加明显的温跃层水体变化(Dang et al, 2012; Xu et al, 2010),究其原因可归咎于缺乏位于印尼穿越流核心区——望加锡海峡处的温跃层记录。鉴于此,本研究使用望加锡海峡 SO18526 站的岩芯样品(图 1),分析了 25 ka 以来印尼穿越流温跃层的变化,并通过与区域降雨、类厄尔尼诺-南方涛动以及海平面等记录进行对比,探讨了其驱动机制。



★ SO18526 站所在位置 ▲ 佛洛瑞斯石笋和苏拉威西石笋所在位置 ● MD98-2161 站和 MD98-2178 站所在位置
— 为印尼穿越流 - - - 为南海穿越流

注: 印尼穿越流和南海穿越流流向、卡里马塔海峡深度数据引自 Gordon 等(2012)。

图 1 研究区地理位置及洋流分布

Fig. 1 Geographical location and ocean current distribution of the study area

1 区域背景

SO18526 站(118°10'12"E, 3°37'12"S)位于印尼穿越流主要入口——望加锡海峡,该区域的年均温跃层海水温度和盐度均显著低于西太平洋的值(Gordon et al, 2005),原因可归于受潮汐、风等因素的影响,上部水体发生了强烈的垂向混合(Sprintall et al, 2014)。现代水文数据(来源于 <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/CARTON-GIESE/SODA/v2p1p6> 和 <http://cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices>)显示,望加锡海峡处的温跃层海水温盐变化和温跃层深度变化(通常利用表层和温跃层海水温度差值来指示,差值变大表明温跃层变浅,反之亦然)与厄尔尼诺-南方涛动现象密切相关(图 2)。

南方涛动指数一般利用太平洋塔西提岛与澳大利亚达尔文两地的海平面气压异常值来表示,当南方涛动指数为负值时,指示厄尔尼诺事件出现;反之,当南方涛动指数为正值时,则表明拉尼娜事件来临。过去 20 多年间,SO18526 站的温跃层海水温盐和温跃层深度变化与南方涛动指数具有较好的相关性(图 2),可能反映了该站的温跃层海水温盐和温跃层深度变化受厄尔尼诺-南方涛动现象影响。具体而言,当厄尔尼诺事件出现时(如 1982—1983 年和 1997—1998 年),SO18526 站温跃层海水温度、盐度降低,温跃层变浅;当拉尼娜事件出现时(如 2007—2008 年),SO18526 站温跃层海水温度、盐度升高,温跃层变深(图 2)。

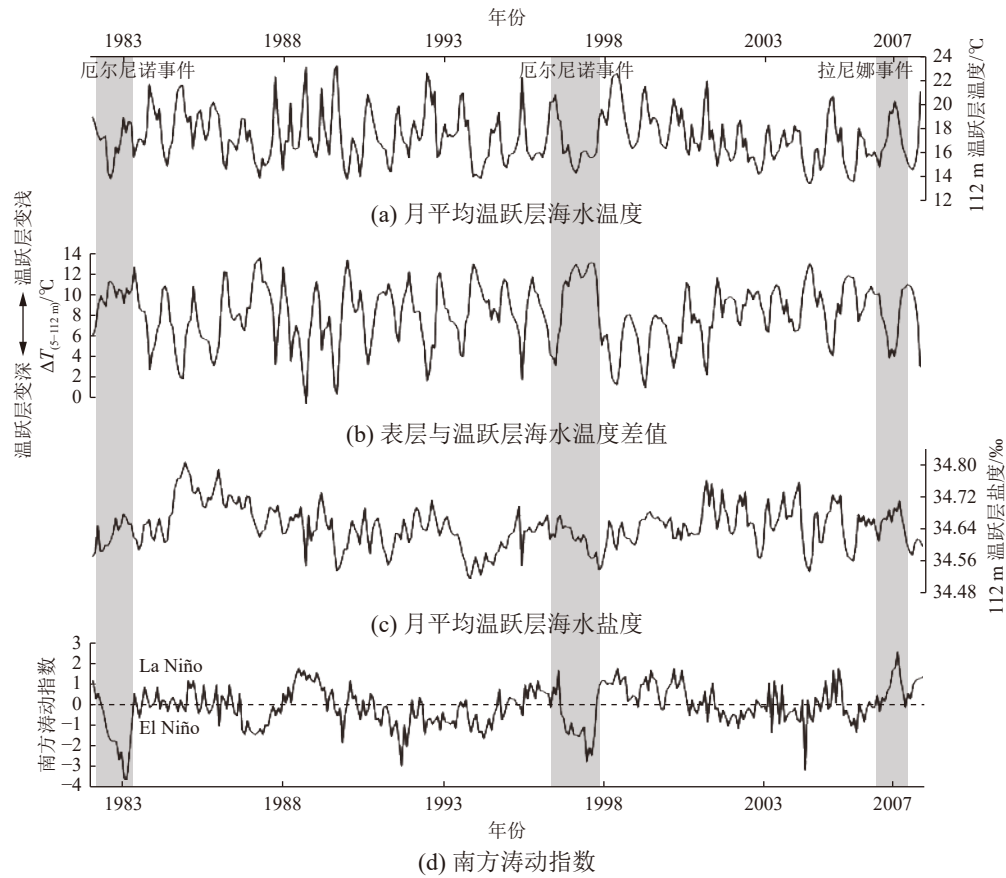


图 2 1982—2008 年 SO18526 站月平均温跃层海水温盐、表层与温跃层海水温度差值与南方涛动指数对比

Fig. 2 Comparison of monthly averaged thermocline seawater temperature and salinity and temperature gradient between surface and thermocline with Southern Oscillation index at Core SO18526 during 1982—2008

2 材料与方法

本研究使用了德国“太阳号”科考船在 2011 年执行第 217 航次期间于印尼穿越流的主要入口——望加锡海峡 SO18526 站(水深 1 524 m)钻取的岩芯样品(Kuhnt et al, 2011)。该岩芯全长 9.3 m, 主要由钙质超微软泥和黏土组成, 含有丰富且保存良好的浮游有孔虫壳体(Schröder et al, 2018)。基于 11 个 AMS¹⁴C 测年数据所建立的高精度年代地层框架显示, 该岩芯记录了 25 ka 以来印尼穿越流的水文演变历史(Schröder et al, 2018)。本研究以 10 cm 为间距对该岩芯进行采样, 共计获得 93 个沉积物样品。这些样品的前处理工作在德国基尔大学地球科学系完成。首先, 将这些沉积物样品放入烧杯, 置于 40 °C 的烘箱中烘干后, 加入适量的超纯水和质量浓度为 3% 的过氧化氢使其完全散开。之后, 将散开的样品倒入孔径为 63 μm 的湿筛中进行冲洗, 收集大于 63 μm 的组分, 并烘干筛分为大于 63 μm 小于 150 μm、大于 150 μm 小于 250 μm、大于 250 μm 小于 315 μm 以及 >315 μm 四个粒径组分。从粒径为 250~315 μm 的组分中挑选 40 枚 *Pulleniatina obliquiloculata* 壳体, 该浮游有孔虫在印尼穿越流区为温跃层栖息种, 生活水深约为 75~125 m, 其壳体记录了年均水文信号(Zhang et al, 2016, 2019)。在显微镜下用玻璃板将挑选的 *P. obliquiloculata* 壳体压碎, 并均分为 3 份, 其中 2 份用于 Mg/Ca 比值分析, 1 份用于稳定氧碳同位素分析。

2.1 浮游有孔虫壳体 Mg/Ca 比值分析

采用 Barker 等(2003)、Martin 等(2002)和 Rosenthal 等(1997)的方法对 *P. obliquiloculata* 壳体进行清洗, 具体清洗步骤如下: ①加入甲醇去除壳体中可能含有的黏土; ②加入由联氨、氨水和柠檬酸氨配制而成的还原剂去除壳体中可能含有的铁锰氧化物; ③加入由 NaOH 和 H₂O₂ 配制而成的氧化剂去除壳体中可能含有的有机质。清洗完毕后的样品在德国基尔大学地球科学系进行 Mg/Ca 比值分析, 所使用的仪器为电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)。10 个重复样品的 Mg/Ca 测试结果显示 SO18526 站 *P. obliquiloculata* 壳体 Mg/Ca 比值的再现性为±0.08 mmol/mol。本次研究利用 Anand 等(2003)的 350~500 μm 粒径特定种关系式将 *P. obliquiloculata* 壳体的 Mg/Ca 比值转换为温跃层海水温度 θ_{TT} (Thermocline Seawater Temperature, TT), 转换方程为: $\theta_{TT} = \ln(\text{Mg/Ca}/0.328)/0.09$ 。

2.2 浮游有孔虫壳体稳定氧碳同位素分析与剩余海水 $\delta^{18}\text{O}$ 计算

P. obliquiloculata 壳体的稳定氧碳同位素分析在德国基尔大学莱布尼兹实验室完成。在进行稳定氧碳同位素分析前, *P. obliquiloculata* 壳体被放入无水乙醇中进行超声清洗, 以去除壳体中可能含有的有机质。之后, 利用配备有 Kiel IV 碳酸盐装置的 MAT 253 稳定同位素比质谱仪进行测试, 测试精度优于±0.09‰。10 个重复样品的稳定氧同位素测试结果显示, SO18526 站 *P. obliquiloculata* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 的再现性为±0.11‰。

由于有孔虫壳体的氧同位素组成受控于其形成时周围海水的温度和氧同位素, 故可通过有孔虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Mg/Ca 温度来估算过去海水的氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) (Bemis et al, 1998; LeGrande et al, 2006; Elderfield et al, 2010)。本研究利用 *P. obliquiloculata* 壳体 Mg/Ca 温度和 $\delta^{18}\text{O}$ 来计算 SO18526 站温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, 所使用的关系式(Bemis et al, 1998)为:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} = 0.27 + (T - 16.5 + 4.8 \times \delta^{18}\text{O}) / 4.8, \quad (1)$$

式中: T 为有孔虫壳体 Mg/Ca 温度, $\delta^{18}\text{O}$ 为有孔虫壳体稳定氧同位素组成, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 为海水的氧同位素组成。

之后, 对其进行了冰量校正(Waelbroeck et al, 2002)。由于 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 主要受全球冰量和当地海水盐度的影响(Fairbanks et al, 1997; Gibbons et al, 2014), 因此冰量校正后的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$) 可用来指示当地海水盐度变化。这样, SO18526 站温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 便可用来指示该站温跃层海水盐度的变化, 这也与前人的研究一致, 即 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 可以用来指示印尼穿越流区的海水盐度变化(Holbourn et al, 2011)。

3 结 果

3.1 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 变化

SO18526 站 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围为-2.67‰~0.46‰, 呈现出明显的冰期-间冰期涛动(图 3a); 其最大变化振幅约为 3‰, 远高于全球冰量变化值(约为 1‰)(Waelbroeck et al, 2002)。冰期时, *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 较重(平均值约为 0.21‰)且变化平缓, 约从 15 ka 前开始 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 开始逐步变轻, 直至全新世(图 3a)。全新世 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}\text{O}$ 较轻(平均值约为-2.13‰), 其先呈现出轻微的变重, 约从 2 ka 前开始再次变轻(图 3a)。

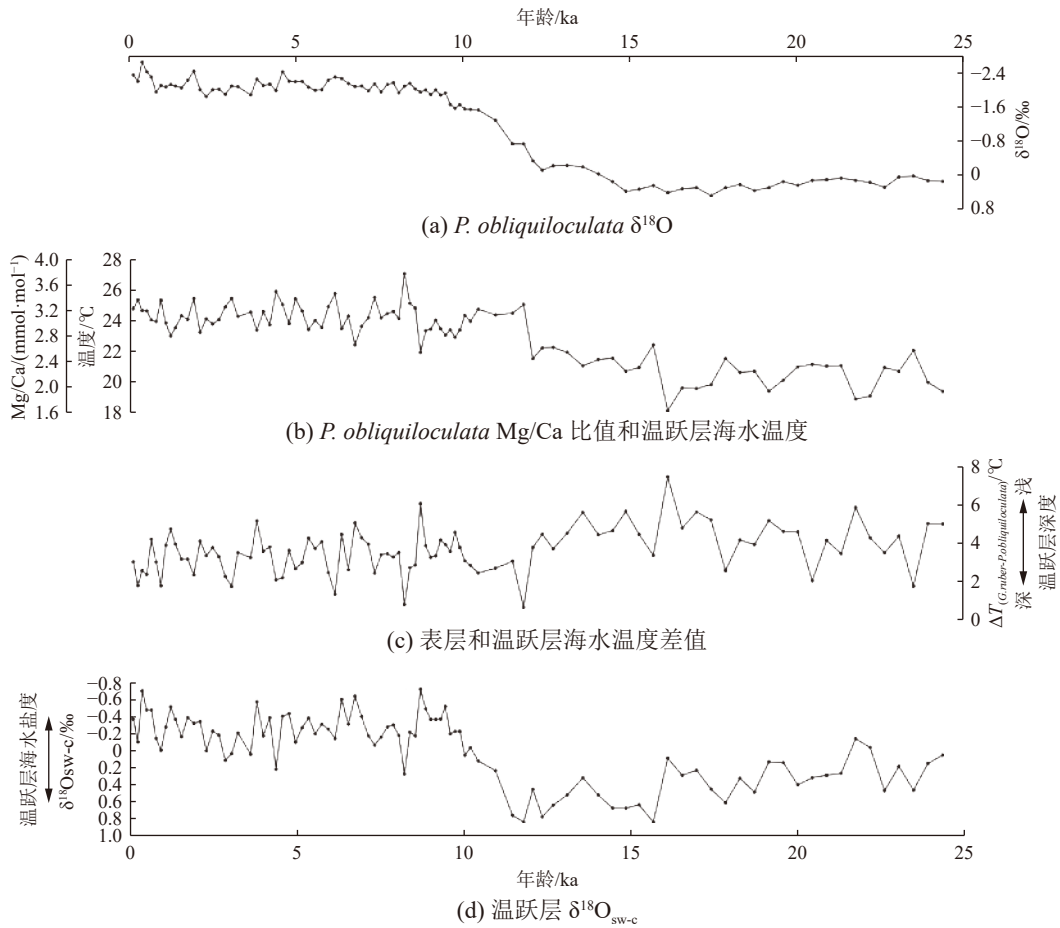


图 3 SO18526 站古海洋学记录

Fig. 3 Proxy records from Core SO18526

3.2 SO18526 站温跃层海水温度和温跃层深度变化

SO18526 站 *P. obliquiloculata* Mg/Ca 的平均值为 2.67 mmol/mol, 变化范围为 1.69~3.75 mmol/mol, 对应的温跃层海水温度变化范围为 18.2~27.1 °C (图 3b)。温跃层海水温度的大范围变化可归因于强烈的冰期-间冰期对比, 冰期时 Mg/Ca 平均值为 2.07 mmol/mol, 对应温跃层海水温度为 20.5 °C; 间冰期时 Mg/Ca 平均值为 2.93 mmol/mol, 对应温跃层海水温度为 24.3 °C。值得注意的是, 相较于 *P. obliquiloculata* $\delta^{18}O$ 在距今约 15 ka 时开始快速变轻, 温跃层海水温度开始显著上升则出现在约 17 ka 前。此外, 当温跃层海水温度显著升温结束后约 2 ka, *P. obliquiloculata* $\delta^{18}O$ 的快速变轻才停止 (图 3b)。上述现象可能指示了 SO18526 站的温跃层海水温度变化要领先于高纬冰量变化, 说明其可能并不受高纬影响, 而是主要受低纬海气因素驱动。在距今约 8.5 ka 之后, 温跃层海水温度开始逐步缓慢降低 (图 3b)。全新世以来 SO18526 站温跃层海水温度的平均值约为 24.2 °C, 接近于该站的现代年均温跃层海水温度 23.4 °C (Locarnini et al, 2013)。

表层海水温度和温跃层海水温度的差值 (ΔT) 可用来指示温跃层深度的变化, ΔT 变大时表明温跃层变浅, 变小时则表明温跃层变深 (Xu et al, 2008; Dang et al, 2012; Sagawa et al, 2012)。本研究将新获得的 SO18526 站温跃层温度数据与已发表文章中的表层温度数据 (Schröder et al, 2018) 结合, 重建了 25 ka 以来 SO18526 站的温跃层深度变化 (图 3c)。可以看到, 间冰期 SO18526 站的温

跃层深度相比于冰期明显变深(图 3c)。然而, 约从 8.5 ka 前开始该站的温跃层开始逐渐浅化(图 3c)。

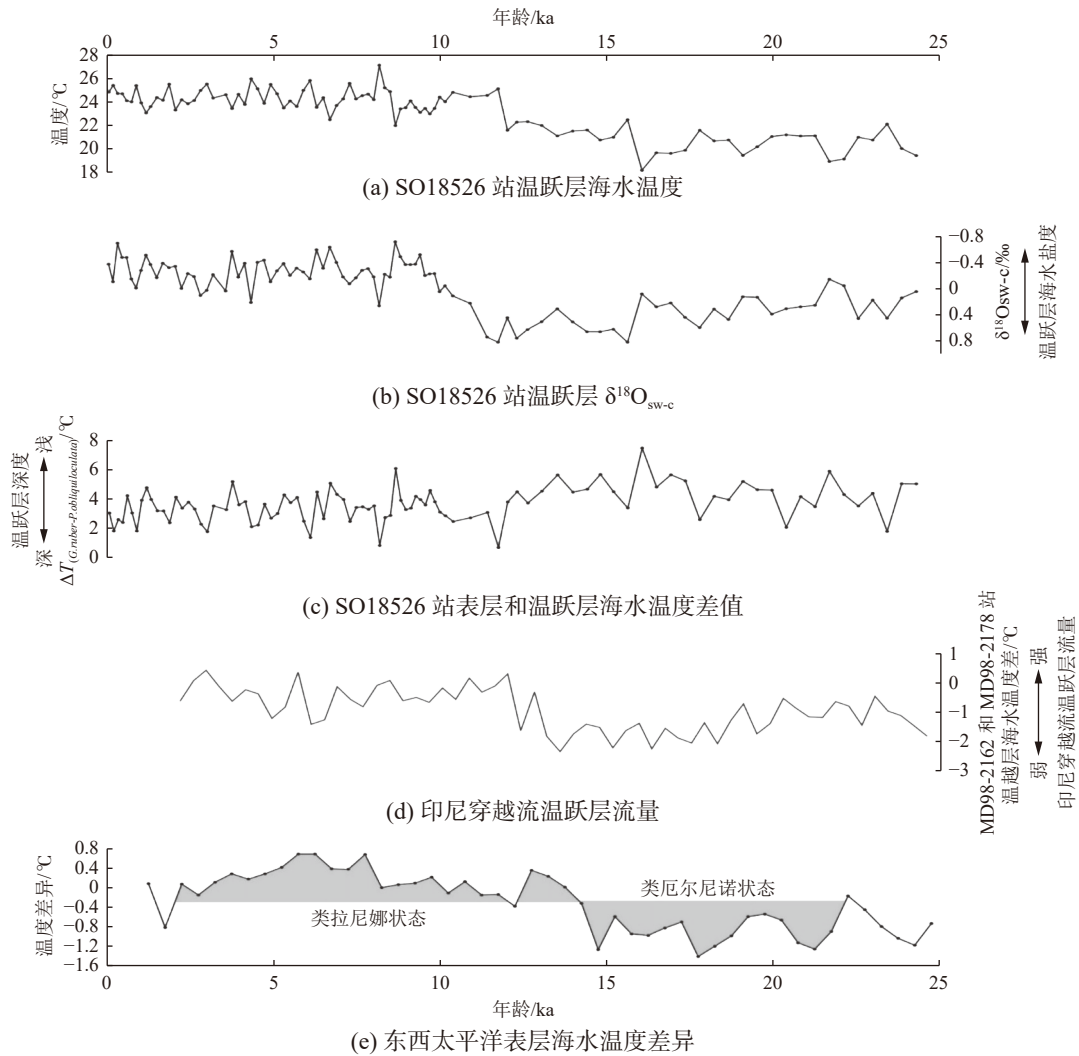
3.3 SO18526 站温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 变化

SO18526 站温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 具有明显的冰期-间冰期涛动, 冰期时温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 值高, 指示温跃层海水盐度增加; 间冰期时, 温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 值低, 表明温跃层海水盐度降低(图 3d)。从 25 ka 前开始, 温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 值逐渐增大, 并在距今约 12 ka 时达到最高值(图 3d)。之后, 温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 值开始快速降低, 并在全新世时趋于稳定(图 3d)。然而, 约从 8.5 ka 前开始, 温跃层 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-c}}$ 值仍出现了小幅度降低(图 3d)。

4 讨论

4.1 冰期-间冰期旋回中印尼穿越流温跃层变化及影响因素

25ka 以来, SO18526 站的温跃层海水温盐和温跃层深度变化, 均出现了显著的冰期-间冰期波动(图 4a~图 4c)。冰期时, 该站的温跃层海水温度低、盐度高, 温跃层深度浅; 间冰期时温跃层海水温度高、盐度低, 温跃层深度深(图 4a~图 4c)。与此同时, 基于 MD98-2 178 和 MD98-2 161 站温跃层海水温度差值重建的印尼穿越流温跃层的流量变化也呈现出了冰期-间冰期涛动, 冰期时流量降低, 间冰期时流量高(Fan et al, 2018)(图 4d)。温跃层海水温度的这种冰期-间冰期波动可归因于冰期-间冰期全球气温的变化, 冰期时全球气温降低, SO18526 站的温跃层海水变冷; 间冰期时全球气温上升, SO18526 站的温跃层海水变暖(图 4a)。但对于温跃层海水盐度、温跃层深度和温跃层流量而言, 却很难用该现象来解释。因此, 可能存在其他因素在调控 SO18526 站的温跃层海水温盐和温跃层深度, 以及印尼穿越流温跃层流量的冰期-间冰期变化。现代海洋学研究表明, 印尼穿越流温跃层的变化与厄尔尼诺-南方涛动现象密切相关(Oppo et al, 2010; Sprintall et al, 2014)。厄尔尼诺事件出现时, 西太平洋表层水体的东向移动会诱发盐度较低的南海表层水穿过锡布图海峡进入苏拉威西海, 并在印尼穿越流的主要入口——望加锡海峡北部形成一个深度约为 100 m 的“淡水塞”, 该“淡水塞”会阻止西太平洋的上部水体进入印尼穿越流区(Gordon et al, 2012)。由于印尼穿越流区的温跃层海水温度和盐度均低于西太平洋(Gordon et al, 2005), 这时就会出现印尼穿越流区的温跃层海水温度和盐度降低, 温跃层深度变浅, 温跃层流量降低。拉尼娜事件出现时, 东太平洋表层水体的西向移动会阻碍较淡的南海表层水穿过锡布图海峡, 导致望加锡海峡北部的“淡水塞”消失(Gordon et al, 2012)。这时, 西太平洋上部水体就会顺利进入印尼穿越流区, 导致印尼穿越流区温跃层海水温度和盐度升高, 温跃层深度变深, 温跃层流量增强(Gordon et al, 2012)。上述发现也得到了 SO18526 站现代水文记录的支持(图 2)。因此, 我们推断 SO18526 站的温跃层海水温盐和温跃层深度, 以及印尼穿越流温跃层流量在冰期-间冰期的变化可能与类厄尔尼诺-南方涛动气候态的状态有关, 即: 类厄尔尼诺状态出现时, SO18526 站的温跃层海水温度和盐度降低, 温跃层深度变浅, 印尼穿越流温跃层流量降低; 类拉尼娜状态出现时, SO18526 站的温跃层海水温度和盐度升高, 温跃层深度变深, 印尼穿越流温跃层流量增强。



注: 印尼穿越流温跃层流量数据引自 Fan 等(2018)、东西太平洋表层海水温度差异数据引自 Koutavas 等(2012)

图 4 SO18526 站温跃层记录与区域古海洋古气候记录冰期-间冰期对比

Fig. 4 Comparison of thermocline proxy records with other paleorecords on glacial-interglacial timescale

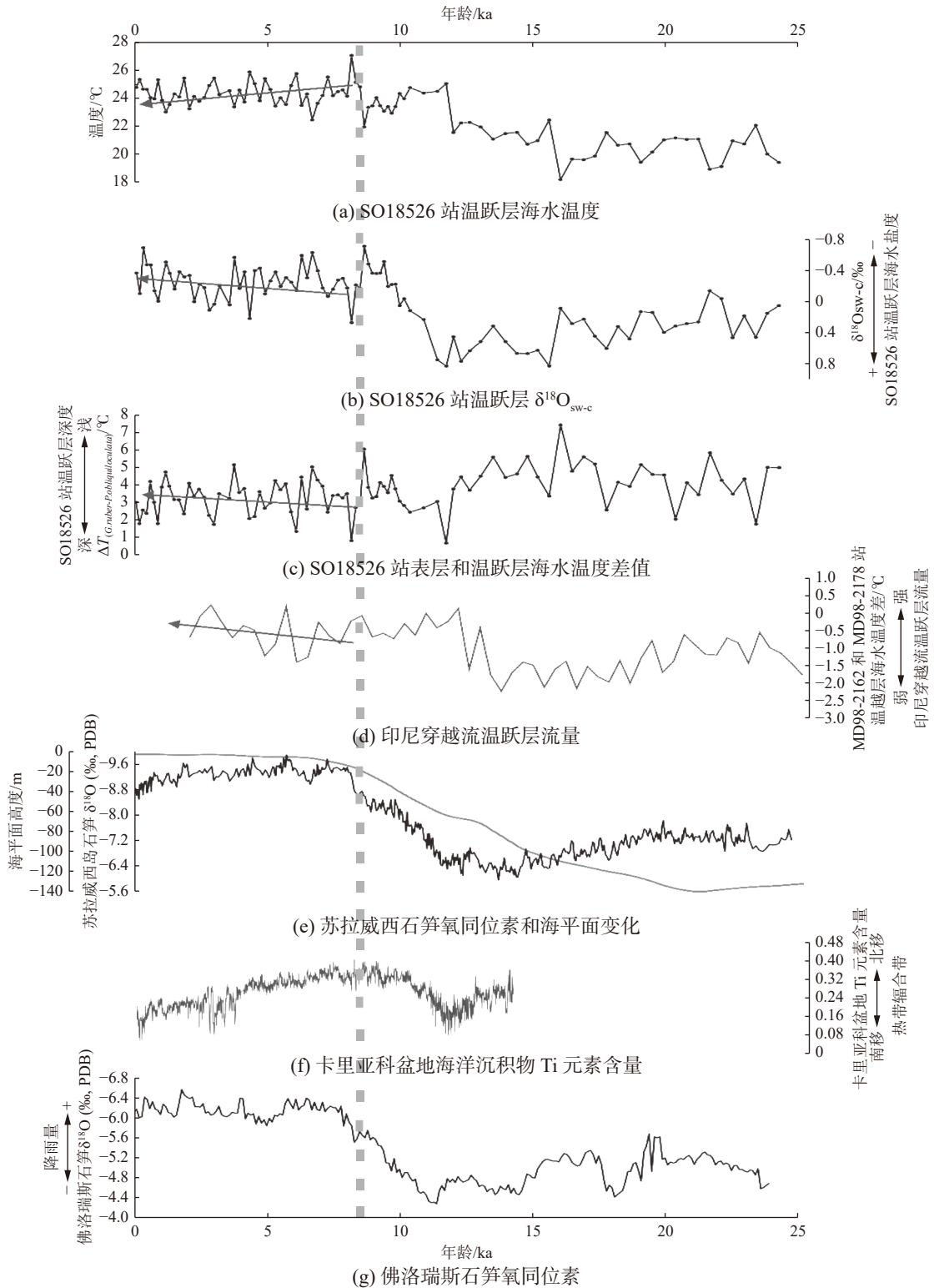
现代水文观测显示, 在正常情况下, 西太平洋表层海水温度要高于东太平洋。当厄尔尼诺事件出现时, 弱化的东北信风将触发西太平洋的表层暖水向东太平洋转移, 造成东西太平洋间表层海水温度差异减小; 当拉尼娜事件出现时, 强化的东北信风则会将东太平洋的表层水体推向西太平洋, 导致东西太平洋间表层海水温度差异增大(Cane, 1998)。据此原理, 先前的许多古海洋学研究利用过去东西太平洋表层海水温度的差异来指示类厄尔尼诺-南方涛动气候态的状态; 当差异增大时, 表明类拉尼娜状态出现; 当差异减小时, 指示类厄尔尼诺-南方涛动气候态的状态为类厄尔尼诺状态(Koutavas et al, 2002; Brierley et al, 2009; Fan et al, 2013)。Koutavas 等(2012)利用东西太平洋多个表层海水温度记录平均值的差值重建了过去 3 万年来类厄尔尼诺-南方涛动气候态的状态变化(图 4e)。该重建结果显示, 类厄尔尼诺-南方涛动气候态的状态在冰期时为类厄尔尼诺状态, 在间冰期时为类拉尼娜状态。这证实了我们的推测, 即: 冰期时, SO18526 站的温跃层海水温度降低, 温跃层深度变浅, 印尼穿越流温跃层流量降低, 可归因于类厄尔尼诺状态的出现; 间冰期时, SO18526 站的温跃层海水温度升高, 温跃层深度变深, 印尼穿越流温跃层流量增加, 可能受类拉尼娜状态的影响

(图 4)。然而值得注意的是,“淡水塞”原理并不能解释 SO18526 站温跃层海水盐度的冰期-间冰期变化。可以看到,冰期(间冰期)类厄尔尼诺-南方涛动气候态的状态为类厄尔尼诺状态(类拉尼娜状态)时,望加锡海峡北部“淡水塞”的出现(消失),并未造成 SO18526 站温跃层海水盐度降低(升高)(图 4b 和图 4e)。有研究显示,当类厄尔尼诺状态出现时,印尼穿越流区的降雨将会减少,表层海水盐度将会升高;反之,当类拉尼娜状态出现时,印尼穿越流区的降雨将会增加,表层海水盐度将会降低(Zhang et al, 2021)。此外,也有研究显示,印尼穿越流区上部水体强烈的垂向混合作用会将表层海水的盐度信号传递到温跃层(Zhang et al, 2018, 2021)。这样,冰期时类厄尔尼诺状态的出现,会导致 SO18526 站温跃层海水盐度升高;间冰期时类拉尼娜状态的出现,会引发 SO18526 站温跃层海水变淡(图 4b 和图 4e)。在以往的研究中,Fan 等(2018)也指出了类厄尔尼诺-南方涛动气候的状态对冰期-间冰期旋回中印尼穿越流温跃层的变化具有重要调控作用,这进一步支持了上述结果。

4.2 约 8.5 ka 以来印尼穿越流温跃层变化及驱动机制

约 8.5 ka 以来,SO18526 站的温跃层海水温度和盐度逐渐降低,温跃层深度逐渐变浅,印尼穿越流温跃层流量逐渐增强(图 5a~图 5d)。该现象的出现可能反映在距今约 8.5 ka 时发生了一些特殊的气候事件,从而造成了印尼穿越流温跃层的这一阶段性变化。通过将苏拉威西石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与区域海平面记录进行对比,Krause 等(2019)提出,苏拉威西石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值在距今约 8.5 ka 时的快速贫化,可能受海平面上升造成的巽他陆架由出露状态转化为被淹没状态影响(图 5e)。我们认为,约 8.5 ka 以来 SO18526 站的温跃层海水温度和盐度逐渐降低、温跃层深度逐渐变浅、印尼穿越流温跃层流量逐渐增强可能也与该现象有关。现代海洋学研究表明,东亚冬季风增强时,较淡的南海表层水会被南海穿越流运送至望加锡海峡南部形成“淡水塞”,从而造成印尼穿越流暖而咸的表层流被抑制,冷而淡的温跃层流增强(Gordon et al, 2003)。这时,印尼穿越流区的温跃层海水温度和盐度降低,温跃层深度变浅,温跃层流量增加(Ffield et al, 2000; Gordon et al, 2005)。类似于上述现代海洋学研究结果,距今约 8.5 ka 时,巽他陆架由出露状态转化为被淹没状态所造成的南海和印度尼西亚海贯通,同样会诱发南海穿越流,从而将较淡的南海表层水运送至望加锡海峡南部形成“淡水塞”。在该“淡水塞”的作用下,距今约 8.5 ka 之后,SO18526 站的温跃层海水温度和盐度开始逐渐降低,温跃层深度开始逐渐变浅,印尼穿越流温跃层流量开始逐渐增强(图 5a~图 5d)。

然而值得注意的是,一项最新的观测研究显示,来自南海表层(南海穿越流)的淡水的盐度并未低至可以充分淡化望加锡海峡南部的表层海水从而形成“淡水塞”,它的主要作用是将从加里曼丹岛排放至爪哇海的淡水运送至望加锡海峡南部从而形成“淡水塞”,因此望加锡海峡南部“淡水塞”的形成应该受南海穿越流和印尼海区降雨的共同影响(Lee et al, 2019)。卡里亚科盆地海洋沉积物 Ti 含量记录被用来指示热带辐合带的纬向迁移(Haug et al, 2001),可以看到,在距今约 8.5 ka 之后,热带辐合带向南半球移动,这势必会造成加里曼丹岛乃至印尼海区的降雨增加(图 5f)。与此同时,佛洛瑞斯石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值也在距今约 8.5 ka 之后逐渐贫化(图 5g),进一步支持了上述情形(Griffiths et al, 2009)。这样,距今约 8.5 ka 之后将会有更多的淡水从加里曼丹岛流入爪哇海,这些淡水又被发育的南海穿越流运送至望加锡海峡南部,从而形成“淡水塞”。综上所述,距今约 8.5 ka 之后,SO18526 站温跃层海水温度和盐度的降低、温跃层深度的变浅,印尼穿越流温跃层流量的增强,可能受海平面上升所致的巽他陆架淹没和热带辐合带南移所致的加里曼丹岛降雨增强影响。



注: 印尼穿越流温跃层流量数据引自 Fan 等(2018)、苏拉威西石笋氧同位素数据引自 Krause 等(2019)、海平面数据引自 Jessica 等(2013)、卡里亚科盆地海洋沉积物 Ti 元素含量数据引自 Haug 等(2001)、佛洛瑞斯石笋氧同位素数据引自 Griffiths 等(2009)。

图 5 约 8.5 ka 以来 SO18526 站温跃层记录与区域古海洋古气候记录对比
 Fig. 5 Comparison of thermocline proxy records with other paleorecords since ~8.5 ka

5 结 论

通过对望加锡海峡 SO18526 站岩芯样品中的浮游有孔虫温跃层栖息种(*P. obliquiloculata*)壳体进行稳定氧同位素和 Mg/Ca 比值测定, 分析了过去 25 ka 以来该站温跃层海水温度、盐度和温跃层深度的变化, 并进一步与已发表的区域降雨、类厄尔尼诺-南方涛动以及海平面等记录进行了对比, 结论如下。

1) 冰期时, 类厄尔尼诺状态的出现造成 SO18526 站的温跃层海水温度降低、盐度升高, 温跃层深度变浅, 印尼穿越流温跃层流量降低; 间冰期时, 类拉尼娜状态出现则导致 SO18526 站的温跃层海水温度升高、盐度降低, 温跃层深度变深, 印尼穿越流温跃层流量增加。

2) 海平面上升所导致的巽他陆架由出露状态转化为被淹没状态以及热带辐合带南移所导致的加里曼丹岛降雨增强, 是约 8.5 ka 以来 SO18526 站温跃层海水温度和盐度降低, 温跃层深度变浅, 印尼穿越流温跃层流量降低的主要诱因。

致谢: 感谢德国基尔大学 Ann Holbourn 教授和 Wolfgang Kuhnt 教授提供样品并在分析测试方面给予支持; 感谢德国“太阳号”科考船在执行第 217 航次期间, 全体成员为样品采集所付出的努力。

参考文献 (References):

- 李淑江, 徐腾飞, 孙俊川, 等, 2021. 卡里马塔海峡贯穿流与印尼贯穿流的相互作用[J]. *海洋科学进展*, 39(2): 197-209. LI S J, XU T F, SUN J C, et al, 2021. The interaction between the Karimata Strait Throughflow and the Indonesian Throughflow[J]. *Advance in Marine Science*, 39(2): 197-209.
- ANAND P, ELDERFIELD H, CONTE M H, 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series[J]. *Paleoceanography*, 18(2): PA1050.
- BARKER S, GREAVES M, ELDERFIELD H, 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9): PA8407.
- BEMIS B E, SPERO H J, BIJMA J, et al, 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: experimental results and revised paleotemperature equations[J]. *Paleoceanography*, 13(2): 150-160.
- BRIERLEY C M, FEDOROVA V, LIU Z, et al, 2009. Greatly expanded tropical warm pool and weakened Hadley circulation in the Early Pliocene[J]. *Science*, 323(5922): 1714-1718.
- CANE M A, 1998. A role for the tropical Pacific[J]. *Science*, 282(5386): 59-61.
- DANG H, JIAN Z, BASSINOT E, et al, 2012. Decoupled Holocene variability in surface and thermocline water temperatures of the Indo-Pacific Warm Pool[J]. *Geophysical Research Letters*, 39(1): L01701.
- DINEZIO P N, TIMMERMANN A, TIERNEY J E, et al, 2016. The climate response of the Indo-Pacific warm pool to glacial sea level[J]. *Paleoceanography*, 31(6): 866-894.
- DU YAN, WANG F, WANG T, et al, 2023. Multi-scale ocean dynamical processes in the Indo-Pacific Convergence Zone and their climatic and ecological effects[J]. *Earth-Science Reviews*, 237(3): PA104313.
- ELDERFIELD H, GREAVES M, BARKER S, et al, 2010. A record of bottom water temperature and seawater ^{18}O for the Southern Ocean over the past 440 kyr based on Mg/Ca of benthic foraminiferal *Uvigerina*[J]. *Quaternary Science Reviews*, 29(1): 160-169.
- FAIRBANKS R G, EVANS M N, RUBENSTONE J L, et al, 1997. Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals[J]. *Coral Reefs*, 16: 93-100.
- FAN W, JIAN Z, BASSINOT F, et al, 2013. Holocene centennial scale changes of the Indonesian and South China Sea

- throughflows: Evidences from the Makassar Strait[J]. *Global and Planetary Change*, 111: 111-117.
- FAN W, JIAN Z, CHU Z, et al, 2018. Variability of the Indonesian throughflow in the Makassar Strait over the last 30 ka[J]. *Scientific Reports*, 169: 214-223.
- FFIELD A, VRANES K, GORDON A, et al, 2000. Temperature variability within Makassar Strait[J]. *Geophysical Research Letters*, 27(2): 237-240.
- GAGAN M K, HENDY E J, HABERLE S G, et al, 2004. Post glacial evolution of the Indo-Pacific Warm Pool and El Niño-Southern Oscillation[J]. *Quaternary International*, 118: 127-143.
- GALLAGHER S, AUER G, BRIERLEY C, et al, 2024. Cenozoic history of the Indonesian gateway[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 52: 581-604.
- GIBBONS F T, OPPO D W, MOHTADI M, et al, 2014. Deglacial $\delta^{18}\text{O}$ and hydrologic variability in the tropical Pacific and Indian Oceans[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 387: 240-251.
- GODFREY J S, 1996. The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: a review[J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 101(C5): 127-137.
- GORDON A L, SUSANTO R D, VRANES K, 2003. Cool Indonesian throughflow as a consequence of restricted surface layer flow[J]. *Nature*, 425(6960): 824-828.
- GORDON A. 2005. Oceanography of the Indonesian Seas and their throughflow[J]. *Oceanography*, 18(4): 14-27.
- GORDON A L, SPRINTALL J, VANAKEN H M, et al, 2010. The Indonesian throughflow during 2004-2006 as observed by the INSTANT program[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 50(2): 115-128.
- GORDON A L, HUBER B A, METZGER E J, et al, 2012. South China Sea throughflow impact on the Indonesian throughflow[J]. *Geophysical Research Letters*, 42(2): 39-47.
- GRIFFITHS M L, DRYSDALE M K, GAGAN, et al, 2009. Increased Australian-Indonesian monsoon rainfall linked to early Holocene sea-level rise[J]. *Nature Geoscience*, 2(9): 636-639.
- HAUG G H, HUGHEN K A, SIGMAN DM, et al, 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene[J]. *Science*, 293(5533): 1304-1308.
- HOLBOURN A, KUHN W, XU J, 2011. Indonesian throughflow variability during the last 140 kyr: the Timor Sea outflow[J]. *Geological Society*, 355(1): 283-303.
- JESSICA M, REEVES, HELEN C, et al, 2013. Palaeoenvironmental change in tropical Australasia over the last 30, 000 years: a synthesis by the OZ-INTIMATE group[J]. *Quaternary Science Reviews*, 74: 97-114.
- KOUTAVAS A, LYNCH J, MARCHITTOTM, et al, 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific seasurface temperature[J]. *Science*, 297(5579): 226-230.
- KOUTAVAS A, JOANIDES S, 2012. El Niño-Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum[J]. *Paleoceanography*, 27(4): PA4208.
- KRAUSE C, MICHAEL K, GAGAN, et al, 2019. Spatio-temporal evolution of Australasian monsoon hydroclimate over the last 40, 000 years[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 513: 103-112.
- KUHN W, HOLBOURN A, REGENBERG M, et al, 2011. Variability of the Indonesian Throughflow within the Makassar-Java Passage[M/OL]. *Geology: Shipboard Scientific Party*, [2023-12-25]. <https://core.ac.uk/download/pdf/11774693.pdf>.
- LEE T, FUKUMORI I, MENEMENLIS D, et al, 2002. Effects of the Indonesian Throughflow on the Pacific and Indian Oceans[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 32(5): 1404-1429.
- LEE T, FOURNIER S, GORDON A, et al, 2019. Maritime Continent water cycle regulates low-latitude chokepoint of global ocean circulation. *Nature Communications*[J]. 10(1): 1-13.
- LEGRANDE A N, SCHMIDT G A. 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater[J]. *Geophysical Research Letters*, 33(12): L12604.
- LU P, MCCREARY J P, 1995. Influence of the ITCZ on the flow of thermocline water from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 25(12): 3076-3088.

- LINSLEY B K, ROSENTHAL Y, OPPO D W, 2010. Holocene evolution of the Indonesian throughflow and the western Pacific warm pool[J]. *Nature Geoscience*, 3(8): 578-583.
- LOCARNINI R A, MISHONOV A V, ANTONOV J I, et al, 2013. World Ocean Atlas 2013[DB/OL]. NOAA Atlas NESDIS, Silver Spring, Md, [2023-10-19]. <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>.
- MARTIN P A, LEA D W, 2002. A simple evaluation of cleaning procedures on fossil benthic foraminiferal Mg/Ca[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(10): 1-8.
- MATSUZAKI K, HOLBOURN A, KUHN W, et al, 2023. Variability of the Indonesian Throughflow and Australian monsoon across the mid Pleistocene transition (IODP 363, Site U1483)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 624: 118437.
- OPPO D W, ROSENTHAL Y, 2010. The Great Indo-Pacific Communicator[J]. *Science*, 328(5985): 1492-1494.
- PEI R J, KUHN W, HOLBOURN A, et al, 2021. Evolution of sea surface hydrology along the Western Australian margin over the past 450 kyr[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 36(11): PA004222.
- PIERREHUMBERT R T, 2000. Climate change and the tropical Pacific: the sleeping dragon wakes[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4): 1355-1358.
- ROSENTHAL Y, BOYLE E A, SLOWEY N, 1997. Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from little Bahama Bank: prospects for thermocline paleoceanography[J]. *Geochim, Cosmochim, Acta*, 61(17): 3633-3643.
- SAGAWA T, YOKOYAMA Y, IKEHARA M, et al, 2012. Shoaling of the western equatorial Pacific thermocline during the last glacial maximum inferred from multispecies temperature reconstruction of planktonic foraminifera[J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 346-347: 120-129.
- SCHRÖDER J F, KUHN W, HOLBOURN A, et al, 2018. Deglacial warming and hydroclimate variability in the central Indonesian archipelago[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33: 974-993.
- SPRINTALL J, WIJFFELS S E, MOLCARD R, et al, 2009. Direct estimates of the Indonesian Throughflow entering the Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 114(C7): 148-227.
- SPRINTALL J, GORDON A, LARROUY A, et al, 2014. The Indonesian seas and their role in the coupled ocean-climate system[J]. *Nature*, 7: 487-492.
- VISSER K, THUNELL R, STOOT L, 2003. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation[J]. *Nature*, 421(6919): 152-155.
- VRANES K, GORDON A L, FFIELD A, 2002. The heat transport of the Indonesian Throughflow and implications for the Indian Ocean heat budget[J]. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 49(7-8): 1391-1410.
- WALBROECK C, LABEYRIE L, MICHEL E, et al, 2002. Sea level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 295-305.
- WANG B, LIU J, KIM H J, et al, 2012. Recent change of the global monsoon precipitation[J]. *Climate Dynamics*, 39(5): 1123-1135.
- WYRTKI K, 1987. Indonesian through-flow and the associated pressure-gradient[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C12): 12941-12946.
- XU J, HOLBOURN A E, KUHN W, et al, 2008. Changes in the thermocline structure of the Indonesian outflow during Terminations I and II [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2): 152-162.
- XU J, KUHN W, HOLBOURN A, et al, 2010. Indo-Pacific Warm Pool variability during the Holocene and Last Glacial Maximum[J]. *Paleoceanography*, 25(4): PA4230.
- ZHANG P, RINA Z, XU J, et al, 2016. Stable carbon and oxygen isotopes of four planktonic foraminiferal species from core-top sediments of the Indonesian throughflow region and their significance[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 35(10): 63-75.
- ZHANG P, XU J, SCHRODER J, et al, 2018. Variability of the Indonesian Throughflow thermal profile over the last 25-kyr: a perspective from the southern Makassar Strait[J]. *Global and Planetary Change*. 169: 214-223.

- ZHANG P, ZURAIDA R, ROSENTHAL Y, et al, 2019. Geochemical characteristics from tests of four modern planktonic foraminiferal species in the Indonesian throughflow region and their implications[J]. *Geoscience Frontiers*, 10(2): 505-516.
- ZHANG P, XU J, BEIL S, et al, 2021. Variability in Indonesian Throughflow upper hydrology in response to precession - induced tropical climate processes over the past 120 kyr[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(8): JC017014.

Variations in the Indonesian Throughflow Thermocline and Its Forcing Mechanism Since 25 ka

LIU Lei^{1,2}, ZHANG Peng^{1,2}

(1. *Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China;*

2. *State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069, China*)

Abstract: The Indonesian Throughflow regulates the heat and freshwater budgets between the western Pacific and Indian Oceans, playing an important role in low latitude and global climate change. Modern oceanographic studies show that the transport of the Indonesian Throughflow mainly happens in the thermocline, but few studies explored its evolution history and driving mechanism. In this study, sediments from Core SO18526, which was drilled at the Makassar Strait within the main inflow passage of the Indonesian Throughflow, were used as the study material. We reconstructed the evolution history of the thermocline seawater temperature and salinity and depth of thermocline at the coring site of Core SO18526 during the past 25 ka based on shell $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca of planktonic foraminifera thermocline-dwelling species *Pulleniatina obliquiloculata*. By integrating new records with published paleo-oceanographic and climatological records, we found that variations in the thermocline seawater temperature and salinity and depth of thermocline at the coring site of Core SO18526 are regulated by the mean state of El Niño-Southern Oscillation-like conditions on glacial-interglacial timescale. Moreover, decreased temperature and salinity of the thermocline seawater and shoaled thermocline at the coring site of Core SO18526 could be attributed to the increased regional rainfall and the flooding of the Sunda shelf since 8.5 ka.

Keywords: Indonesian Throughflow; Makassar Strait; thermocline seawater temperature; thermocline seawater salinity; depth of thermocline

Received: February 23, 2024