



浮游有孔虫壳体重量的古海洋学应用

秦秉斌, 熊志方, 李铁刚

Paleoceanographic applications of planktonic foraminiferal shell weights

QIN Bingbin, XIONG Zhifang, and LI Tiegang

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023071001>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

Cd元素的古海水化学性质及有孔虫壳体Cd/Ca比值的古海洋学意义

Hydrochemical behaviors of Cd in paleoceans and a review of Cd/Ca ratio in foraminifera shells as a paleoceanographic proxy
海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(5): 122

南海北部神狐海域晚末次冰期以来有孔虫特征及其对古海洋环境的指示

CHARACTERISTICS OF FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES SINCE LAST GLACIAL FROM SHENHU AREA OF NORTHERN SOUTH CHINA SEA AND IMPLICATIONS FOR PALEOCEANOGRAPHIC

海洋地质与第四纪地质. 2017, 37(2): 127

渤海南部表层沉积物有孔虫埋藏群组合特征与海洋环境

COMPARISON OF FORAMINIFERAL TAPHOCOENOSE ASSEMBLAGES SEDIMENTS FROM SOUTHERN BOHAI SEA

海洋地质与第四纪地质. 2017, 37(3): 17

基于浮游有孔虫Mg/Ca温度重建的末次盛冰期以来北欧海次表层温度的变化

Sub sea surface temperatures in the Nordic Seas during the LGM by planktic foraminiferal Mg/Ca temperature reconstructions
海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(3): 122

南海南部上层水体浮游有孔虫的组成与分布特征

Assemblage and distribution of planktonic foraminifera in the upper water layer of southern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(1): 124

末次冰期以来印尼穿越流出口处古海洋学记录及其意义

PALEOCEANOGRAPHIC RECORDS OF INDONESIAN THROUGHFLOW AT ITS EXIT SINCE THE LAST GLACIAL AND THEIR SIGNIFICANCE

海洋地质与第四纪地质. 2017, 37(3): 129



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

秦秉斌, 熊志方, 李铁刚. 浮游有孔虫壳体重量的古海洋学应用[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2023, 43(4): 1-9.

QIN Bingbin, XIONG Zhifang, LI Tiegang. Paleooceanographic applications of planktonic foraminiferal shell weights[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2023, 43(4): 1-9.

浮游有孔虫壳体重量的古海洋学应用

秦秉斌¹, 熊志方^{1,2}, 李铁刚^{1,2}

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

2. 崂山实验室海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266237

摘要: 海洋沉积物中浮游有孔虫壳体重量同时受到上层海洋钙化过程和深海碳酸钙溶解作用的影响, 是一种潜在的古海洋代用指标。基于全球大洋表层沉积物的指标现代过程校准, 发现当深海碳酸根离子饱和度 $< 20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 溶解作用开始显著影响浮游有孔虫壳体重量。易溶种的壳体重量对碳酸根离子饱和度的响应更加敏感, 可以作为可靠的深海碳酸根离子饱和度代用指标。当深海碳酸根离子饱和度 $> 20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 浮游有孔虫壳体重量可反映其钙化程度。基于该指标的古海洋学研究揭示了冰期旋回中浮游有孔虫钙化过程主要响应海水碳酸盐系统和温度变化; 上新世以来太平洋深海碳酸根离子饱和度演化主要受控于海平面、南大洋冰盖/海冰和全球温盐环流变化。浮游有孔虫壳体重量指标为探索海洋碳循环演化提供了有力工具。

关键词: 表层沉积物; 钙化作用; 溶解作用; 碳酸根离子饱和度; 海洋碳循环

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2023071001

Paleooceanographic applications of planktonic foraminiferal shell weights

QIN Bingbin¹, XIONG Zhifang^{1,2}, LI Tiegang^{1,2}

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

2. Laboratory for Marine Geology, Laoshan Laboratory, Qingdao 266237, China

Abstract: The shell weights of planktonic foraminifera from marine sediments are influenced by both upper-ocean calcification and deep-ocean calcium carbonate dissolution, and are potential paleooceanographic proxies. Based on the global surface-sediment calibrations, dissolution begins to significantly affect planktonic foraminiferal shell weight when the deep-ocean carbonate ion saturation degree (CISD) is below $20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$. The shell weights of dissolution-susceptible species are more sensitive to CISD changes, and thus can be used as reliable deep-ocean CISD proxies. When the deep-ocean CISD is above $20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, the shell weights of planktonic foraminifera can reflect the changes of their calcification degree. Previous paleooceanographic studies based on the shell weight proxies reveal that the calcifications of planktonic foraminifera mainly respond to the changes in seawater carbonate system and temperature during glacial-interglacial cycles. The evolutions of deep Pacific CISD since the Pliocene is controlled by the changes in sea level height, Southern Ocean ice-sheet/sea ice, and global thermohaline circulation. The planktonic foraminiferal shell weight proxy provides a powerful tool for exploring the evolution of ocean carbon cycle.

Key words: surface sediments; calcification; dissolution; deep-ocean carbonate ion saturation degree; ocean carbon cycle

作为一种古海洋代用指标, 浮游有孔虫壳体重量具体是指限定粒径范围内浮游有孔虫单种一定数量壳体的单枚平均重量, 可代表样品中浮游有孔虫壳体的壳壁厚度。该指标首先由 Lohmann^[1] 提出, 其发现特定海区内表层沉积物样品中浮游有孔虫壳体重量随着样品水深的增加而减小, 认为壳体重量实际上反映了深海碳酸钙溶解作用, 即浮游有孔虫壳体受到溶解作用影响后壳壁变薄, 表现为壳

体重量变轻。从原理上, 深海碳酸钙溶解作用受海水碳酸钙饱和程度 ($\Omega = [\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]/K_{\text{sp}}^*$, K_{sp}^* 为溶解常数) 的控制, 理论上当 $\Omega < 1$ 时溶解作用发生^[2]。由于现代海水 $[\text{Ca}^{2+}]$ 基本保持恒定^[3], 所以 Ω 可近似 = $[\text{CO}_3^{2-}]/K_{\text{sp}}^*$, 因此, 浮游有孔虫壳体重量可作为一种潜在的深海 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 指标。海水 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 与溶解无机碳含量 (DIC)、碱度 (ALK) 等海洋碳酸盐系统参数相关, 海水 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 重建是目前量化海洋

资助项目: 国家自然科学基金重点项目“晚中新世以来印度洋-太平洋暖池水体交换过程及其气候效应”(41830539)

作者简介: 秦秉斌(1989—), 男, 副研究员, 主要从事古海洋学和碳循环研究, E-mail: bbqin@fio.org.cn

通讯作者: 李铁刚(1965—), 男, 研究员, 主要从事海洋地质与古海洋学研究, E-mail: tgli@fio.org.cn

收稿日期: 2023-07-10; 改回日期: 2023-08-03. 周立君编辑

碳循环过程演化的主要手段之一^[4]。

Broecker 等^[5]首次尝试建立浮游有孔虫壳体重量与深海 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 的经验关系,通过对热带大洋表层沉积物样品进行研究,发现浮游有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata*、*Neoglobobadrina dutertrei* 和 *Trilobatus sacculifer* 壳体重量与当地深海碳酸根离子饱和度 ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{CO}_3^{2-}] - [\text{CO}_3^{2-}]_0$) 呈线性正相关,确证了浮游有孔虫壳体重量可作为一种深海 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 代用指标。但是,上述现代过程校准结果也存在如下问题:在 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 高值时,壳体重量与其相关性较差;不同海区之间壳体重量与 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的关系有偏差。这意味着沉积物中浮游有孔虫壳体重量还应受到其他因素的影响。

随后,另一项现代过程校准工作指出了上述问题的症结所在^[6]。北大西洋表层沉积物中浮游有孔虫壳体重量与表层海水温度、碳酸盐系统参数存在显著相关性,认为此时壳体重量反映了浮游有孔虫在上层海洋生长过程中的钙化程度。海洋生物的钙化过程指浮游有孔虫、颗石藻等钙化生物根据方程 $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, 形成 CaCO_3 壳体,钙化程度强弱也控制着浮游有孔虫壳体的壳壁厚度(即壳体重量)。于是,浮游有孔虫壳体重量开始被用作一种指示钙化程度的指标^[7-8]。但是,在这一思路下利用该指标进行长时间尺度古海洋重建时又遇到了问题。现代北大西洋深海水团年龄较轻(含更少的呼吸 CO_2),其深海碳酸钙溶解作用较弱,表层沉积物中浮游有孔虫壳体重量更多反映其钙化程度。但是在地质历史中,碳酸钙溶解作用有可能剧烈下降,比如在约 200~600 ka 的中布容溶解事件中,北大西洋沉积物柱状样中 *Globigerina bulloides* 壳体重量明显下降,事件中壳体重量的变化实际上更多反映了深海溶解作用变化,而非浮游有孔虫的钙化程度^[9]。

无法区分沉积物中浮游有孔虫壳体重量中包含的钙化信息以及溶解信息,是限制该指标古海洋学应用的主要原因。浮游有孔虫在上层海洋生长钙化,死亡后沉降于深海沉积物中埋藏,其壳体重量中钙化信息即浮游有孔虫死亡沉降前的初始壳体重量,而溶解信息即初始壳体重量受到深海溶解作用后的减轻部分。浮游有孔虫壳体重量可作为一种古海洋指标(钙化程度或深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$)的前提在于保证其在指定时间尺度下只受到初始壳体重量变化或深海溶解作用单一因素的影响。这需要回答以下核心科学问题:浮游有孔虫壳体开始受到溶解作用影响的环境条件是什么?浮游有孔虫壳体

重量对钙化过程、溶解过程的响应敏感度是怎样的?

1 基于全球热带大洋表层沉积物的现代过程校准

1.1 *P. obliquiloculata* 壳体重量受控钙化作用和溶解作用

基于表层沉积物的现代过程校准是建立古海洋指标的核心基础。目前,在中低纬海洋,互相之间可类比的能兼顾不同水深的表层沉积物浮游有孔虫壳体重量资料主要来自全球热带大洋——翁通爪哇海台 (Ontong Java Plateau)^[5, 10]、帕劳海脊 (Palau Ridge)^[10]、东经九十度海脊 (Ninetyeast Ridge) 和塞阿拉高地 (Ceara Rise)^[5] (图 1A), 涉及的浮游有孔虫属种包括 *P. obliquiloculata*、*N. dutertrei* 和 *T. sacculifer*, 壳体的粒径范围为 355~400 μm 。首先来看 *P. obliquiloculata*, 毫无疑问,在全球范围内,其壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 存在线性关系,但是这一相关性 ($r = 0.52$) 并不高 (图 1B)。也就是说深海溶解作用只是控制 *P. obliquiloculata* 壳体重量的因素之一。细化到单一海区,翁通爪哇海台、帕劳海脊和东经九十度海脊区 *P. obliquiloculata* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 高度正相关 (图 1C), 表明在上述单一海域,深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ / 溶解作用是控制表层沉积物中 *P. obliquiloculata* 壳体重量的唯一主导因素。而在大西洋塞阿拉高地,整体上壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 相关性并不好,原因在于大西洋深海的弱溶解作用 (高 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 值)。当剔除深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] > 20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的站位后,塞阿拉高地 *P. obliquiloculata* 壳体重量就和 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 呈现了明显正相关性 (图 1C)。

全球范围内 *P. obliquiloculata* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的关系提供了以下关键信息。首先, $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] = 20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 似乎是深海溶解作用开始影响浮游有孔虫壳体的阈值,与前人基于培养实验得出的结论一致^[11-12]。理论上来说,海洋中碳酸钙质壳体应该在 $\Omega < 1$ (即 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] < 0 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) 时才会开始受到溶解作用的影响。但是实际上,这一 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 阈值高达 $20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 其中的原因应在于浮游有孔虫壳体实际上不是纯 CaCO_3 质,含有其他元素 (特别是 Mg) 会导致其更容易受到溶解作用的影响^[13]。另外,样品涉及四个海区内 *P. obliquiloculata* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的线性拟合方程体现了基本一致的斜率值 ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 每降低 $1 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 时壳体重量的下降值),只不过线性拟合方程的截距有显著差

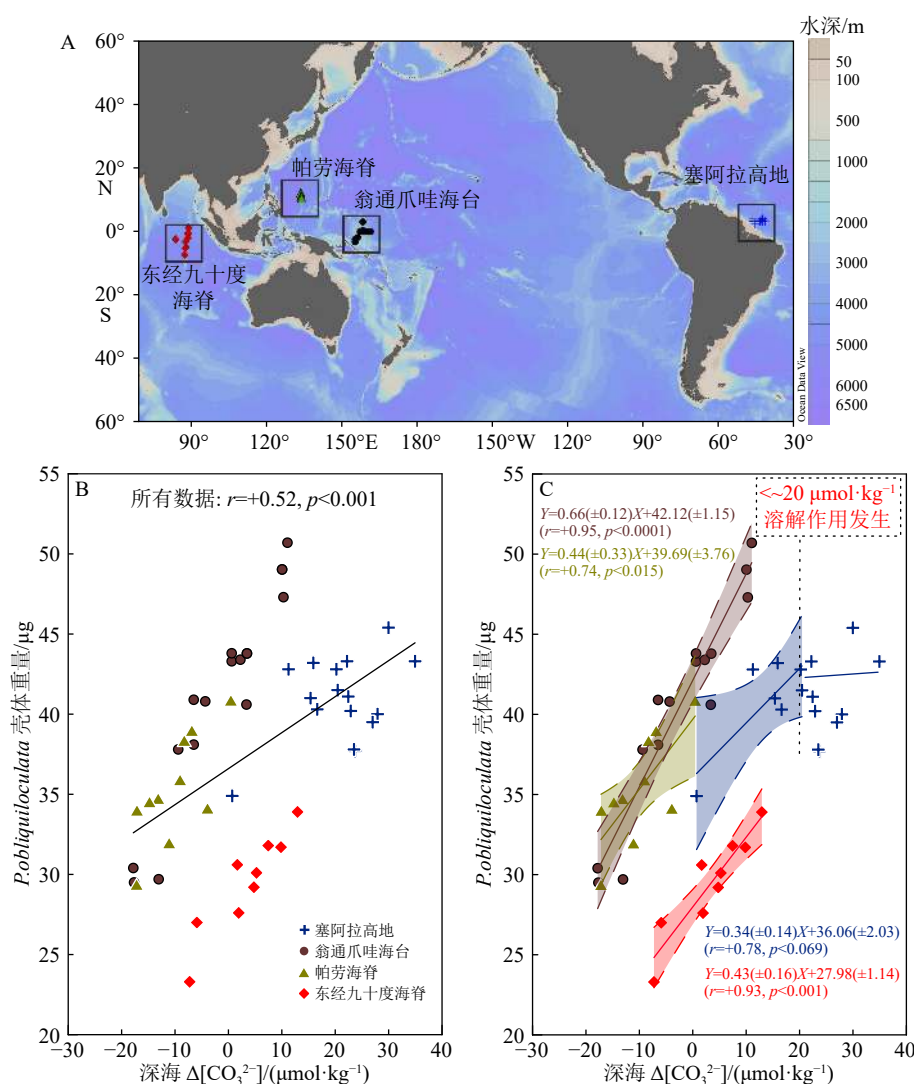


图 1 全球热带大洋表层沉积物 *P. obliquiloculata* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的关系^[14]

A: 表层沉积物站位图, B-C: 全球热带大洋以及单一海区中 *P. obliquiloculata* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的关系。图 C 中阴影部分代表线性拟合的 95% 置信区间。

Fig.1 Shell weights of *P. obliquiloculata* from global tropical surface-sediment samples versus deep-ocean $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ^[14]

A: sites of surface-sediment sampling, B-C: relationships between *P. obliquiloculata* shell weight and deep-ocean $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ in the global tropical oceans (B) and in specific regions (C). Shaded areas in (C) denote 95% confidence intervals.

别。具体来说,当固定深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 值时,4 个海区 *P. obliquiloculata* 壳体重量有着明显差别,从重到轻依次为翁通爪哇海台、帕劳海脊、塞阿拉高地和东经九十度海脊。以上说明,初始壳体重量不同是导致 4 个海区之间壳体重量-深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 关系差别的主要原因,而且, *P. obliquiloculata* 初始壳体重量信息在受到溶解作用影响后依然能完好保留下来。简而言之,沉积物中 *P. obliquiloculata* 壳体重量应同时包含钙化作用信息和溶解作用信息。

1.2 *N. dutertrei* 壳体重量主要受控溶解作用

全球范围内 *N. dutertrei* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$

同样存在显著的线性关系,不过其相关性($r=0.88$)明显高于 *P. obliquiloculata* 的情况($r=0.52$)(图 2A)。类似的,单一海区内, *N. dutertrei* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的线性拟合方程体现了基本一致的斜率值,相比于 *P. obliquiloculata*,线性拟合方程的截距差距较小。也就是说,对比 *P. obliquiloculata*,沉积物中 *N. dutertrei* 壳体重量对深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ / 溶解作用的敏感度更高,原因应在于 *P. obliquiloculata* 的抗溶性高于 *N. dutertrei*^[15]。简而言之,沉积物中 *N. dutertrei* 壳体重量主要受到深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ / 溶解作用的控制,相对来说钙化作用控制的初始壳体重量变化对其影响较小, *N. dutertrei* 壳体重量可作为一种

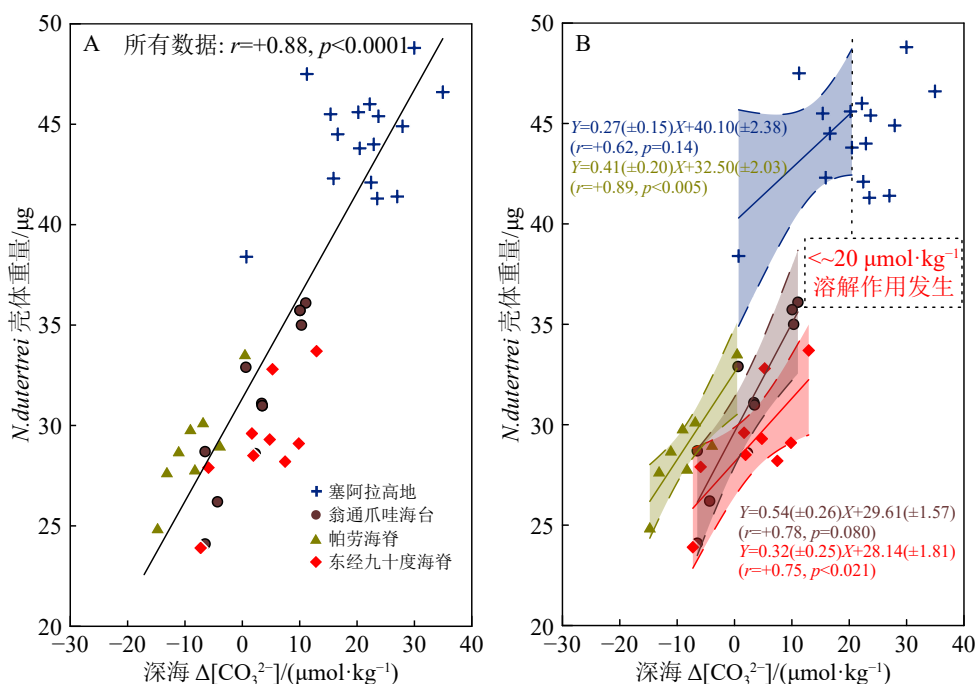


图2 全球热带大洋 (A) 以及单一海区中 (B) 表层沉积物 *N. dutertrei* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的关系^[14]

图B中阴影部分代表线性拟合的95%置信区间。

Fig.2 Relationships between shell weights of *N. dutertrei* in surface-sediment samples from global tropical (A) or specific regions (B) and deep-ocean $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ^[14]

Shaded areas in (B) denote 95% confidence intervals.

潜在的深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ / 溶解作用代用指标。

1.3 *T. sacculifer* 壳体重量受控溶解作用

T. sacculifer 是典型的易溶种, 其抗溶性远弱于 *P. obliquiloculata* 和 *N. dutertrei*^[15]。不出意料, *T. sacculifer* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的相关性最好 (剔除深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] > 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的站位后) (图3)。单一海区内, *T. sacculifer* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的线性拟合方程体现了基本一致的斜率值, 更重要的是, 四个海区的线性拟合方程的截距几乎没有差别 (图3B)。这四个海区不同的上层海洋环境必定导致 *T. sacculifer* 的初始壳体重量不同, 证据一是这些海区中 *P. obliquiloculata* 和 *N. dutertrei* 的初始壳体重量就存在显著差距 (图1-2), 证据二则是当 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] > 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 时 (此时壳体重量等同于初始壳体重量), *T. sacculifer* 的 (初始) 壳体重量存在明显的变化幅度 (图3)。但是, 一旦 *T. sacculifer* 壳体开始受到溶解作用 ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}] < 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), 其初始壳体重量信号几乎被迅速抹除。也就是说, 易溶种 *T. sacculifer* 的壳体对深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ / 溶解作用极其敏感, 在深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] < 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的情况下, 其壳体重量基本只反映溶解信号。也就是说, *T.*

sacculifer 壳体重量是一种绝佳的深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ / 溶解作用代用指标。

2 基于南大洋南极带表层沉积物的现代过程校准

浮游有孔虫 *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) 是一种典型的中高纬度种, 在南大洋是当地的绝对优势种^[16]。基于阿蒙森海 (Amundsen Sea)、罗斯海 (Ross Sea) 和普里兹湾 (Prydz Bay) 表层沉积物的现代过程校准工作评估了南大洋南极带浮游有孔虫 *N. pachyderma* (sin.) 壳体重量指标的环境指示意义^[17]。出乎意料的是, 校准结果与前述热带大洋浮游有孔虫 *P. obliquiloculata*、*N. dutertrei* 和 *T. sacculifer* 的情况并不完全一致。当站位深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] > 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 时, 三个海区 *N. pachyderma* (sin.) 壳体重量变化幅度较大 (图4), 表明其记录了复杂的上层海洋钙化作用信号, 这和热带大洋的研究结果一致。但是, 当站位深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] < 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 时, 除了 300~355 μm 壳体粒径范围以外, *N. pachyderma* (sin.) 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 并无显著相关性。甚至在 300~355 μm 壳体粒径范围内, 由于统计范

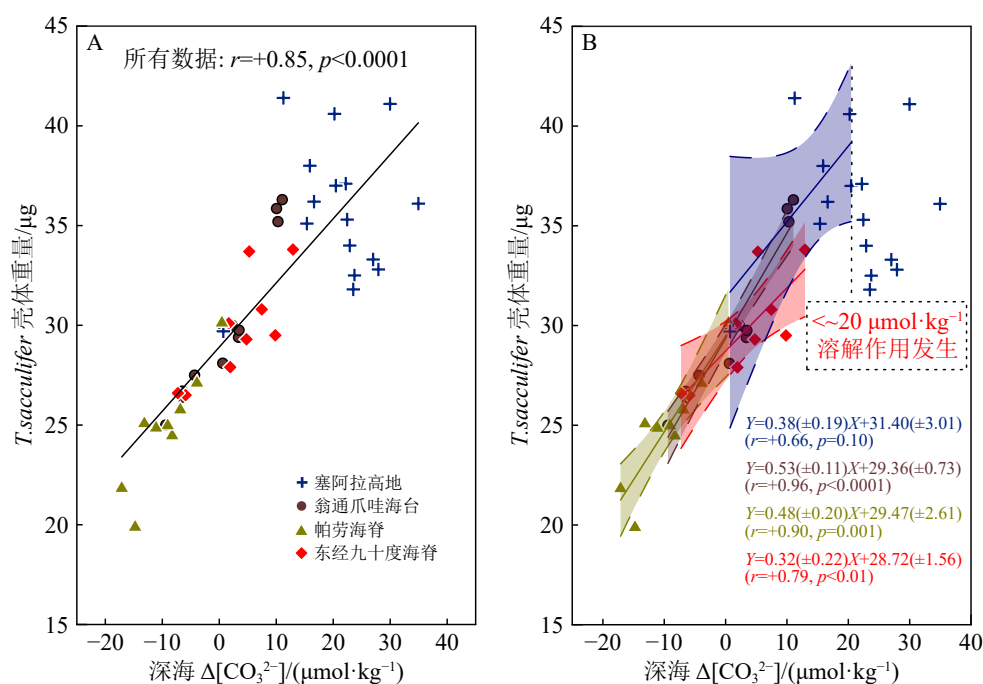


图 3 全球热带大洋 (A) 及单一海区中 (B) 表层沉积物 *T. sacculifer* 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的关系

图 B 中阴影部分代表线性拟合的 95% 置信区间。

Fig.3 Relationships between shell weights of *T. sacculifer* from global tropical (A) surface-sediment or specific regions (B) and deep-ocean $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ [14]

Shaded areas in (B) denote 95% confidence intervals.

围内只包含 3 个数据点, 其形成的壳体重量- $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 线性拟合关系也并不十分可靠。

由此可以推断, 南大洋南极带沉积物中 *N. pachyderma* (sin.) 壳体重量主要显示了上层海洋的钙化过程信号, 而非深海的碳酸钙溶解作用。其中的原因可能是: 相比于热带大洋, 高纬海洋环境并不适宜浮游有孔虫的生长钙化, 具体表现为高纬海洋浮游有孔虫的数量以及分异度都显著低于中低纬, 在这种极端环境下, 浮游有孔虫对上层海洋生长环境变化更加敏感; 另外, 南极带极端海洋环境下 *N. pachyderma* (sin.) 初始壳体比较脆弱(壳壁薄、重量轻), 当其受到溶解作用影响后极易破碎, 这导致沉积物中剩余的完整壳体可能并不具备整体代表性(只有少数重量偏重的壳体能保存下来), 因此, 壳体重量与深海溶解作用的相关性不高。以上可能共同导致南大洋南极带沉积物中 *N. pachyderma* (sin.) 壳体重量主要反映初始壳体重量, 因此, 可作为钙化程度指标。

3 浮游有孔虫壳体重量的古海洋应用模式

基于上述现代过程校准结果: 深海溶解作用开

始影响沉积物中浮游有孔虫壳体重量的阈值为 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] = 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 因此当地质历史中研究站位的深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 始终 $> 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 时, 壳体重量可作为浮游有孔虫钙化程度指标; 在受到溶解作用影响后 ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}] < 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$), 不同浮游有孔虫种壳体重量对 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 响应敏感度并不一致, 相对来说, 易溶种, 比如 *T. sacculifer*, 其壳体重量更适合作为深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 代用指标。

3.1 浮游有孔虫壳体重量反映钙化程度

浮游有孔虫、颗石藻等海洋生物的钙化过程以 1:2 的比例消耗上层海水中的 DIC 和 ALK, 总体将导致上层海水 pH 下降、 $p\text{CO}_2$ 上升 [2], 因此该过程在海洋碳循环领域具有重要的研究意义。目前使用浮游有孔虫壳体重量作为钙化程度指标的研究多位于大西洋, 因为大西洋深海的 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 较高、碳酸钙溶解作用较弱。因此大西洋基于壳体重量的古海洋研究多探讨浮游有孔虫钙化程度的受控机制。

末次冰期以来北大西洋浮游有孔虫 *G. bulloides* 壳体重量随着大气 $p\text{CO}_2$ 升高/海洋酸化而下降, 意味着该种的钙化过程可能受控海水碳酸盐系统 [6]。这一结论得到了一系列培养实验和现代过程调查

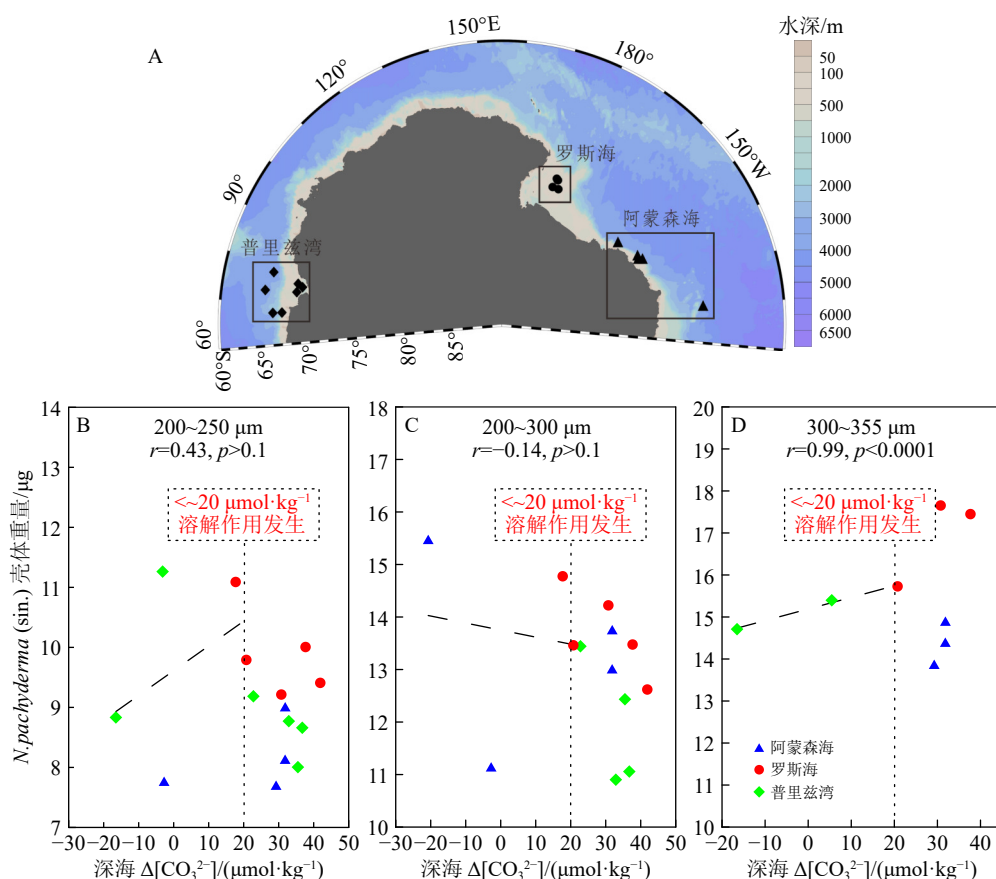


图4 南大洋南极带表层沉积物 *N. pachyderma* (sin.) 壳体重量与深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的关系^[17]

A: 表层沉积物站位图, B-D: 分别为3种不同粒径范围200~250、250~300和300~355 μm 的结果。

Fig.4 Relationships between shell weights of *N. pachyderma* (sin.) from Antarctic Zone surface-sediment samples and deep-ocean $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ^[17]

A: sites of surface-sediment samples; B-D: results for three different shell size ranges 200~250 μm (B), 250~300 μm (C), and 300~355 μm (D)

的支持^[7, 18-22], 这些研究均发现特定浮游有孔虫钙化程度变化与其生活水深海水 $\text{pH}/[\text{CO}_3^{2-}]$ 正相关, 因此海-气 CO_2 平衡海区, 大气 pCO_2 升高引发的上层海洋酸化会导致浮游有孔虫钙化程度减弱, 反映为壳体重量下降。然而, 随着在全球各海区针对不同浮游有孔虫种开展研究, 逐渐认识到无论是在现代还是地质历史中, 浮游有孔虫钙化过程机制远比我们想象的复杂, 除了海水碳酸盐系统, 海水温度^[14, 17, 23]、盐度^[24-25]以及营养盐浓度^[26]等其他环境参数也是潜在的影响因素, 其中温度的影响甚至被认为和海水碳酸盐系统的影响相当^[27]。比如, 利用深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 校正得到的 *P. obliquiloculata* 初始壳体重量结果显示无论在现代还是地质历史中, *P. obliquiloculata* 钙化程度变化均与上层海水温度显著正相关, 而和海水碳酸盐系统参数并无关联^[14]。类似地, 在南大洋南极带, 表层沉积物中 *N. pachyderma* (sin.) 的初始壳体重量也与现代上层海水温度呈正相关^[17]。这些研究指出, 至少对于 *P.*

obliquiloculata 和 *N. pachyderma* (sin.), 其钙化程度主要受控于海水温度而非海洋酸化。以上可以看出, 浮游有孔虫钙化作用对海洋环境要素的响应方式应存在明显的种间差异。

3.2 浮游有孔虫壳体重量重建深海碳酸盐系统

海水碳酸盐系统中 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 反映了海水 ALK 和 DIC 的变化, ALK 代表海水碳酸盐系统的缓冲能力, DIC 则代表当前海水储碳量状况。目前, 古深海 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 指标是探索海洋碳储库演化的主要手段之一。正如前文(1.2 节和 1.3 节)所述, 当深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] < 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 时, 浮游有孔虫 *N. dutertrei* 和 *T. sacculifer* 壳体重量可作为可靠的 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 代用指标。于是, Qin 等^[28] 基于全球热带大洋表层沉积物样品建立了 *N. dutertrei* 和 *T. sacculifer* 的壳体重量-深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 经验校准公式(图 5)。

正是通过 *N. dutertrei* 和 *T. sacculifer* 壳体重量, 重建了热带西太平洋上新世以来不同时间尺度上

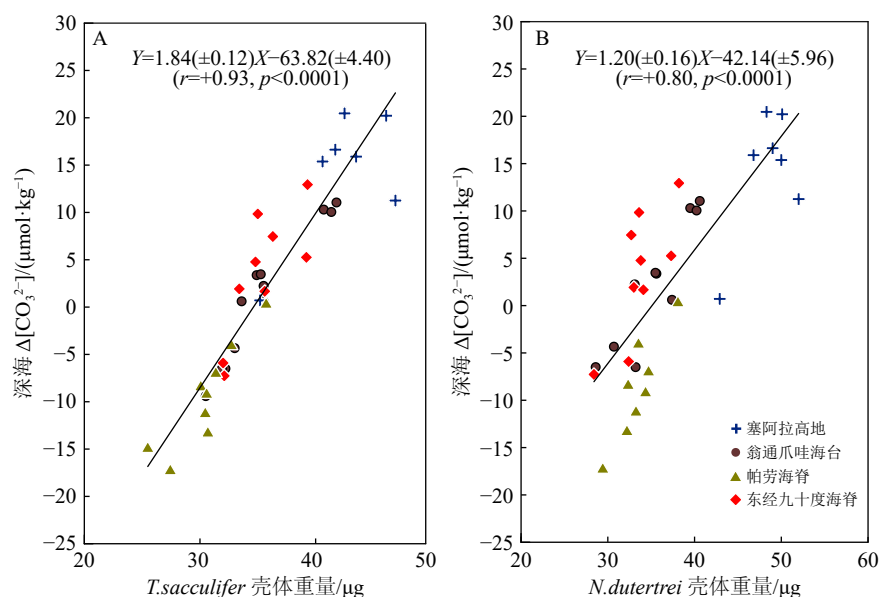


图 5 *T. sacculifer* 和 *N. dutertrei* 的壳体重量-深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的经验校准公式^[28]

壳体重量数据来自 355~400 μm 粒径范围^[28]。

Fig.5 Empirical calibration equations of shell weight and deep-ocean $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ of *T. sacculifer* and *N. dutertrei* from the 355~400 μm size range^[28]

深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 变化^[10, 28-30]。热带太平洋适合开展该指标古海洋学应用的原因在于: 该海区沉积物中含有丰富的浮游有孔虫; 另外太平洋的深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 足够低, 至少可以保证上新世以来 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 始终显著低于 $20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。基于 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] \approx \text{ALK} - \text{DIC}$ 的关系^[31], 深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 记录可用来探讨地质历史中深海碳储库/碳循环演化过程。热带西太平洋这一系列深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 记录揭示了如下结论: 冰期旋回中太平洋深海碳酸盐系统通过碳酸钙补偿机制响应海平面控制的陆架珊瑚礁碳酸钙埋藏量变化^[10, 32]; 量化了中布容溶解事件中太平洋深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的下降幅度^[29]; 中更新世气候转型期间太平洋深海 DIC 储库显著增强^[28, 33]; 南极冰盖/海冰扩张有利于太平洋深海储碳, 而 AMOC 主要调节大西洋和太平洋深海的 DIC 分配模式^[30] 等。

4 浮游有孔虫壳体重量指标的优劣势以及未来展望

当用来反映钙化程度, 浮游有孔虫壳体重量指标的应用前提为保证样品始终不受到溶解作用的影响, 即需要深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] > 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。图 1 可以看到, 即使对于典型抗溶种 *P. obliquiloculata*, 一旦 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] < 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 其壳体重量会开始显著下降。因此, 在指标使用中, 可通过底栖有孔虫 B/Ca 比值等手段恢复研究时段内深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 变化; 或

者基于站位现代深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 数据以及预估研究时段中 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 的可能变化幅度, 来校准或排除溶解作用的干扰。

目前成熟的深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 代用指标主要包括特定浮游有孔虫壳体重量和底栖有孔虫 B/Ca 比值^[31], 两者均基于全球大洋表层沉积物建立的经验校准公式。底栖有孔虫 B/Ca 比值指标的优势在于其 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 适用范围高达 $-20 \sim 80 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 该指标几乎可应用于所有海区, 特别是 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 普遍较高的大西洋。相比之下, 浮游有孔虫壳体重量指标的 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 适用范围只有 $-20 \sim 20 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 目前来看, 该指标适合于全球平均深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 最低的太平洋, 以及其他海域水深较深的站位。壳体重量指标的优势则在于浮游有孔虫 (相较于底栖有孔虫) 的易获取性, 这意味着在有孔虫含量丰富的站位, 该指标可形成高分辨率的重建记录。

以上关于浮游有孔虫壳体重量指标的认识主要来自于表层沉积物的现代过程校准结果, 未来建议进一步加强基于现场观测、实验室培养等方式的浮游有孔虫生长钙化和溶解过程机制研究。比如, 浮游有孔虫在生长钙化过程中会在壳体内以及周围形成一个独特的“微环境”, 并能通过生命效应以提高微环境中 pH 以及 $[\text{CO}_3^{2-}]$ 来促进生长钙化^[34], 这种生命效应过程目前对学界而言仍是一个“黑盒子”; 浮游有孔虫在不同生长阶段的钙化过程对海洋环境的响应方式可能存在显著差异, 处于成长期

(小尺寸)时由于只能吸收有限体积海水中的离子进行钙化,其钙化作用反而会在高 DIC 浓度(低 pH 值)环境下增强^[21];现代观测研究指出相当一部分上层海洋生产的 CaCO_3 会在浅水透光层被溶解,其机制可能与透光层大量有机碳降解导致的海洋酸化有关^[35-36],而这一特殊溶解机制对沉积物中浮游有孔虫壳体的影响尚不清楚。上述这些细节问题无疑需要更加精细的观测与培养研究来解决。

5 总结

基于目前已有的全球大洋表层沉积物数据,综述了浮游有孔虫壳体重量作为钙化程度或者深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 指标的现代过程校准结果。深海溶解作用开始影响浮游有孔虫壳体的阈值是 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] = 20 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$,在此阈值以上,壳体重量可用来反映浮游有孔虫钙化程度变化。在此阈值以下,浮游有孔虫易溶种 *T. sacculifer* 和 *N. dutertrei* 的壳体重量可作为深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 代用指标。目前基于浮游有孔虫壳体重量指标的古海洋研究显示:在钙化过程受控机制方面,海水碳酸盐系统和温度是影响浮游有孔虫钙化作用的主导因素,不同浮游有孔虫种钙化过程对海洋环境要素的响应方式存在明显差异;在深海 $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ 重建方面,海平面、南大洋冰盖/海冰以及全球温盐环流变化是控制上新世以来太平洋深海碳循环的主导因素。

参考文献 (References)

- [1] Lohmann G P. A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10(3): 445-457.
- [2] Zeebe R E, Wolf-Gladrow D. CO_2 in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes[M]. Amsterdam: Elsevier, 2001.
- [3] Wilson T. Salinity and the major elements of sea water[J]. *Chemical Oceanography*, 1975, 1(2): 365-413.
- [4] Yu J M, Anderson R F, Rohling E J. Deep ocean carbonate chemistry and glacial-interglacial atmospheric CO_2 changes[J]. *Oceanography*, 2014, 27(1): 16-25.
- [5] Broecker W, Clark E. An evaluation of Lohmann's foraminifera weight dissolution index[J]. *Paleoceanography*, 2001, 16(5): 531-534.
- [6] Barker S, Elderfield H. Foraminiferal calcification response to glacial-interglacial changes in atmospheric CO_2 [J]. *Science*, 2002, 297(5582): 833-836.
- [7] Bijma J, Hönisch B, Zeebe R E. Impact of the ocean carbonate chemistry on living foraminiferal shell weight: comment on "Carbonate ion concentration in glacial-age deep waters of the Caribbean Sea" by W. S. Broecker and E. Clark[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, 3(11): 1-7.
- [8] de Villiers S. Optimum growth conditions as opposed to calcite saturation as a control on the calcification rate and shell-weight of marine foraminifera[J]. *Marine Biology*, 2004, 144(1): 45-49.
- [9] Barker S, Archer D, Booth L, et al. Globally increased pelagic carbonate production during the Mid-Brunhes dissolution interval and the CO_2 paradox of MIS 11[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(23-24): 3278-3293.
- [10] Qin B B, Li T G, Xiong Z F, et al. Deepwater carbonate ion concentrations in the western tropical Pacific since 250 ka: evidence for oceanic carbon storage and global climate influence[J]. *Paleoceanography*, 2017, 32(4): 351-370.
- [11] Johnstone H J H, Schulz M, Barker S, et al. Inside story: an X-ray computed tomography method for assessing dissolution in the tests of planktonic foraminifera[J]. *Marine Micropaleontology*, 2010, 77(1-2): 58-70.
- [12] Regenberg M, Beil S. Test appearance of the planktonic foraminifer *Pulleniatina obliquiloculata* as an indicator of calcite dissolution in deep-sea sediments[J]. *Journal of Foraminiferal Research*, 2016, 46(3): 224-236.
- [13] Andersson A J. The oceanic CaCO_3 cycle[M]//Treatise on Geochemistry (Second Edition). 2014, 8: 519-542.
- [14] Qin B B, Li T G, Xiong Z F, et al. Calcification of planktonic foraminifer *Pulleniatina obliquiloculata* controlled by seawater temperature rather than ocean acidification[J]. *Global and Planetary Change*, 2020, 193: 103256.
- [15] Berger W H. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline[J]. *Marine Geology*, 1970, 8(2): 111-138.
- [16] Schiebel R, Spielhagen R F, Garnier J, et al. Modern planktic foraminifers in the high-latitude ocean[J]. *Marine Micropaleontology*, 2017, 136: 1-13.
- [17] Song Q W, Qin B B, Tang Z, et al. Calcification of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) controlled by seawater temperature rather than ocean acidification in the Antarctic Zone of modern Southern Ocean[J]. *Science China Earth Sciences*, 2022, 65(9): 1824-1836.
- [18] Russell A D, Hönisch B, Spero H J, et al. Effects of seawater carbonate ion concentration and temperature on shell U, Mg, and Sr in cultured planktonic foraminifera[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(21): 4347-4361.
- [19] Moy A D, Howard W R, Bray S G, et al. Reduced calcification in modern Southern Ocean planktonic foraminifera[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(4): 276-280.
- [20] de Moel H, Ganssen G M, Peeters F J C, et al. Planktic foraminiferal shell thinning in the Arabian Sea due to anthropogenic ocean acidification?[J]. *Biogeosciences*, 2009, 6(9): 1917-1925.
- [21] Hennehan M J, Evans D, Shankle M, et al. Size-dependent response of foraminiferal calcification to seawater carbonate chemistry[J]. *Biogeosciences*, 2017, 14(13): 3287-3308.
- [22] Marshall B J, Thunell R C, Hennehan M J, et al. Planktonic foraminiferal area density as a proxy for carbonate ion concentration: a calibration

- study using the Cariaco Basin ocean time series[J]. [Paleoceanography](#), 2013, 28(2): 363-376.
- [23] Davis C V, Badger M P S, Bown P R, et al. The response of calcifying plankton to climate change in the Pliocene[J]. [Biogeosciences](#), 2013, 10(9): 6131-6139.
- [24] Allen K A, Hönisch B, Eggins S M, et al. Trace element proxies for surface ocean conditions: a synthesis of culture calibrations with planktic foraminifera[J]. [Geochimica et Cosmochimica Acta](#), 2016, 193: 197-221.
- [25] Zarkogiannis S D, Antonarakou A, Tripathi A, et al. Influence of surface ocean density on planktonic foraminifera calcification[J]. [Scientific Reports](#), 2019, 9(1): 533.
- [26] Aldridge D, Beer C J, Purdie D A. Calcification in the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* linked to phosphate concentrations in surface waters of the North Atlantic Ocean[J]. [Biogeosciences](#), 2012, 9(5): 1725-1739.
- [27] Pinsonneault A J, Matthews H D, Galbraith E D, et al. Calcium carbonate production response to future ocean warming and acidification[J]. [Biogeosciences](#), 2012, 9(6): 2351-2364.
- [28] Qin B B, Jia Q, Xiong Z F, et al. Sustained deep Pacific carbon storage after the Mid-Pleistocene Transition linked to enhanced Southern Ocean stratification[J]. [Geophysical Research Letters](#), 2022, 49(4): e2021GL097121.
- [29] Qin B B, Li T G, Xiong Z F, et al. Deep-water carbonate ion concentrations in the western tropical Pacific since the Mid-Pleistocene: a major perturbation during the Mid-Brunhes[J]. [Journal of Geophysical Research: Oceans](#), 2018, 123(9): 6876-6892.
- [30] Qin B B, Li T G, Xiong Z F, et al. Influences of Atlantic Ocean thermohaline circulation and Antarctic ice-sheet expansion on Pliocene deep Pacific carbonate chemistry[J]. [Earth and Planetary Science Letters](#), 2022, 599: 117868.
- [31] Yu J M, Elderfield H. Benthic foraminiferal B/Ca ratios reflect deep water carbonate saturation state[J]. [Earth and Planetary Science Letters](#), 2007, 258(1-2): 73-86.
- [32] Yu J M, Anderson R F, Jin Z D, et al. Responses of the deep ocean carbonate system to carbon reorganization during the Last Glacial-interglacial cycle[J]. [Quaternary Science Reviews](#), 2013, 76: 39-52.
- [33] Farmer J R. Deepening the late Quaternary's deep ocean carbon mysteries[J]. [Geophysical Research Letters](#), 2022, 49(13): e2022GL099161.
- [34] Erez J. The source of ions for biomineralization in foraminifera and their implications for paleoceanographic proxies[J]. [Reviews in Mineralogy and Geochemistry](#), 2003, 54(1): 115-149.
- [35] Ziveri P, Gray W R, Anglada-Ortiz G, et al. Pelagic calcium carbonate production and shallow dissolution in the North Pacific Ocean[J]. [Nature Communications](#), 2023, 14(1): 805.
- [36] Sulpis O, Jeansson E, Dinauer A, et al. Calcium carbonate dissolution patterns in the ocean[J]. [Nature Geoscience](#), 2021, 14(6): 423-428.