

林锦辉, 邹建军, 石学法, 等. 早全新世白令海北部陆坡沉积环境快速变化[J]. 海洋学报, 2023, 45(11): 45–61, doi:10.12284/hyxb2023124
Lin Jinhui, Zou Jianjun, Shi Xuefa, et al. Rapid changes in sedimentary environment on the northern slope of the Bering Sea during the early Holocene[J]. Haiyang Xuebao, 2023, 45(11): 45–61, doi:10.12284/hyxb2023124

早全新世白令海北部陆坡沉积环境快速变化

林锦辉¹, 邹建军^{1,2*}, 石学法^{1,2*}, 朱爱美¹, 豆汝席¹, 董智¹,
冯旭光¹, 刘焱光^{1,2}, Gorbarenko Sergey³

(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, 山东 青岛 266061; 2. 崂山实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266237; 3. 俄罗斯科学院远东分院 太平洋海洋研究所, 滨海边疆区 符拉迪沃斯托克 690041)

摘要: 理解增暖背景下海洋环境的演化过程是海洋学和气候学一项重要的研究内容。在地质时期, 地球经历了多次增暖时段 (包括早全新世), 这为认识海洋环境演化过程提供了重要参考。早全新世全球气候经历了快速增暖, 并伴随着冰原融化和海平面快速上升, 对包括白令海在内的高纬边缘海的沉积过程和海洋环境产生显著影响。白令海发育宽阔的大陆架, 毗邻北美大陆, 接受来自育空河、阿纳德尔河和库斯科维姆河物质的供给。目前我们对白令海如何响应早全新世气候的认识还存在明显不足。本研究对位于白令海北部陆坡 LV63-19-3 岩心沉积物中陆源碎屑组份进行了高分辨率调查, 结合沉积年龄模型, 研究了早中全新世 (距今 11.7~5.5 ka) 白令海北部陆坡陆源沉积演化过程。研究结果显示, 在距今 11.5~11 ka, 白令海北部陆坡沉积速率高达 392.9 cm/ka, 在距今约 9.7 ka 以后降至 17.2 cm/ka。在距今 11~10.7 ka, 发现一层厚约 40 cm 的暗色纹层状沉积层。在高沉积速率时段, 沉积物平均粒径较细, 距今 9 ka 以来平均粒径逐渐增大。主微量元素分析结果表明, 陆源碎屑沉积物母岩性质以长英质沉积物为主, 并存在少量火山碎屑源贡献。白令海北部陆坡高沉积速率事件对应于冰原融水脉冲 (MWP) -1B 事件 (距今 11.4~11.1 ka), 并导致白令海陆坡硅质生产力勃发。在距今 11~10.7 ka 研究区春夏季海冰覆盖增加抑制表层水体氧供给, 夏、秋季持续冰川融水和高表层生产力进一步加剧了水体层化和海洋内部消耗, 共同促进了纹层状沉积层的形成。距今 9 ka 以来白令海季节性海冰活动增强, 但是陆源碎屑物质质量累积速率则逐渐减小, 表明随着海平面上升, 供给到研究区的陆源物质减少。我们认为早全新世白令海北部陆坡沉积环境快速变化是海平面、冰融水脉冲事件和季节性海冰活动共同作用的结果, 实际上受高纬日射量、北美大陆冰原融化和全球气候变化控制。

关键词: 沉积物粒径; 元素地球化学; 沉积环境演化; 早全新世; 白令海

中图分类号: P722.1; P736.21*3

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2023)11-0045-17

1 引言

随着全球增暖, 海洋面临着脱氧、酸化、层化、生物多样性下降等多重挑战, 对全球经济社会发展产生

了深远的影响^[1]。理解人为增暖背景下海洋环境变化过程一直是海洋学和气候学探索的一项重要内容。受器测记录较短制约, 目前对增暖背景下海洋环境变化过程的认知仍然存在明显不足。在地质时期, 如早

收稿日期: 2023-01-20; 修订日期: 2023-05-04。

基金项目: 国家自然科学基金项目 (42276079, 41876065); 崂山实验室科技创新项目 (LSKJ202204203); 山东省泰山学者攀登计划项目 (tspd 20181216)。

作者简介: 林锦辉 (1995—), 男, 广东省广州市人, 主要从事海洋和古气候研究。E-mail: jhlin@fio.org.cn

* 通信作者: 邹建军 (1979—), 男, 博士, 研究员, 主要从事海洋沉积和古气候研究。E-mail: zoujianjun@fio.org.cn; 石学法 (1965—), 男, 博士, 研究员, 主要从事海洋沉积和古气候研究。E-mail: xfshi@fio.org.cn

全新世、末次间冰期、上新世大暖期、古新世-始新世极热期,地球气候经历了显著的升温^[2],为我们认识海洋环境如何响应增暖提供了重要参考。《巴黎协定》的主要目标是将 21 世纪全球平均气温较工业化时期上升幅度控制在 2℃ 以内,并努力将温度上升幅度控制在 1.5℃^[3]。政府间气候变化专门委员会(IPCC)第六次报告显示,与 1850-1900 年相比,2021 年全球平均气温增幅超过 1.1℃^[4]。鉴于地球气候系统中存在的“极地放大”效应^[5],北冰洋及邻近海域增暖幅度必然超过全球平均气温增幅,因此这些海域是认识海洋环境如何响应增暖的重要区域。

白令海拥有宽阔的大陆架和狭窄的大陆坡,接受育空河和阿纳德尔河径流,发育季节性海冰,通过白令海峡(平均深度约 45 m)连接北冰洋,通过阿留申岛弧上深浅不一的海峡或者水道与北太平洋相连^[6]。在第四纪,随着全球海平面波动,白令海峡开合直接调控北太平洋与北冰洋水体交换,进而影响北冰洋的海冰活动、营养盐和热盐收支、海洋环流和海洋生态系统,并是调节北大西洋深层水形成的一个重要因素,从而影响全球气候^[7-11]。前人曾对白令海的古海洋学进行过大量研究,涉及白令海表层环流^[12-13]、水团垂直结构^[14-15]、古生产力^[16-22]、海冰活动^[23-24]及古环境演化历史^[21-22]。由于白令海碳酸盐补偿深度较浅^[25],沉积物中缺乏钙质生物壳体,使得在古海洋学及古气候研究中基于钙质生物壳体建立地层年代模型的努力受到极大的制约,这也严重阻碍了白令海古海洋学研究的发展。

在白令海陆坡流和陆架流共同作用下,现今白令海陆坡发育了一条高生产力“绿带”^[12]。在晚第四纪,白令海陆坡沉积物中一个显著特征是断续发育纹层状沉积层。前人的调查发现这些暗色纹层状沉积层主要出现在 BA 暖期、PB 时期和 MIS3 期的某些间冰阶时段^[14, 21, 26-28]。对于纹层状沉积层形成的原因,目前认为这可能与局地生产力输出、底层水缺氧、北太平洋中层水形成减弱等相关^[18, 21, 26-29]。在早全新世,北半球夏季高日射量导致北极和白令海出现持续数千年的夏季暖期^[30],北美大陆冰原融化和海平面快速上升^[31]。因次,大量的陆源物质必然也被输运至白令海,影响白令海的海洋环境和沉积过程。但是由于研究材料匮乏,目前我们对于该时段白令海海洋环境和沉积过程的演化历史仍然缺乏清晰的认识。在该研究中,我们对采自白令海陆坡 LV63-19-3 岩心进行高分辨率的沉积学和元素地球化学分析,重建早/中全新世白令海北部陆坡陆源沉积的演化过程,为丰富白令海古海洋环境演化过程的认识提供新的视角。

2 白令海现代海洋学特征

白令海是一个半封闭的边缘海。白令海以南通过阿留申岛间的水道与北太平洋相连;北面通过白令海峡与北冰洋相连,是现今连接北太平洋与北冰洋的唯一通道。白令海东部和北部为陆架浅海区(水深小于 200 m),中部为阿留申盆地(水深为 3 800~3 900 m,最深达 4 151 m)^[6],西部发育希尔绍夫脊与科曼多尔海盆,南部发育阿留申群岛和鲍尔斯脊(图 1)。

白令海表层为气旋型环流,北太平洋海水通过东部阿拉斯加流(AS)沿着阿留申群岛向西输送,并通过阿留申群岛间水道进入白令海(图 1)^[12]。白令海陆坡流(BSC)和勘察加流(KC)形成边界流,并通过勘察加海峡(水深大于 2 000 m)将海水输送回北太平洋。白令海通过阿留申岛间的水道与北太平洋进行物质交换,将白令海与北太平洋的气候联系起来^[12]。

白令海现代沉积物主要来源于阿拉斯加大陆的育空河和库斯科维姆河,以及西伯利亚阿纳德尔河河流输入的碎屑物质,其中育空河平均径流量为 $5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ ^[6],年输入沉积物 5 500 Mt,库斯科维姆河和阿纳德尔河年输入沉积物分别为 8 Mt 和 2 Mt^[32]。阿留申岛弧的火山碎屑物质也是白令海沉积物的重要来源,年输入量约为 2 Mt^[32]。不同时期白令海的沉积速率变化较大,现代白令海东部的沉积速率为 1.0~3.5 mm/a^[33],在早全新世白令海北部陆坡地区的沉积速率高达 200~350 cm/ka^[26, 28, 34]。

3 材料与方方法

3.1 研究材料

LV63-19-3 岩心(60.464°N, 179.977°E,水深 1 218 m,长度 5.5 m)于 2013 年在中俄白令海联合航次期间采集。岩心剖开后,有刺鼻的 H₂S 气味。岩心总体以灰绿色或灰黑色硅质软泥为主,在 200~240 cm 处有明显的暗色纹层状沉积层。以 2 cm 间隔对岩心连续取样,在 198~240 cm 处以 1 cm 间隔加密取样。

3.2 年龄框架

我们综合生物壳体 AMS¹⁴C,纹层状沉积层比对和 XRF 中 Ca/Ti 比值比对方法建立 LV63-19-3 岩心的年代地层框架。首先,我们挑选了 LV63-19-3 岩心中不同层位的有孔虫进行 AMS¹⁴C 测年,并用¹⁴C 年龄校正软件 Calib 8.01 和海洋 20 储库^[36]校正了 AMS¹⁴C 年龄(表 1)。储库年龄为 800 a($\Delta R = 400 \text{ a}$),与前人的研究保持一致^[15, 20, 26-27]。在 LV63-19-3 岩心 80 cm 处未找到足够量的浮游有孔虫,但是发现了贝壳碎片,我

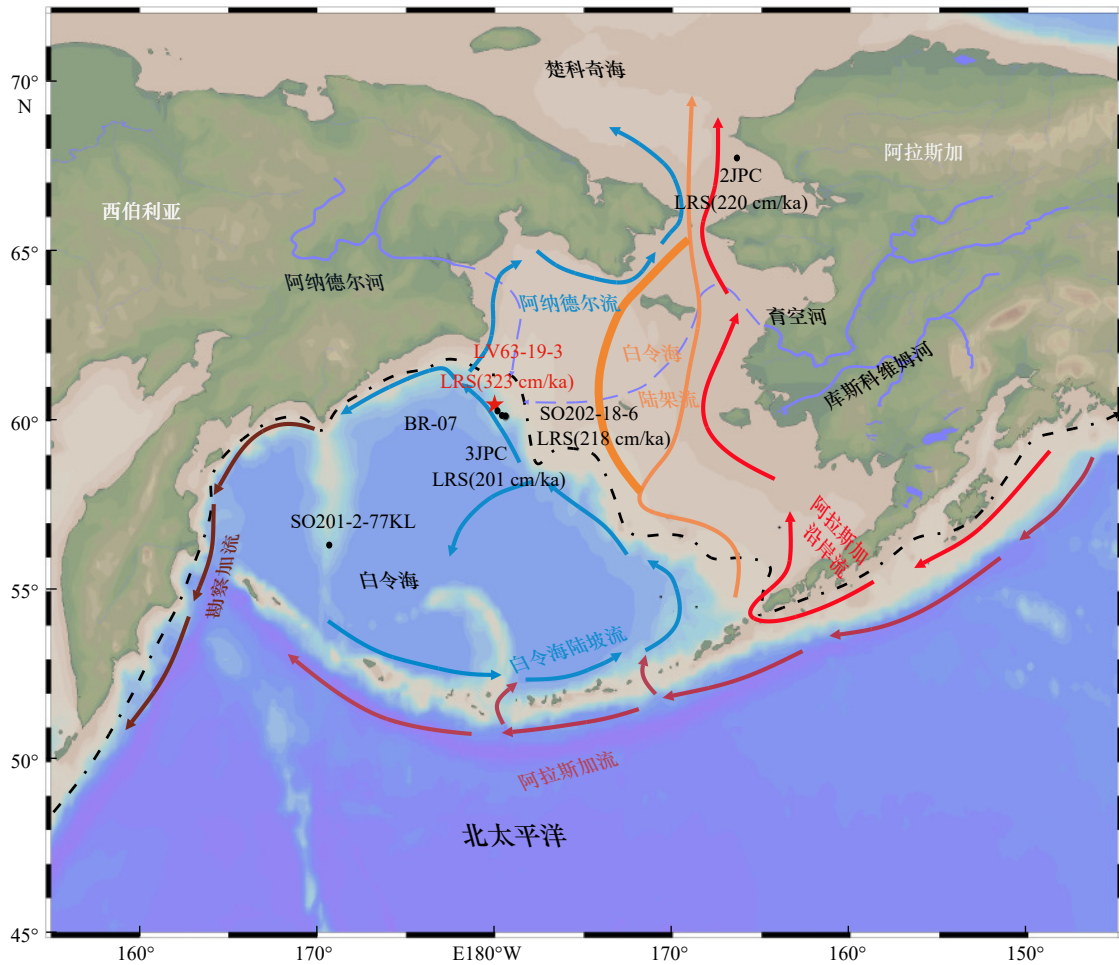


图 1 研究站位和白令海现代表层环流示意图

Fig. 1 Study location and schematic of modern surface circulation in the Bering Sea

彩色实线表示白令海表层环流; 黑色虚线表示末次盛冰期白令海海岸线, 此时白令陆架暴露^[35]; 蓝色虚线表示白令海低海平面时期河流的潜在路径^[35]

The solid colored line indicates the surface circulation of the Bering Sea; the black dashed line indicates the Bering Sea coastline during the Last Glacial Maximum, when the Bering Shelf was exposed^[35]; the blue dashed line indicates the potential path of the river during low sea level in the Bering Sea^[35]

们对贝壳碎片进行 AMS¹⁴C 测年。依据 SO202-18-6 岩心 150~152 cm 层位通风年龄为 680 a^[28], 我们将测得的贝壳碎片 AMS¹⁴C 年龄减去 680 a 后得出年龄

表 1 LV63-19-3 岩心的年代控制点
Table 1 Age control points of Core LV63-19-3

层位/ cm	测试材料和方法	AMS ¹⁴ C 年龄/a	$\Delta R/a$	日历 年龄/a	沉积速率/ (cm·ka ⁻¹)
80	底栖贝壳碎片	6 720 ± 30	400	6 564	-
135	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	9 600 ± 30	400	9 764	16.8
200	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	10 290 ± 30	400	10 710	68.7
240	纹层比对 ^[28]	10 450 ± 40	400	10 956	162.6
462	XRF Ca/Ti 比对 ^[28]	10 850 ± 25	400	11 521	392.9

注:“-”代表未计算沉积速率。

为 (6 720 ± 30) a, 再通过校正得出日历年龄。在 135 cm 和 200 cm 层位均收集足量的 *Neogloboquadrina pachyderma* 浮游有孔虫进行测年。在 200~550 cm 段几乎没有浮游有孔虫, 采用纹层状沉积层比对和 XRF Ca/Ti 峰值比对进一步约束沉积岩心年龄模型。根据纹层状沉积层结束的时间, LV63-19-3 岩心中 200~240 cm 处纹层状沉积层与 SO202-18-6 岩心^[28] 280~300 cm 处的纹层状沉积层进行比对 (图 2)。根据 Ca/Ti 比值结构, 我们进一步比对了 LV63-19-3 和 SO202-18-6 岩心高分辨率的 XRF Ca/Ti 比值 (图 2)。沉积岩心采用的年代控制点详见表 1, 用线性内插法计算 LV63-19-3 岩心的日历年龄。

3.3 沉积物粒度

取少量样品置于离心管中, 先后加入过量 H₂O₂ 和 HCl, 分别去除样品中的有机质及碳酸盐, 然后加

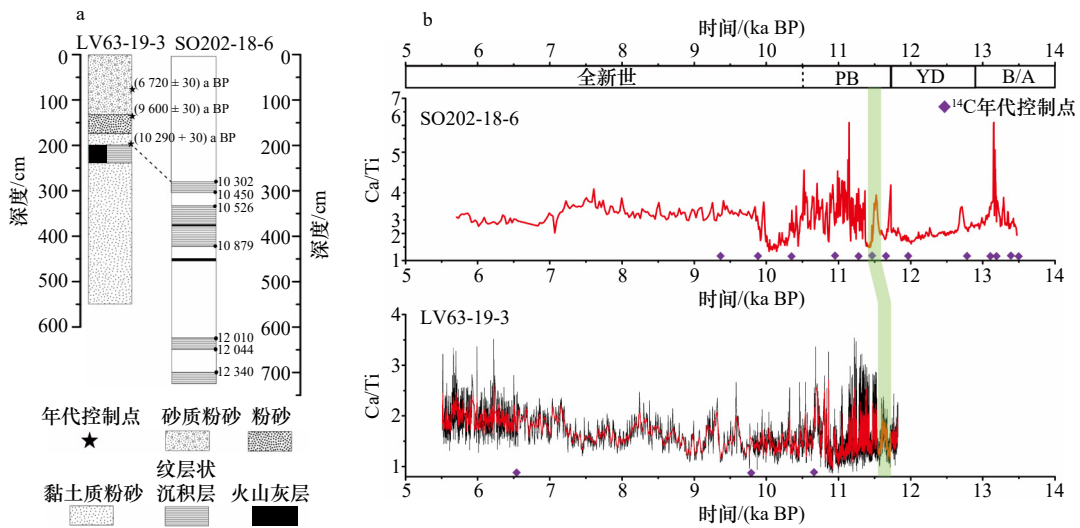


图2 LV63-19-3与SO202-18-6岩心^[28]岩性对比(a), LV63-19-3和SO202-18-6岩心^[28]基于XRF扫描的Ca/Ti比值对比(b)

Fig. 2 Lithology correlation between cores LV63-19-3 and SO202-18-6^[28] (a), and comparison of Ca/Ti ratios based on XRF core scanning from cores LV63-19-3 and SO202-18-6^[28] (b)

黑线是原始数据, 红线是10点滑动平均。浅绿条带代表LV63-19-3岩心与SO202-18-6岩心年代控制点对比

The black line is the original data and the red line is the 10-point moving average. The light green band represents the comparison of age control points between Core LV63-19-3 and Core SO202-18-6

入超纯水清洗。清洗完毕后加入过量的 Na_2CO_3 , 去除样品中的生物硅, 清洗后将测试样品超声并测试。粒度分析仪所用仪器为英国马尔文公司激光粒度仪, 测试范围为 $0.02\sim 2\,000\ \mu\text{m}$, 重复检测的相对误差小于3%。粒度分析及下述实验均在自然资源部海洋地质与成矿作用重点实验室完成。

3.4 粒度端元分析

为了模拟沉积物的不同来源或动力过程, 将沉积物的粒度根据其多峰形态分离为不同端元以区分其物源或搬运机制^[37-38]。基于Matlab平台开发的AnalySize程序^[39], 对LV63-19-3岩心的沉积物粒度进行端元分析。

3.5 主微量元素

取少量样品经冻干研磨后, 加入50 mg样品放置于聚四氟乙烯溶样瓶中, 加入1:1的 HNO_3 和HF溶液对样品进行加热溶解反应, 待样品完全溶解后再取出并用 HNO_3 溶液定容后准备上机测试。常量元素使用ICP-OES测定, 微量元素用ICP-MS测定, 测试过程中用GSD-9标准物质和重复样品对实验进行质量监控。主微量元素的测试相对标准偏差均小于5%。

3.6 XRF原位扫描

用Itrax XRF Scanner分析仪以 $200\ \mu\text{m}$ 高分辨率对沉积岩心进行无损扫描, 以1 mm间隔记录扫描数据。每次扫描以30 kV的管电压扫描两次, XRF时间设置为2 s。

3.7 质量累计速率

质量累计速率[MAR, 单位: $\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{ka})$]计算公式为

$$\text{MAR} = \frac{\sum \text{REEwt}\%}{100} \cdot \rho_{\text{dry}} \cdot S, \quad (1)$$

式中, ρ_{dry} 为沉积物干密度(单位: g/cm^3); S 为沉积速率(单位: cm/ka)。

4 结果

4.1 沉积物粒度

图3显示LV63-19-3岩心沉积物类型以粉砂为主, 粉砂平均含量达到70%; 砂和黏土平均含量较低, 但在不同时段砂和黏土的含量变化较大。距今11.7~11 ka高沉积速率时段砂含量较低, 黏土含量较高, 沉积物类型主要为黏土质粉砂。距今9 ka以来砂含量上升, 粉砂和黏土含量逐渐减小, 沉积物类型主要为砂质粉砂。沉积物平均粒径和偏态系数总体呈逐渐升高的趋势, 在距今11.7~11 ka时段平均粒径较小, 偏态系数较低。距今11~9 ka时段平均粒径和偏态系数无明显变化, 但在纹层状沉积层位平均粒径增大, 偏态系数增加, 距今9 ka以来平均粒径逐渐增大。偏态系数指示粒径分布的对称性, 正偏表示沉积物粒度集中在粗端部分, 偏态系数与平均粒径指示的结果较为一致。分选系数在距今11.7~10.7 ka时段较高, 距今10.7 ka以后逐渐降低。

对沉积物粒度进行端元分析, 图4显示随着端元

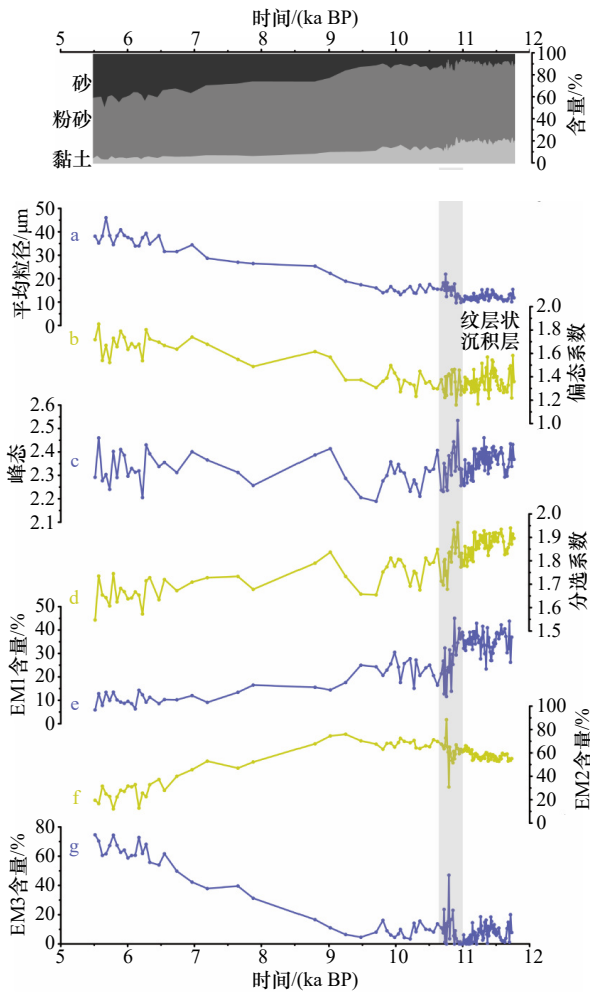


图3 LV63-19-3岩心沉积物粒度和相关参数时间序列

Fig. 3 Time series of sediments grain size and associated parameters in Core LV63-19-3

垂直灰色阴影条带表示纹层状沉积层
Vertical gray bar indicates laminated sediments

数增加,其相关系数(R^2)越接近1,角度偏差逐渐减小。在端元数尽量少的前提下,相关系数越接近1,并且角度偏差越小的情况下的拟合能更好地反映粒度端元真实状况^[40]。图4a和图4b中当端元数为3时

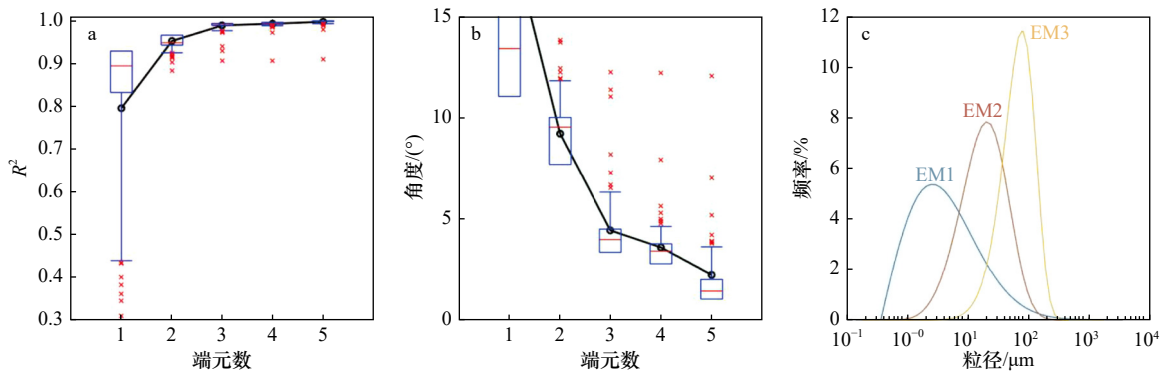


图4 线性相关(a)、角度(b)和粒度端元频率分布(c)

Fig. 4 Linear correlation (a), angle of end members (b), and frequency distributions of sediment grain size endmember (c)

能很好地代表粒度总体特征。EM1、EM2和EM3均呈单峰正态分布(图4c),其中EM1的峰值粒径最小,EM3的峰值粒径最大。EM1的平均粒径为4.29 μm,EM2的平均粒径为19.52 μm,EM3的平均粒径为64.24 μm(表2)。EM1端元在距今11.7~11 ka时段含量较高,在距今11~10.7 ka时段快速降低,在距今10.7~9.5 ka时段含量变化较小,在距今9.5 ka以后含量逐渐降低(图3e)。EM2端元在距今11.7~9 ka时段含量较高,在距今11~10.7 ka时段剧烈波动,在距今9 ka以后含量逐渐降低(图3f)。EM3端元在距今11.7~9.5 ka时段含量较低,在距今11~10.7 ka时段含量升高,距今9.5 ka以后含量快速升高(图3g)。

4.2 主微量元素

LV63-19-3岩心沉积物的主微量元素含量剖面分布特征见图5,沉积物中Al、Fe、K、Ti、Mg、Rb、Sc、Co、Th、V、Li、Nb、Cr等亲石元素的含量总体呈下降趋势。距今11.7~11 ka时段上述元素的含量较高(图5a)。距今11~9 ka时段亲石元素含量降低,在纹层状沉积层快速降至最低值,距今9 ka以来亲石元素含量较低,无明显变化趋势。Ca、Sr、Zr在距今11.7~11 ka时段含量较低,距今11~9 ka时段元素含量升高,在纹层状沉积层快速升至最高值。

相关性分析显示Al、Fe、K、Ti、Mg、Rb、Sc、Co、Th、V、Li、Nb、Cr元素间和平均粒径的相关性较强(表3)。Ca、Sr、Zr元素与平均粒径和亲石元素相关性较差。由于亲石元素与平均粒径存在较强的相关性,我们在分析元素含量的变化时需要消除粒度的影响,因此对元素含量进行标准化处理。Al是典型的碎屑元素且与其他元素之前存在较强的相关性,我们选Al作为标准化元素。

对主要亲石元素进行标准化处理后,Ti/Al、Sc/Al、Co/Al、Th/Al、V/Al、Nb/Al、Cr/Al的变化趋势发生明显变化(图5b)。Ti/Al整体呈逐渐升高的趋势,并在纹层状沉积层出现高值。Sc/Al在距今11.7~11 ka期

表 2 LV63-19-3 岩心粒度端元参数特征
Table 2 Characteristics of the grain size of modeled end member of Core LV63-19-3

端元	平均粒径/ μm	分选系数	偏态	峰态	黏土/%	粉砂/%	砂/%
EM1	4.29	3.48	0.63	3.22	54.22	43.20	2.59
EM2	19.52	2.34	-0.06	2.73	4.03	88.93	7.05
EM3	64.24	1.89	-0.62	3.52	0.04	49.21	50.75

间先降低后升高,并在纹层状沉积层出现高值,随后逐渐降低。Co/Al、Th/Al、V/Al、Nb/Al、Cr/Al 均在纹层状沉积层出现高值,随后逐渐降低。

4.3 稀土元素

LV63-19-3 岩心的稀土元素(REE)分布特征见图 6。 ΣREE 含量在距今 11.7~10 ka 时段较高,在纹层状沉积层含量降低,距今 10 ka 以后含量逐渐降低。 $\Sigma\text{REE}/\text{Al}$ 在距今 11.7~8.5 ka 时段逐渐升高,在纹层状沉积层出现高值,距今 8.5 ka 以后逐渐降低。LREE/HREE

平均值为 6.85,在距今 11.7~11 ka 时段轻稀土相对富集,距今 11~10.7 ka 时段快速降低并出现低值,距今 10.7 ka 后无明显变化趋势。 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{NASC}}$ 、 $(\text{Ga}/\text{Yb})_{\text{NASC}}$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{NASC}}$ 与 LREE/HREE 的变化趋势较为一致,在距今 11.7~11 ka 时段出现高值并逐渐降低,在距今 11~10.7 ka 时段快速降低并出现低值,距今 10.7 ka 后无明显变化趋势。在距今 11.7~11 ka 时段存在显著的 δCe 负异常和 δEu 正异常,并在纹层状沉积层同样表现为 δCe 负异常和 δEu 正异常。距今 9 ka 以来 δCe 无明显变化趋势, δEu 呈逐渐升高的趋势。

4.4 因子分析

为了揭示元素间的内在联系,对主微量元素进行因子分析。相同因子间的元素具有相似的物理化学性质和相近的迁移和富集规律,因而首先聚类^[42]。因子分析结果显示两个主因子对总方差的贡献率达到 83.07%,能较好地反映数据集的变化(表 4)。其中,因子 1 的贡献率达到 61.61%,主要由 Al、K、Fe、Rb、Sc、

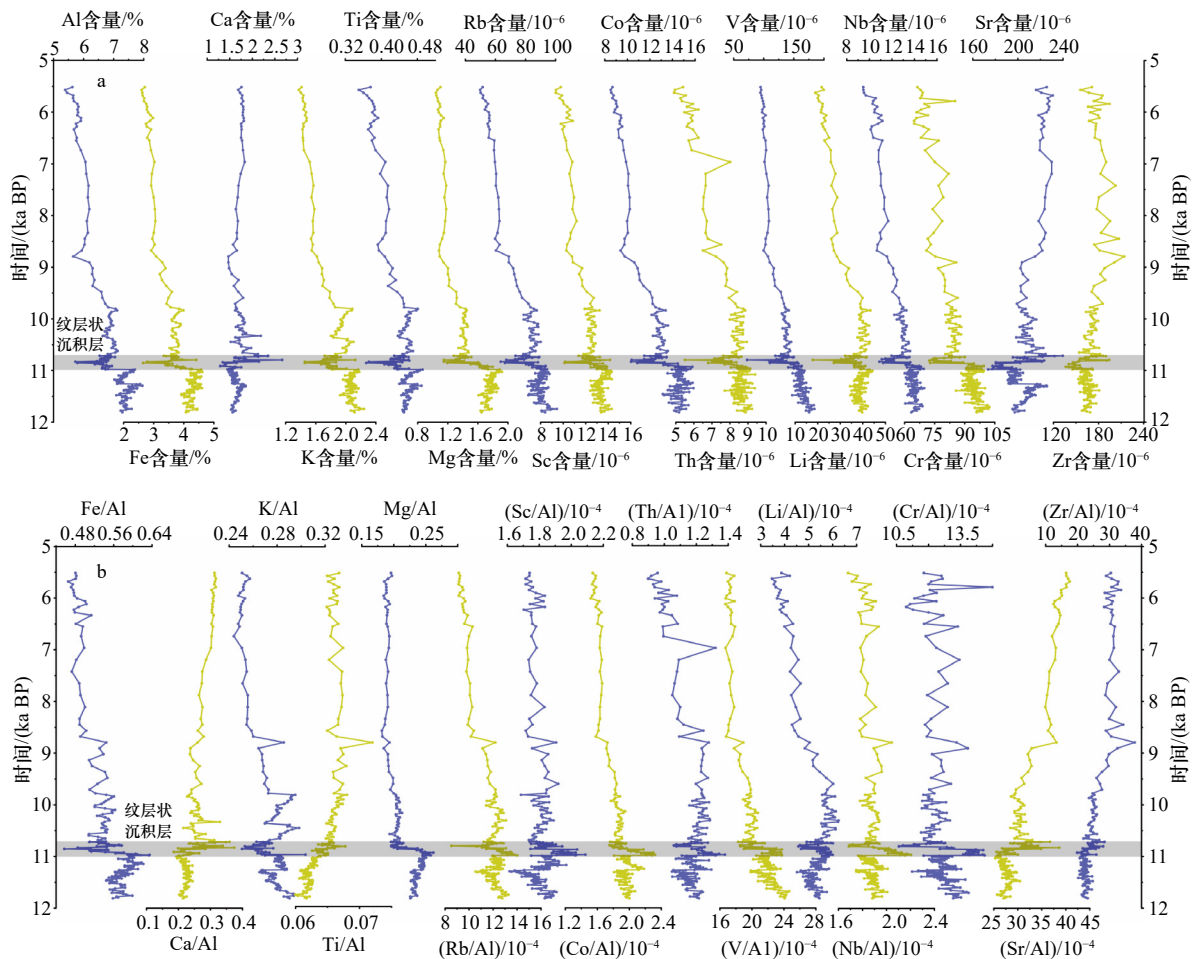


图 5 主微量元素含量的时间序列(a)和主微量元素与 Al 比值时间序列(b)

Fig. 5 Time series of major and minor element contents (a) and the ratio of the major and minor elements to Al (b)

垂直灰色阴影条带表示纹层状沉积层
Vertical gray bar indicates laminated sediments

表 3 LV63-19-3 岩心元素和平均粒径相关系数 (R^2) 分析
Table 3 Correlation analysis for elements and mean particle size in Core LV63-19-3

	Al	Fe	Ca	K	Ti	Mg	Rb	Sc	Co	Th	V	Li	Nb	Cr	Ta	Sr	Zr
Al	1.00																
Fe	0.91	1.00															
Ca	0.01	0.03	1.00														
K	1.00	0.88	0.03	1.00													
Ti	1.00	0.78	0.01	0.87	1.00												
Mg	1.00	1.00	0.12	0.77	0.64	1.00											
Rb	0.76	0.80	0.10	0.85	0.75	0.79	1.00										
Sc	0.77	0.83	0.07	0.80	0.73	0.78	0.87	1.00									
Co	0.78	0.86	0.10	0.80	0.68	0.91	0.90	0.84	1.00								
Th	0.61	0.64	0.08	0.72	0.69	0.63	0.87	0.72	0.78	1.00							
V	0.75	0.79	0.16	0.78	0.60	0.89	0.88	0.78	0.91	0.73	1.00						
Li	0.58	0.61	0.09	0.70	0.72	0.59	0.87	0.71	0.75	0.87	0.69	1.00					
Nb	0.61	0.66	0.17	0.65	0.58	0.79	0.84	0.66	0.86	0.79	0.88	0.76	1.00				
Cr	0.44	0.50	0.26	0.50	0.38	0.69	0.67	0.50	0.71	0.64	0.81	0.60	0.85	1.00			
Ta	0.26	0.28	0.12	0.30	0.30	0.35	0.44	0.33	0.42	0.50	0.43	0.45	0.51	0.41	1.00		
Sr	0.07	0.18	0.60	0.14	0.08	0.29	0.38	0.30	0.37	0.34	0.35	0.40	0.35	0.33	0.26	1.00	
Zr	0.01	0.17	0.13	0.11	0.04	0.29	0.25	0.20	0.31	0.15	0.28	0.21	0.23	0.23	0.10	0.09	1.00
平均粒径	0.77	0.77	0.08	0.80	0.77	0.74	0.87	0.80	0.83	0.82	0.78	0.82	0.82	0.73	0.54	0.37	0.16

Co、Th、Mg、V、Li、 Σ REE、Nb、Cr、Ta 构成。这些元素多为亲石元素, 主要来源于碎屑组分。因子 2 主要由 Sr、Ca 和 Zr 组成, Ca 是生物碳酸盐的主要成分, Sr 是典型的亲生物元素, 在海洋沉积物中与生物作用有关^[43], Zr 主要富集在粗颗粒的重矿物中(如锆石)。

5 讨论

5.1 沉积特征

5.1.1 纹层状沉积层

LV63-19-3 岩心在 240~200 cm(距今 11~10.7 ka) 发现暗色纹层状沉积层, 这在白令海北坡广泛存在^[21, 26-28]。纹层状沉积层代表缺氧甚至无氧环境, 本质是海洋中溶解氧的消耗超过供给。前人研究发现, 白令海北部陆坡广泛发育纹层状沉积层可能与下列因素有关。

(1) 北太平洋中层水形成减弱和北太平洋深层水扩张。北太平洋中层水是现今北太平洋中层水体通风的重要来源, 目前其主要源自鄂霍次克海^[44]。前人的研究显示早全新世北太平洋中层水形成急剧减少^[45], 导致白令海和北太平洋中层水体氧供给减小, 有利于纹层状沉积层的形成。北太平洋深层水以贫氧富营养盐为显著特征。随着北太平洋中层水形成减少, 有

理由相信北太平洋深层水将进一步扩张, 这也将进一步强化白令海内部溶解氧亏损。

(2) 表层生产力输出增加。表层生产力输出增加和随后有机质在海洋内部降解必然消耗水中的溶解氧。前人的研究已经显示, 早全新世白令海表层生产力较高^[21, 26-28], 海洋生产力勃发和富有机质降解使海底缺氧有助于纹层状沉积层的形成。

(3) 陆源有机质输入和降解。早全新世阿拉斯加和西伯利亚的冻土消融, 导致此前被封存的有机质通过河流输入白令海^[35]。有机质在沉降过程中氧化分解会消耗大量溶解氧, 造成海底缺氧。

在本研究中我们提出另一种被忽视的机制, 季节性海冰和上层水体层化增加在促进沉积纹层形成中的作用。LV63-19-3 沉积物粒径分析显示, 在纹层状沉积层, 平均粒径显著增加, 这可能反映了冬春季季节性海冰覆盖范围增强。季节性海冰活动增强将抑制大气氧向表层海洋入侵和随后的向下转移, 减小海洋内部溶解氧更新速率。与此同时在随后的夏秋季, 北美大陆冰原持续融化将降低白令海表层海水盐度^[18], 导致表层海水层化增强促进纹层状沉积层发育。我们认为这些因素的共同作用是导致白令海陆

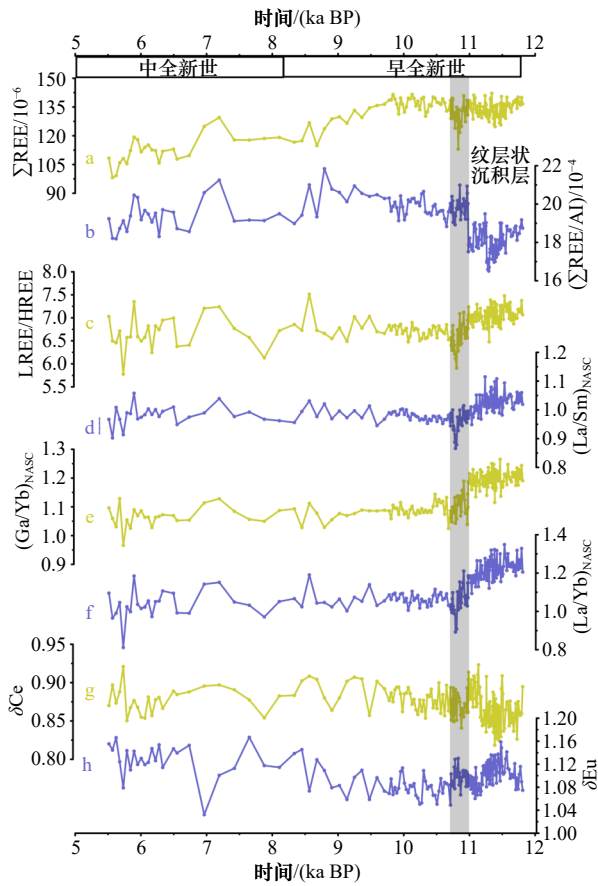


图 6 稀土元素(REE)含量及其参数时间序列

Fig. 6 Time series of rare earth element (REE) parameters

垂直灰色阴影条带表示纹层状沉积层; $(La/Sm)_{NASC}$ 、

$(Ga/Yb)_{NASC}$ 和 $(La/Yb)_{NASC}$ 为北美页岩^[41]标准化计算结果;

δCe 和 δEu 为北美页岩标准化计算结果:

$$\delta Ce = \frac{Ce_{NASC}}{\sqrt{(La_{NASC}) \cdot (Pr_{NASC})}}$$

$$\delta Eu = \frac{Eu_{NASC}}{\sqrt{(Sm_{NASC}) \cdot (Gd_{NASC})}}$$

Vertical gray bar indicates laminated sediments; $(La/Sm)_{NASC}$ 、

$(Ga/Yb)_{NASC}$ and $(La/Yb)_{NASC}$ are normalized for North American shale

composite^[41]; δCe and δEu are normalized for North American shale

$$\text{composite: } \delta Ce = \frac{Ce_{NASC}}{\sqrt{(La_{NASC}) \cdot (Pr_{NASC})}}$$

$$\delta Eu = \frac{Eu_{NASC}}{\sqrt{(Sm_{NASC}) \cdot (Gd_{NASC})}}$$

坡纹层状沉积层形成的重要原因。

5.1.2 沉积物组成

白令海的海底沉积物主要来源于陆源碎屑物质、生源物质、火山碎屑和自生源物质^[46]。我们对 LV63-19-3 岩心的沉积物化学元素做因子分析后发现白令海不同时期沉积物化学特征发生显著变化(图 7)。LV63-19-3 岩心沉积物在距今 11.7~10.7 ka 时段 F1 因子得分较高,表明沉积物中陆源碎屑物质组分贡献较大。Keigwin 等^[34]指出早全新世白令海的陆源碎屑物质输入增加,并且在白令海和楚科奇海的岩心

表 4 LV63-19-3 岩心沉积物元素因子旋转成分矩阵

Table 4 Rotated composition matrix of elemental factors of Core LV63-19-3

元素	因子1(F1)	因子2(F2)
Al	0.964	0.024
K	0.960	0.107
Fe	0.935	0.161
Rb	0.912	0.368
Sc	0.901	0.273
Co	0.897	0.389
Th	0.872	0.336
Mg	0.867	0.354
V	0.863	0.430
Li	0.839	0.383
ΣREE	0.834	0.197
Nb	0.818	0.496
Cr	0.693	0.572
Ta	0.578	0.438
Sr	-0.291	-0.883
Ca	-0.011	-0.812
Zr	-0.274	-0.663
方差/%	61.61	21.46
累计方差/%	61.61	83.07

注:加粗字体表示与因子显著相关的载荷值。

记录到高沉积速率^[26, 28, 34],这与我们的结论一致。距今 11~10.7 ka 时段 F2 因子得分较高,沉积物中生源组分的贡献较大。距今 10.7~9 ka 时段 F1 因子得分较高, F2 因子得分较低,期间陆源碎屑物质组分贡献较大。距今 9 ka 以来 F1 和 F2 因子得分都较低,表明此时沉积物的陆源碎屑组分和生源组分减少。为了研究早全新世白令海高陆源碎屑输入和高沉积速率的原因,下文对沉积物碎屑组分的来源和输送机制进行了研究。

5.2 陆源碎屑母岩性质及物源

海洋沉积物中碎屑组分与源区性质密切相关。Roser 和 Korsch^[47]根据沉积物的主量元素组分相对变化,提出了沉积物源区判别函数。其中,DF1 代表母岩中的长英质组分,其值越大代表贡献越多;DF2 代表母岩中的铁镁质组分,其值越大代表贡献越多。

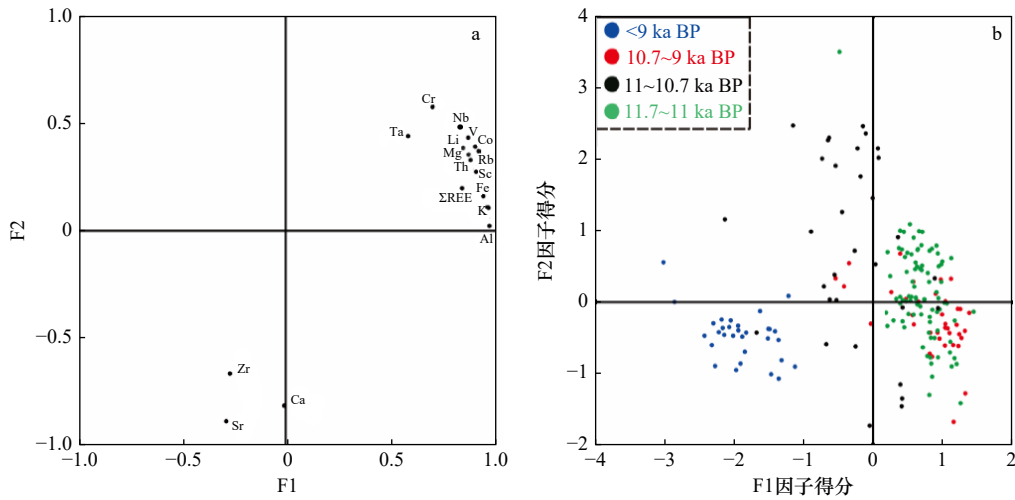


图7 因子F1与F2散点图

Fig. 7 Scatter plot between F1 and F2

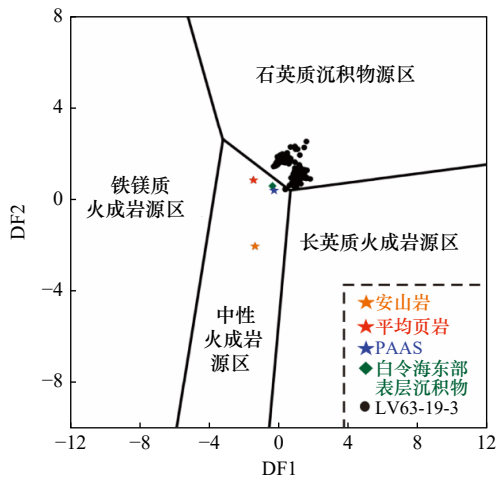


图8 源区沉积物地球化学判别图

Fig. 8 Geochemical discrimination plots to obtain possible provenances of sediments

$$DF1 = 30.638\omega(\text{TiO}_2)/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) - 12.541\omega(\text{Fe}_2\text{O}_3)/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) + 7.329\omega(\text{MgO})/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) + 12.031\omega(\text{Na}_2\text{O})/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) + 35.402\omega(\text{K}_2\text{O})/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) - 6.382, \quad (2)$$

$$DF1 = 56.500\omega(\text{TiO}_2)/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) - 10.879\omega(\text{Fe}_2\text{O}_3)/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) + 30.875\omega(\text{MgO})/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) - 5.404\omega(\text{Na}_2\text{O})/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) + 11.112\omega(\text{K}_2\text{O})/\omega(\text{Al}_2\text{O}_3) - 3.89. \quad (3)$$

图8源区沉积物地球化学判别图中指示全新世白令海沉积物主要为石英质沉积物源区贡献。Asahara等^[33]认为白令海东部沉积物主要源自育空河等河流输入的碎屑物质和少量向北输送的阿留申岛弧火山物质,这与我们的结论一致。

除了主量元素判别函数示踪沉积物源区外,稀土元素也是较为成熟的指标。稀土元素不易受风化、搬运、沉积和成岩等过程影响,能较好地保留源区信息^[42],利用稀土元素含量和配分模式可以示踪沉积物来源。需要注意河流悬浮沉积物对边缘海沉积物中

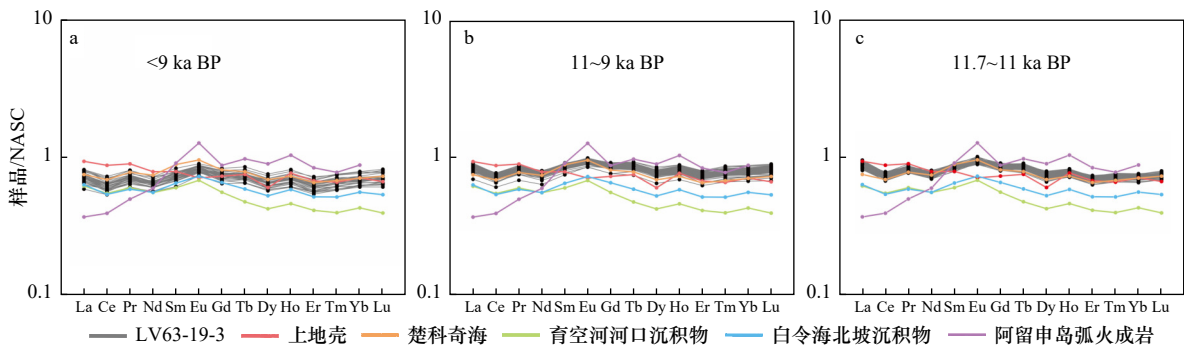


图9 北美页岩标准化稀土配分模式

Fig. 9 North American shale composite (NASC) normalized rare earth elements patterns

育空河河口沉积物数据引自文献^[33],白令海北坡沉积物数据引自文献^[50],阿留申岛弧火成岩数据引自文献^[51]

The data for Yukon River Estuary sediments were cited from reference^[33], sediments from the northern slope of the Bering Sea were cited from reference^[50], and Aleutian Island Arc igneous rock were cited from reference^[51]

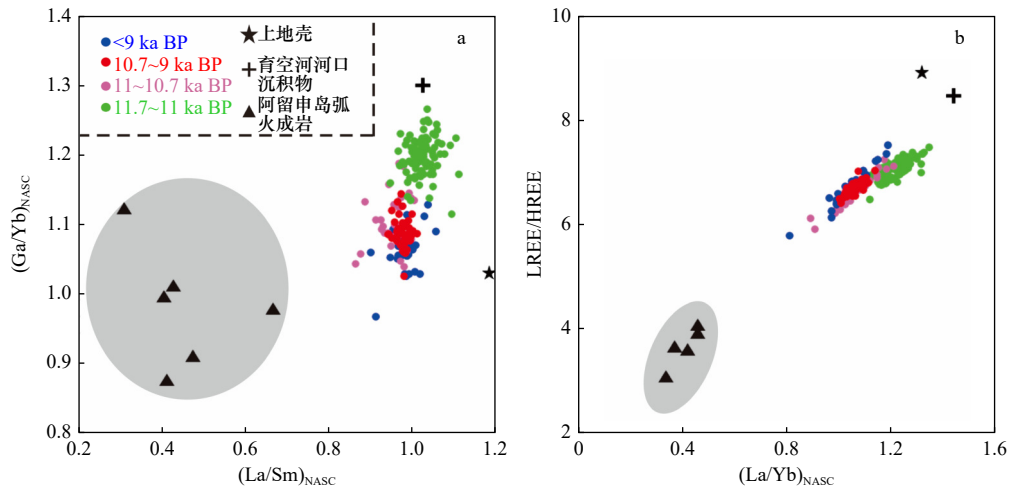


图 10 LV63-19-3 岩心 $(La/Sm)_{NASC}$ 与 $(Ga/Yb)_{NASC}$ 、 $(La/Yb)_{NASC}$ 与 LREE/HREE 散点图

Fig. 10 Scatter plots between $(La/Sm)_{NASC}$ vs. $(Ga/Yb)_{NASC}$, $(La/Yb)_{NASC}$ vs. LREE/HREE in Core LV63-19-3

育空河河口沉积物数据引自文献 [33], 阿留申岛弧火成岩数据引自文献 [51]

The data for Yukon River Estuary sediments were cited from reference [33], Aleutian Island Arc igneous rock were cited from reference [51]

Σ REE 配分的重要影响, 由于稀土元素在河流搬运过程中多以颗粒态进行搬运, 因此会受粒度和水动力分选的影响^[48-49]。

在北美页岩标准化稀土配分模式图中(图 9), 现代白令海北坡和育空河河口区的沉积物存在明显的重稀土亏损, 而阿留申岛弧火成岩则表现轻稀土亏损, 并且存在明显的 δEu 正异常。LV63-19-3 岩心在距今 11.7~11 ka 时段稀土配分模式较为集中, 并且轻稀土较为富集, 距今 9 ka 以来稀土配分模式较为离散。 $(La/Sm)_{NASC}$ 与 $(Ga/Yb)_{NASC}$ 、 $(La/Yb)_{NASC}$ 与 LREE/HREE 散点图显示距今 11.7~11 ka 时段数据更趋向于源自育空河河口(图 10), 表明此时段白令海北部陆坡沉积物主要来源于育空河输送的物质。距今 11.7~11 ka 时段研究区的沉积速率达到 392.9 cm/ka, 也对应于增加的育空河沉积物输入^[13, 26, 34]。由于距今 11.7~11 ka 时段海平面相对较低, 育空河、阿纳德尔河和库斯科维姆河的河口位置更靠近白令海北坡^[26], 导致河流携带的碎屑物质输入增多。距今 11.7~11 ka 时段北半球高纬夏季日射量增强导致阿拉斯加的冰川和冻土消融, 融水的输入提高了河流搬运动力, 导致陆源物质供给增多^[34]。此外, 末次冰期低海平面时期白令海陆架大面积裸露, 期间白令海陆架和古河口区沉积了大量的河流沉积物。距今 11.7~11 ka 时段海平面快速上升淹没了裸露的白令海陆架, 大量的碎屑物质经再悬浮后随海流运输到白令海北坡区域^[13, 26]。距今 11 ka 以后碎屑物质输入可能逐渐减少, 距今 11~10.7 ka 时段沉积速率逐渐降低, 距今 10.7 ka 以后沉积速率降至 17.2 cm/ka。冰融水(MWP)-1B 事件后白

令海峡完全打开, 可能导致白令陆架的大量碎屑物质被输送到楚科奇海, 减少了白令海的碎屑物质输入^[35]。距今 10.7 ka 以后由于海平面上升, 河口位置发生迁移逐渐远离研究区, 导致河流沉积物供给减少^[7, 26]。距今 9 ka 以后 $(La/Sm)_{NASC}$ 与 $(Ga/Yb)_{NASC}$ 、 $(La/Yb)_{NASC}$ 与 LREE/HREE 散点图显示沉积物存在火山物质贡献(图 10), 表明研究区可能接受了更多的阿留申火山物质。Sun 等^[13] 认为海平面上升加强了北太平洋海水流入从而强化了白令海陆坡流, 导致更多的阿留申火山物质随着白令海陆坡流被输送到白令海北部坡。

5.3 沉积动力变化

海洋沉积物中的碎屑输入与风力、水动力(河流、洋流)和海冰密切相关, 不同介质的搬运动力存在差异^[52]。现代白令海北部陆坡远离河口区, 季节性海冰能搬运粗颗粒物质并沉降到研究区, 风力和水动力则难以长距离搬运粗颗粒物质。端元模拟结果显示, EM3 端元的粒径较粗, 主要由砂和粗粉砂组成, 可能指示海冰搬运动力。EM1 端元的粒径较细, 主要由黏土和细粉砂组成, 可能代表河流、洋流或风力搬运动力。基于现代白令海的沉积物物源研究, Nagashima 等^[53] 认为白令海北坡区现代接收了大量育空河输送的砂和粉砂碎屑物质。早全新世由于海平面较低, 育空河、阿纳德尔河和库斯科维姆河的河口位置更靠近研究区, 并且由于冰融水输入提高了河流输送动力, 期间河流的物质贡献相较于风力和洋流搬运更大, 因此 EM1 端元在早全新世可能主要指示河流的搬运动力。EM2 端元主要由粉砂组成, 粒径在 EM1 端元和 EM3 端元之间, 可能受到海冰和河流输

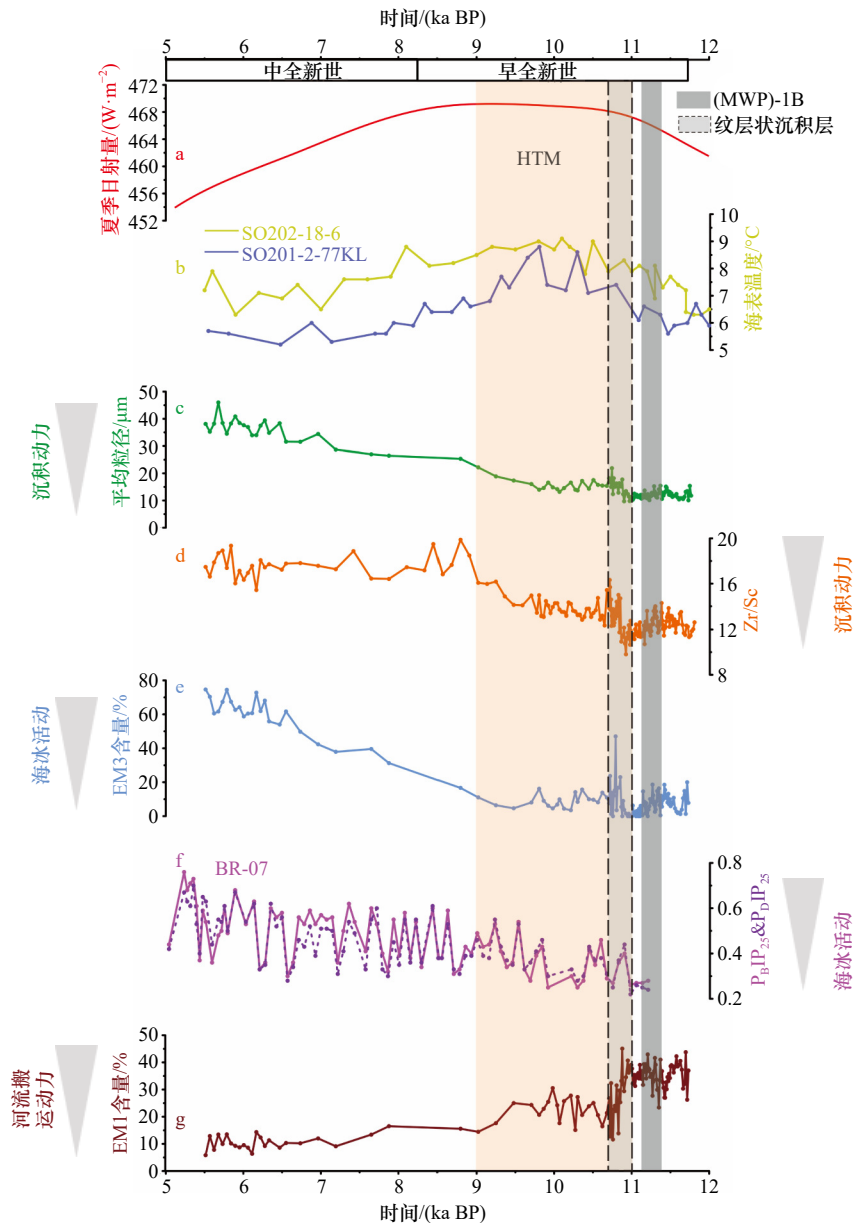


图 11 早全新世白令海陆坡沉积动力时间序列

Fig. 11 Time series of sedimentary dynamics on the north slope of the Bering Sea during the early Holocene

a. 65°N 夏季太阳辐射量^[2]; b. SO201-18-6 岩心和 SO201-2-77KL 海表温度^[24]; c. LV63-19-3 岩心平均粒径; d. LV63-19-3 岩心 Zr/Sc 比值; e. LV63-19-3 岩心 EM3 含量; f. BR-07 岩心 P_BIP_{25} 和 P_DIP_{25} 指数^[56]; g. LV63-19-3 岩心 EM1 含量; 垂直橙色阴影条带表示 HTM 距今(11~9 ka)时期^[30]; 垂直深色阴影条带表示冰融水(MWP)-1B 事件(距今 11.4~11.1 ka)^[57]; 虚线标注的垂直浅色阴影条带表示纹层状沉积层

a. Solar insolation in summer at 65°N^[2]; b. Bering Sea sea surface temperature based on cores SO202-18-6 and SO201-2-77KL^[24]; c. average particle size in Core LV63-19-3; d. Zr/Sc ratios in Core LV63-19-3; e. contents of EM3 in Core LV63-19-3; f. Core BR07 P_BIP_{25} and P_DIP_{25} indices^[56]; g. contents of EM1 in Core LV63-19-3; orange vertical bar indicates the HTM (11~9 ka BP) period^[30]; dark vertical bar indicates Meltwater Pulse (MWP)-1B event (11.4~11.1 ka BP)^[57]; light vertical bar indicates laminated sediments

人的影响。

早全新世北半球高纬夏季日射量处于末次冰消期以来的最高值(图 11a)。距今 11.7~11 ka 时段海表温度快速上升(图 11b), 太阳辐射量和海表温度升高可能导致白令海北部陆坡季节性海冰减少。距今 11.7~11 ka 时段白令海北部陆坡沉积速率较高, 期间

平均粒径较细, Zr/Sc 比值较低, 指示沉积动力较弱(图 11c, 图 11d)。此时 EM3 端元降低指示期间季节性海冰活动减弱(图 11e), 海冰消退可能是沉积动力减弱的主要原因。距今 11.7~11 ka 高沉积速率时段 EM1 端元较高(图 11g), 河流搬运动力可能强化, 河流沉积物被大量输送到白令海北部陆坡, 这与该时段

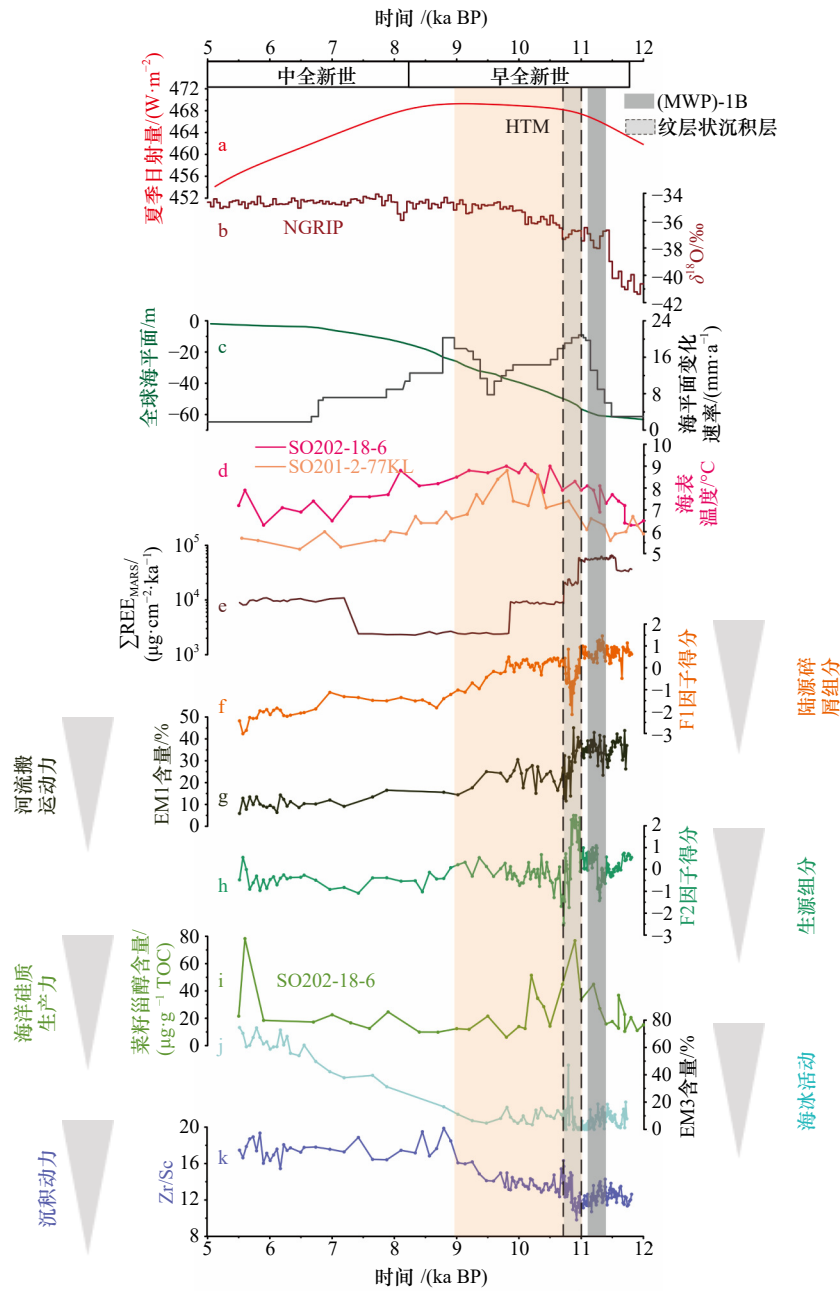


图 12 早全新世白令海陆坡 LV63-19-3 岩心沉积记录与其他古气候记录对比

Fig. 12 Comparison between sedimentary records of Core LV63-19-3 of the Bering Sea during the early Holocene and other paleoclimate records

a. 65°N 夏季太阳辐射量^[2]; b. 格陵兰岛 NGRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[60]; c. 全球海平面和海平面变化速率^[31]; d. SO202-18-6 岩心和 SO201-2-77KL 海表温度^[24]; e. LV63-19-3 岩心 $\Sigma\text{REE}_{\text{MARS}}$ 质量通量; f. LV63-19-3 岩心因子 1 (F1) 得分; g. LV63-19-3 岩心 EM1 含量; h. LV63-19-3 岩心因子 2 (F2) 得分; i. SO202-18-6 岩心菜籽甾醇含量; j. LV63-19-3 岩心 EM3 含量; k. LV63-19-3 岩心 Zr/Sc 比值; 垂直橙色阴影条带表示 HTM (距今 11~9 ka) 时期^[30]; 垂直深色阴影条带表示冰融水 (MWP)-1B 事件 (距今 11.4~11.1 ka)^[57]; 虚线标注的垂直浅色阴影条带表示纹层状沉积层

a. Solar insolation in summer at 65°N^[2]; b. greenland NGRIP ice core $\delta^{18}\text{O}$ record^[60]; c. global sea level and rate of sea level change^[31]; d. Bering Sea sea surface temperature based on cores SO202-18-6 and SO201-2-77KL^[24]; e. REE_{MARS} in Core LV63-19-3; f. F1 factor score in Core LV63-19-3; g. contents of EM1 in Core LV63-19-3; h. F2 factor score in Core LV63-19-3; i. contents of Dinosterol ($\mu\text{g}/\text{g}$ TOC) in Core SO202-18-6; j. contents of EM3 in Core LV63-19-3; k. Zr/Sc ratios in Core LV63-19-3; orange vertical bar indicates the HTM (11~9 ka BP) period^[30]; dark vertical bar indicates Meltwater Pulse (MWP)-1B events (11.4~11.1 ka BP)^[57]; light vertical bar indicates laminated sediments

研究区沉积物碎屑组分趋向于育空河沉积物的结论一致。距今 11 ka 以来 EM1 端元降低指示河流搬运

动力减弱 (图 11g), 河流输送的陆源碎屑物质逐渐减少, 白令海北部陆坡沉积速率降低。冰融水 (MWP)-

1B事件(距今11.4~11.1 ka)期间全球海平面上升了大约15 m^[54-55],育空河河口位置逐渐远离白令海北部陆坡,导致研究区的河流搬运动力减弱,陆源碎屑输入减少。距今11~10.7 ka时段白令海北部陆坡的EM3和PIP₂₅含量短暂升高^[6],距今9 ka以来EM3和PIP₂₅含量快速升高(图11e,图11f),平均粒径和Zr/Sc比值升高(图11c,图11d),指示了季节性海冰活动增强,研究区沉积动力逐渐增强。

5.4 早中全新世白令海古环境演化

早全新世65°N太阳辐射量快速升高,导致全球气候显著增暖(图12a,图12b),这对白令海地区的环境产生重大影响。(MWP)-1B事件(距今11.4~11.1 ka)期间全球海平面快速上升(图12c),海水淹没了暴露的白令陆架和白令海峡,改变了白令海环流体系并影响全球环流系统^[7]。早全新世北半球高纬夏季日射量处于末次冰消期以来的最高值^[2],Kaufman等^[30]认为距今11~9 ka时段白令海经历全新世极热期(HTM),格陵兰岛NGRIP冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 和白令海海表温度在HTM期间均升高(图12b,图12d)。气候和海平面变化会对白令海季节性海冰发育、陆源物质输入和海洋表层生产力变化产生重大影响。

距今11.7~11 ka时段LV63-19-3岩心 $\Sigma\text{REE}_{\text{MARs}}$ 和F1因子得分较高(图12e,图12f),指示陆源碎屑物质输入增加。期间白令海北部陆坡^[26,28]和楚科奇海^[34]都记录到了高沉积速率事件。(MWP)-1B期间被淹没的陆架碎屑物质在潮汐和波动的作用下发生再悬浮,悬浮的碎屑物质通过海流被输送到白令海和楚科奇海^[13],造成距今11.7~11 ka期间高沉积速率。此时段海平面较低,育空河河口位置更靠近白令海北坡,导致河流搬运动力增强(图12g)。白令海北坡B10岩心沉积物伊利石含量升高指示此时段河流物质输入增加^[13],这与我们的结论一致。距今11.7~11 ka白令海北坡的高沉积速率是由以下原因共同造成的。

(1)气候变暖使得北美冰原融化,导致河流径流增加,大量碎屑物质随着河流沉积到白令海北坡区域。

(2)距今11.7~9 ka期间由于白令海相对较低的海平面使得育空河河口位置前移,河流携带的沉积物由于搬运距离减小造成白令海北坡的陆源物质输入增多^[7]。

(3)海平面快速上升过程中白令海陆架被海水重新淹没,陆架碎屑物质经再悬浮后随海流运输到白令海北坡区域^[13,26]。

HTM时期(距今11~9 ka)白令海北坡区域的海

洋初级生产力升高,F2因子得分和菜籽甾醇含量都记录到高值(图12h,图12i),并在纹层状沉积层含量最高。距今11~10.7 ka白令海初级生产力勃发和季节性海冰活动增强可能加剧了海底缺氧,并引发了纹层状沉积层的形成。距今11~10.7 ka时段EM3端元和Zr/Sc比值升高(图12j,图12k),春冬季海冰活动增强将抑制大气氧入侵表层海洋和随后的向下转移,减小海洋内部溶解氧更新速率。在随后的夏秋季,北美大陆冰原持续融化降低白令海表层海水盐度^[18],导致表层海水层化增强,促进纹层状沉积层发育。距今10.7~9 ka时段太阳辐射量增加和白令海海表温度上升,季节性海冰覆盖面积和持续时长减少^[24],这延长了浮游生物生长季节。陆源物质和营养盐输入增加也促进了海洋初级生产力提升^[58-59]。距今11~9 ka期间 $\Sigma\text{REE}_{\text{MARs}}$ 、F1因子得分和EM1端元处于高值并逐渐降低(图12e至图12g),可能指示了陆源物质输入增加,导致白令海初级生产力升高并随着陆源营养物质输入减少逐渐降低。

距今9 ka以来太阳辐射量和白令海海表温度降低,白令海季节性海冰活动增强^[24]。此时,EM3端元和Zr/Sc比值升高(图12j,图12k),表明研究区粗颗粒碎屑含量增多沉积动力增强,指示白令海北坡季节性海冰扩张。陆源碎屑物质输入较低, $\Sigma\text{REE}_{\text{MARs}}$ 、F1因子得分和EM1端元均降低(图12e至图12g)。此时由于海平面上升,河流河口位置逐渐远离白令海北部陆坡区,河流携带的沉积物搬运距离变远,导致陆源物质输入减少。距今9 ka以来F2因子得分和菜籽甾醇含量降低(图12h,图12i),指示白令海北坡海洋初级生产力降低。太阳辐射量减少、季节性海冰活动增强和陆源营养物质输入减少,是导致白令海初级生产力降低的主要原因。

6 结论

在本研究中,我们对白令海北坡LV63-19-3岩心沉积物进行高分辨率的沉积物粒径和主微量元素分析,重点探讨了早全新世白令海的沉积物碎屑来源和陆源物质通量的变化过程和驱动机制,主要结论如下:

(1)主微量元素分析结果表明,白令海北坡沉积物以陆源碎屑物质为主,其母岩性质主要为长英质沉积物,存在少量火山碎屑物质输入。距今11.7~11 ka时段白令海北坡沉积物元素组分更趋向于育空河沉积物。距今9 ka以来阿留申火山物质被输送到研究区。

(2)在距今 11.7~11 ka 时段白令海北坡沉积速率较高,是海平面上升和冰融水脉冲事件共同作用的结果。(MWP)-1B 事件期间冰原快速融化,并输送大量陆源碎屑物质进入白令海。与此同时,随着海平面快速上升,白令陆架碎屑物质再悬浮后,悬浮的碎屑物质随海流输送到白令海北坡,导致碎屑物质输入增加。距今 9 ka 以来随着海平面上升,通过河流供给至研究区的陆源物质通量显著减少。

(3)北半球高纬太阳辐射量和海平面变化是驱动全新世白令海沉积环境快速演化的主要因素。

HTM 期间高太阳辐射量限制了季节性海冰活动,增加了生物勃发时长,促进了白令海陆坡表层生产力勃发。距今 11~10.7 ka 白令海表层生产力勃发和季节性海冰覆盖增加加剧了海底缺氧并引发了纹层状沉积层的形成。距今 9 ka 以来太阳辐射量减少,白令海海表温度降低,季节性海冰活动增强。

致谢: LV63-19-3 岩心是 2013 年在中俄白令海联合科考航次期间利用俄罗斯 Lavrentyev 院士号科考船采集的。在此谨向为样品采集所付出艰辛努力的全体科考队员和全体船员致以诚挚的感谢。

参考文献:

- [1] IPCC. Climate change 2014: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2014.
- [2] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10(4): 297-317.
- [3] Rogelj J, Den Elzen M, Höhne N, et al. Paris Agreement climate proposals need a boost to keep warming well below 2°C[J]. *Nature*, 2016, 534(7609): 631-639.
- [4] IPCC. Climate change 2021: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.
- [5] IPCC. Climate change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [6] Springer A M, Mcroy C P, Flint M V. The Bering Sea Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production[J]. *Fisheries Oceanography*, 1996, 5(3/4): 205-223.
- [7] Pelto B M. Sedimentological, Geochemical and Isotopic Evidence for the Establishment of Modern Circulation through the Bering Strait and Depositional Environment History of the Bering and Chukchi Seas during the Last Deglaciation[D]. Amherst: University of Massachusetts Amherst, 2014.
- [8] Broecker W S, Peng T H, Jouzel J, et al. The magnitude of global fresh-water transports of importance to ocean circulation[J]. *Climate Dynamics*, 1990, 4(2): 73-79.
- [9] Wijffels S E, Schmitt R W, Bryden H L, et al. Transport of freshwater by the oceans[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1992, 22(2): 155-162.
- [10] Johannessen O M, Muench R D, Overland J E. The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: the Nansen Centennial Volume[M]. Washington DC, USA: American Geophysical Union, 1994.
- [11] Keigwin L D, Cook M S. A role for North Pacific salinity in stabilizing North Atlantic climate[J]. *Paleoceanography*, 2007, 22(3): PA3102.
- [12] Stabeno P J, Bond N A, Kachel N B, et al. On the temporal variability of the physical environment over the south-eastern Bering Sea[J]. *Fisheries Oceanography*, 2001, 10(1): 81-98.
- [13] Sun Yechen, Xiao Wenshen, Wang Rujian, et al. Changes in sediment provenance and ocean circulation on the northern slope of the Bering Sea since the last deglaciation[J]. *Marine Geology*, 2021, 436: 106492.
- [14] Rella S F, Tada R, Nagashima K, et al. Abrupt changes of intermediate water properties on the northeastern slope of the Bering Sea during the last glacial and deglacial period[J]. *Paleoceanography*, 2012, 27(3): PA3203.
- [15] Brunelle B G, Sigman D M, Jaccard S L, et al. Glacial/interglacial changes in nutrient supply and stratification in the western subarctic North Pacific since the penultimate glacial maximum[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(19/20): 2579-2590.
- [16] Nakatsuka T, Watanabe K, Handa N, et al. Glacial to interglacial surface nutrient variations of Bering Deep Basins recorded by $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ of sedimentary organic matter[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 1995, 10(6): 1047-1061.
- [17] Gorbarenko S A, Basov I A, Chekhovskaya M P, et al. Orbital and millennium scale environmental changes in the southern Bering Sea during the last glacial-Holocene: Geochemical and paleontological evidence[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(16/18): 2174-2185.
- [18] Okazaki Y, Takahashi K, Asahi H, et al. Productivity changes in the Bering Sea during the late Quaternary[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(16/18): 2150-2162.
- [19] Brunelle B G, Sigman D M, Cook M S, et al. Evidence from diatom-bound nitrogen isotopes for subarctic Pacific stratification during the

- last ice age and a link to North Pacific denitrification changes[J]. *Paleoceanography*, 2007, 22(1): PA1215.
- [20] Caissie B E, Brigham-Grette J, Lawrence K T, et al. Last Glacial Maximum to Holocene sea surface conditions at Umnak Plateau, Bering Sea, as inferred from diatom, alkenone, and stable isotope records[J]. *Paleoceanography*, 2010, 25(1): PA1206.
- [21] Kim S, Khim B K, Uchida M, et al. Millennial-scale paleoceanographic events and implication for the intermediate-water ventilation in the northern slope area of the Bering Sea during the last 71 kyrs[J]. *Global and Planetary Change*, 2011, 79(1/2): 89–98.
- [22] Riethdorf J R, Thibodeau B, Ikehara M, et al. Surface nitrate utilization in the Bering Sea since 180 ka BP: Insight from sedimentary nitrogen isotopes[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2016, 125–126: 163–176.
- [23] Méheust M, Fahl K, Stein R. Variability in modern sea surface temperature, sea ice and terrigenous input in the sub-polar North Pacific and Bering Sea: Reconstruction from biomarker data[J]. *Organic Geochemistry*, 2013, 57: 54–64.
- [24] Méheust M, Stein R, Fahl K, et al. Sea-ice variability in the subarctic North Pacific and adjacent Bering Sea during the past 25 ka: New insights from IP_{25} and U_{37}^K proxy records[J]. *Arktos*, 2018, 4(1): 1–19.
- [25] Feely R A, Sabine C L, Lee K, et al. In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2002, 16(4): 1144.
- [26] Pelto B M, Caissie B E, Petsch S T, et al. Oceanographic and climatic change in the Bering Sea, last glacial maximum to Holocene[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2018, 33(1): 93–111.
- [27] Cook M S, Keigwin L D, Sancetta C A. The deglacial history of surface and intermediate water of the Bering Sea[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(16/18): 2163–2173.
- [28] Kuehn H, Lembke-Jene L, Gersonde R, et al. Laminated sediments in the Bering Sea reveal atmospheric teleconnections to Greenland climate on millennial to decadal timescales during the last deglaciation[J]. *Climate of the Past*, 2014, 10(6): 2215–2236.
- [29] Zheng Yan, van Geen A, Anderson R F, et al. Intensification of the northeast Pacific oxygen minimum zone during the Bölling-Alleröd warm period[J]. *Paleoceanography*, 2000, 15(5): 528–536.
- [30] Kaufman D S, Ager T A, Anderson N J, et al. Holocene thermal maximum in the Western Arctic (0–180°W)[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(5/6): 529–560.
- [31] Lambeck K, Rouby H, Purcell A, et al. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2014, 111(43): 15296–15303.
- [32] VanLaningham S, Pisiás N G, Duncan R A, et al. Glacial-interglacial sediment transport to the Meiji Drift, Northwest Pacific Ocean: evidence for timing of Beringian outwashing[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 277(1/2): 64–72.
- [33] Asahara Y, Takeuchi F, Nagashima K, et al. Provenance of terrigenous detritus of the surface sediments in the Bering and Chukchi Seas as derived from Sr and Nd isotopes: Implications for recent climate change in the Arctic regions[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 61: 155–171.
- [34] Keigwin L D, Donnelly J P, Cook M S, et al. Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea[J]. *Geology*, 2006, 34(10): 861–864.
- [35] Meyer V D, Hefter J, Köhler P, et al. Permafrost-carbon mobilization in Beringia caused by deglacial meltwater runoff, sea-level rise and warming[J]. *Environmental Research Letters*, 2019, 14(8): 085003.
- [36] Heaton T J, Köhler P, Butzin M, et al. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55, 000 cal BP)[J]. *Radiocarbon*, 2020, 62(4): 779–820.
- [37] Weltje G J. End-member modeling of compositional data: Numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem[J]. *Mathematical Geology*, 1997, 29(4): 503–549.
- [38] Weltje G J, Prins M A. Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics[J]. *Sedimentary Geology*, 2003, 162(1/2): 39–62.
- [39] Paterson G A, Heslop D. New methods for unmixing sediment grain size data[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2015, 16(1/2): 4494–4506.
- [40] 豆汝席, 邹建军, 石学法, 等. 3万年以来日本海西部海冰活动变化[J]. *第四纪研究*, 2020, 40(3): 690–703.
Dou Ruxi, Zou Jianjun, Shi Xuefa, et al. Reconstructed changes in sea ice in the western Sea of Japan over the last 30 000 years[J]. *Quaternary Sciences*, 2020, 40(3): 690–703.
- [41] Gromet L P, Haskin L A, Korotev R L, et al. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, 48(12): 2469–2482.
- [42] 杨守业, 李从先. REE示踪沉积物物源研究进展[J]. *地球科学进展*, 1999, 14(2): 164–167.
Yang Shouye, Li Congxian. Research progress in REE tracer for sediment source[J]. *Advances in Earth Sciences*, 1999, 14(2): 164–167.
- [43] 陈志华, 石学法, 韩贻兵, 等. 北冰洋西部表层沉积物粘土矿物分布及环境指示意义[J]. *海洋科学进展*, 2004, 22(4): 446–454.
Chen Zhihua, Shi Xuefa, Han Yibin, et al. Clay mineral distributions in surface sediments from the western arctic ocean and their implications for sediment environments[J]. *Advances in Marine Science*, 2004, 22(4): 446–454.
- [44] Talley L D. An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific[J]. *Deep-Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers*, 1991, 38: S171–S190.
- [45] Lembke-Jene L, Tiedemann R, Nürnberg D, et al. Deglacial variability in Okhotsk Sea Intermediate Water ventilation and biogeochem-

- istry: Implications for North Pacific nutrient supply and productivity[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 160: 116–137.
- [46] 朱爱美, 刘季花, 邹建军, 等. 亚北太平洋边缘海表层沉积物地球化学特征[J]. *海洋科学进展*, 2019, 37(4): 601–612.
Zhu Aimei, Liu Jihua, Zou Jianjun, et al. Characteristics of sedimentary geochemistry of surface sediments in the subarctic Pacific marginal sea[J]. *Advance in Marine Science*, 2019, 37(4): 601–612.
- [47] Roser B P, Korsch R J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data[J]. *Chemical Geology*, 1988, 67(1/2): 119–139.
- [48] Elderfield H, Upstill-Goddard R, Sholkovitz E R. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, 54(4): 971–991.
- [49] Gaillardet J, Viers J, Dupré B. Trace elements in river waters[J]. *Treatise on Geochemistry*, 2003, 5: 225–272.
- [50] Serno S, Winckler G, Anderson R F, et al. Eolian dust input to the Subarctic North Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 387: 252–263.
- [51] McCulloch M T, Perfit M R. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1981, 56: 167–179.
- [52] 沈兴艳, 万世明. 日本海第四纪沉积记录及其海陆联系的研究进展[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2015, 35(6): 139–151.
Shen Xingyan, Wan Shiming. Research progress of quaternary depositional records of the Japan Sea and its implications for the linkages to the Asian continent[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2015, 35(6): 139–151.
- [53] Nagashima K, Asahara Y, Takeuchi F, et al. Contribution of detrital materials from the Yukon River to the continental shelf sediments of the Bering Sea based on the electron spin resonance signal intensity and crystallinity of quartz[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 61–64: 145–154.
- [54] Domack E, Duran D, Leventer A, et al. Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch[J]. *Nature*, 2005, 436(7051): 681–685.
- [55] Peltier W R, Fairbanks R G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(23/24): 3322–3337.
- [56] Ruan Jiaping, Huang Yuanhui, Shi Xuefa, et al. Holocene variability in sea surface temperature and sea ice extent in the northern Bering Sea: a multiple biomarker study[J]. *Organic Geochemistry*, 2017, 113: 1–9.
- [57] Bard E, Hamelin B, Delanghe-Sabatier D. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti[J]. *Science*, 2010, 327(5970): 1235–1237.
- [58] Sancetta C, Heusser L, Labeyrie L, et al. Wisconsin—Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: Evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals[J]. *Marine Geology*, 1984, 62(1/2): 55–68.
- [59] Keigwin L D, Jones G A, Froelich P N. A 15, 000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far northwestern Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, 111(2/4): 425–440.
- [60] North Greenland Ice Core Project Members. High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period[J]. *Nature*, 2004, 431(7005): 147–151.

Rapid changes in sedimentary environment on the northern slope of the Bering Sea during the early Holocene

Lin Jinhui¹, Zou Jianjun^{1,2}, Shi Xuefa^{1,2}, Zhu Aimei¹, Dou Ruxi¹, Dong Zhi¹,
Feng Xuguang¹, Liu Yanguang^{1,2}, Gorbarenko Sergey³

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Metallogenesis, First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China; 2. Functional Laboratory of Marine Geological Processes and Environment, Laoshan Laboratory, Qingdao 266237, China; 3. V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok 690041, Russia)

Abstract: It has been an important research topic in oceanography and climatology to understand the evolution of marine environment in the context of anthropogenic warming. In the geological past, the Earth has experienced several warming periods (including the early Holocene), which provide natural analogs for future climate. The global climate experienced rapid warming during the early Holocene, accompanied by ice sheet melting and rapid sea level rise, which have significantly impacted sedimentary processes and marine environment in high-latitude marginal seas, including the Bering Sea. The Bering Sea consists of a broad continental shelf, adjacent to the North

American continent, and receives material supplies from the Yukon River, Anadyr River and Kuskokwim River. There are still significant gaps in our understanding of how the Bering Sea responds to the early Holocene climate. In this study, high-resolution analysis of major and minor elements in bulk sediments of Core LV63-19-3 retrieved from the northern slope of the Bering Sea, in combination with a well-constrained sedimentary age model to investigate the sedimentary environment changes on the northern Bering Sea slope during the early to middle Holocene (11.7–5.5 ka BP). The results show that the sedimentation rate on the northern continental slope of Bering Sea was as high as 392.9 cm/ka during 11.5–11 ka BP, and decreased rapidly to 17.2 cm/ka after 9.7 ka BP. At 11–10.7 ka BP, a dark laminated sediment layer about of 40 cm thick was found. In the period of high sedimentation rate, the average grain size of sediments was finer, and increased gradually after 9 kaBP. Both major and minor element concentrations indicate that the lithological properties of terrigenous clastic sediments were mainly felsic sediments with a small amount of pyroclastic contributions. The high sediment rate corresponds to the Meltwater Pulse-1B event (11.4–11.1 ka BP) and resulted in a blooming of siliceous productivity on the Bering Sea continental slope. In the study area from 11 ka BP to 10.7 ka BP, the increase in seasonal sea ice coverage inhibited the oxygen supply from the atmosphere to surface water and subsequent transport to the bottom water, while the glacial meltwater and the persistent high productivity in summer and autumn further exacerbated the surface water stratification and ocean interior oxygen consumption on the continental slope of the Bering Sea, both of which together triggered the formation of laminated sediment. After 9 ka BP, the seasonal sea ice activity in the Bering Sea increased gradually, but the mass accumulation rate of terrigenous detrital materials decreased, indicating a decrease in the supply of terrigenous materials to the study area along with sea level rise. We suggest that the rapid shift in early Holocene sedimentary environment on the northern Bering Sea continental slope is the result of a combination of sea level, Meltwater Pulse 1B event and seasonal sea ice activity, which is actually controlled by high-latitude solar insolation, North American ice sheet melting, and global climate.

Key words: sediment grain size; elemental geochemistry; sedimentary environment change; early Holocene; Bering Sea