

楚科奇海陆坡 ARC5-M06 柱样晚更新世以来 黏土矿物组成变化的古环境意义

章伟艳^{1,2},于晓果^{1,2},刘焱光³,叶黎明^{1,2},许冬^{1,2},边叶萍^{1,2},姚旭莹²,郭海超⁴,刘小娅⁵

(1. 国家海洋局海底科学重点实验室,杭州 310012; 2. 国家海洋局第二海洋研究所,杭州 310012;

3. 国家海洋局第一海洋研究所,青岛 266061; 4. 兰州大学地质科学与矿产资源学院,兰州 730000; 5. University of Iowa, Iowa USA)

摘要:对中国第5次北极科学考察采自楚科奇海陆坡的ARC5-M06柱样进行粒度、冰筏碎屑、碎屑矿物、黏土矿物、岩心XRF扫描、沉积物颜色分析,初步建立了楚科奇海陆坡晚更新世MIS3期以来的沉积地层框架。ARC5-M06柱黏土矿物组合类型为伊利石(66%)-绿泥石(22%)-高岭石(9%)-蒙皂石(3%)组合,与北冰洋边缘海表层沉积物黏土矿物组合类型对比表明,MIS3期以来楚科奇海陆坡除MIS3期晚期黏土矿物陆源主要来自北美大陆的加拿大马更些河入海物质及少量太平洋水团携入的北美育空河入海物质外,其他时期均主要来自于东西伯利亚海的输入;自MIS2末次盛冰期以来,陆坡与海盆的黏土矿物源区发生了改变,陆坡主要来自于东西伯利亚海的输入,海盆主要来自于北美大陆物源输入,受波弗特海的输入影响较大。

关键词:冰筏碎屑;黏土矿物;古环境;北冰洋;楚科奇陆坡

中图分类号:P736.4

文献标识码:A

文章编号:0256-1492(2015)03-0083-12

近年来全球气候变化一直广受关注,海气温度上升引起海冰和冰川融化,进一步导致海平面上升业已被观察到^[1-3],北极不仅对气候变化反应灵敏,而且具有全球放大效应,第四纪以来全球冰盖的多次生长和消融引起海平面波动,水团交换和环流系统发生巨大变化,强烈影响沉积环境,为我们了解气候变化所引起的潜在环境影响以及不同因素对气候系统的响应提供了有利的条件。西北冰洋是海冰生成、融化和大陆径流汇聚的重要区域,也是向北大西洋输出的重要海区。近年来,通过太平洋水流入北冰洋调解全球气候系统的关键作用已日渐明朗。然而,西北冰洋气候和海洋学变化的模式和强度仍然处于初始调查阶段。北冰洋陆架和陆坡沉积物记录了北极地区千年到百年尺度上海陆变化。楚科奇海地处太平洋低盐水团与波弗特涡流及东西伯利亚海表层沿岸流等环流交汇作用区(图1),记录了晚第四纪以来洋流驱动所引起的欧亚大陆与北美大陆陆源物质的输入变化特征,是研究晚第四纪以来沉积环境变迁的理想海域。我国第5次北极调查在楚科奇海自陆坡向海盆采集了ARC5-M06、ARC5-M04

两个柱样,水深分别为491和2 003 m,为研究晚更新世以来不同气候环境下水动力条件变化引起欧亚大陆与北美大陆陆源区变化提供了物质基础^[4]。黏土矿物是沉积物黏土组分比较敏感的物质,特别是对沉积物质来源、古洋流及古气候的变化等具有一定的示踪作用。本次对“中国第5次北极科考”取得的楚科奇海陆坡ARC5-M06柱的沉积物粒度、冰筏碎屑、黏土矿物进行分析,结合ARC5-M04柱和其他有关资料对其沉积物质来源和古环境意义进行探讨。

1 材料与方法

ARC5-M06柱状沉积物位于北冰洋楚科奇海水深491m的陆坡区(75°13.620'N, 172°11.418'W)(图1),柱长196 cm,沉积物以粉砂质黏土为主,表层棕黄色,底部灰绿色,结构均一,强粘性。按2 cm间隔采样,获得98个样品。

1.1 粒度与冰筏碎屑分析方法

粒度由国家海洋局海底科学重点实验室测试完成。应用英国马尔文2000型激光粒度分析仪进行粒度分析,参数计算方法依据中华人民共和国国家标准《海洋地质调查规范(第8部分):海洋地质地球物理调查》进行样品的粒度参数计算(平均粒径

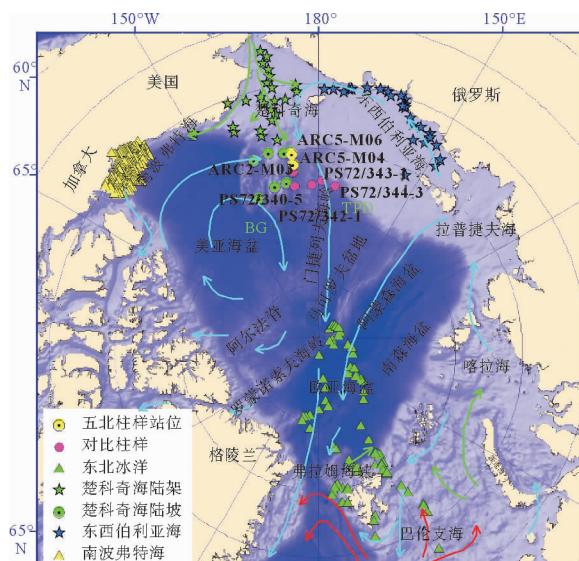
基金项目:南北极环境综合考察专项(CHINARE2013-03-02-03);国家自然科学基金项目(41106050,41106048)

作者简介:章伟艳(1972—),女,研究员,主要从事海洋沉积学研究,E-mail:zwy885@163.com

收稿日期:2015-04-04;改回日期:2014-05-23。周立君编辑

Mz, 分选系数 δ_i , 偏态 Sk_i 和峰态 Kg)。

冰筏碎屑分析由国家海洋局海底科学重点实验室完成。分析方法是使用万分之一电子天平称取 5~15 g 干样, 采用筛析法分别提取 63~125、125~250、>250 μm 的颗粒样品, 然后烘干称重, 计算各级组分颗粒样品的质量分数。



红色箭头(大西洋暖流);蓝色箭头(冷的低盐极地流);绿色箭头(低盐输送流);BG(波弗特涡流);TPD(穿极漂流)^[4];南波弗特海数据来自于文献[5];东北冰洋数据来自于文献[6];东西伯利亚海数据来自于文献[7];楚科奇海陆架和楚科奇海陆坡数据来自于文献[8];ARC2-M03 柱数据引自文献[9];ARC5-M04 柱数据引自文献①;PS72/342-1、PS72/343-1、PS72/344-3 柱数据引自文献[10], PS72/340-5 柱数据引自文献[11]

red arrows (Warm Atlantic Current); blue arrows (Cold less saline polar and arctic currents); green arrows (Low salinity transformed currents); BG (BG-Beaufort Gyre); TPD (Transpolar Drift) (after reference [4]); Southern Beaufort Sea data from reference [5]; East Arctic Ocean data from reference [6]; East Siberian Sea data from reference [7]; Chukchi Sea shelf and Chukchi Sea slope data from reference [8]; Core ARC2-M03 data from reference [9]; Core ARC5-M04 data from reference ①; Core PS72/342-1, PS72/343-1 and PS72/344-3 data from reference [10]; Core PS72/340-5 data from reference [11]

图 1 研究区表层环流与柱样站位分布

Fig. 1 Location of the core in the study area and surface circulation in the Arctic Ocean

1.2 矿物分析方法

黏土矿物分析应用沉降法提取<2 μm 沉积物组分, 用 10% H_2O_2 去除有机质、1N HCl 去除 CaCO_3 。对处理后<2 μm 黏土样品采用“涂抹法”制成定向片。将该定向片分别进行自然风干、乙二醇

蒸气饱和、加热 300 °C 和 550 °C 等处理。分析所用仪器为荷兰 X’Pert PRO X 射线衍射仪, 采用 Cu 靶辐射, 管电压为 45 kv, 管电流为 40 mA, 扫描范围 3°~35°/20, 扫描速度 1.8°/min, 每个样品均在上述同一条件下分析测试, 由国家海洋局海底科学重点实验室测试完成。黏土矿物半定量分析用 Biscaye 参数方法^②, 主要依据其(001)晶面峰的积分强度(峰面积), 选用乙二醇饱和片图谱上蒙脱石 17 \AA 、伊利石 10 \AA 、绿泥石 7 \AA +高岭石 7 \AA 四种矿物的 3 个特征衍射峰的峰面积作为基础数据进行计算; 权因子确定为蒙脱石重量因子为 1, 伊利石重量因子为 4, 绿泥石+高岭石重量因子为 2, 高岭石与绿泥石的含量比例以绿泥石(004)晶面的 3.54 \AA 和高岭石(002)晶面的 3.58 \AA 衍射峰高比值求得, 衍射数据和图件整理均由 MDI Jade 软件进行处理。

碎屑矿物使用玛瑙研钵磨至粒径<10 μm , 采用荷兰 X’Pert PRO X 射线衍射仪分析, 扫描步长 0.0167°/20, 扫描范围 5~80°/20, 应用 Rietveld 全谱拟合定量分析方法进行矿物组成定量分析。

1.3 岩心扫描分析方法

将柱样沿中轴线切割, 保证切面平整, 利用国家海洋局海底科学重点实验室 X 射线荧光岩心扫描仪(XRF)分析沉积物中的元素相对含量, 分析方法参考 Löwemark 等方法^[12]。仪器型号为 Itrax, Mo 管, 曝光时间 5 s, 扫描步长 2 mm, X 射线宽度 4 mm, 扫描结果为 2 mm×4 mm 内元素的平均含量, 含量以计数强度 cps 表示, 重复分析偏差<3%。

柱状样剖开并清理表面后, 由国家海洋局第一海洋研究所利用 Minolta CM22002 分光测色计以 1 cm 分辨率测量沉积物的光谱特征, 获得颜色参数 L*, a*, b*。

2 结果

2.1 粒度与冰筏碎屑组成

粒度是沉积物的基本性质, 受搬运介质、水动力强弱和搬运方式等因素控制, 与沉积环境息息相关, 可以通过沉积物粒度参数之间的关系进行沉积环境的判别, 推断沉积时的动力条件^[13~14]。ARC5-M06

①章伟艳, 于晓果, 刘焱光, 等, 楚科奇海盆 M04 柱晚更新世以来沉积古环境记录. 海洋学报, 待刊.

② 国家海洋局. 极地地质与地球物理考察技术规程(第 1 部分: 海洋考察), 2014.

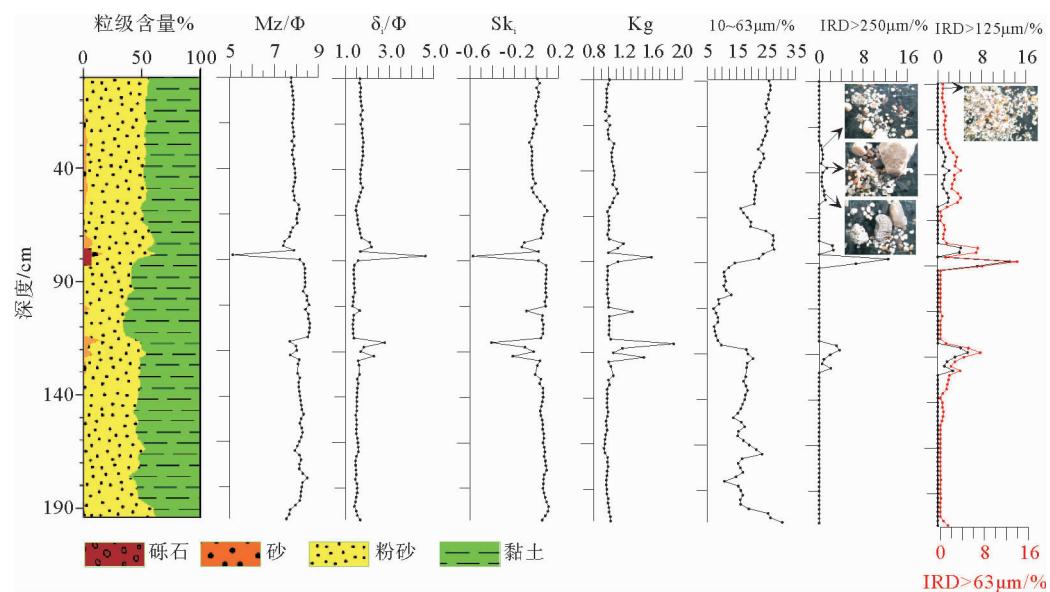


图2 北冰洋楚科奇海陆坡 ARC5-M06 柱样沉积物粒度及冰筏碎屑组分分布

Fig. 2 Components of grain size parameters and ice-rafted debris in core ARC5-M06 sediments

柱砾石(G)含量为0~6.10%,砂(S)含量为0~14.29%,平均含量为1.43%;粉砂(T)平均含量为47.15%,变化范围为32.35%~60.46%;黏土(Y)含量为37.66%~66.68%,平均为51.33%。平均粒径(Mz)5.12~8.61 Φ ,平均为8.04 Φ 。分选系数(σ_i)1.32~4.63 Φ ,平均1.63 Φ ,分选差。偏态(Sk_i) $-0.57\sim0.11$,平均0.02,近对称分布。峰态(Kg) $0.94\sim1.89$,平均1.03。按粒度参数特征(图2)自下而上分为5层,I层(0~68 cm)、II层(68~82 cm)、III层(82~100 cm)、IV层(100~126 cm)、V层(126~196 cm),典型层位粒度分布见图3。粒度组成明显分成两种类型,一种如II层的ARC5-M06(78~80 cm)、VI层的ARC5-M06(116~118 cm)粒度分布,沉积物粒度基本上以双峰态为主;另一种如I层的ARC5-M06(22~24 cm)、V层的ARC5-M06(154~156 cm)粒度分布,沉积物具有单峰态组成特

征。自底至顶,沉积物粒级组成、粒度参数随深度变化具有明显的差异性,具有明显不同的个体组成和水动力搬运条件,呈现旋回变化,显示出地质历史时期该地区沉积环境的显著变化。

北冰洋沉积物的粒度分析可以获得沉积物的海冰搬运和底流运输信息。通常分选良好的粉砂粒级($10\sim63\mu\text{m}$)是由底流悬浮输运,常被用来作为估计古底流速度的替代性指标^[15]。ARC5-06柱的 $10\sim63\mu\text{m}$ 粒级含量自底至顶呈现明显的波动(图2),指示研究区底流速度具有强→弱→强→弱变化特征。Clark和Hanson^[16]根据北冰洋深海沉积物粒级组成特征将其分为三种搬运类型:即洋流输入、冰山搬运和海冰搬运(图4)。海冰搬运沉积(Type-III)以 $2\sim8\mu\text{m}$ 的黏土和极细粉砂为主, $8\sim32\mu\text{m}$ 细粉砂和中粉砂含量相对较低;冰山搬运沉积(Type-IV)以 $>16\mu\text{m}$ 的粗粉砂和砂为主;海冰与冰山混合搬运沉积(Type-I)的粉砂与黏土含量相当。ARC5-M06柱沉积物粒度分布与Clark和Hanson^[16]的三种搬运类型对比可以看出,研究区沉积物以Type-III海冰搬运沉积型为主,少量Type-I混合搬运沉积型。

ARC5-M06柱样 >63 、 >125 、 $>250\mu\text{m}$ 3种粒级的冰筏碎屑平均含量分别为1.26%、0.64%、0.47%。从图2看出, >63 、 >125 、 $>250\mu\text{m}$ 的冰筏碎屑组分变化基本一致。海冰的主要贡献是细砂级以下的IRD($<250\mu\text{m}$),大冰块或者冰山的主要贡献是粗的IRD($>250\mu\text{m}$)^[17-18]。ARC5-M06柱 $>250\mu\text{m}$ 的IRD最低为0,最高为12.54%,平均

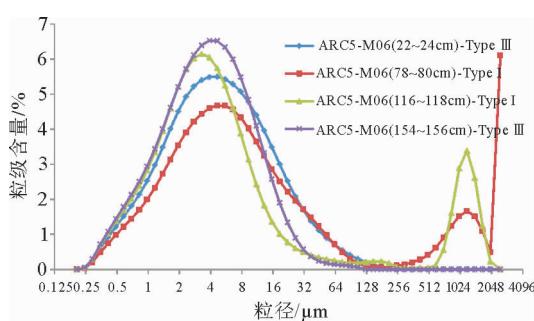
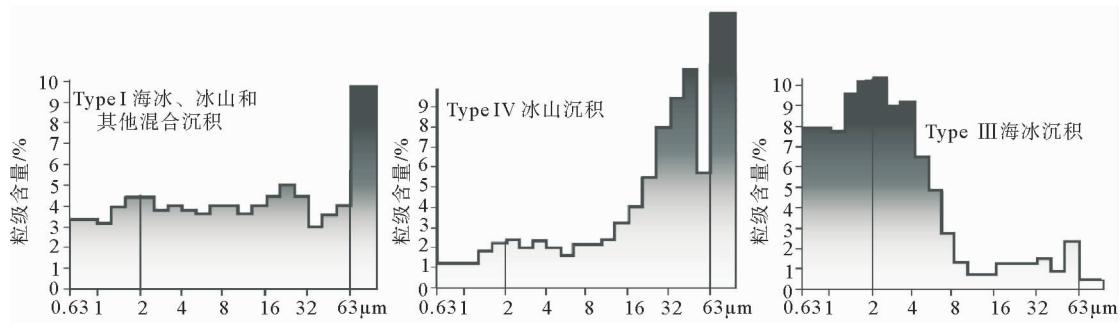


图3 ARC5-M06 柱样典型层位粒度频率分布曲线

Fig. 3 Distribution of typical grain size frequency in core ARC5-M06

图 4 北冰洋中部不同沉积粒级组成类型的沉积物^[16]Fig. 4 Different sediment types in central Arctic Ocean sediments^[16]

0.47%。在 70~82、114~128 cm 有 4 次大的冰块或冰山作用引起的冰筏碎屑事件,冰筏碎屑主要由透明矿物和暗色矿物组成,矿物颗粒棱角分明。除了大冰块或冰山引起的冰筏碎屑事件外,在 26~54 cm 还有 3 次海冰搬运的冰筏碎屑事件。

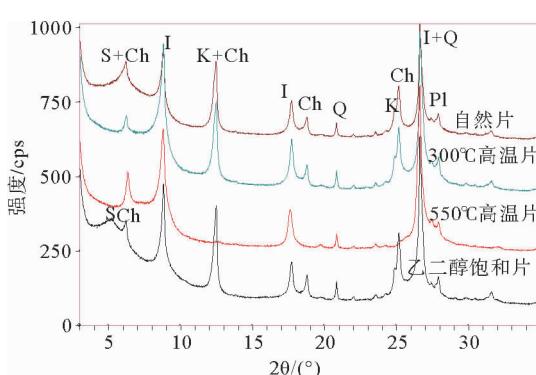
2.2 黏土矿物组成与结晶学参数

黏土矿物鉴定主要是根据其(00L)衍射峰的自然片、乙二醇饱和处理 36 h、300 °C 加热 2 h 和 550 °C 加热 2 h 的四个图谱综合对比获得(图 5)。结果表明,沉积物样品中的主要黏土矿物是伊利石、蒙皂石、绿泥石和高岭石。这一鉴定结果与文献报导基本一致^[8]。除上述四大类黏土矿物外,在各样品中常见有 4.26 Å 及 3.24 Å 和 3.19 Å 三个较弱但却清晰可见的衍射峰,说明黏土组分中普遍有石英和斜长石。黏土矿物的组合类型为伊利石(66%)-绿泥石(22%)-高岭石(9%)-蒙皂石(3%) 组合,伊利石含量占绝对优势,平均>55%、其次是绿

泥石、高岭石,蒙皂石含量极低,平均<5%。根据黏土矿物组合特征将本柱分为六层:Ⅰ层(0~56 cm)、Ⅱ层(56~70 cm)、Ⅲ层(70~82 cm)、Ⅳ层(82~114 cm)、Ⅴ层(114~136 cm)、Ⅵ层(136~196 cm)。各层组分变化特征见图 6。Ⅰ、Ⅲ、Ⅴ层高岭石含量高,Ⅱ、Ⅳ、Ⅵ层高岭石含量低。

Kübler 提出利用伊利石 1 nm 衍射峰的半高宽(FWHM)反映伊利石的结晶度,目前已被广泛采用。伊利石结晶度(ICR)高低取决于其生长环境的温度、压力、岩性、钾含量以及生长时间,其中温度作用最为重要,主要随温度增高而变大。伊利石结晶度反映其在地表和近地表环境中所遭受的地质作用的强弱程度。以 FWHM 表示的伊利石结晶度值越低,代表结晶度越高,指示陆地物源区水解作用弱,气候条件干冷^[19]。ARC5-M06 柱伊利石结晶度变化范围 0.25~0.38 $\triangle 20$,平均为 0.30 $\triangle 20$,结晶度<0.4,结晶极好,表明源区的伊利石水解作用较弱,气候条件干冷。其中 68~82 cm 结晶度最高,平均 0.35 $\triangle 20$,变化范围是 0.33~0.38 $\triangle 20$,其他层位基本保持稳定。

伊利石化学指数(ICHI)指示其风化程度,进而示踪物源与气候变化^[20]。伊利石化学指数通过 5 Å/10 Å 峰面积比获得,富 Al 的伊利石化学指数>0.5,代表强烈的水解条件;而富 Mg-Fe 的伊利石化学指数<0.5,代表物理风化的结果^[21]。ARC5-M06 柱伊利石化学指数变化范围为 0.25~0.52,平均 0.37,一般<0.50,表明主要为富 Mg-Fe 伊利石,形成于比较强烈的物理风化气候环境。从图 6 看出,ARC5-M06 柱的伊利石化学指数以 78 cm 为界分为上下两部分,上部 0~78 cm 伊利石化学指数较低,平均 0.31,变化范围为 0.25~0.39;下部 78~196 cm 伊利石化学指数较高,平均 0.41,变化范围 0.28~0.52,似乎指示伊利石源区有暖湿向干冷气候变化的特征。



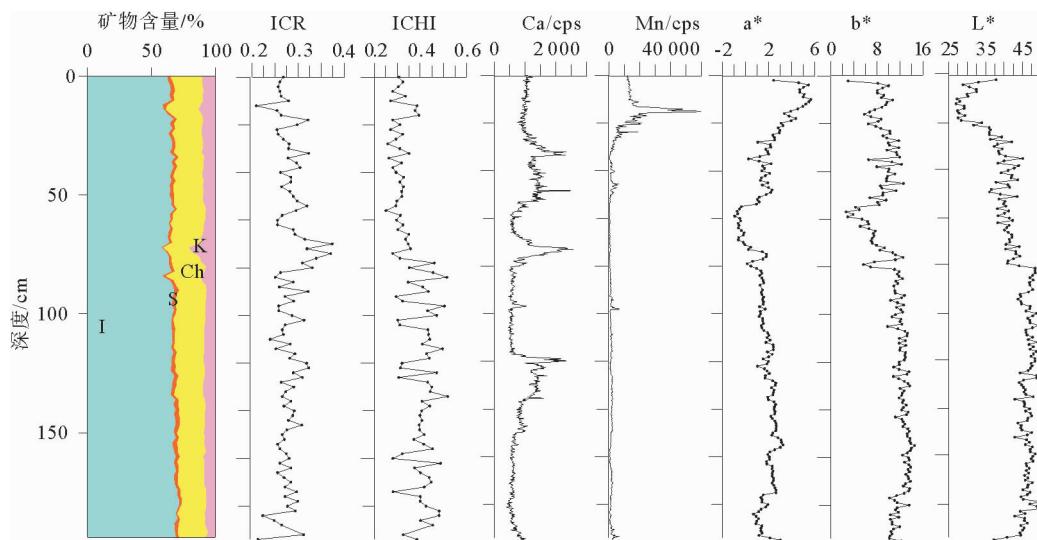
I-伊利石, S-蒙皂石, K-高岭石,

Ch-绿泥石, Q-石英, Pl-长石

I-Illite; S-Smectite; K-Kaolinite; Ch-Chlorite; Q-Quartz; Pl-Plagioclase

图 5 ARC5-M06 柱样典型样品黏土矿物图谱

Fig. 5 Typical XRD pattern of clay minerals in core ARC5-M06



I-伊利石, S-蒙皂石, K-高岭石, Ch-绿泥石, ICR-伊利石结晶度, ICHI-伊利石化学指数

I-Illite; S-Smectite; K-Kaolinite; Ch-Chlorite; ICR-Illite crystallinity; ICHI-Illite chemical index

图 6 ARC5-M06 柱样黏土矿物组成、X 射线荧光岩心扫描仪的元素扫描及颜色反射率组成特征

Fig. 6 Distribution of clay minerals, element content measured by Itrax XRF scanning and color reflectance on a section of core ARC5-M06 sediments

2.3 颜色反射率与 X 射线荧光扫描结果

沉积物的颜色通常采用 $L^* a^* b^*$ 色空间对颜色进行标定, 其中 a^* 为红色指数, 它的值越高代表沉积物颜色越红^[22]。沉积物岩心 X 射线荧光扫描 (XRF) 分析可以同时扫描得出多种元素的含量。ARC5-M06 柱的 XRF 元素及颜色反射率值呈现旋回性变化(图 6)。Mn 元素在 0~54 cm 含量较高, 其他层位较低。Ca 元素 0~56、70~78、118~148 cm 层位含量高。颜色反射率 a^* 在 0~56、70~196 cm 相对较高, 54~70 cm 层位相对较低, b^* 与 a^* 分层特征相似, L^* 值具有逐渐减小的趋势。

3 讨论

3.1 年代框架

ARC5-M06 柱状样位于 491 m 陆坡区, 镜下观察发现完整的钙质生物很少, 基本上无法挑选到可以用于进行氧碳同位素定年的生物壳体。这是由于北冰洋的冰海环境生物生产力低下、碳酸盐补偿深度较浅, 致使沉积物中能够用来测年的完整的钙质生物壳体相对匮乏, 因此开展有孔虫氧碳同位素地层学和生物地层学的研究具有一定的难度。近年来逐渐采用冰筏碎屑事件、沉积物颜色旋回与测年法等相结合建立地层框架^[23-24]。冰筏碎屑是北冰洋沉

积物中常见的组分, 它的含量高低用来指示陆源冰筏的多少, 与气候的冷暖有很好的对应关系, 且不受成岩作用的影响, 是北冰洋地层对比的重要指标^[17,25-26], 也用于研究海平面的变化和冰盖变化的历史^[27]。ARC5-M06 柱上部 0~56 cm 有 3 次海冰搬运的 IRD($>125 \mu\text{m}$)事件, 以下的 56~70 cm 一段沉积物中缺失 IRD, 再向下 70~82、114~136 cm 沉积物中有 4 次大的冰块或冰山作用引起 IRD 事件, 该柱的 IRD 旋回变化与其北部紧邻的 ARC2-M03 柱($76^{\circ}32'13''\text{N}, 171^{\circ}55'52''\text{W}$, 水深 2 300 m)、ARC5-M04 柱($75^{\circ}58.918'\text{N}, 172^{\circ}11.955'\text{W}$, 水深 2 003 m)的 IRD 事件相似(图 7)。王汝建等^[24]对楚科奇海 ARC2-M03 柱的冰筏碎屑分析表明, IRD($>154 \mu\text{m}$)与 IRD($>250 \mu\text{m}$)组分变化完全一致。ARC2-M03 柱的测年资料将 347 cm 的沉积物划分为 MIS4(?)~MIS1 的时间序列: 深度 0~8 cm 的沉积物为 MIS1 期沉积; 深度 8~18 cm 的沉积物为 MIS2 期沉积; 深度 18~330 cm 的沉积物为 MIS3 期沉积; 深度 330~347 cm 的沉积物为 MIS4(?)期的沉积^[9]。通过与 ARC2-M03 柱和 ARC5-M04 柱 IRD 事件对比, 将 ARC5-M06 柱的地层划分为: 0~56 cm 为 MIS1 期, 56~70 cm 为 MIS2 期, 70~196 cm 为 MIS3 期, 其中 70~82、114~136 cm 出现了两期气候变暖引起的冰筏事件。由图 7 看出 MIS1 期楚科奇海盆 ARC2-M03 柱和 ARC5-M04 柱 IRD 含量较高, 而楚科奇陆坡 ARC5-M06

柱IRD含量较低,这可能由于全新世高海平面时期白令海峡打开,太平洋低盐水与冷的低盐极地流相互作用共同为物质输运提供主要动力,致使陆坡比海盆接受了更多的细颗粒物质堆积,稀释了冰筏碎屑含量,导致ARC5-M06柱IRD含量低,这也可以从沉积厚度上得到验证,陆坡ARC5-M06柱MIS1期沉积了56 cm,海盆的ARC5-M04、ARC2-M03柱分别为6 cm和8 cm,陆坡沉积速率远高于海盆。

元素的含量作为沉积地球化学的指标用来记录沉积环境的变化。Löwemark等将XRF扫描结果获得的Mn含量成功地应用到北冰洋地层分析中,为北冰洋缺少古生物定年的沉积学研究提供了一种新的地层分析工具^[12]。ARC5-M06柱岩心XRF扫描的Mn含量在0~56 cm较高(图7),对应着IRD事件的MIS1暖期,56 cm以下含量较低,且变化不明显,并未在IRD事件的MIS3期出现相应的Mn含量高值。这可能是由于全新世大暖期,海平面升高,通风作用增强,氧化作用强,底层富氧的水致使更多的Mn沉积,形成Mn含量高的深褐色^[12]。而在MIS1期前,由于本柱位于水深491 m陆坡处,白令海峡水深50 m,末次冰期时(22 000~19 000 a)海平面下降120 m,MIS2期和MIS3期的大部分时段海平面也极低,白令海峡关闭^[28~29],太平洋水未能进入北冰洋,陆坡海底通风作用减弱,流动性减弱,因此并未形成富Mn的深褐色层。表明Mn元素地层学在北冰洋陆坡受海平面波动影响较大,进行地层对比具有一定的区域性和年代性限制。

ARC5-M06柱岩心XRF扫描的Ca元素含量与IRD事件呈同步变化(图7)。北冰洋的Ca元素含量主要受两种物源输入影响:一是海洋生物成因的钙质生物影响,二是受周边陆源输入影响。本次镜下观察发现,钙质生物碎屑较少或未见(图2),2~63 μ m样品的XRD分析表明,高Ca含量层位白云石(即20在30.9°、41.1°、51.1°出现峰值)含量较高(图7、图8),如30~32、46~48、72~74、118~120、126~128 cm的IRD出现层位白云石峰值较高,含量>5%,而4~6、20~22、64~66、86~88、96~98 cm的IRD缺失层位白云石峰值较低,含量<5%。已有研究表明,波弗特环流控制下的美亚海盆以沉积碳酸盐岩碎屑为特征,特别是其中的白云石,来源单一,主要来自于加拿大北极半岛的碳酸盐露头,是指示陆源物质源区及其变化的主要标志^[30~31]。北冰洋西部的IRD沉积主要来自于北美冰盖,包括冰消期的几次IRD事件^[12]。ARC5-M06柱Ca元素高含量出现的层位,基本上在MIS3期以来的间冰期,这可能是由于北极气候变暖,引起劳伦冰盖融化,崩解的冰山会携带有来自于加拿大北极半岛的陆源物质流入西北冰洋。因此本柱的Ca元素含量变化可能反映了气候变化引起的物源输入的变化,可以用来进行地层对比。

沉积物颜色是沉积物的物质组成、沉积环境的综合表现。沉积物的灰色层位代表冰期,褐色表示暖期^[10,32~34]。ARC5-M06柱的颜色反射率 a^* 值与

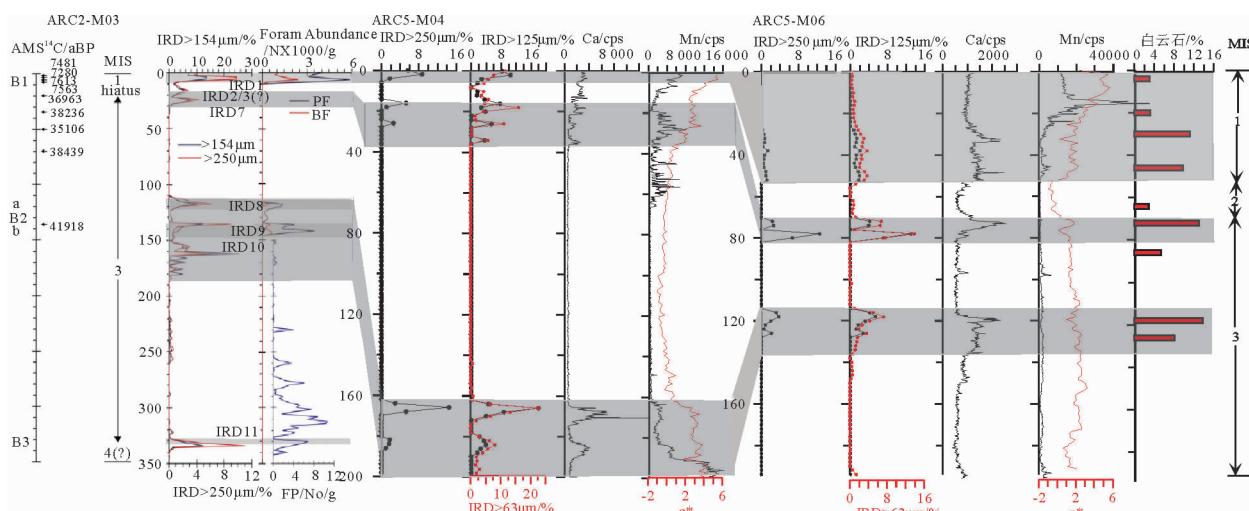


图7 北冰洋楚科奇海陆坡ARC5-M06柱综合地层剖面(ARC2-M03柱数据引自文献[9],ARC5-M04柱数据引自文献①)

Fig. 7 Integrated stratigraphic section of core ARC5-M06 on the Chukchi Sea slope
(core ARC2-M03 after reference[9]; core ARC5-M04 after reference ①)

①章伟艳,于晓果,刘焱光,等,楚科奇海盆M04柱晚更新世以来沉积古环境记录.海洋学报,待刊.

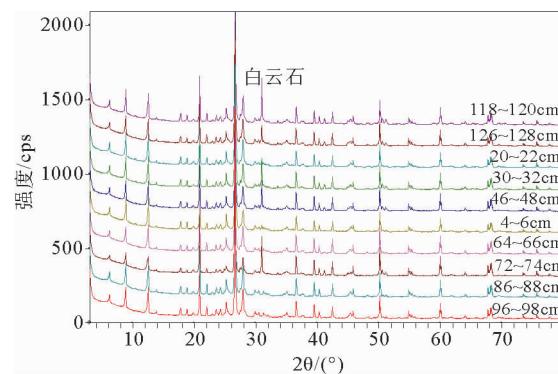


图 8 ARC5-M06 柱典型层位 XRD 分析图谱

Fig. 8 Typical XRD pattern of detrital minerals in core ARC5-M06 sediments

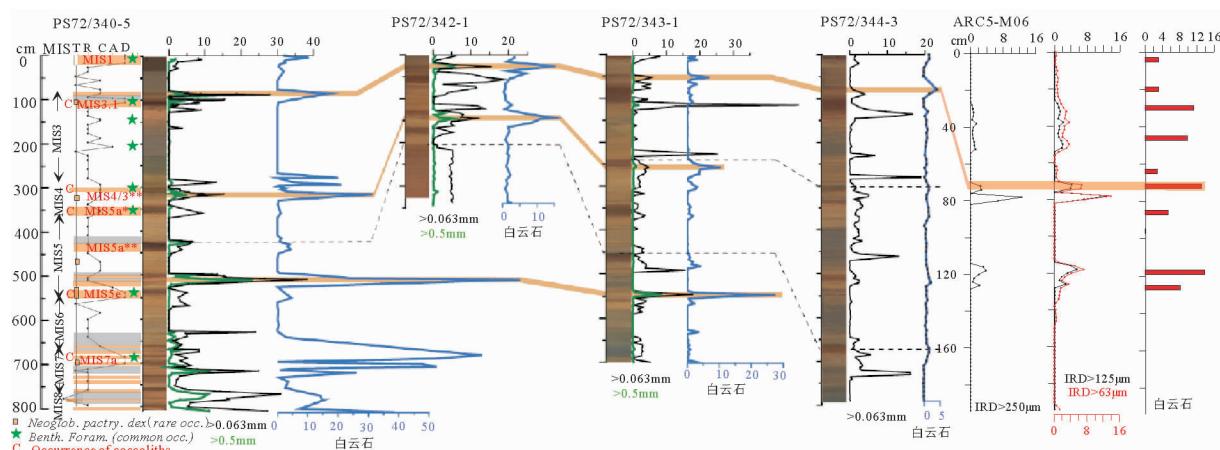
IRD 事件具有一定的同步性, a^* 值在 0~56、70~196 cm 层位高, 对应着IRD 事件的 MIS1 和 MIS3, 指示了楚科奇海陆坡在冰期和间冰期时的沉积环境的氧化还原条件变化。

根据上述分析, 通过IRD 事件、岩心 XRF 扫描数据及颜色反射率等综合分析, 并与其北部紧邻的 ARC2-M03 柱、ARC5-M04 柱的年代框架对比获得楚科奇海陆坡 ARC5-M06 柱的年代框架: 即深度 0~56 cm 为 MIS1 期; 深度 56~70 cm 为 MIS2 期; 深度 70~196 cm 为 MIS3 期, 其中 70~82、114~136 cm 两个层位的冰筏碎屑事件, 或许是末次间冰期的 MIS3.1 和 MIS3.3 产物, 其中 70~82 cm 的冰筏碎屑事件与该海域陆坡的 PS72/342-1(77°36.01' N, 177°20.62' W, 水深 820 m)、PS72/343-1(77°18.33' N, 179°2.99' E, 水深 1 227 m)、PS72/344-3(77°36.62' N, 174°32.37' E, 水深 1 257 m)^[10] 及楚

科奇海盆的 PS72/340-5(77°36.31' N, 171°29.09' W, 水深 2 349 m)^[11] 的IRD 事件及白云石含量变化具有可比性, 与 PS72/340-5 柱 Coccoliths 出现指示的 MIS3.1 一致(图 9)。自西向东 PS72/340-5、ARC5-M06、PS72/343-1、PS72/344-3 柱白云石含量逐渐降低, 表明来自于加拿大北极半岛的碳酸盐露头的陆源物质逐渐减少, 尤其是门捷列夫脊东侧的 PS72/344-3 柱白云石含量较低, 加拿大北极半岛的碳酸盐物质对该海域影响较小, 说明白云石含量作为地层对比在西北冰洋具有区域性适用范围。

3.2 黏土矿物组合变化及其古环境意义

黏土矿物是由母岩在特定古气候条件下风化蚀变形成, 温暖气候与寒冷气候条件下所形成的黏土矿物组合特征是不同的, 古气候的变化直接影响海平面的变化, 导致沉积区水动力条件的变化和地球化学环境的变化; 水动力作用是控制黏土矿物迁移沉积的重要因素, 不同水动力条件下沉积的黏土矿物组合特征也不相同, 因此海洋沉积物的黏土矿物组成可以提供重要的源区信息和陆源物质输运机制以及源区气候变化。北冰洋海洋沉积物输运(除浊积物)主要是受表层环流驱动的海冰和冰山影响^[10, 17, 31, 35], 但细粉砂和黏土可能由中层流或深层洋流输运或再沉积作用影响^[36-37]。北冰洋主要有两个表层洋流系统: 从西伯利亚陆架向弗拉姆海峡移动横跨欧亚海盆的穿极漂流(TPD)和主导美亚盆地的顺时针方向的波弗特环流(BG)^[38]。源于挪威海的大西洋暖流, 经弗拉姆海峡和巴伦支海两个分支



(PS72/340-5 柱数据引自文献[11], PS72/342-1、PS72/343-1、PS72/344-3 柱数据引自文献[10])

(PS72/340-5 data from reference[11], PS72/342-1, PS72/343-1, PS72/344-3 data from reference[10])

图 9 北冰洋楚科奇海陆坡 ARC5-M06 柱样与 PS72/340-5、PS72/342-1、PS72/343-1、PS72/344-3 柱样地层剖面综合对比

Fig. 9 Integrated stratigraphic comparison of core ARC5-M06 with cores PS72/340-5, PS72/342-1, PS72/343-1 and PS72/344-3 in the Chukchi Sea of the Arctic Ocean

进入北冰洋,这些分支变冷下沉到中等深度,在喀拉海的北部相遇,沿大陆坡和洋脊以狭窄的边界流形式流入深海盆,然而只有巴伦支海分支进入加拿大海盆南部(和北风脊),甚至超过了楚科奇海台^[39-40]。此外,太平洋的低盐水通过白令海峡进入北冰洋分成东、北、西三支,东支与西伯利亚沿岸流相遇,西支与阿拉斯加沿岸流相遇,北支向北与波弗特环流以及欧亚盆地的穿极漂流相遇,太平洋低盐水与冷的低盐极地流相互作用共同为物质输运提供主要动力(图1)。楚科奇海陆坡前缘位于北冰洋西部加拿大北极北半岛和阿拉斯加源区与东部西伯利亚和斯瓦尔巴特群岛陆源区的交汇带,为研究晚更新世以来不同沉积环境下、水动力条件变化引起的物源变化提供了理想区域与物质基础。本文对陆坡ARC5-M06、海盆ARC5-M04两柱样的黏土矿物组成记录进行对比分析。

ARC5-M06柱MIS3期黏土矿物组合表现为伊利石(67%)-绿泥石(22%)-高岭石(9%)-蒙皂石(3%)。根据其年代框架及黏土矿物组合特征细分为4个分层,即70~82、82~114、114~136、136~196 cm(表1、图10),其中70~82、114~136 cm两层高岭石含量略有增加,分别为14%和9%,与MIS3期的IRD事件相对应,具有暖期高岭石含量高,冷期高岭石含量低的特点。MIS3期早期82~196 cm黏土矿物组合特征与东西伯利亚海的黏土矿物组合伊利石(69%)-绿泥石(20%)-高岭石(8%)-蒙皂石(4%)相似^[7,41],在蒙皂石-伊利石-高岭石三角图上二者分布范围基本重叠,推断其细颗粒陆源碎屑受到东西伯利亚海的输入影响为主。而MIS3期晚期(MIS3.1)70~82 cm黏土矿物组合特征发生了较大的变化,伊利石、蒙皂石含量略有下降,高岭石含量升高(7%~21%,平均14%),黏土矿物组合特征与楚科奇海陆坡、陆架表层黏土矿物组合特征相似,在蒙皂石-伊利石-高岭石三角图上位于波弗特海的分布范围内,与楚科奇海陆坡、陆架表层沉积物分布范围基本重叠。研究表明:波弗特海的高岭石含量高达22%^[5],主要为北美大陆加拿大和阿拉斯加的古土壤中的高岭石风化产物^[42-43]。楚科奇海陆坡表层黏土矿物主要来源于加拿大马更些河的入海物质,经白令海而入的太平洋水团携带的北美大陆育空河的入海物质可能也有一定影响^[8,39,44],MIS3期波弗特海及东西伯利亚海分别为楚科奇海陆坡的陆源输入提供了贡献。

MIS2期的黏土矿物组合为伊利石(64%)-绿泥石(25%)-高岭石(9%)-蒙皂石(2%),与MIS3期晚

期的组合特征明显不同,高岭石含量由MIS3期晚期的14%下降到MIS2期的9%,在蒙皂石-伊利石-高岭石三角图上与MIS3期早期及其东西伯利亚海的黏土矿物组合分布区重叠。

MIS1期全新世黏土矿物组合为伊利石(65%)-绿泥石(23%)-高岭石(10%)-蒙皂石(3%),继承了MIS2期黏土矿物组合特征,高岭石含量略有升高,从黏土矿物三角图上看出(图10),与MIS2期和东西伯利亚海表层黏土矿物组合非常相似。

总之,ARC5-M06柱MIS1-MIS3期黏土矿物组合表现为伊利石-绿泥石-高岭石-蒙皂石组合特征。其中MIS1-2(0~72 cm)、MIS3期早期(82~196 cm)与东西伯利亚海的伊利石-绿泥石-高岭石-蒙皂石黏土矿物组合相似,在蒙皂石-伊利石-高岭石三角图上二者分布范围基本重叠,也与ARC5-M04柱的MIS4(325~551 cm)、MIS3的36~164、235~325 cm的分布范围基本重叠,推断其细颗粒陆源碎屑受到东西伯利亚海的输入影响为主。ARC5-M06柱MIS3期晚期72~82 cm在蒙皂石-伊利石-高岭石三角图上与楚科奇海陆坡、陆架表层沉积物分布范围基本重叠,也与ARC5-M04柱的MIS3的16~36和MIS1-2(0~16 cm)分布范围基本重叠,应主要来自于加拿大马更些河的入海物质及少量太平洋水团携入的北美洲育空河入海物质。楚科奇海陆坡表层黏土矿物与北冰洋欧亚海盆黏土矿物分布区部分重叠,指示二者具有一定的亲缘性,由现代环流看出,穿极漂流将陆源物质从美亚海盆向欧亚海盆输运上或许起到了一定作用。另外,从两柱样MIS3期以来黏土矿物组成对比看出,均表现为MIS3期晚期(MIS3.1)高岭石含量最高,高岭石以陆源为主,少量来自海底岩石的海解,主要分布在低纬度和围绕大陆的深海中,也见于火山物质分布区^[45],北冰洋海洋沉积物中高岭石的潜在源区是非常有限的,只是北美阿拉斯加和加拿大北部海岸的一些中生代和新生代地层表现出较高的高岭石含量^[42-43,46],东西伯利亚海高岭石含量较低,由两个柱样高岭石含量增加推断MIS3.1期气候比较温暖,来自北美冰盖的物源输入增加。

通过陆坡、海盆黏土矿物组合来源分析表明:自MIS2末次盛冰期以来,陆坡与海盆的黏土矿物陆源组成输入发生了明显的变化。海盆黏土矿物指示主要为加拿大马更些河的入海物质及少量太平洋水团携入的北美育空河入海物质,陆坡黏土矿物指示主要为东西伯利亚海的输入,暗示着楚科奇海陆坡与海盆之间存在着一个欧亚大陆与北美大陆物源输

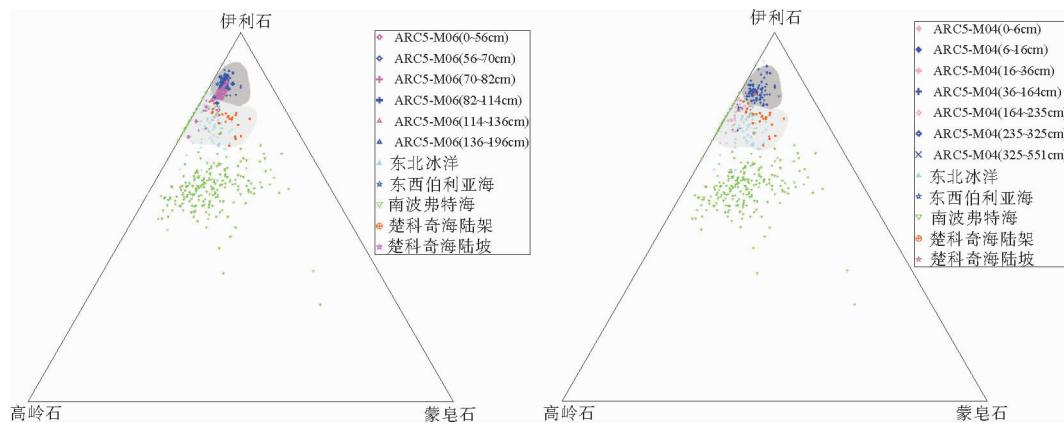


图 10 楚科奇海 ARC5-M06、ARC5-M04 柱蒙皂石-伊利石-高岭石三角图

南波弗特海数据来自于文献[5];东北冰洋数据来自于文献[6];东西伯利亚海数据来自于文献[7];楚科奇海陆架和楚科奇海陆坡数据据文献[8]按 Biscaye 参数重新计算;ARC5-M04 数据来自于文献①

Fig. 10 Triangle diagram of smectite- illite-kaolinite of core ARC5-M06 and ARC5-M04 in the Chukchi Sea

Southern Beaufort Sea data from reference[5]; East Arction Ocean data from reference [6]; East Siberian Sea data from reference [7]; Chukchi Sea shelf and Chukchi Sea slope data from reference [8] recalculated with Biscaye's method. Core ARC5-M04 data from reference ①

表 1 北冰洋海域沉积物黏土矿物组合特征

Table 1 Clay mineral assemblages of the sediments in the Arctic Ocean

区域	测站数 柱长	蒙皂 石/%	伊利 石/%	绿泥 石/%	高岭 石/%	数据来源
楚科奇海	陆坡 ARC5-M06 柱-MIS1	0~56cm	3	65	23	10
	MIS2	56~70cm	2	64	25	9
	MIS3	70~82cm	2	62	22	14
		82~114cm	2	66	24	8
		114~136cm	3	66	22	9
		136~196cm	3	69	21	8
	海盆 ARC5-M04 柱-MIS1	0~6cm	2	59	24	16
楚科奇海	MIS2	6~16cm	1	64	21	15
	MIS3	16~36cm	2	63	18	18
		36~164cm	3	66	21	10
		164~235cm	2	64	21	14
		235~325cm	4	68	18	10
	MIS4(?)	325~551cm	2	66	22	10
	楚科奇海陆架	17	9	57	25	9
东西伯利亚海	楚科奇海陆架	29	6	56	27	11
	楚科奇海陆坡	9	3	61	23	14
南波弗特海	东西伯利亚海	20	4	69	20	8
	东西伯利亚海	17	3	70	20	7
南波弗特海	南波弗特海	244	10	49	18	22
东北冰洋	欧亚海盆	80	4	57	24	14

①章伟艳,于晓果,刘焱光,等,楚科奇海盆 M04 柱晚更新世以来沉积古环境记录. 海洋学报,待刊.

入主导的变更线。黏土矿物组合特征不仅反映了物质来源特征,也间接指示了物质输运途径。自MIS3.1期至MIS2期,楚科奇海陆坡黏土矿物组合特征发生了明显变化,指示陆坡晚更新世MIS3期以来控制陆源输入的洋流强弱发生了变化,其中MIS3.1期东西伯利亚沿岸流减弱,加拿大海盆表层洋流及太平洋水团增强,陆坡主要表现为北美大陆物源输入占主导,而MIS1-2、MIS3期早期则相反,东西伯利亚沿岸流增强,欧亚大陆物源输入占主导。

4 结论

(1)综合ARC5-M06柱冰筏碎屑、XRF元素扫描、矿物组成、沉积物颜色旋回特征分析,初步建立了北冰洋楚科奇海陆坡晚更新世MIS3期以来的地层框架。

(2)Mn元素地层学在北冰洋陆坡受海平面波动影响较大,进行地层对比具有一定的区域性和年代性限制;Ca元素含量变化可能反映了气候变化引起的物源输入变化,可以用来进行北冰洋西部海域陆坡地层对比。

(3)楚科奇海陆坡MIS3期以来黏土矿物组合特征显示研究区具有两个主要物源供应:一类MIS3期晚期与楚科奇海陆坡、陆架表层沉积物黏土矿物组合相似,主要来自于加拿大马更些河的入海物质及少量太平洋水团携入的北美洲育空河入海物质;另一类MIS1-2期和MIS3期早期与东西伯利亚海黏土矿物组合特征相似。

(4)通过陆坡与海盆两个柱状样黏土矿物组合对比分析表明:自MIS2末次盛冰期以来,陆坡与海盆的黏土矿物物源供给发生了变化。海盆黏土矿物指示为加拿大马更些河的入海物质及少量太平洋水团携入的北美洲育空河入海物质,主要受波弗特环流控制;陆坡黏土矿物指示主要为东西伯利亚海的输入,受太平洋水团与西伯利亚沿岸流控制。

(5)自MIS3期以来,陆坡沉积物以海冰搬运沉积型为主,少量海冰、冰山等混合搬运沉积型,陆坡底层水动力扰动逐渐增强,底流速度具有强→弱→强→弱的变化特征。

致谢:感谢中国第五次北极科学考察全体人员的辛勤劳动!肖文申博士对本文提出宝贵意见,在此表示感谢。

参考文献(References)

- [1] Mueller D R, Vincent W F, Jeffries M O. Break-up of the largest Arctic ice shelf and associated loss of an epishelf lake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30, 20, 2031, doi:10.1029/2003GL017931.
- [2] Meehl G A, Washington W M, Collins W D, et al. How much more global warming and sea level rise? [J]. *Science*, 2005, 307: 1769-1772.
- [3] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.
- [4] Sellén E. Quaternary paleoceanography of the Arctic Ocean: A study of sediment stratigraphy and physical properties[D]. 2009:1-43.
- [5] Pelletier B R. Sediment Dispersal in the Southern Beaufort Sea [R]. Technical Report No. 25a, Geological Survey of Canada. 1975:1-80.
- [6] Stein R, Grobe H, Whsner M. Sedimentology and clay mineral content of surface sediments from the Arctic Ocean[J]. 1994, <http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.726639>.
- [7] Kalinenko V V. Relative contents of clay minerals in <0.001 mm grain size fraction from surface layer bottom sediments of the East Siberian and Laptev Seas[J]. PPShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 2001, <http://doi:10.1594/PANGAEA.784672>.
- [8] 张德玉,高爱国,张道建.北冰洋加拿大海盆黏土矿物的分布特征[C]//张占海主编.快速变化中的北极海洋环境.北京:科学出版社,2011: 358-370. [ZHANG Deyu, GAO Aiguo, ZHANG Daojian. Distribution of clay minerals in the Canada Basin, Arctic Ocean[C]// In: Zhang Zhanhai, ed. Rapid Changes in the Marine Environment, Arctic Ocean. Beijing: Science Press, 2011: 358-370.]
- [9] Wang R J, Xiao W S, März C, et al. Late Quaternary paleoenvironmental changes revealed by multi-proxy records from the Chukchi Abyssal Plain, western Arctic Ocean[J]. *Global and Planetary Change*, 2013, 108: 100-118.
- [10] Evgenia A B. Reconstruction of late Quaternary sedimentary environments at the southern Mendelev Ridge (Arctic Ocean)[D]. University of Bremen, 2012: 1-91.
- [11] Stein R, Matthieen J, Niessen F, et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean)[J]. *Polarforschung*, 2010, 79(2): 97-121.
- [12] Löwemark L, Jakobsson M, Morth M, et al. Arctic Ocean manganese contents and sediment colour cycles[J]. *Polar Research*, 2008, 27(2): 105-113.
- [13] Visher G S. Grain size distributions and depositional processes [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1969, 39 (4): 1074-1106.
- [14] 陈沈良,杨世伦,吴瑞明.杭州湾北岸潮滩沉积物粒度的时间变化及其沉积动力学意义[J].海洋科学进展,2004,22(3):

299-305. [CHEN Shenliang, YANG Shilun, WU Ruiming. Temporal change in tidal flat sediment grain size along the north bank of the Hangzhou Bay and their implication of sedimentation dynamics[J]. *Advance in Marine Science*, 2004, 22 (3): 299-305.]

[15] McCave I N, Hall I R. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies[J]. *Geochemical Geophysical Geosystem*, 2006, 7, Q10N05. doi: 10.1029/2006GC001284.

[16] Clark D L, Hanson A. Central Arctic Ocean sediment texture: A key to ice transport mechanism. In: B. F. Molnia, ed. *Glacial-marine sedimentation* [M]. New York: Plenum Press, 1983: 301-330.

[17] Phillips R L, Grantz A. Regional variations in the provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic[J]. *Marine Geology*, 2001, 172: 91-115.

[18] Darby D A, Zimmerman P. Ice-rafted detritus events in the Arctic during the last glacial interval and the timing of the Innuittian and Laurentide ice sheet calving events[J]. *Polar Res*, 2008, 27: 114-127.

[19] Chamley H. *Clay Sedimentology* [M]. Berlin: Springer, 1989.

[20] Ehrmann W, Schmiedl G, Hamann Y, et al. Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2007, 249(1-2): 36-57.

[21] Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites sur-cristallinité[J]. *Bull Centre Rech Rau-SNPA*, 1969, 3 (1): 147-153.

[22] 李双建, 张然, 王清晨. 沉积物颜色和黏土矿物对库车坳陷第三纪气候变化的指示[J]. *沉积学报*, 2006, 24(4): 521-530. [LI Shuangjian, ZHANG Ran, WANG Qingchen. Implications of the color of sediments and clay minerals for Tertiary climatic changes of Kuqa depression[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2006, 24(4): 521-530.]

[23] Backman J, Jakobsson M, Løvlie R, et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? [J]. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1435-1454.

[24] 王汝建, 肖文申, 李文宝, 等. 北冰洋西部楚科奇海盆晚第四纪的冰筏碎屑事件[J]. *科学通报*, 2009, 54: 3761-3770. [WANG Ruijian, XIAO Wenshen, LI Wenbao, et al. Late Quaternary ice-rafted detritus events in the Chukchi Basin, western Arctic Ocean[J]. *Chinese Sci Bull*, 2009, 54: 3761-3770.]

[25] Jakobsson M. Optically Stimulated Luminescence dating supports central Arctic Ocean cm-scale sedimentation rates[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2003, 4(2), 1016, doi: 10.1029/2002GC000423.

[26] Jakobsson M, Løvlie R, Arnold E M, et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean[J]. *Global and Planetary Change*, 2001, 31: 1-22.

[27] Spielhagen R F, Baumann K H, Erlenkeuser H, et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 1455-1483.

[28] Rabineau M, Berne S, Olivet J L, et al. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 years) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 254(3-4): 446-447.

[29] Hu A, Meehl G A, Otto-Bliesner B L, et al. Influence of Beaufort Strait flow and North Atlantic circulation on glacial sea-level changes[J]. *Nat Geosci*, 2010, 729(3): 118-121.

[30] Bischof J, Clark D L, Vincent J S. Origin of ice-rafted debris: Pleistocene paleoceanography in the western Arctic Ocean[J]. *Paleoceanography*, 1996, 1: 743-756.

[31] Bischof J F, Darby D A. Mid-to late Pleistocene ice drift in the western Arctic Ocean: evidence for a different circulation in the past[J]. *Science*, 1997, 277: 74-78.

[32] Polyak L, Bischof J, Ortiz J D, et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean [J]. *Global and Planetary Change*, 2009, 68: 5-17.

[33] Polyak L, Curry W B, Darby D A, et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 203 (1-2): 73-93.

[34] Jakobsson M, Løvlie R, Al-Hanbali H, et al. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology[J]. *Geology*, 2000, 28(3): 23-26.

[35] Clark D L, Whitman R R, Morgan K A, et al. Stratigraphy and glacio marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean[R]. *Geological Society of America Special Paper* 181. Boulder, CO: Geological Society of America, 1980.

[36] Hunkins K, Thorndike E M, Mathieu G. Nepheloid layers and bottom currents in the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1969, 74: 6995-7008.

[37] Winkler A, Wolf-Welling T C W, Stattegger K, et al. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG) [J]. *International Journal of Earth Science*, 2002, 91: 133-148.

[38] Colony R, Thorndike A S. An estimate of the meanfield of Arctic sea ice motion[J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 1984, 89: 10623-10629.

[39] Rudels B, Jones E P, Anderson L G, et al. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean [C]// *The polar oceans and their role in shaping the global environment*. Washington D C: American Geophysical Union, 1994: 33-46.

[40] Rudels B, Jones E P, Schauer U, et al. Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters[J]. *Polar Research*, 2004, 23: 181-208.

[41] Wahsner M, Müller C, Stein R, et al. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and

continental margin as indicator for source areas and transport pathways-a synthesis[S]. *Boreas*, 1999, 28: 215-233.

[42] Naidu A S, Mowatt T C. Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the western continental shelf areas of Alaska[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1983, 94: 841-854.

[43] Darby D A. Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments[J]. *Journal Sedimentary Petrology*, 1975, 45: 272-279.

[44] Khim B K. Two modes of clay mineral dispersal pathways on the continental shelves of the East Siberian Sea and western Chukchi sea[J]. *Geosciences Journal*, 2003, 7(3): 253-262.

[45] Griffin J J, Windom H, Goldberg E D. The distribution of clay minerals in the World Ocean[J]. *Deep Sea Res*, 1968, 15: 433-459.

[46] Dalrymple R W, Maass O C. Clay mineralogy of late Cenozoic sediments in the CESAR cores, Alpha Ridge, central Arctic Ocean[J]. *Canadian Journal of Earth Science*, 1987, 24: 1562-1569.

[44] Khim B K. Two modes of clay mineral dispersal pathways on

PALEOENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE OF CLAY MINERAL ASSEMBLAGES OF CORE ARC5-M06 ON THE CHUKCHI SEA CONTINENTAL SLOPE SINCE LATE PLEISTOCENE

ZHAN Weiyan^{1,2}, YU Xiaoguo^{1,2}, LIU Yanguang³, YE Liming^{1,2}, XU Dong^{1,2},
BIAN Yeping^{1,2}, YAO Xuying², GUO Haichao⁴, LIU Xiaoya⁵

(1. Laboratory of Submarine Geosciences, SOA, Hangzhou 310012, China; 2. Second Institute of Oceanography of SOA, Hangzhou 310012, China; 3. First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China; 4. Institute of Geology and Mineral Resources, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 5. University of Iowa, USA)

Abstract: A gravity core of ARC5-M06 was taken from the Chukchi Sea slope during the Fifth Chinese National Arctic Research Expedition in 2012. All samples were analysed for grain size, ice-raft detritus, clastic minerals, clay minerals, XRF scanning and sediment color features. The stratigraphic framework of the late Pleistocene of the core ARC5-M06 since Marine Isotope Stage (MIS) 3 was established by integration of IRD, color cycles, element cycles, as done previously for other cores. The clay mineral assemblages consist of illite, kaolinite and chlorite with small amount of smectite. Clay mineral assemblages in the core ARC5-M06 were compared with those in the adjacent marginal continental shelf to identify their provenance and transport processes during the Late Pleistocene. Based on the above studies, it is concluded that the clay mineral assemblages in the Chukchi Sea slope sediments were mainly from the East Siberia Sea during MIS3, but from the Mackenzie River in Canada and the Yukon River in the North America Continent through the Pacific water masses during late MIS3. And the clay minerals assemblages in the Chukchi Sea slope sediments were mainly from the the East Siberia Sea source input, but those in the Chukchi Sea basin sediments were mainly from the North American continent source input with much more from the Beaufort sea.

Key words: grain size; ice-raft detritus; clay mineral; paleoenvironment; Arctic; Chukchi Sea