

doi: 10.12029/gc20220314

张艺璇, 白辰阳, 刘宇佳, 杨海琳, Livio Ruffine, 赖勇, 卢海龙. 2022. 黑海西北部多瑙河峡谷北侧陆坡沉积特征及其与古气候的关系[J]. 中国地质, 49(3): 880–900.

Zhang Yixuan, Bai Chenyang, Liu Yujia, Yang Hailin, Livio Ruffine, Lai Yong, Lu Hailong. 2022. Sedimentary characteristics of the northern continental slope of the Danube Canyon in the northwest of the Black Sea and its relation with paleoclimate changes[J]. *Geology in China*, 49(3): 880–900(in Chinese with English abstract).

黑海西北部多瑙河峡谷北侧陆坡沉积特征 及其与古气候的关系

张艺璇^{1,2}, 白辰阳³, 刘宇佳^{2,4}, 杨海琳², LIVIO Ruffine⁵, 赖勇¹, 卢海龙^{2,4}

(1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2. 北京大学北京天然气水合物国际研究中心, 北京 100871; 3. 中国地质大学(北京)海洋学院, 北京 100083; 4. 北京大学工学院, 北京 100871; 5. 法国海洋开发研究院 (IFREMER), 布雷斯特 29280)

摘要:【研究目的】在末次冰期, 全球气候变化以千年尺度的快速、大幅度温度波动旋回为特征, 这种波动变化在两极冰芯、深海沉积、中国黄土和洞穴石笋等诸多地质样品中均有记录。黑海位于北大西洋与东亚季风区过渡带, 具有极有代表性的沉积记录。本文旨在通过对黑海沉积序列的研究, 建立起其区域环境变化与北大西洋及东亚季风气候域气候变化的联系。【研究方法】研究对取自黑海西北部罗马尼亚陆坡区多瑙河峡谷北侧 GAS-CS12 钻孔的长 22.0 m 的岩芯样品, 进行了粒度、矿物成分、主量元素、有机碳、总氮及碳氮同位素等分析。【研究结果】揭示出该段岩芯沉积于末次冰期中后期“Neoeuxine”湖相阶段, 可划分为 5 个沉积单元, 对应于北大西洋 H4、H3、H1 气候变化事件、末次冰盛期 (LGM) 及 Bolling-Allerod 气候变暖事件。【结论】建立起了其沉积序列及区域环境变化与北大西洋及东亚季风气候域气候变化的联系, 印证了末次冰期千年尺度的气候变化事件在北大西洋、东亚季风区及两者过渡带上具有高度的一致性。

关键词: 黑海; 沉积学; 粒度; 同位素地球化学; 古海洋; 古气候; 环境地质调查工程

创新点: 建立了黑海西北沉积序列与区域环境变化的关系; 补充了北大西洋与东亚季风区两者过渡带上气候波动事件的可靠时标。

中图分类号: P532; P736.21 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2022)03-0880-21

Sedimentary characteristics of the northern continental slope of the Danube Canyon in the northwest of the Black Sea and its relation with paleoclimate changes

ZHANG Yixuan^{1,2}, BAI Chenyang³, LIU Yujia^{2,4}, YANG Hailin²,
LIVIO Ruffine⁵, LAI Yong¹, LU Hailong^{2,4}

(1. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 2. Beijing International Center for Gas Hydrate,

收稿日期: 2020-03-02; 改回日期: 2020-05-08

基金项目: 国家专项“海洋地质调查和天然气水合物资源勘查试采”项目 (DD20190234)。

作者简介: 张艺璇, 女, 1996 年生, 硕士, 主要从事海洋沉积地质研究; E-mail: zhyixuan@pku.edu.cn。

通讯作者: 卢海龙, 男, 1964 年生, 教授, 博士生导师, 主要从事天然气水合物研究; E-mail: hlu@pku.edu.cn。

Peking University, Beijing 100871, China; 3. School of Ocean Sciences, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China; 4. College of Engineering, Peking University, Beijing 100871, China; 5. Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer (IFREMER), Brest 29280, France)

Abstract: This paper is the result of environmental geological survey engineering.

[Objective] In the last glacial period, global climate was characterized by rapid, large-scale temperature cycles on a millennial scale. Such climate changes could be recorded in many geological materials such as ice cores, deep-sea sediments, Chinese loess, and cave stalagmites. The Black Sea is located in the transition zone between the North Atlantic and East Asian monsoon regions and has formed representative sedimentary records. This article is aimed at establishing the connections between the regional environmental changes of the Black Sea and the climate changes in the North Atlantic and East Asian monsoon area through the study of the sedimentary sequences of the Black Sea. **[Methods]** In this study, a 22.0 m core sample taken from Core GAS-CS12 in the northern slope of the Danube Canyon in the northwest of the Black Sea was analyzed for particle size, mineral composition, major elements, organic carbon, total nitrogen, and carbon and nitrogen isotopes. **[Results]** It was revealed that the core sediments of this section were deposited in the “Neoeuxine” lacustrine stage in the middle and late period of the last glacial period, and can be divided into 5 sedimentary units, corresponding to H4, H3, and H1 climate change events in the North Atlantic, the Last Glacial Maximum (LGM), and Bolling-Allerod climate warming event. **[Conclusions]** The connections between the sedimentary sequences and regional environmental changes of the Black Sea with the climate changes in the North Atlantic and East Asian monsoon area were established and this paper also confirmed that the millennium-scale climate changes of the last glacial period were highly consistent in the North Atlantic, East Asian monsoon area and their transition zones.

Key words: Black Sea; sedimentology; grain size; isotope geochemistry; paleoceanography; paleoclimate; environmental geological survey engineering

Highlights: Established the connections between the sedimentary sequences and regional environmental changes of the Black Sea; Provided reliable timescales for millennium-scale climate changes in the transition zone between the North Atlantic and East Asian monsoon regions.

About the first author: ZHANG Yixuan, female, born in 1996, master, mainly engaged in the study of marine sedimentary geology; E-mail: zhyixuan@pku.edu.cn.

About the corresponding author: LU Hailong, male, born in 1964, professor, mainly engaged in the study of gas hydrate; E-mail: hlu@pku.edu.cn.

Fund support: Supported by program of Marine Geological Survey (No.DD20190234).

1 引言

全球气候和环境的变化正深刻影响着当今社会、经济发展以及人们的日常生活(IPCC, 2007),对过去气候变化,尤其是短时间尺度上气候不稳定性的研究有助于未来气候变化的预测。格陵兰冰芯首先揭示了末次冰期存在着千年尺度的气候快速波动(Dansgaard et al., 1993),之后的几十年里,世界各地的科学工作者们围绕深海沉积物、极地冰芯、黄土、洞穴石笋、树木年轮、湖泊沉积物等古气候载体开展了大量的研究工作,揭示了第四纪以来发生的一系列全球性或区域性气候变化事件。对不同区域气候记录进行分析、对比,对于探究不同地区的环境差异以及对气候变化的不同响应,进而探讨全球性气候事件可能的触发机制和传递机制

都有着重大意义。

格陵兰冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化反映出末次冰期中气候存在着平均周期为1.5 ka的冷暖交替,称作冰阶(stadials)、间冰阶(interstadials)。冰阶—间冰阶的交替是突变性的,温度变化幅度可达15~20℃,被称为D/O(Dansgaard/Oeshger)循环(Dansgaard et al., 1993)。在北大西洋、地中海、北太平洋、东亚、孟加拉湾、阿拉伯海及赤道大西洋均发现了D/O循环的沉积记录(王绍武等, 2002)。连续几个D/O循环的冰阶气温越来越低,海因里希事件(Heinrich Event)就发生在最冷冰阶之后。自68 ka BP到15 ka BP共确定出6次海因里希事件,分别称为H1...H6(Heinrich, 1988)。综合Bond(1993, 1999)、Clarke(1999)、Boyle(2000)、Raynaud(2000)等学者的认识,6次海因里希事件所对应的高峰期从新到

老依次 15~16 ka BP、24 ka BP、30 ka BP、38~39 ka BP、47~48 ka BP 及 64 ka BP, 每次持续时间约为 200~2000 a。

末次冰期冰盛期(LGM)(26.5~19.0 ka BP)气候条件相对稳定, 平均温度在 5℃左右, 随后的 Bolling-Allerod 时期(14700~12650 cal a BP)气候骤然变暖 10℃左右, 12650~11700 cal a BP 气候再次变冷, 降温 5~6℃, 称为 Younger Dryas 事件(Ménot et al., 2012)。末次冰盛期后, 气候变暖, 源自芬诺斯堪的亚冰盖及阿尔卑斯冰盖的大量融水致使多瑙河和东欧河流的径流量骤增(Kasse et al., 2010; Sidorchuk et al., 2011)。

黑海位于北大西洋与东亚季风区过渡带上, 是世界上最大、最深的缺氧内海之一, 作为古地中海的一个残留海盆, 其在古新世末期发生隆起, 与地中海隔绝(Ross et al., 1974), 逐渐形成了一个近乎孤立的边缘海(Bahra et al., 2005)。受全球和区域性气候变化影响, 黑海与地中海反复隔绝、连接, 自 670 ka BP 以来在湖泊与海洋条件之间至少变化了 12 次(Badertscher et al., 2011), 相应的沉积响应对古环境的变化十分敏感(Bahra et al., 2005), 使对黑海沉积序列及沉积环境演化的分析成为了重建北大西洋与东亚气候域气候变化联系的重要桥梁。

自 DSDP 钻探以来, 对黑海深部沉积物的岩性和矿物学已经进行了比较好的研究。Ross and Degens(1974)基于盆底岩芯将 25000 a BP 至今的黑海深水沉积物划分为 3 个沉积单元。Unit 1: 厚约 30 cm 的富碳酸盐微层, 沉积于 3000 a BP 至今; Unit 2: 厚约 40 cm 的富有机质微层, 沉积年代为 7000~3000 a BP; Unit 3: 浅色、深色互层的泥质岩, 沉积于 25000~7000 a BP。之后 Shcherbakov and Babak(1979)、Shopov et al.(1986)、Shimkus et al.(1978)、Atanassova and Bozilova(1992)在 Ross 和 Degens 的基础上, 从沉积物中的藻类、花粉、动物群等角度对黑海的生物及岩性地层进行了更为详细的划分。研究表明, 末次冰期期间, 黑海是一个低盐度的微咸水湖(Neoeuxine 湖), 其水位在约 -150/-100 m 震荡, 低浅的博斯普鲁斯海峡(-35/-25 m)阻断了黑海与全球海洋的水体交换。Unit 3 到 Unit 2 的转变对应于黑海的全新世海侵, Neoeuxine 湖咸化, 向海相过渡(Özsoy et al., 1997)。

Major et al.(2002)综合沉积速率、黏土矿物学、碳酸钙含量以及氧、碳稳定同位素的信息对黑海西北大陆坡上的两个岩芯进行了详细分析。结合 Ross and Degens(1974)对深盆岩芯中岩性单元的划分(Unit 1、Unit 2), 将黑海西北部沉积划分出了 3 个单元、5 个次单元, 认为黑海区域的气候和沉积环境在 15000、12800、8400 和 7100 a BP 发生了重大变化。Ryan et al.(2003)通过对距今 22 ka 的黑海沉积物岩性、碳酸钙含量及其 $\delta^{18}\text{O}$ 变化、生物壳体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的研究, 认为冰期在 15 ka BP 结束, 随着气候变暖, 方解石沉淀, 出现了两个碳酸钙峰, 在 8.4 ka BP 突变为现代海洋条件。Soulet et al.(2011)将黑海岩芯高分辨率地球化学记录与全球气候记录相比对, 认为在海因里希事件 2(H2)和末次冰盛期(LGM)期间, 黑海与地中海完全隔离, 在 H2 之后、H1 期间, 黑海与马尔马拉海连通; 并提出红层(Red Layer, 17200~15700 a BP)的出现符合芬诺斯堪的亚冰盖(Fennoscandian ice sheet)在末次冰期-间冰期转化期(LGIT)的变化, 应是由第聂伯河(Dnieper River)将冰盖融水注入黑海。Constantinescu et al.(2015)通过对黑海西部多瑙河峡谷及多瑙河扇上六个岩芯柱的 Ti、Ca、Zr、Fe 元素 X 射线荧光(XRF)分析, 结合粒度特征, 认为多瑙河深海扇在 LGM 期间一直活跃, 直到新仙女木事件(Younger Dryas, 12800~11700 cal a BP)发生, 深海扇浊积活动停止。在(15700±300)~14 700 cal a BP 期间, 深海扇处于低水位条件(≤ -110 m), 黑海在约 9000 a BP 之前是一个巨大的湖泊, 因此当时的多瑙河深海扇属于深湖相沉积系统。

尽管前人已对黑海的沉积演化及其对古气候的响应进行了一定的研究, 但探讨的重点多集中于黑海在更新世向全新世过渡阶段由湖相转变为海相的沉积特征变化, 而对晚更新世, 即黑海在末次冰期后期“Neoeuxine”湖相时期的沉积演化缺乏系统、连续的分析。末次冰期全球气候变化频繁, 欧亚大陆及北大西洋冰川曾发生多次前进及消退, 黑海西北通过多瑙河、第聂伯河、德涅斯特河与芬诺斯堪的亚冰盖及阿尔卑斯冰盖沟通(Rostek et al., 2013; Constantinescu et al., 2015)。本文意在通过对黑海西北部活芯取芯样品的岩芯表征、粒度特征、矿物、元素成分及有机质来源的详细分析, 加深对

黑海西北部地区末次冰期中后期沉积序列的认识,建立起其沉积环境演化与该时期北大西洋及东亚季风气候域气候变化的联系。

2 研究区概况

2.1 地质条件

黑海位于欧洲东南部和亚洲小亚细亚半岛之间,面积约432000 km²,通过博斯普鲁斯海峡、马尔马拉海和达达尼尔海峡与地中海相连(Major et al., 2002)。黑海海盆被Andrusov山脊分隔为东、西两个盆地,自白垩纪以来分别充填了厚达11 km、19 km的沉积序列。西侧盆地的沉积物主要供应自中欧的多瑙河和东欧的第聂伯河及德涅斯特河(Robinson et al., 1995)。

黑海西北部陆架宽阔,陆坡上峡谷密布(Popescu et al., 2004)。末次冰期黑海水位低于-110m,陆架暴露,古多瑙河下切陆架与多瑙河峡谷(也称维特阿兹峡谷)连接,使多瑙河峡谷成为了陆源沉积物向黑海深部输送的主要通路,在黑海西北形成了大型的深海扇复合体(Lericolais et al., 2013)。

2.2 水文特征

Neoeuxine湖相时期,黑海为盐度极低的微咸水湖;约9000 ka BP与全球海洋重连后,黑海与马尔马拉海水体形成了持续的双向流动,低盐度的表层水(18 PSU)从黑海流出,马尔马拉海的高盐度深层水(22.5 PSU)注入黑海,使黑海水体形成了垂直分层结构(Özsoy et al., 1997; Constantinescu et al., 2015)。较轻的上层水体与下层水体垂直循环极弱,在150/200 m水深以下形成了无生命的硫化氢区(Spencer et al., 1972)。

3 样品采集与分析方法

3.1 样品采集

GAS-CS12 站位(N43°57'994", E30°45'020")位于黑海西北部罗马尼亚陆坡区,多瑙河峡谷北侧,孔口水深547 m。由法国国家海洋开发研究院(Ifremer)于2015年通过GHASS航次以Calypso活塞取芯器钻取岩芯(图1)。所获岩芯深度0.5~22.5 mbsf,取样间距约为40 cm,共获55个沉积物样品。

3.2 分析方法

将样品置于真空冷冻干燥机中干燥48 h,之后用玛瑙研钵研磨至200目左右,用于全岩XRD、总有机碳、总氮、碳氮同位素及主量元素分析。

3.2.1 粒度分析

样品粒度在北京天然气水合物国际研究中心使用Malvern公司的Mastersizer 3000型激光粒度分析仪进行测试。

上机测试前,需去除样品中的有机质、碳酸盐矿物等影响测试结果的杂质。具体步骤如下(王德杰等, 2003; 刘建国等, 2006; 孙军等, 2019): (1)称量0.5~1 g样品于50 mL离心管中,加入10 mL的H₂O₂ (15%),静置24 h,去除样品中的有机质; (2)待反应完全,晃动不再冒泡后,加入10 mL的稀盐酸(20%),静置24 h,去除碳酸钙(贝壳、有孔虫等); (3)待反应完全后,加入10 mL Na₂CO₃溶液(2 mol/L)在85℃水浴条件下震荡5 h,去除样品中的生物硅; (4)加去离子水至40 mL刻度,用离心机在2000转/min的转速下离心5 min后倒掉上清液; (5)重复步骤(4)2次后,加5 mL去离子水,充分搅拌后对样品进行超声振荡,消除胶结作用; (6)上机前5 min内加5 mL 0.5 mol/L的分散剂六偏磷酸钠溶液,之后加入激光粒度仪进行测试。

沉积物粒度标准采用Udden-Wentworth等比制Φ粒度标准,其转换公式为 $\Phi = -\log_2 D$ (μm单位)(Wentworth et al., 1922); 粒度参数(平均粒径 $\bar{X}$ 、分选系数 δ 、偏度 Sk 、峰度 Ku)采用McManus矩值法(McManus, 1988)进行计算,公式如下:

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n \sum X_i f_i}{100}$$

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 f_i}{100}}$$

$$Sk = \sqrt[3]{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3 f_i}{100}}$$

$$Ku = \sqrt[4]{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4 f_i}{100}}$$

式中: f_i 为各粒级的百分含量; $\sum f_i = 100$ 。

沉积物的分类和定名采用Folk三端元分类法(Folk et al., 1970)。

3.2.2 全岩XRD分析

沉积物全岩样品的XRD分析在北京天然气水

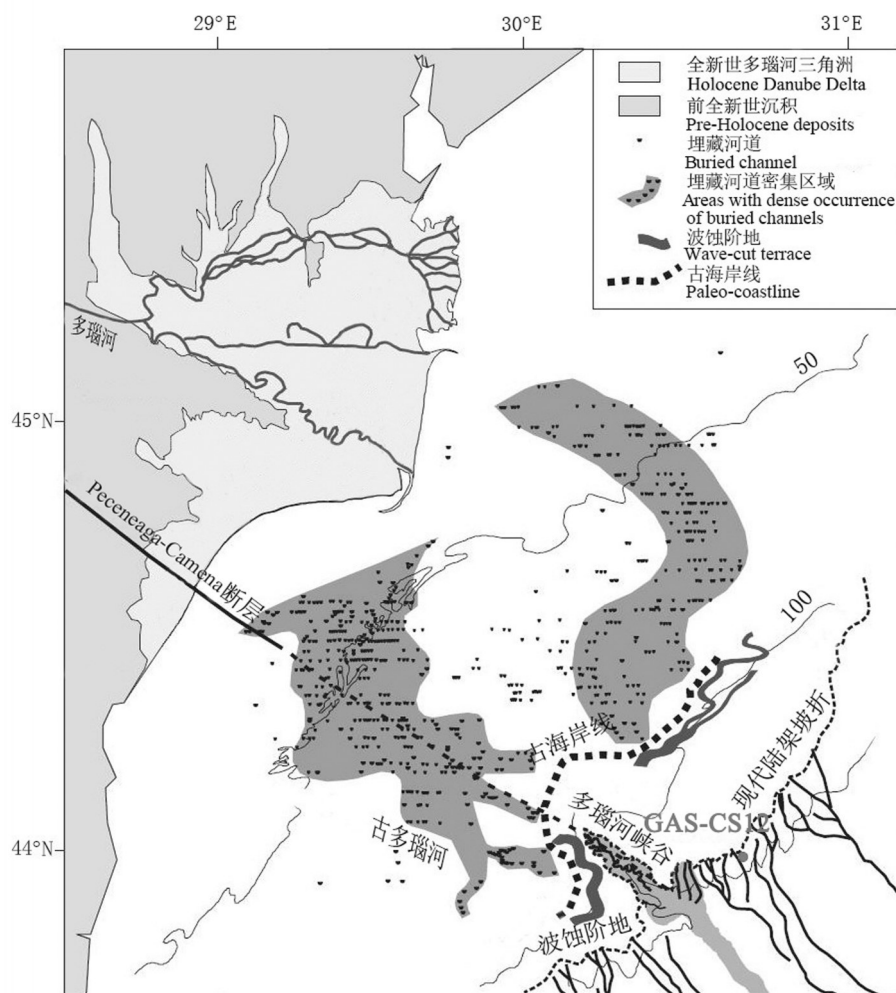


图1 GAS-CS12站位及古多瑙河流域位置(改自 Popescu, 2004)

Fig.1 Location of core GAS-CS12 and paleo-Danube River (modified from Popescu, 2004)

合物国际研究中心用 Malven Panalytical X 射线衍射仪进行。测试采用 Cu 靶 K α 射线,扫描范围 2θ 为 $5^\circ \sim 80^\circ$,扫描步长 0.013° 。

3.2.3 TOC、TN 及 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 测试

将 55 个研磨好的粉末样用 2 mol/L 的 HCl 酸洗后,在美国路易斯安娜州立大学稳定同位素实验室,由元素分析仪 (Vario MICRO cube EA) 与 Isoprime 100 稳定同位素质谱仪联用测得总有机碳 (TOC)、总氮 (TN) 及碳氮同位素 ($\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$)。样品 $\delta^{13}\text{C}$ (‰) 以拟箭石化石—VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) 为标准物质, $\delta^{15}\text{N}$ (‰) 以大气中氮气为标准物质,其表达如下:

$$\delta^{13}\text{C}(\delta^{15}\text{N}) = (R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}} - 1) \times 10^3$$

式中: $R_{\text{样品}}$ 指样品的碳(氮)同位素比值 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$), $R_{\text{标准}}$ 指标准样的碳(氮)同位素比值 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$)。

3.2.4 全岩主量元素分析

取 50 个研磨好的粉末样,依据样品中元素含量预估值及测试仪器的浓度测定范围,每个样品称取 50 mg 使用 HF-王水微波消解 (Wegwerth et al., 2011),将消解液在 180°C 加热板上蒸发后,用 2% (V/V) 的 HNO_3 稀释至 25 mL (Dekov et al., 2019)。取 5 mL 在北京大学地球与空间科学学院用 ICP-OES (德国 SPECTRO 公司 BLUE SOP) 测定主量元素 Al、Fe、Mg、Ca、Na、K、Ti、Mn、P 的含量,测试精度优于 5%。

3.2.5 沉积物 AMS ^{14}C 定年

挑选了 1.3 mbsf、4.1 mbsf、8.3 mbsf、13.0 mbsf、

18.1 mbsf 5个层位的样品在美国BETA定年实验室进行沉积物有机碳AMS¹⁴C测年,利用INTCAL 13数据库高概率密度范围法(HPD)校正,由内插法得到样品年龄(Bronk, 2009)。

4 结 果

4.1 岩芯观察与描述

依据岩芯特征,将GAS-CS12孔岩芯柱划分为8个特征段(图2)。(1)0.5~0.8 mbsf:柔软灰色黏土,少见生物碎屑及有机物;(2)1.0~2.5 mbsf:水平层状灰色、浅灰色黏土,夹mm级深灰色、黑色有机质薄层,有黑色点状物散布,可见贝壳、生物扰动;(3)2.8~4.4 mbsf:红棕色黏土,点状黑色有机质散布,3.0~3.2 mbsf为含有机质的灰色黏土;(4)4.4~9.8 mbsf:灰色、橄榄灰色黏土,纹层水平,含有机质,局部现块状砂质,9.0~9.5 mbsf有扰动;(5)9.8~13.2 mbsf:深灰色质硬黏土与浅灰色黏土水平互层,深色cm级层状、点状有机质分布丰富;(6)13.2~17.8 mbsf:橄榄灰色黏土夹cm级倾斜厚层状粉砂质层,纹层倾斜,砂质含量高;(7)17.8~18.8 mbsf:含有机质的深灰色均质黏土;(8)18.8~22.6 mbsf:层状灰色黏土夹mm级粉砂质层,纹层倾斜。

4.2 粒度分析结果

根据沉积物颗粒粒径大小将GAS-CS12孔沉积物的粒度分为黏土(<3.9 μm)、粉砂(3.9~62.5

μm)和砂(>62.5 μm)(Folk et al., 1970)。结果显示(表1),该岩芯段沉积物粉砂含量为45.76%~98.62%,平均78.17%,为第1粒组(主众数粒组);黏土含量范围为0.02%~54.13%,平均含量为19.11%,为第2粒组(次众数粒组);砂级含量范围为0~12.57%,平均含量仅为2.72%。岩芯柱平均粒径在5.6~7.8 Φ;分选系数δ范围为0.98~1.69,分选程度属于中等—较差;偏度Sk范围为-0.27~0.51,属正态—正偏分布;峰度Ku范围为0.75~1.1,属于极平坦峰形。

4.2.1 粒度分布频率曲线特征

粒度分布频率曲线直观地表征了不同粒级的分布特征、分选性、众数的位置和偏度等特点(张宝方, 2015)。GAS-CS12孔沉积物样品的粒径分布范围为0.5~9.5 Φ,粒度峰值总体对应于较细粒级,频率曲线呈单峰、双峰两组不同的峰形(图3)。13.0 mbsf深度以上的样品曲线基本呈负偏单峰,粒径分布范围为0.5~9.5 Φ,峰值集中在7.0~8.0 Φ,其中,在1.3 mbsf层位处,样品粒度分布曲线呈单峰正偏形态,峰值出现于4.5 Φ附近;8.3 mbsf处最小粒径为8.0 Φ,出现了两个粒度峰值。13.0 mbsf深度以下,沉积物的粒度分布曲线呈鞍状双峰,粒度分布范围为0.5~8.0 Φ(除18.1 mbsf处样品),粒径分别在5.5~6.0 Φ和6.5 Φ附近集中。18.1 mbsf处样品粒径分布范围为3.5~9.0 Φ,曲线呈负偏单峰。

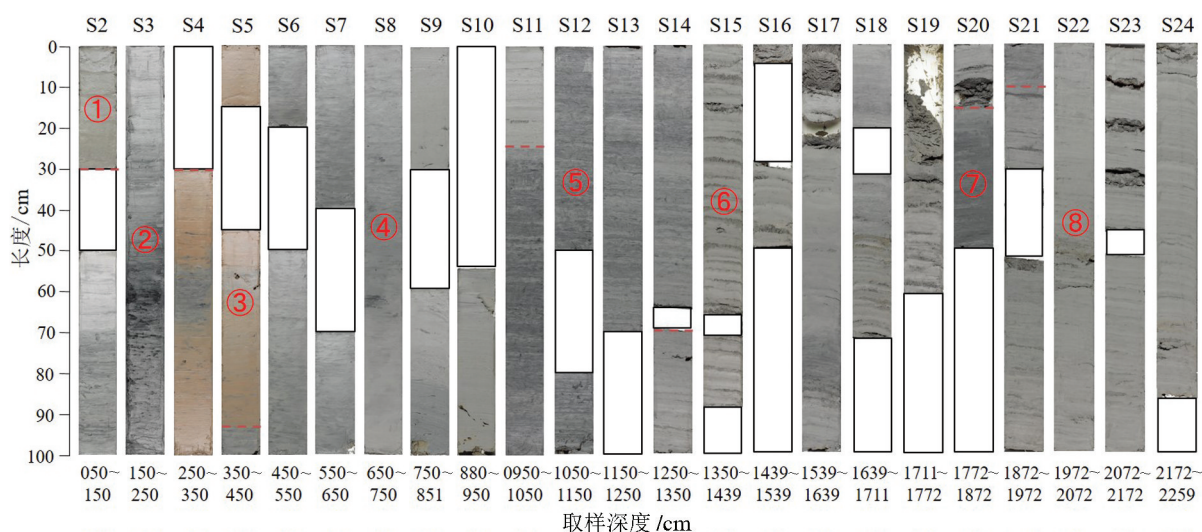


图2 GAS-CS12孔岩芯照片(空白部分:岩芯样品缺失)

Fig.2 Photographs of core GAS-CS12(The blank part: Core samples are missing)

表 1 GAS-CS12 孔沉积物粒度参数统计

Table 1 Statistics of grain size parameters of the core GAS-CS12

样品号	深度/mbsf	黏土/%	粉砂/%	砂/%	平均粒径/ Φ	分选系数 δ	偏度 Sk	峰度 Ku	粒径中值/ μm
GAS-01	0.6	39.37	60.26	0.37	7.34	1.27	-0.15	0.95	5.75
GAS-03	1.34	8.62	91.38	0	5.83	1.26	0.51	0.86	23.5
GAS-04	1.7	32.34	67.67	0	7.24	1.21	-0.11	0.95	6.31
GAS-05	2	44.64	55.27	0.1	7.6	1.07	-0.1	1.01	5.01
GAS-06	2.41	42.45	57.26	0.26	7.44	1.22	-0.2	1.01	5.26
GAS-07	2.95	50.55	48.46	0.99	7.59	1.35	-0.26	0.99	4.53
GAS-08	3.3	53.93	45.76	0.3	7.72	1.25	-0.24	1	4.23
GAS-09	3.58	51.31	48.65	0.06	7.66	1.22	-0.23	1.03	4.47
GAS-10	4.1	46.92	52.75	0.33	7.47	1.34	-0.25	0.95	4.89
GAS-11	4.6	35.59	62.67	1.73	6.95	1.59	-0.18	0.8	7.02
GAS-12	5.25	54.13	45.8	0.09	7.73	1.17	-0.24	1.1	4.25
GAS-13	5.7	49.08	50.3	0.61	7.52	1.36	-0.27	0.98	4.67
GAS-14	6.39	38.79	60.21	0.97	7.24	1.38	-0.23	0.95	5.78
GAS-15	6.65	38.1	59.62	2.28	7.15	1.49	-0.24	0.94	6.01
GAS-16	7	41.26	57.87	0.89	7.39	1.26	-0.22	1.03	5.39
GAS-17	7.35	22.84	75.75	1.39	6.87	1.39	-0.11	1.01	8.13
GAS-18	7.6	27.5	70.89	1.62	6.94	1.42	-0.14	0.97	7.59
GAS-19	8.3	1.77	96.65	1.57	6.31	1.08	-0.16	0.83	12
GAS-20	8.9	38.35	60.3	1.34	7.26	1.36	-0.2	0.96	5.87
GAS-21	9.15	21.09	70.27	8.61	6.42	1.69	-0.14	0.96	10.7
GAS-22	9.71	16.61	78.31	5.06	6.4	1.47	-0.09	0.95	11
GAS-23	9.95	53.97	46.02	0	7.79	1.08	-0.17	1.04	4.26
GAS-24	10.21	29.79	64.47	5.74	6.77	1.65	-0.17	0.9	8.2
GAS-25	10.71	39.18	60.74	0.07	7.39	1.16	-0.13	0.95	5.64
GAS-26	11.4	18.14	80.49	1.37	6.71	1.28	-0.1	1.04	8.94
GAS-27	11.6	28.73	70.2	1.08	7.15	1.26	-0.14	1.02	6.63
GAS-28	12	38.2	61.2	0.61	7.32	1.23	-0.16	0.96	5.79
GAS-29	12.65	26.7	68.72	4.58	6.67	1.57	-0.12	0.88	9.09
GAS-30	13	1.88	95.02	3.09	6.34	1.1	-0.19	0.89	11.7
GAS-31	13.3	1.29	97.62	1.1	6.33	1.05	-0.14	0.8	12
GAS-32	13.6	1.25	98.36	0.42	6.38	1.01	-0.15	0.8	11.5
GAS-33	13.9	0.02	92.72	7.24	5.8	1.28	-0.03	0.83	18.1
GAS-34	14.25	0.8	94.62	4.58	6.05	1.2	-0.11	0.81	14.6
GAS-35	14.8	0.58	96.42	3.01	6.23	1.12	-0.15	0.82	12.9
GAS-36	15.55	0.2	98.62	1.18	6.45	0.98	-0.22	0.83	10.7
GAS-37	15.9	1.21	96.16	2.65	6.29	1.12	-0.18	0.82	12.1
GAS-38	16.25	0.02	87.41	12.57	5.56	1.41	0	0.85	22.1
GAS-39	16.5	1.01	96.23	2.77	6.2	1.12	-0.12	0.83	13.3
GAS-40	16.94	0.02	94.49	5.5	5.85	1.22	-0.01	0.83	17.8
GAS-41	17.3	0.02	90.53	9.46	5.64	1.31	-0.01	0.96	20.7
GAS-42	17.55	0.08	96.21	3.71	6.09	1.16	-0.1	0.8	14.5
GAS-43	17.8	0.61	97.77	1.6	6.08	1.13	-0.05	0.79	14.9
GAS-44	18.1	28.72	70.45	0.83	7.11	1.31	-0.17	1.03	6.68
GAS-45	18.95	0.72	91.25	8.02	5.86	1.33	-0.07	0.75	17
GAS-46	19.5	0.62	92.42	6.94	5.84	1.28	-0.04	0.8	17.5
GAS-47	19.85	0.37	94.94	4.7	6.06	1.21	-0.12	0.78	14.6
GAS-48	20.2	0.02	91.88	8.1	5.73	1.3	0.01	0.82	19.6
GAS-49	20.6	0.03	96.39	3.56	6.08	1.14	-0.07	0.81	14.9
GAS-50	20.85	1.07	95.97	2.95	6.18	1.13	-0.11	0.81	13.5
GAS-51	21.25	0.64	97.97	1.4	6.32	1.05	-0.14	0.79	12.1
GAS-52	21.55	0.55	98.04	1.4	6.3	1.05	-0.13	0.8	12.3
GAS-53	21.85	0.03	97.45	2.54	6.21	1.1	-0.12	0.8	13.2
GAS-54	22.15	0.12	98.32	1.54	6.25	1.07	-0.13	0.8	12.8
GAS-55	22.5	0.04	95.94	4.02	6.05	1.17	-0.09	0.8	15

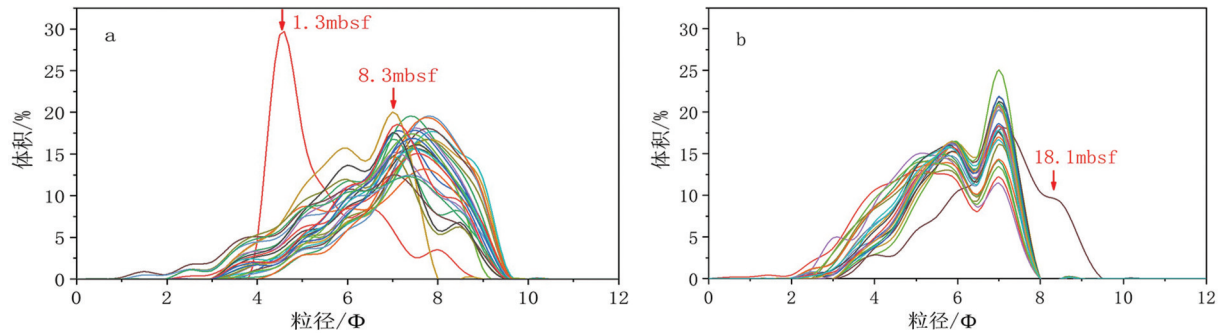


图3 GAS-CS12孔样品粒度分布频率曲线

a—13.0 mbsf以上样品; b—13.0 mbsf以下样品

Fig.3 Grain size distribution curves of the core GAS-CS12

a— Samples above 13.0 mbsf; b—Samples below 13.0 mbsf

4.2.2 粒级组分特征

沉积物粒级组成是反映沉积物粒度特征、指示沉积环境的重要指标(张剑等,2016)。将沉积物样品粒径投在Folk三角图上(图4),结果显示,样品在三角图上的投点分为两部分,一部分为黏土,投点集中,分选较好;另一部分粒度稍粗,为砂质黏土,在三角图中投点较为分散,大致呈线状展布。

4.2.3 粒度结构特征

粒度结构散点图可以有效的区分沉积环境(李琰等,2014)。选择与沉积环境关系密切的粒度参数平均粒径(X)、分选系数(δ)分别对分选系数(δ)、偏度(Sk)作粒度结构散点图(图5a、b)。由图5a可知,沉积物样品以13.0 mbsf深度为界分为两组,两

组样品的分选系数与平均粒径均呈负相关关系,体现了沉积物随着粒径变细,分选变好的变化趋势。13.0 mbsf深度以下样品的平均粒径介于5.5~6.4 Φ ,分选系数介于0.7~1.4;13.0 mbsf深度以上样品的平均粒径介于6.4~7.8 Φ ,分选系数介于1.1~1.7。图5b中,沉积物偏度介于-0.3~0,为负偏,样品偏度与分选系数之间不存在明显的相关关系。

4.2.4 粒度参数纵向分布特征

常用的粒度参数包括平均粒径 X 、分选系数 δ 、偏度 Sk 、峰度 Ku 等,沉积物的粒度参数受源区性质、沉积作用、沉积动力特征和搬运方式等综合因素影响,不同的沉积环境通常对应特定的动力因素和沉积物粒度特征,是重建古气候、古环境的重要参考指标(岳保静,2019)。

由GAS-CS12孔粒级组成及粒度参数随深度的变化可见(图6),沉积物粉砂含量最高,砂的含量少,黏土含量在13.0 mbsf层位向上增至30%~40%,于8.3 mbsf层位降至1.8%,由8.3 mbsf深度向上,黏土含量继续增加至50%左右,并在1.3 mbsf处再次降至8.6%。相应的变化在粒度参数上也有所体现:岩芯段整体平均粒径在5.5~8.0 Φ ,13.0 mbsf以上样品平均粒径为7.1 Φ ,13.0 mbsf以下样品平均粒径为6.1 Φ ;分选系数为1.0~1.7,纵向上看沉积物分选程度变化不大,属于分选较差,在13.0 mbsf层位上下略有变化,13.0 mbsf深度以下的较粗组分分选相对较好;偏度值除1.3 mbsf深度处的样品外均为负值(-0.01~-0.3),为细偏,纵向变化不大;峰度范围为0.75~1.1,平均值为0.9,纵向上在13.0 mbsf深度处分层,由下层的平均0.8左右增至上层平均0.95左右,上层细粒

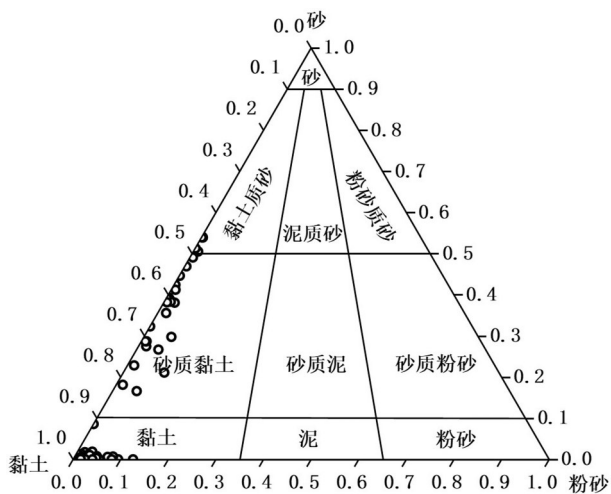
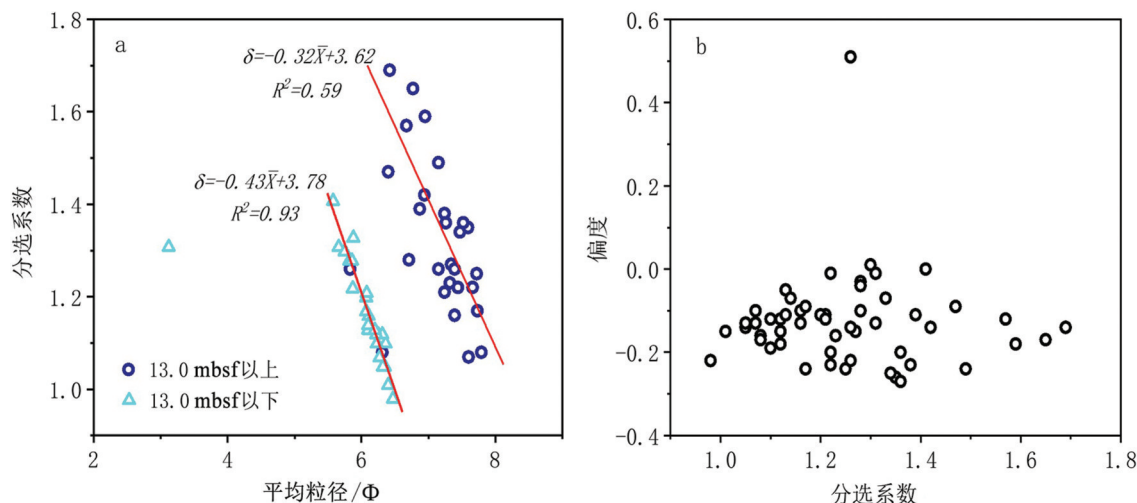


图4 GAS-CS12孔沉积物Folk三角图投点示意图

Fig.4 Folk's triangle classification of the sediments of the core GAS-CS12

图5 GAS-CS12孔沉积物粒度结构散点图(a: $X-\delta$; b: $\delta-Sk$)Fig.5 Scatter diagrams of the sediments of the core GAS-CS12 (a: $X-\delta$; b: $\delta-Sk$)

沉积物粒径分布更为集中。

4.3 全岩矿物分析(XRD)结果

由55个样品的全岩XRD分析结果可知,GAS-CS12孔沉积物的主要矿物类型为石英、方解石、斜长石、岩盐、蒙脱石、伊利石、绿泥石及黄铁矿。部分特征层位谱图见图7。1.2~1.7 mbsf显示强方解石特征峰,1.2 mbsf层位可见强斜长石峰;矿物成分自7.6

mbsf深度发生变化,7.6~9.7 mbsf出现了绿泥石、伊利石特征峰;9.7~13.0 mbsf,绿泥石、伊利石峰消失;13.0~22.5 mbsf显示强且稳定的伊利石、绿泥石峰,16.9 mbsf层位出现了黄铁矿特征峰($2\theta=33.045^\circ$),18.1 mbsf处绿泥石、伊利石均弱,蒙脱石峰较强。

4.4 主量元素ICP-OES测试结果

沉积物主量元素测定结果见表2,从表中可以

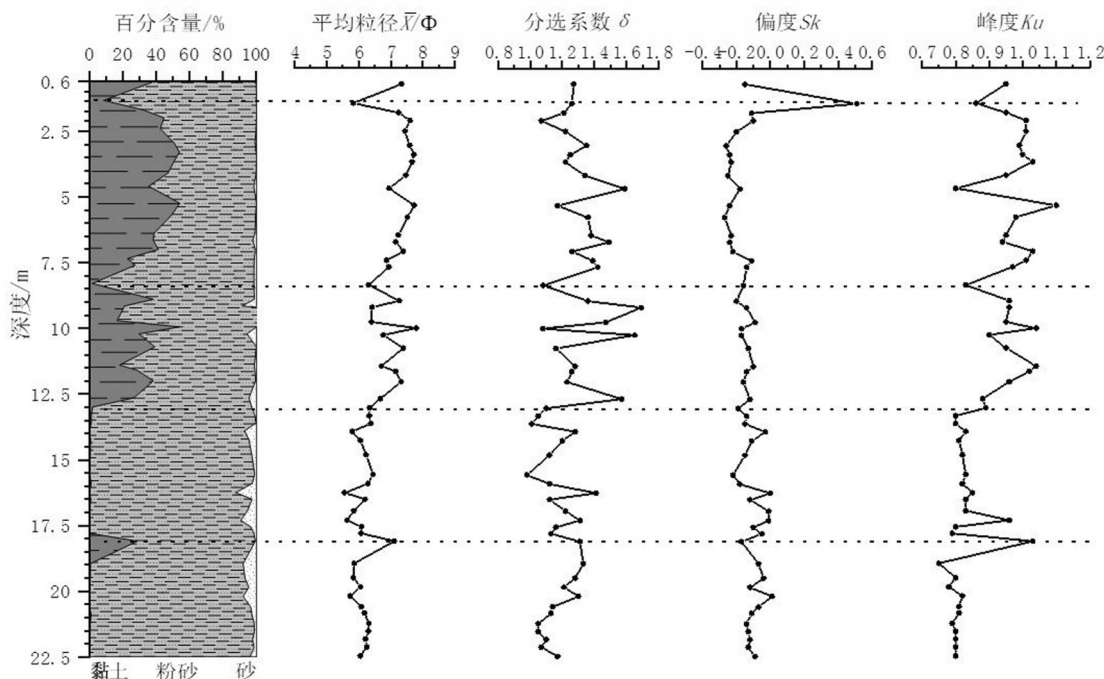


图6 GAS-CS12孔粒级组成与粒度参数随深度变化图

Fig.6 Changes in grain size compositions and parameters with the depth of the core GAS-CS12

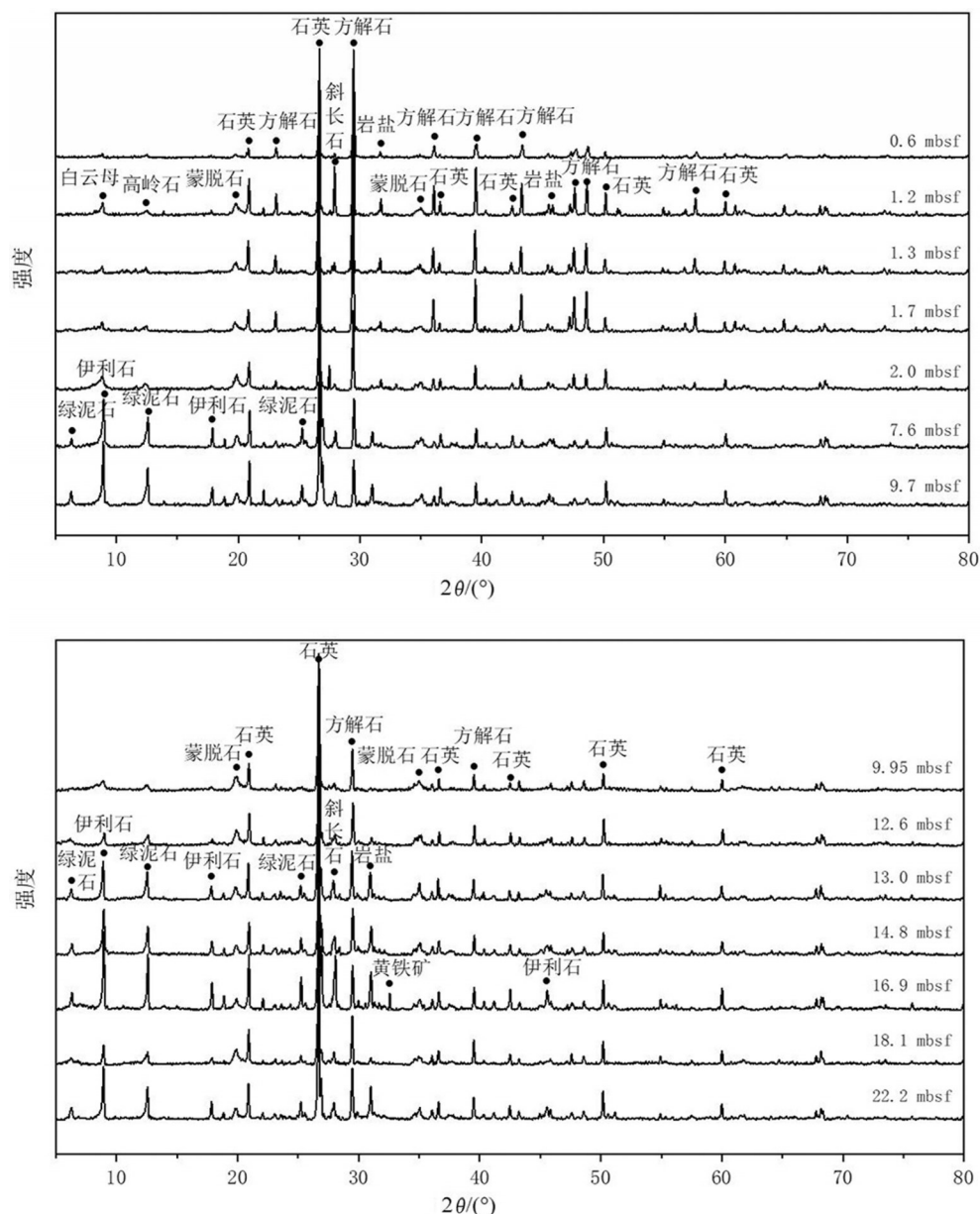


图7 GAS-CS12孔部分层位XRD测试分析结果

Fig.7 XRD results of partial samples of the core GAS-CS12

看出研究钻孔中Al、Fe、Ca元素整体含量较高,其对应氧化物含量占全岩的平均质量百分比分别为:14.8%、6.1%、8.2%。从各元素含量的纵向变化上看,Al、Fe、Ca、K、Ti、P元素含量在4.4 mbsf深度以下变化不大,且在4.4~13.0 mbsf层段保持稳定;Mg、Na、Mn元素含量在13.0 mbsf深度处分层,均为下段含量略高于上段;2.8~4.4 mbsf为Al、Fe、K、Ti、P元素含量的高值段,与岩芯红棕色黏土层段对应;2.8 mbsf向上,Al、Fe、K、Ti、P元素含量减小,Ca

元素含量迅速增大(图8)。

4.5 总有机碳(TOC)、总氮(TN)及碳氮同位素($\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$)测试分析结果

沉积物中有机碳(TOC)含量在0.3%~2.0%,总氮(TN)含量在0.03%~0.25%,且有机碳、总氮含量的纵向变化趋势一致(图9)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化范围为-28.1‰~-25.8‰, $\delta^{15}\text{N}$ 为3.4‰~6.1‰。2.9 mbsf向上,有机碳和总氮含量迅速增加, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 先增大后快速减小至-28.1‰, $\delta^{15}\text{N}$ 减小;2.9~9.7 mbsf有机

表2 GAS-CS12孔沉积物主量元素含量(%)

Table 2 The concentrations of major elements(%) of the core GAS-CS12

样品号	深度/mbsf	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
GAS-01	0.6	10.76	4.74	3.03	28.18	2.39	2.28	0.55	0.08	0.15
GAS-02	1.2	11.43	4.53	2.37	15.99	2.21	2.27	0.55	0.11	0.12
GAS-03	1.34	9.12	4.08	2.02	15.18	1.87	1.76	0.44	0.12	0.11
GAS-04	1.7	9.17	4.25	2.14	20.34	1.70	1.81	0.45	0.19	0.13
GAS-05	2	17.11	7.81	2.93	10.02	2.89	3.11	0.81	0.13	0.18
GAS-06	2.41	12.93	6.99	1.34	5.96	2.03	2.97	0.75	0.06	0.20
GAS-07	2.95	20.17	9.39	3.23	4.18	1.77	4.75	1.00	0.11	0.23
GAS-08	3.3	19.38	8.67	3.10	3.74	1.81	4.42	0.94	0.08	0.22
GAS-10	4.1	21.47	9.69	3.06	6.41	2.55	4.73	1.15	0.10	0.27
GAS-11	4.6	15.71	6.04	2.46	6.26	1.74	2.64	0.74	0.06	0.18
GAS-12	5.25	14.76	5.92	2.25	6.21	1.83	2.37	0.68	0.07	0.17
GAS-13	5.7	17.54	7.16	2.49	6.48	1.96	2.83	0.83	0.08	0.20
GAS-14	6.39	16.60	6.61	2.48	8.07	2.30	2.68	0.79	0.07	0.19
GAS-15	6.65	14.74	5.91	2.20	6.99	1.66	2.34	0.72	0.06	0.17
GAS-16	7	16.03	6.01	2.36	8.05	1.76	2.49	0.76	0.06	0.16
GAS-17	7.35	15.86	6.23	2.55	7.72	1.75	2.54	0.78	0.09	0.17
GAS-18	7.6	18.50	7.27	3.96	8.57	2.53	3.16	0.77	0.16	0.18
GAS-20	8.9	15.66	6.07	2.69	7.72	1.74	2.56	0.72	0.08	0.16
GAS-21	9.15	16.06	6.47	2.90	7.22	4.93	2.70	0.72	0.13	0.16
GAS-22	9.71	15.19	6.53	3.37	8.45	2.15	2.91	0.73	0.11	0.15
GAS-23	9.95	15.38	7.19	1.75	5.57	2.33	2.63	0.76	0.06	0.18
GAS-24	10.21	14.98	6.35	2.05	5.11	2.43	2.55	0.71	0.07	0.17
GAS-25	10.71	16.30	6.91	2.45	6.65	2.16	2.68	0.71	0.09	0.16
GAS-27	11.6	13.74	7.59	1.75	7.00	2.06	3.02	0.81	0.13	0.18
GAS-28	12	16.97	7.06	2.79	6.19	2.58	2.73	0.76	0.08	0.18
GAS-29	12.65	13.59	6.84	1.48	5.66	3.65	2.65	0.76	0.12	0.18
GAS-30	13	10.87	5.23	1.92	5.98	2.27	2.52	0.61	0.10	0.14
GAS-31	13.3	16.27	6.54	3.93	8.99	3.80	3.14	0.80	0.11	0.17
GAS-32	13.6	15.60	6.75	3.26	8.19	3.00	3.30	0.88	0.13	0.17
GAS-33	13.9	12.15	4.87	2.79	7.08	4.14	2.24	0.67	0.10	0.13
GAS-34	14.25	16.56	7.31	4.18	9.91	4.23	3.09	0.85	0.16	0.22
GAS-35	14.8	16.07	6.42	3.78	8.39	1.91	2.89	0.73	0.14	0.15
GAS-36	15.55	13.97	5.83	2.61	5.94	6.80	2.20	0.57	0.13	0.14
GAS-37	15.9	16.92	6.27	3.41	7.59	4.58	3.01	0.82	0.11	0.17
GAS-38	16.25	14.90	5.31	3.93	8.83	4.63	2.68	0.78	0.10	0.16
GAS-40	16.94	13.60	4.63	3.21	7.17	4.55	2.28	0.65	0.10	0.14
GAS-41	17.3	11.93	4.00	2.83	6.12	5.72	1.77	0.54	0.10	0.13
GAS-42	17.55	15.12	5.20	3.21	7.69	6.46	2.55	0.72	0.14	0.16
GAS-43	17.8	14.15	5.73	3.43	8.32	2.42	2.84	0.80	0.11	0.18
GAS-44	18.1	16.98	7.04	2.49	6.19	5.17	2.52	0.76	0.05	0.16
GAS-45	18.95	13.10	4.82	2.60	7.45	3.80	2.40	0.75	0.08	0.16
GAS-46	19.5	11.34	4.37	2.66	6.44	1.69	2.25	0.66	0.09	0.13
GAS-47	19.85	12.77	4.73	2.72	6.50	3.48	2.20	0.67	0.11	0.13
GAS-48	20.2	12.76	4.19	2.80	6.95	4.84	2.18	0.76	0.10	0.16
GAS-49	20.6	11.70	4.38	2.57	6.12	3.73	1.87	0.55	0.09	0.12
GAS-50	20.85	17.05	7.51	3.52	9.08	3.66	3.28	0.94	0.15	0.19
GAS-51	21.25	12.10	6.15	2.40	6.70	2.18	2.92	0.79	0.13	0.15
GAS-52	21.55	15.04	5.73	3.19	7.80	2.10	2.68	0.75	0.11	0.14
GAS-53	21.85	15.66	5.89	3.29	7.81	3.71	2.67	0.75	0.12	0.14
GAS-54	22.15	16.13	6.06	3.71	8.70	3.41	2.89	0.78	0.12	0.15

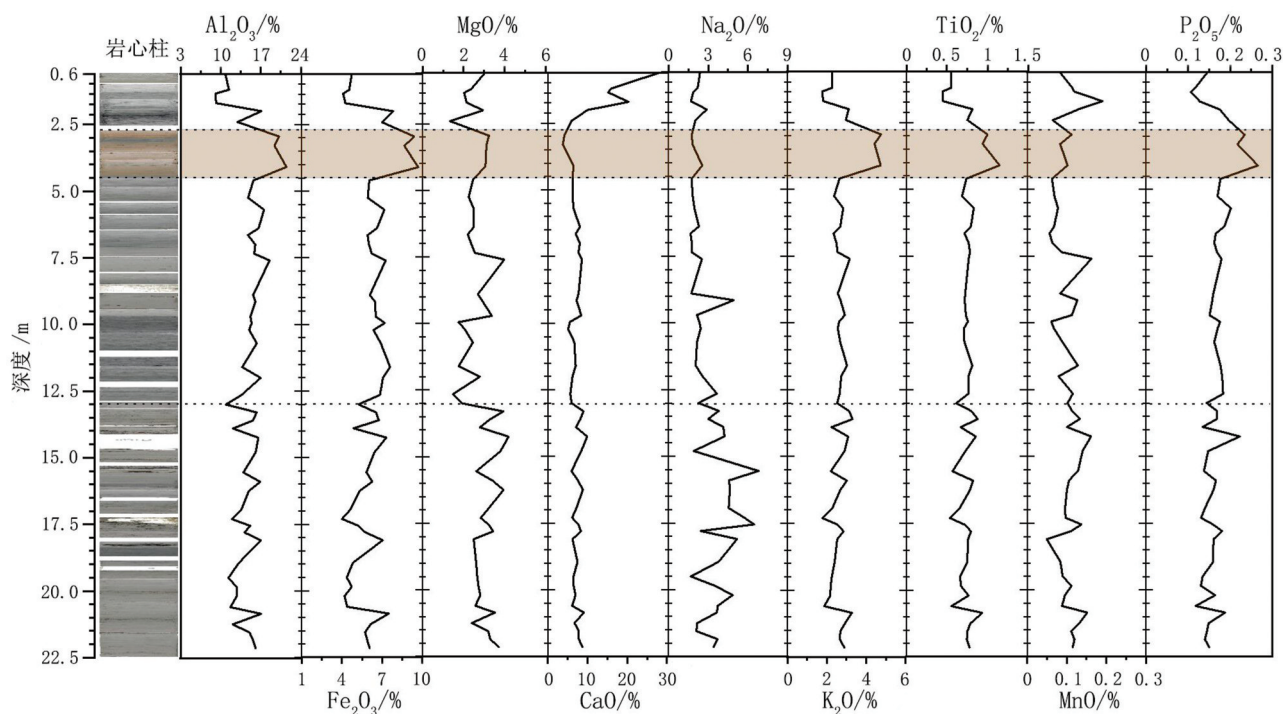


图8 主量元素氧化物含量随深度变化图(以各元素的氧化物占全岩的质量百分比表示)

Fig.8 The oxide content of major elements(Expressed as the mass percentage of the oxide in the whole rock)

碳、总氮含量在较低的水平(TOC平均为0.5%、TN平均为0.08%)保持稳定,沉积物中 $^{12}\text{C}_{\text{org}}$ 、 ^{15}N 向上逐渐富集;9.7~13.6 mbsf有机碳、总氮含量略有增加;13.6 mbsf以下深度,有机碳、总氮含量稍有减少,含量波动较大。

(C/N)/(mol/mol)在6.5~41.1,13.6 mbsf深度以上的沉积物中(C/N)/(mol/mol)值在8.7左右波动,变化范围为6.5~12.4;13.6 mbsf以下波动较大(6.8~41.1),其中有10个层位的(C/N)/(mol/mol)值超过了12。

4.6 沉积物 ^{14}C 测年结果

沉积物有机碳AMS ^{14}C 测年结果见下表3。由定年结果可知,岩芯段沉积于末次冰期(70~11.5 cal ka BP)中后期,黑海与全球海洋隔绝的Neoeuxine湖相时期。该时期黑海水位主要受控于区域气候变化(蒸发与径流),与全球海平面变化无关,沉积特征受千年尺度的气候震荡控制。此外,18.1 mbsf层位样品出现了年代倒转。

5 讨论

5.1 沉积环境演化

沉积物的粒度分布、矿物组成及元素含量受控

于物源供给、搬运条件、沉积动力、气候变化及地形地貌等因素,包含了丰富的物源、水动力条件、沉积环境等环境变化信息(孙军等,2019)。研究区0.5~22.5 mbsf沉积物粒级主要为粉砂及黏土,粒度整体较细,分选系数与平均粒径呈负相关关系,即随着粒径变细,分选变好,反映该区域在末次冰期中后期整体较为低能、稳定的沉积环境。由沉积物粒度特征、矿物成分及主量元素随深度的变化可推测,研究区沉积环境在13.0 mbsf、9.7 mbsf、4.4 mbsf、2.8 mbsf深度处发生了变化。

岩芯粒度特征在13.0 mbsf深度上下明显分层(图6),样品在Folk三角图及“平均粒径-分选系数”粒度结构图上分为两组(图4、图5)。13.0 mbsf以下沉积砂质黏土,粒径分布曲线呈双峰;自13.0 mbsf向上,黏土含量骤增,沉积物平均粒径减小至 7.1Φ ,粒度分布向更细的粒级集中、峰度值增大。结合XRD矿物成分分析,在13.0 mbsf深度以下层位(除18.1 mbsf处)均有稳定的强伊利石、绿泥石、斜长石特征峰显示,指示该区域可能在干冷的气候条件下接受了一定的陆源物质供应。从总体来看,13.0 mbsf以下粒度较粗部分的分选程度好于上部粒度较细组分,符合较长距离河流搬运的粒度分布特

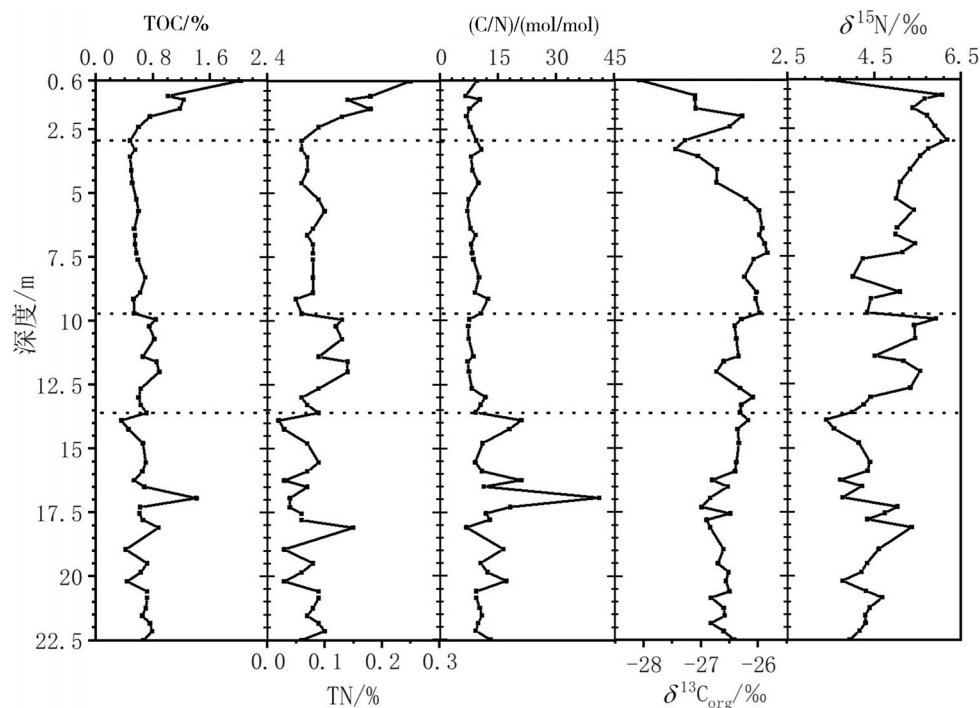


图9 GAS-CS12孔 TOC、TN 及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 随深度变化

Fig.9 The results of TOC、TN and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ with the depth of the core GAS-CS12

征,考虑研究站位临近陆坡峡谷,22.5~13.0 mbsf 段的黏土和粉砂质黏土水平互层相应属于峡谷浊流的溢流沉积,表明 13.0 mbsf 以下的沉积阶段中,黑海水位较浅,研究区沉积作用受河流和湖泊控制,水动力条件较为复杂。13.0 mbsf 深度向上,沉积物粒度分布体现深水稳定沉积特征。13.0 mbsf 至 9.7 mbsf,黏土含量增加,XRD 图谱不见绿泥石、伊利石特征峰(图 7),可能与水体加深,陆坡峡谷被上升的湖平面淹没,陆源沉积物输入受限有关。

从 9.7 mbsf 至 4.4 mbsf 层段,沉积物中黏土含量先减少至 1.8%(8.3 mbsf),后又逐渐增加至 50% 左右,绿泥石、伊利石特征峰再次出现,反映黑海在水位上升过程中可能存在波动。8.3 mbsf 处的沉积物粒度分布特征与 13.0 mbsf 深度以下样品相同,分选系数减小至 1.0,推测该层位可能沉积于黑海湖平面波动下降中的低水位阶段。4.4~2.8 mbsf 的红色黏土层对应 Fe 元素峰值段,较高的氧化铁含量可能是该段细粒沉积呈现红棕色原因;主要来源于陆源碎屑的 Al、K、Ti 元素也均在该段出现含量高值。同时此段沉积物平均粒径为 7.5 Φ ,黏土含量达 50%,粒度极细,反映在相应地质历史时期,研究区物源

及沉积环境发生了一定变化。

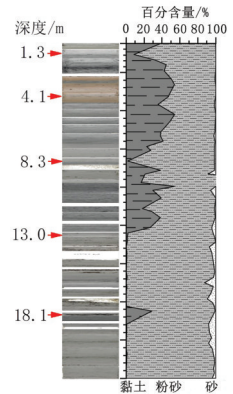
5.2 总有机碳(TOC)、总氮(TN)及碳氮同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$)的指示意义

总有机碳的重量百分比(TOC)是沉积物中未经矿化的有机碳浓度指标(Meyers et al., 1999),湖泊沉积物中的有机碳主要有两个来源:流域输送(异地)和水体内部自身产生(自生)。较浅的湖泊通常沉积物陆源输入较高,沉积速率高,下沉颗粒的运输时间较短,导致其沉积物中有机碳含量较高(Contreras et al., 2018)。

初级生产者碳氮稳定同位素的差异,使 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 成为了区分碳源的有力工具(Peterson et al., 1985; Augley et al., 2007)。由于无机养分来源的同位素组成不同,以及生产者在养分吸收、固定过程中对重同位素的区分程度不同,导致了初级生产者在光合作用中固定的有机物质同位素组成存在很大差异,并且这种差异在海洋环境的沉积、降解及转化过程中仅略有变化(Boutton, 1991)。海洋有机质通常比陆地生产者更富 ^{13}C (Schubert et al., 2001),温带海洋浮游植物的典型同位素组成为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 从 -19‰ 至 -22‰(Gearing et al., 1984), $\delta^{15}\text{N}$ 从

表3 样品¹⁴C测年结果
Table 3 ¹⁴C dating results of the samples selected

样品号	深度/m	¹⁴ C测试年龄/cal a BP	校正后 ¹⁴ C年龄/cal a BP	气候事件
GAS-CS12-03	1.3	12130 ~ 12050	14090 ~ 13784	BA
GAS-CS12-10	4.1	13930 ~ 13810	17037 ~ 16530	LGM结束
GAS-CS12-19	8.3	24790 ~ 24590	28966 ~ 28462	H3
GAS-CS12-30	13.0	32910 ~ 32510	37430 ~ 36151	H4
GAS-CS12-44	18.1	29360 ~ 29100	33785 ~ 33080	(倒转)



注:BA—Bolling—Allerod事件, 14.7 ~ 12.7 ka BP; LGM—Last Glacial Maximum(末次冰盛期), 26.5 ~ 19.0 ka BP; H3—海因里希事件 3, 30 ka BP; H4—海因里希事件 4, 38 ~ 39 ka BP。

3‰至12‰(Owens, 1987),淡水浮游植物的同位素特征为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 由-35‰至-25‰(Boutton, 1991), $\delta^{15}\text{N}$ 在5‰左右(Owens, 1987)。陆地植被的碳氮同位素组成与淡水及海洋浮游植物的差异很大。C3(Calvin循环)陆生植物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在-26‰到-28‰,C4(Hatch-Slack循环)植物在-12‰到-14‰(Ku et al., 2007),两种植物的 $\delta^{15}\text{N}$ 均在3‰到18‰(Owens, 1987)。

C/N常与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 组合用以区分沉积有机质的水生(藻类)和陆地植物起源(Chmura et al., 1995; Kennedy et al., 2004; Böttcher et al., 2010)。藻类(C/N)/(mol/mol)值通常在4到10之间,而由于陆地维管植物中的纤维素和木质素的比例高于藻类,(C/N)/(mol/mol)大于12,C4植物大于20(Contreras et al., 2018)。

由TOC、TN及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 随深度变化的规律可见(图9),沉积物中有机碳、总氮含量及同位素特征在13.6 mbsf上下发生了较大变化,结合研究区样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和C/N值的组合特征(图10),可推知研究层段的有机质主要来源于淡水藻类和陆地C3植物。13.6 mbsf深度以上沉积物中的有机质主要来源于淡水藻类,13.6 mbsf以下为淡水藻类与陆地C3植物混合来源。从深度变化上看,13.6 mbsf向上至7.6 mbsf, $\delta^{15}\text{N}$ 增大至5‰左右波动,可能是由于淡水

藻类贡献的增加;7.6 ~ 2.9 mbsf, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 随深度变浅向上减小, $\delta^{15}\text{N}$ 持续增大,显示富淡水藻类的水体环境;2.9 mbsf向上,TOC、TN迅速增加, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 亏损,对应于沉积物中方解石含量的激增,反映水体藻类在该时期爆发,光合作用优先吸收 ^{12}C 导致水体中 ^{13}C 富集, ^{12}C 亏损,而方解石含量的快速增加可能是由于藻类生产力增强,浮游有孔虫、颗石藻等生物成因的方解石增加。

5.3 沉积序列演化

(1)22.5 ~ 13.0 mbsf:沉积时间对应于H4事件之前,“Neoeuxine”湖在该时期处于末次冰期的最低水位阶段,陆架暴露,多瑙河高密度浊流被输送至陆架边缘,大量涌入多瑙河峡谷。研究站位处受溢流影响,显示出由交替的黏土和粉砂质黏土组成的水平叠层。根据Stow and Piper(1984)的分类,该岩相被解释为通过溢流过程从浊流的溢流中沉积的细粒底切浊积物。粉砂含量高达95%左右,沉积物粒度相对较大,粒度曲线具双峰特征,同时受河流和湖泊水动力作用,显示复杂且稍强的沉积水动力条件;相较上层粒度更细的组分,长距离的河流搬运使该部分沉积物分选更好,富绿泥石、高岭石、伊利石等陆源矿物成分,沉积有机质中有大量陆地C3植物来源。18.1 mbsf层位局部黏土含量骤增,沉积物粒度分布曲线呈负偏单峰,XRD图谱中绿泥石、

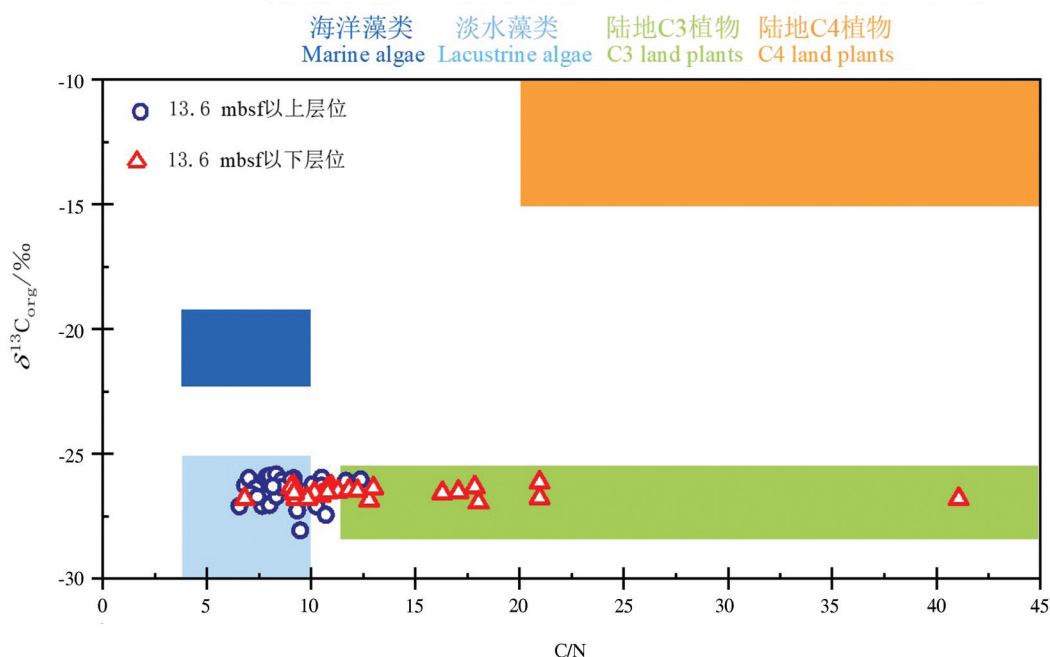


图10 有机质来源示意图(据 Meyers, 1994; Gearing et al., 1984; Boutton, 1991)

Fig.10 Sources of organic matter (after Meyers, 1994; Gearing et al., 1984; Boutton, 1991)

伊利石峰消失,考虑该沉积段受河流搬运作用,水动力较强,可能是非原位碳混入致使该处样品测年数据倒转,沉积物特征与该段其他样品有所不同。

(2)13.0~9.7 mbsf:沉积于H4极寒冰阶结束后气温略有回升的相对暖期,下一次寒冷事件H3之前。在此期间,格陵兰冰芯(NGRIP)记录下了4个 $\delta^{18}\text{O}$ 峰值(Rostek et al., 2013),指示区域气候环境存在冷暖震荡。该沉积段黏土含量增至30%左右,主要为橄榄灰—深灰色较硬质黏土,层状、点状有机质丰富,有机碳、总氮含量增加(TOC平均0.7%、TN平均0.13%),中链至长链正构烷烃等生物标志物的输入增加(Stow et al., 1984),表明区域冻土退化,东欧主要河流流域内湿地扩展,区域生产力有所加强。 $(\text{C/N})/(\text{mol/mol})$ 降至7.5左右保持稳定,且 ^{15}N 更加富集,反映湖盆中淡水藻类繁盛。该段陆源黏土矿物绿泥石、伊利石输入减少,可能与气候变暖,欧亚冰盖后撤,黑海水位有所升高,致使多瑙河扇及多瑙河峡谷活动受限有关。

(3)9.7~4.4 mbsf:在H3寒冷事件发生及末次冰盛期(26.5~19.0 ka BP)到来的阶段,俄罗斯平原西北部的芬诺斯堪的亚冰盖及中南欧阿尔卑斯冰盖范围均达到了最大值(Svendsen, 2004; Rinterknecht et al., 2006),欧亚大陆永久冻土带向南扩展至北纬47°

N(Velichko et al., 2002; Wohlfahrth et al., 2007)。黑海水位低至陆架坡折附近(Lericolais et al., 2013),河流运载沉积物被输送至深海扇,Popescu et al.(2001)通过对多瑙河深海扇的高分辨率地震反射剖面及扇上取芯分析,认为多瑙河深海扇上最年轻的河道—堤坝系统正是在此阶段发育。该段沉积在GAS-CS12钻孔上表现为粉砂质含量向上增加,粒度增大的同时,分选相对变好;XRD再次显示较强的绿泥石和伊利石峰,TOC和TN在较低的水平保持稳定,Al、Fe、Ca、K、Ti、P等主量元素含量在纵向上基本保持不变,体现出LGM期间稳定的区域气候与沉积条件。末次冰盛期于19 ka BP左右结束后,随着气温的逐渐回升,大面积欧亚冰盖融水由第聂伯河注入黑海,沉积物黏土含量逐渐增大, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 向上减小, $\delta^{15}\text{N}$ 增大, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\delta^{15}\text{N}$ 的值显现出淡水水体环境中有机质的同位素特征。

(4)4.4~2.8 mbsf:沉积总厚度约为1.6 m的红棕色黏土层,插有灰色—灰绿色黏土段,粉砂与黏土近于等量分布,Al、K、Ti等陆源碎屑元素含量高,沉积速率高达0.92 m/ky,与Yanchilina通过生物壳体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 变化得出的沉积速率一致(Yanchilina et al., 2017)。该红棕色黏土层在北里海平原、黑海北部、西部至南部土耳其边缘均有分

布,普遍认为其沉积年代在17200~15700 cal a BP (Constantinescu et al., 2015),即H1气候寒冷阶段。目前已在黑海区域多处取芯中观察到了同时代的红层沉积:(1)多瑙河峡谷两侧的陆坡上,呈薄层状的红棕色粉砂、黏土;(2)多瑙河扇上及黑海盆底,红棕色含砂浊积岩;(3)保加利亚和土耳其近海,含极少量粉砂的红棕色黏土;(4)多瑙河河床沉积中混合红泥的粗砂(Yanchilina et al., 2017)。

Freslon et al. (2014)、Toucanne et al. (2015)、Tudryn et al. (2016)通过对黑海沉积物中 ϵ_{Nd} ($^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素的示踪,认为黑海北部的红层沉积来源于北侧欧亚冰盖基底的承压融化,西部的红棕色黏土沉积则是由于阿尔卑斯冰川向东部扩张,致使含大量泥沙的冰川基底及冰前湖水涌向多瑙河上游(Lericolais et al., 2013),由多瑙河输入黑海形成。

(5)2.8~0.6 mbsf:沉积层状浅灰色、灰色黏土,有机质丰富,区域生产力增强; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 向上快速减小,更趋淡水藻类同位素特征。该沉积段最显著的特征是方解石含量高,Ca元素含量随着深度变浅迅速增加至接近30%,XRD图谱中出现方解石强峰。但由于缺失0.6 mbsf深度以上的沉积物样品,无法获知Ca元素含量极值所处的深度及高碳酸钙层的延伸厚度,但从已有的研究来看,这层覆盖于红色黏土层之上的富碳酸钙沉积物应属于Bolling-Allerod沉积(Major et al., 2002; Bahr et al., 2005)。Bolling-Allerod变暖事件(波令—阿勒罗德事件)发生在14700~12650 a BP,据Ménnot and Bard (2012)对东南欧气候变化的重建,该时期区域气温上升5~10℃。温暖的气候、冰川融水导致的高湖泊水位,为黑海西北陆架上的水生植物和藻类生长创造了良好的环境,黑海水体中藻类生产力增强,浮游有孔虫、颗石藻等生物成因的方解石含量增加(Bahr et al., 2005)。

5.4 与东亚季风区气候变化(中国黄土、洞穴石笋)的联系

末次冰期千年尺度的气候变化事件在中国石笋、黄土记录中均有明显的响应。洞穴石笋具有定年精确、分辨率高等优势,是刻画末次冰期气候突变事件细节的有效载体(Wang et al., 2001);典型黄土塬出露的剖面能清晰记录黄土—古土壤的地层旋

回,分别对应冷干—暖湿的气候变化,在黄土中利用不同指标(粒度、磁化率等)提取这些古气候信息,对于古气候变化的研究具有重要指示意义(孙东怀等,1996)。

Wang et al. (2001)、Chen et al. (2016)分别利用南京葫芦洞(32°30'N, 119°10'E)、湖北神农架永兴洞(31°35'N, 111°14'E)石笋,重建了过去11~75 ka的亚洲季风演化历史,石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录了21个季风增强事件以及7个季风减弱事件,与格陵兰冰芯记录的D/O事件以及北大西洋深海沉积记录的H事件对应。石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 主要继承于降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,葫芦洞与永兴洞均位于中国亚热带季风气候区,大部分水汽来源于夏季风降雨,受控于太平洋暖湿气团。降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受东亚夏季风降水量的控制,因此,石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 反映了东亚夏季风强度的变化,当 $\delta^{18}\text{O}$ 负偏时,夏季风强盛,降水量增加,反之亦然(Wang et al., 2008; Chen et al., 2016)。图11中可见,石笋记录了5个 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著正偏事件,反映东亚夏季风的减弱,与北大西洋H1—H5事件在起止时间上非常吻合。青藏高原东南部甘孜黄土、黄土高原中部洛川黄土剖面高分辨记录与中国石笋所展现的末次冰期气候波动也有着高度的相似性(Hu et al., 2015); Chen et al. (1999)较早地在南海北部通过有孔虫记录识别出了H事件,说明末次冰期千年尺度的气候变化在东亚季风区是普遍存在的。这些气候突变事件与格陵兰冰芯记录有良好的可比性,表明东亚季风可能受到了北大西洋气候的显著影响。气候的变化均与北半球中高纬度地区太阳辐射量变化曲线有相同的规律(图11)。

关于末次冰期东亚与北大西洋地区千年尺度气候波动的形成机制,研究者大多强调温盐环流(THC)与西风带的作用(Alley, 2007; Sun, 2011)。北半球中高纬度地区太阳辐射量的变化引起气温的变化,继而导致全球冰量的变化,这些变化被冰芯所记录(庞奖励, 2000);北大西洋最北端冰山融化会产生大量淡水,使得海水盐度降低,抑制了北大西洋深层水的形成,THC达到最弱状态甚至关闭,北大西洋地区进入最冷阶段(Alley, 2007)。在极地冷气团的驱动下,北半球西风带和西伯利亚高压系统加强并南移,导致冬季风加强,削弱了亚洲季风(Zhang et al., 2005; Sun et al., 2011),因此,北

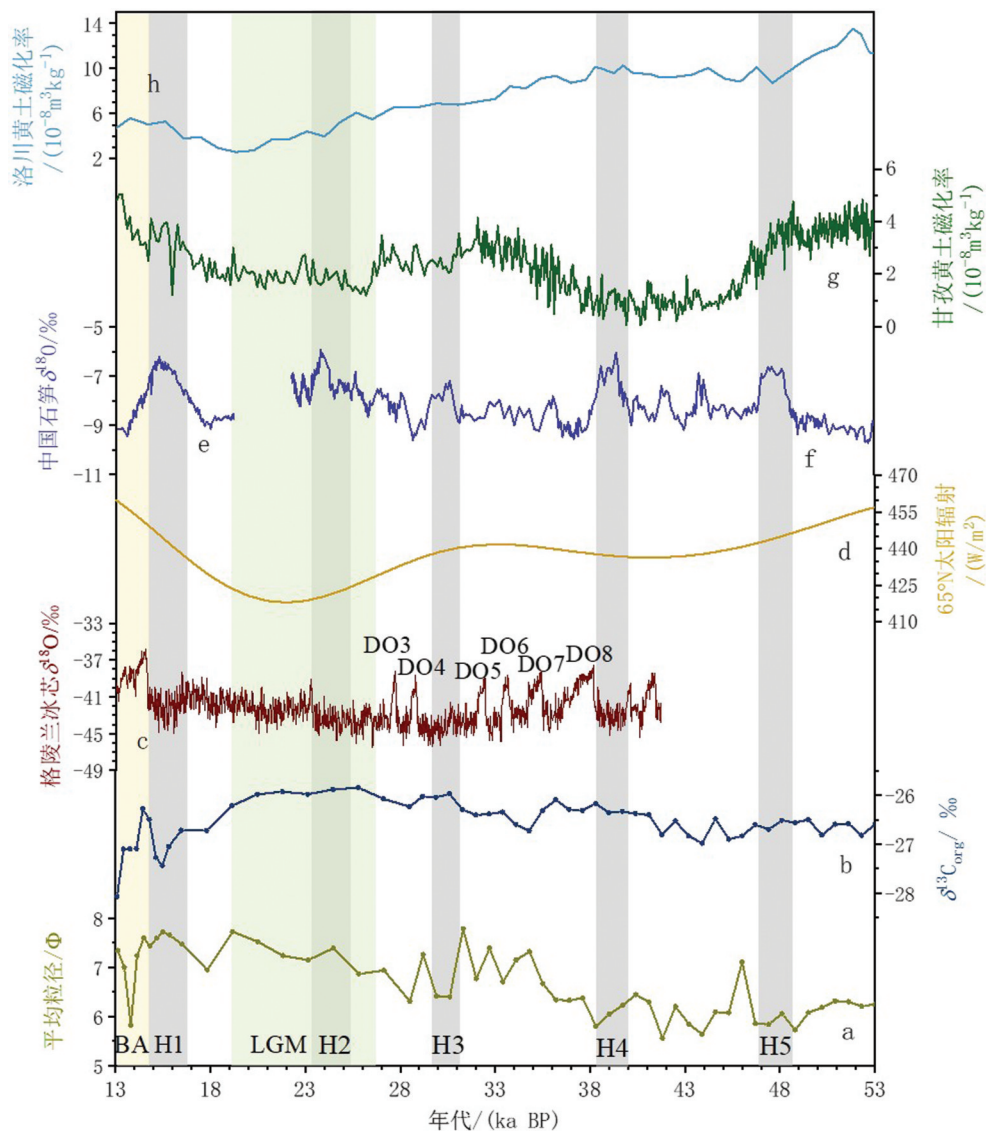


图 11 格陵兰冰芯、中国石笋、黄土等气候记录对比

a—黑海 GAS-CS12 孔沉积物平均粒径; b—黑海 GAS-CS12 孔 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; c—格陵兰冰芯 NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ (Svensson et al., 2006); d—65°N 太阳辐射 (Berger et al., 1991); e—葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (Wang et al., 2008); f—永兴洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (Chen et al., 2016); g—甘孜黄土磁化率 χ_{sd} (Hu et al., 2015); h—洛川黄土磁化率 χ_{sd} (Hu et al., 2015)

Fig.11 A comparison of Greenland Ice Core, Chinese stalagmite and Loess records

a—The average particle size of the core GAS-CS12 sediment from Black Sea; b— $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of the core GAS-CS12 from Black Sea; c—Greenland Ice Core NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ records (Svensson et al., 2006); d—65°N insolation (Berger et al., 1991); e—Stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records from Hulu Caves (Wang et al., 2008); f—Stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records from Yongxing Caves (Chen et al., 2016); g—Magnetic susceptibility χ_{sd} of Ganzi Loess (Hu et al., 2015); h—Magnetic susceptibility χ_{sd} of Luochuan Loess (Hu et al., 2015)

大西洋 H 事件期间,东亚地区为冷干的气候条件 (Alley, 2007)。由于冬季风的加强,中国东部沿岸流侵入台湾海峡,也会造成南海表层海水温度的降低 (Chen et al., 1999)。黑海 GAS-CS12 站位沉积特征对北大西洋 H1、H3、H4 气候变化事件均有明显的响应,说明黑海地区的水文气候条件通过西风带和

西伯利亚高压系统同样受到了北大西洋气候变化的影响。

尽管冰芯、黄土、石笋、海洋沉积所记录的气候变化有一定的一致性,但这些不同介质所揭示的气候变化幅度、气候变化发生的时间及变化类型上也有所差异,显示出各自的区域性特征。冰芯记录的

气候变化事件最清楚,对气候的变化更为敏感,分辨率较高,洞穴石笋次之。黑海沉积显示H3、H4事件带来的沉积响应相对滞后1~2 ka,黄土—古土壤序列揭示末次冰盛期出现的时间也相对滞后约5 ka。这可能与不同介质形成机理不同有关。太阳辐射变化直接引起大陆上(中高纬度地区及青藏高原)气温及冰川的变化,首先在冰芯中记录下来,然而太阳辐射的变化幅度可能需要通过全球冰量变化的缓慢累积效应才足以驱动东亚季风的大幅度波动,使得海洋沉积及东亚黄土记录中的气候变化相对滞后,气候信号可能也有所减弱,气候信息灵敏度与冰芯相比有所降低(刘东生,1997)。

6 结 论

本文根据对黑海西北部罗马尼亚陆坡区多瑙河峡谷北侧沉积物的沉积学、地球化学和古海洋学研究,可以得出以下结论:

(1)¹⁴C定年表明,黑海西北陆坡GAS-CS12站位0.5~22.5 mbsf的沉积物沉积于末次冰期中后期“Neoeuxine”湖相阶段,依粒度、矿物成分、主量元素、有机碳、总氮及碳氮同位素等沉积特征可划分为5个沉积单元,显示出对北大西洋H4、H3、H1气候变化事件、末次冰盛期(LGM)及Bolling-Allerod气候变暖事件的沉积响应。

(2)由黑海沉积序列与格陵兰冰芯、中国黄土及洞穴石笋的对比可以看出,末次冰期千年尺度的气候变化事件在北大西洋、东亚季风区及两者过渡带上具有高度的一致性,但不同区域、不同载体的气候表征存在差异也说明了气候信号在传递过程中可能存在滞后与消弱现象。

致谢:感谢法国国家海洋开发研究院为本研究提供样品及岩芯资料;同时也感谢法国国家海洋开发研究院允许我们发表这些研究成果。

References

- Alley R B. 2007. Wally was right: Predictive ability of the North Atlantic “Conveyor Belt” hypothesis for abrupt climate change[J]. *Earth & Planetary Sciences*, 35(1): 241–272.
- Anders S, Andersen K K, Bigler M, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Davies S M, Johnsen S J, Muscheler R, Rasmussen S O, Röthlisberger R, Steffensen J P, Vinther B M. 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: Comparison to other records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 25(23/24): 3258–3267.
- Atanassova J, Bozilova E. 1992. Palynological investigation of marine sediments from the western sector of the Black Sea[J]. *Oceanology*, 1: 97–103.
- Augley J, Huxham M, Fernandes T F, Lyndon A R, Bury S. 2007. Carbon stable isotopes in estuarine sediments and their utility as migration markers for nursery studies in the Firth of Forth and Forth Estuary Scotland[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72(4): 648–656.
- Badertscher S, Fleitmann D, Cheng H, Edwards R L, Göktürk O M, Zumbühl A, Leuenberger M, Tüysüz O. 2011. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea[J]. *Nature Geoscience*, 4: 236–239.
- Bahr A, Lamy F, Arz H W, Kuhlmann H, Wefer G. 2005. Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea[J]. *Marine Geology*, 214: 309–322.
- Bahr A, Lamy F, Arzb H, Kuhlmann H, Wefer G. 2005. Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea[J]. *Marine Geology*, 214: 309–322.
- Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million of years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 10(4): 297–317.
- Bond G, Broecker W, Johnson S, McManus J. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice[J]. *Nature*, 365(6442): 143–147.
- Böttcher M E, Voss M, Schulz-Bull D, Schneider R, Leipe T, Knöller K. 2010. Environmental changes in the Pearl River Estuary (China) as reflected by light stable isotopes and organic contaminants[J]. *Journal of Marine Systems*, 82: 43–53.
- Boutton T W. 1991. Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments[J]. *Carbon Isotopes Techniques*, 173–185.
- Boyle E A. 2000. Is ocean thermohaline circulation linked to abrupt stadial/interstadial transitions[J]. *Quaternary Science Reviews*, 19(1–5): 255–272.
- Bronk R C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates[J]. *Radiocarbon*, 51(1): 337–360.
- Chen M T, Wang C H, Huang C Y, Wang P, Wang L, Sarnthein M. 1999. A late Quaternary planktonic foraminifer faunal record of rapid climatic changes from the South China Sea[J]. *Marine Geology*, 156: 85–108.
- Chen S, Wang Y, Cheng H, Edwards R L, Wang X F, Kong X G, Liu D B. 2016. Strong coupling of Asian Monsoon and Antarctic climates on suborbital timescales[J]. *Scientific Reports*, 6: 32995.
- Chmura G L, Aharon P. 1995. Stable carbon isotope signatures of sedimentary carbon in coastal wetlands as indicators of salinity regime[J]. *Journal of Coastal Research*, 11(1): 124–135.
- Clark P U, Webb R S, Keigwin L D. 1999. Mechanisms of global climate change at millennial time scales[J]. *Geophysical Monograph Series*, 112: 394.

- Constantinescu A M, Toucanne S, Dennielou B, Jorjy S J, Mulder T, Lericolais G. 2015. Evolution of the Danube Deep—Sea Fan since the Last Glacial Maximum: New insights into Black Sea water-level fluctuations[J]. *Marine Geology*, 367: 50–68.
- Contreras S, Werne J P, Araneda A, Urrutia R, Conejero C A. 2018. Organic matter geochemical signatures (TOC, TN, C/N ratio, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) of surface sediment from lakes distributed along a climatological gradient on the western side of the southern Andes[J]. *Science of the Total Environment*, 630: 878–888.
- Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Gundestrup N S, Hammer C U, Hvidberg C S, Steffensen J P, Sveinbjörnsdóttir A E, Jouzel J, Bond G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record[J]. *Nature*, 364: 218–220.
- Dekov V M, Darakchieva V Y, Billström K, Garbe-Schönberg C D, Kamenov G D, Gallinari M, Dimitrov L, Ragueneau O, Kooijman E. 2019. Element enrichment and provenance of the detrital component in Holocene sediments from the western Black Sea[J]. *Oceanologia*, 1–25.
- Folk R L, Andrews P B, Lewis D W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand[J]. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 13(4): 937–968.
- Freslon N, Bayon G, Toucanne S, Bermell S, Bollinger C, Chéron S, Etoubleau J, Germain Y, Khripounoff A, Ponzevera E, Rouget M L. 2014. Rare earth elements and neodymium isotopes in sedimentary organic matter[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 140: 177–198.
- Gearing G N, Gearing P L, Rudnick D T, Requejo A G, Hutchins M J. 1984. Isotope variability of organic carbon in a phytoplankton based temperate estuary[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(5): 1089–1098.
- Heinrich H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years[J]. *Quaternary Research*, 29(2): 142–152.
- Hu P X, Liu Q S, Heslop D, Roberts A P, Jin C S. 2015. Soil moisture balance and magnetic enhancement in loess–paleosol sequences from the Tibetan Plateau and Chinese Loess Plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 120–132.
- IPCC. 2007. Climate Change the Physical Science Basis[C]. AGU Fall Meeting Abstracts: 123–124.
- Kasse C, Bohncke S J P, Vandenbergh J, Gábris G. 2010. Fluvial style changes during the last glacial–interglacial transition in the middle Tisza Valley (Hungary) [J]. *Proceedings of the Geologists Association*, 121(2): 180–194.
- Kennedy H, Gacia E, Kennedy D P, Papadimitriou S, Duarte C M. 2004. Organic carbon sources to SE Asian coastal sediments. [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60(1): 59–68.
- Ku H W, Chen Y G, Chan P S, Liu H C, Lin C C. 2007. Paleo–environmental evolution as revealed by analysis of organic carbon and nitrogen: A case of coastal Taipei Basin in Northern Taiwan[J]. *Geochemical Journal*, 41: 111–120.
- Lericolais G, Bourget J, Popescu I, Jermannaud P, Mulder T, Jorjy S, Panin N. 2013. Late Quaternary deep–sea sedimentation in the western Black Sea: New insights from recent coring and seismic data in the deep basin[J]. *Global and Planetary Change*, 103: 232–247.
- Li Yan, Yu Hongjun, Yi Liang, Su Qiao, Hu Ke, Xu Xingyong, Wang Jian. 2014. Grain–size characteristics and its sedimentary significance of coastal sediments of the borehole Lz908 in the south Bohai Sea (the Laizhou Bay), China[J]. *Marine Sciences*, 38(5): 107–133 (in Chinese with English abstract).
- Liu Dongsheng. 1997. Quaternary Environment[M]. Beijing: Science Press, 193–231 (in Chinese).
- Liu Jianguo, Li Anchun, Xu Zhaokai. 2006. Grain size characteristics of sediments in Bohai Bay during Holocene[J]. *Marine Sciences*, 30(3): 60–65 (in Chinese with English abstract).
- Major C, Ryan W B F, Lericolais G, Hajdas I. 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition[J]. *Marine Geology*, 190(1/2): 19–34.
- McManus J. 1988. Grain size determination and interpretation[J]. *Techniques in sedimentology*, 63–85.
- Ménot G, Bard E. 2012. A precise search for drastic temperature shifts of the past 40,000 years in southeastern Europe[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 27(2): 2210.
- Meyers P A, Lallier-vergés E. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter Records of Late Quaternary Paleoclimates[J]. *Journal of Paleolimnology*, 21:345–372.
- Özsoy E, Ünlüata Ü. 1997. Oceanography of the Black Sea: A review of some recent results[J]. *Earth–Science Reviews*, 42(4): 231–272.
- Pang Jiangli, Huang Chunchang. 2000. Correlation between climate change of ice–core on Qianghai–Xizang Plateau and Loess–Palaeosol sequence, marine isotope stage[J]. *Plateau Meteorology*, 19(4): 504–511 (in Chinese with English abstract).
- Panina N, Jipab D. 2002. Danube River sediment input and its interaction with the North–western Black Sea[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54: 551–562.
- Peterson B J, Howarth R W, Garritt R H. 1985. Multiple stable isotopes used to trace the flow of organic matter in estuarine food webs[J]. *Science*, 227: 1361–1363.
- Popescu I, Lericolais G, Panin N, Normand A, Dinu C, Drezen E. 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): Morphology and sedimentary processes[J]. *Marine Geology*, 206: 249–265.
- Popescu I, Lericolais G, Panin N, Wong H K, Droz L. 2001. Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep–sea fan, Black Sea[J]. *Marine Geology*, 179(1/2): 25–37.
- Raynaud D, Barnola J M, Chappellaz J, Blunier T, Indermühle A, Stauffer B. 2000. The ice record of greenhouse gases: A view in the context of future changes[J]. *Quaternary Science Reviews*, 19(1–

- 5): 9–17.
- Rinterknecht V R, Clark P U, Raisbeck G M, Yiou F, Bitinas A, Brook E J, Marks L, Zelas V, Lunkka J P, Pavlovskaya I E, Piotrowski J A, Raukas A. 2006. The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet[J]. *Science*, 311 (5766): 1449–1452.
- Robinson A G, Spadini G, Cloetingh S. 1995. Stratigraphic evolution of the Black Sea: Inferences from basin modelling[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8): 821–836.
- Ross D A, Degens E T. 1974. Recent sediments of the Black Sea[J]. *AAPG*, 183–199.
- Rostek F, Bard E. 2013. Hydrological changes in eastern Europe during the last 40000 yr inferred from biomarkers in Black Sea sediments[J]. *Quaternary Research*, 80: 502–509.
- Ryan W B F. 2003. Catastrophic flooding of the Black Sea [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1): 525–554.
- Schubert C J, Calvert S E. 2001. Nitrogen and carbon isotopic composition of marine and terrestrial organic matter in Arctic Ocean sediments: Implications for nutrient utilization and organic matter composition[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48(3): 789–810.
- Shcherbakov F A, Babak Y V. 1979. Stratigraphic subdivision of the Neoeuxinian deposits in the Black Sea[J]. *Oceanology*, 19: 298–300.
- Shimkus K M, Komarov A V, Grakova I V. 1978. Stratigraphy of the upper Quaternary deep sea sediments in the Black Sea[J]. *Oceanology*, 17: 443–446.
- Shopov V L, Chochov S, Georgiev V. 1986. Lithostratigraphy of Upper Quaternary sediments from the northwestern Black Sea shelf between the parallels of the Cape Emine and Danube River mouth[J]. *Geologica Balcanica*, 16(6): 99–112.
- Sidorchuk A Y, Panin A V, Borisova O K. 2011. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time[J]. *Geological Society of America*, 473: 1–26.
- Soulet G, Ménot G, Lericolais G, Bard E. 2011. A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean[J]. *Quaternary Science Reviews*, 30(9–10): 1019–1026.
- Spencer D W, Brewer P G, Sachs P L. 1972. Aspects of the distribution and trace element composition of suspended matter in the Black Sea[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36(1): 71–86.
- Stow D A V, Piper D J W. 1984. Deep–water fine–grained sediments: facies models[J]. *Geological Society London Special Publications*, 15(1): 611–645.
- Sun Donghuai, An Yisheng, Liu Dongsheng, Wu Xihao. 1996. Evolution of the summer monsoon climate pattern over the Loess Plateau in the past 150 ka [J]. *Earth Sciences: Science in China*, 26 (5): 417–422 (in Chinese).
- Sun Jun, Lu Yue, Yang Huiliang, Chu Hongxian, Qi Jianghao, Liu Changchun, Li Panfeng, Dou Zhenya. 2019. Grain– size distribution patterns of the core sediments from BHS01 of Bohai strait and their environmental implication[J]. *Marine Geology Frontiers*, 35(8): 11–19 (in Chinese with English abstract).
- Sun Y, Clemens S C, Morrill C, Lin X P, Wang X L, An Z S. 2011. Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon[J]. *Nature Geoscience*, 5(1): 46–49.
- Svendsen J I. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia[J]. *Quaternary Science Reviews*, 23: 1229–1271.
- Toucanne S, Soulet G, Freslon N, Jacinto R S, Dennielou B, Zaragosi S, Eynaud F, Bourillet J F, Bayon G. 2015. Millennial– scale fluctuations of the European Ice Sheet at the end of the last glacial, and their potential impact on global climate[J]. *Quaternary Science Reviews*, 123: 113–133.
- Tudryn A, Leroy S, Toucanne S, Gibert– Brunet E, Tucholka P, Lavrushin Y A, Dufaure O, Miska S, Bayon G. 2016. The Ponto– Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice– Sheet meltwater[J]. *Quaternary Science Reviews*, 148: 29–43.
- Velichko A A, Catto N, Drenova A N, Klimanov V A, Kremenetski K V, Nechaev V P. 2002. Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial–holocene transition[J]. *Quaternary International*, 91(1): 75–99.
- Wang Dejie, Fan Daidu, Li Congxian. 2003. Influence of different pretreatments on size analysis and its implication[J]. *Journal of Tongji University*, 31(3): 314–318 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shaowu, Xie Zhihui. 2002. Climate variability at millennial time scales[J]. *Earth Science Frontiers*, 9(1): 143–153 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, Kong X G, Shao X H, Chen S T, Wu J Y, Jiang X Y, Wang X F, An Z S. 2008. Millennial– and orbital–scale changes in the East Asian monsoon over the past 224, 000 years[J]. *Nature*, 451: 1090–1093.
- Wang Yongjin, Hai Cheng, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high– resolution absolute– dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China[J]. *Science*, 294: 2345–2348.
- Wegwerth A, Kaiser J, Dellwig O, Shumilovskikh L S, Nowaczyk N R, Arz H W. 2016. Northern hemisphere climate control on the environmental dynamics in the glacial Black Sea “Lake” [J]. *Quaternary Science Reviews*, 135: 41–53.
- Wentworth C K, Chester K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments[J]. *The Journal of Geology*, 30(5): 377–392.
- Wohlfarth B, Lacourse T, Bennike O, Subetto D, P Tarasov, I Demidov, Filimonova L, Sapelko T. 2007. Climatic and environmental changes in northwestern Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: A review[J]. *Quaternary Science Reviews*, 26(13–14): 1871–1883.
- Yanchilina A G, Ryan W B F, McManus J F, Dimitrov P, Dimitrov D,

- Slavova K, Filipova—Marinova M. 2017. Compilation of geophysical, geochronological, and geochemical evidence indicates a rapid Mediterranean—derived submergence of the Black Sea's shelf and subsequent substantial salinification in the early Holocene[J]. *Marine Geology*, 383: 14–34.
- Yue Baojing, Liu Jinqing, Liu Jian, Liao Jing, Zhang Junqiang. 2019. Grain size distribution and its environmental change of core YRD-1101 in the western margin of the modern Bohai Sea since the latest Pleistocene[J]. *Geology in China* (in Chinese with English abstract).
- Zhang Baofang. 2015. Grain Size Distribution and Sedimentary Environment Evolution in Northern South China Sea Slope [D]. Qingdao: Ocean University of China (in Chinese with English abstract).
- Zhang Jian, Li Rihui, Wang Zhongbo, Zhang Xunhua, Huang Long, Sun Rongtao. 2016. Grain size characteristics of surface sediments in the east Bohai Sea and the northern Yellow Sea and their implications for environments[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 36(5): 1–12 (in Chinese with English abstract).
- Zhang R, Delworth T L. 2005. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation[J]. *Journal of Climate*, 18: 1853–1860.
- ### 附中文参考文献
- 李琰, 于洪军, 易亮, 苏乔, 胡克, 徐兴永, 王建. 2014. 渤海南部 Lz908 孔海陆交互沉积的粒度特征及其对沉积环境的指示[J]. *海洋科学*, 38(5): 107–133.
- 刘东生. 1997. 第四纪环境[M]. 北京: 科学出版社, 193–231.
- 刘建国, 李安春, 徐兆凯. 2006. 全新世以来渤海湾沉积物的粒度特征[J]. *海洋科学*, 30(3): 60–65.
- 庞奖励, 黄春长. 2000. 青藏高原冰芯记录与黄土堆积和深海沉积记录之对比[J]. *高原气象*, 19(4): 504–511.
- 孙东怀, 安芷生, 刘东生, 吴锡浩. 1996. 最近 150 ka 黄土高原夏季风气候格局的演化[J]. *地球科学: 中国科学*, 26(5): 417–422.
- 孙军, 路月, 杨慧良, 褚宏宪, 祁江豪, 刘长春, 李攀峰, 窦振亚. 2019. 渤海海峡 BSH01 孔海陆交互沉积物粒度特征及沉积环境分析[J]. *海洋地质前沿*, 35(8): 11–19.
- 王德杰, 范代读, 李从先. 2003. 不同预处理对沉积物粒度分析结果的影响[J]. *同济大学学报*, 31(3): 314–318.