

# 48 ka 以来日本海 Ulleung 海盆南部的 海洋沉积环境演化

刘焱光<sup>1</sup>, 石学法<sup>1</sup>, SUK Bong-Chool<sup>2</sup>, 李朝新<sup>1</sup>, 王昆山<sup>1</sup>, 李小艳<sup>1</sup>

(1. 国家海洋局第一海洋研究所 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 山东 青岛 266061; 2. 韩国海洋研究院 南海研究所, 巨济 656-830)

**摘要:** 晚第四纪以来伴随底层水含氧量的剧烈变化, 浅色和深色沉积层的交替出现是日本海半远洋沉积物的主要特征。沉积特征分析表明, 日本海 Ulleung 海盆南部 KCES1 孔的沉积物具有四种不同的沉积构造: 均质、纹层、纹层状和混杂构造。深色沉积层一般具有纹层和纹层状构造, 并且与我国内陆的千年尺度东亚夏季风强弱变化记录有很好的对应关系, 表明纹层沉积物也具有千年尺度的变化规律, 从而进一步说明了冰川性海平面变化和东亚夏季风波动应该是 Ulleung 海盆南部底层水溶解氧含量变化的主要原因。在暖期, 在东亚夏季风降水相对增强的影响下, 低温、低盐的东海沿岸水对日本海表层水体的贡献要大于对马暖流的贡献, 日本海水体间的交换减弱, 最终造成缺氧的海底沉积环境。在冷期, 夏季风强度的减弱(冬季风增强)加快了日本海西北部深层水的生成, Ulleung 海盆南部的底层水含氧量高, 相应地沉积了具均质构造的浅色沉积物; 在末次盛冰期最低海平面时, 日本海成为一个封闭的海盆, 降雨量高于蒸发量, 水体出现分层, 底层水处于停滞缺氧状态。自距今 17.5 ka(日历年, 下同)以来底层水含氧量较高, 对马暖流逐渐成为影响日本海海洋沉积环境的主要因素。Ulleung 海盆南部底层水的含氧量在 YD 期间有一定程度的降低, 东海沿岸水的短暂强盛制约了深层水的流通。自距今 10.5 ka 以来对马暖流强盛, 日本海海底处于富氧的沉积环境。

**关键词:** 日本海; 沉积环境; 东亚季风; 对马暖流

**中图分类号:** P722.3; P736.21<sup>+</sup>3

**文献标志码:** A

**文章编号:** 0253-4193(2010)01-0094-13

## 1 引言

日本海(韩国人称东海)是西北太平洋一个半封闭的边缘海, 它的海洋沉积环境的变化在很大程度上受全球海平面变化控制<sup>[1]</sup>。在早中新世(距今约 20 Ma)时日本海扩张到较大的范围并具有一定的深度<sup>[2]</sup>。自距今 1.71 Ma 以来冲绳海槽北部地壳扩张造成对马-朝鲜海峡开启, 对马暖流也在高海平面时流入日本海, 成为驱动日本海表层和深层水之间水体交换的主要动力<sup>[3]</sup>。

调查和研究结果表明, 自末次冰期以来日本海与太平洋和鄂霍次克海几乎相互隔绝<sup>[4-9]</sup>, 并且经历了几次大规模的海平面升降过程, 在交替出现的富氧和缺氧海底环境中沉积了独特的半远洋沉积物<sup>[4, 10]</sup>。这类沉积物几乎都是以厘米一分米级的强烈生物扰动沉积层、浅色贫有机质纹层和深色富有机质纹层的交替出现为主要特征<sup>[10-11]</sup>。在黑海<sup>[12]</sup>、圣·芭芭拉海盆<sup>[13]</sup>、加利福尼亚湾<sup>[14]</sup>、阿拉伯海<sup>[15]</sup>和大西洋<sup>[16]</sup>处于缺氧环境的一些海盆中也有类似的纹层状沉积物。这些纹层是生物和陆源物

**收稿日期:** 2009-03-12; **修订日期:** 2009-10-14。

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(40431002; 40606016); 国家海洋局第一海洋研究所基本科研业务费项目(2007T09)。

**作者简介:** 刘焱光(1975-), 男, 山东省单县人, 副研究员, 从事海洋地质学研究。E-mail: yanguangliu@yahoo.com.cn

质输入的年际或年际间变化的沉积记录,因此常被作为古环境指标来详细研究古海洋沉积环境的变化<sup>[17]</sup>。在现代海洋环境中底栖生物组合、生源沉积物的沉积结构以及它们与底层水溶解氧浓度之间的关系表明,沉积物的沉积结构是对底层水溶解氧浓度进行半定量研究的有效手段之一<sup>[14]</sup>。

末次盛冰期时海平面下降到现今海平面之下 130 m<sup>[18]</sup>,日本海表层水盐度因其周围淡水的输入而降低<sup>[9]</sup>,因密度差异水体出现分层现象,水体的垂直交换被限制在水深 1000 m 以内<sup>[8]</sup>,底层水的缺氧停滞状况达到极限<sup>[4]</sup>,进而在海底沉积了具有细微纹层结构<sup>[11, 19-20]</sup>、底栖生物缺乏<sup>[21]</sup>、硫与有机碳含量比值大<sup>[22]</sup>、磁化率低<sup>[23]</sup>、铍与镁含量比值小<sup>[24]</sup>、厚度超过 40 cm<sup>[19]</sup>的细粒深色沉积物(或称静海沉积物)。在末次冰期的其他时段(氧同位素 3 期和 4 期)虽然也有细微纹层沉积物,但是它的沉积特征都与末次盛冰期时的有一定的差别,表明当时日本海处于少氧的沉积环境,而非处于缺氧状态,营养丰富的东海沿岸水、沿岸淡水输入对日本海的影响增强,表层生产力提高<sup>[22, 25]</sup>。关于氧同位素 3 期海平面在 -70~-80 m 时日本海沉积环境的具体变化尚需大量的研究工作来证实。

目前对日本海沉积物的形成机制与底层水的含氧量密切相关是有共识的,但是关于不同沉积结构的形成原因还有很大分歧。Bahk 等<sup>[11]</sup>认为纹层泥和均质泥可能是浊流沉积成因的,而生物扰动泥和纹层状泥分别是富氧和贫氧底层水环境的产物。Watanabe 等<sup>[20]</sup>认为日本海深层水循环模式的变化是主要原因。对于自晚第四纪以来富营养物质的东海沿岸水和贫营养物质的对马暖流如何影响日本海南部的海洋沉积环境尚不完全清楚。

本文选择 Ulleung 海盆南部陆坡的一个重力活塞岩心(KCES1),根据沉积物沉积结构、颜色和粒度组分等参数在末次冰期以来的变化,讨论 Ulleung 海盆底层水的含氧量变化特征。通过与冲绳海槽北部的表层海水温度记录和千年尺度东亚季风演化最新研究成果的对比,综合分析 48 ka 以来 Ulleung 海盆海底沉积环境对夏季风强弱变化、东海沿岸水和对马暖流输入的响应过程。

## 2 区域概况

日本海是一个典型的半封闭海盆,仅通过 6 个浅而窄的水道与东海、鄂霍次克海以及西北太平洋

相通。日本海平均水深约 1 350 m,最深 3 700 多米<sup>[1]</sup>,深水盆地被朝鲜海台、大和海脊和木木海脊分割为 Ulleung 海盆、大和海盆和日本海盆三部分(见图 1a)。

现代的日本海表层和中层水(水深 400 m 以上部分)南北温度差异很大,大致以 40°N 为界,两侧年平均温度分别约为 12 和 5℃,相差近 7℃<sup>[26]</sup>。日本海的深层和底层水一般分布在水深 400 m 以下,深层水来源于日本海西北部,低温(<1℃)、高盐(≈34)、富氧(5~6 mL/L),一般形成于冬季<sup>[27]</sup>。对马暖流经对马—朝鲜海峡流入日本海,是日本海尤其是南部海域表层和上层水体热量和盐分的主要来源<sup>[26]</sup>。抵达北部和西北部的对马暖流水在冬季低温和盐度对流的作用下与当地水体混合后下沉形成日本海深层水,进而驱动日本海环流系统的对流<sup>[20]</sup>。物理海洋学的研究表明,现代的对马暖流水是东海陆架水(主要为台湾暖流水)和黑潮水共同作用的结果(特别是夏季表层水体)<sup>[28]</sup>,但是其温度和盐度因受周围入海河流的影响还有季节性变化,冬季温度低,盐度高,夏季则温度高而盐度低<sup>[9]</sup>。

Ulleung 海盆是日本海南部的一个碗状盆地,其西部和北部陆坡陡峭,东部和南部陆坡平缓。因为在 Ulleung 海盆周边没有河流三角洲和海底扇沉积,晚第四纪以来海平面的剧烈波动破坏了陆坡沉积体的稳定性,在上陆坡区频繁发生海底滑坡、滑塌,所以碎屑流和浊流沉积等在下陆坡比较普遍<sup>[29]</sup>。现代 Ulleung 海盆表层海水的年平均温度在 16℃上下<sup>[30]</sup>。

对日本海的古海洋学研究始于 20 世纪 60 年代。在最近 10 a 对晚第四纪以来日本海海洋环境变化研究进展迅速。海底沉积物的沉积特征和年代学<sup>[1, 7, 11, 31-32]</sup>、微体化石组成<sup>[8, 33-35]</sup>、浮游有孔虫稳定同位素<sup>[6, 24, 36]</sup>、生物标志物及其同位素<sup>[5, 30, 37]</sup>和环境磁学<sup>[38]</sup>等被广泛用来建立日本海的地层层序以及恢复表层海水温度、盐度、底层海水的含氧量、海冰的扩展范围等影响日本海沉积环境的关键要素。

## 3 样品和方法

### 3.1 样品

重力活塞岩心 KCES1(35°56.150'N,130°41.915'E;长度为 10.15 m;水深 1 463.8 m)位于 Ulleung 海盆东南部对马—朝鲜海峡北部对马暖流影响区域

(图 1b)。沉积物主要以黏土质粉砂和粉砂组成,上部为均质泥质沉积,中部沉积物纹层结构比较

发育,下部结构混杂,从上至下有四层厚度不一的火山灰层。

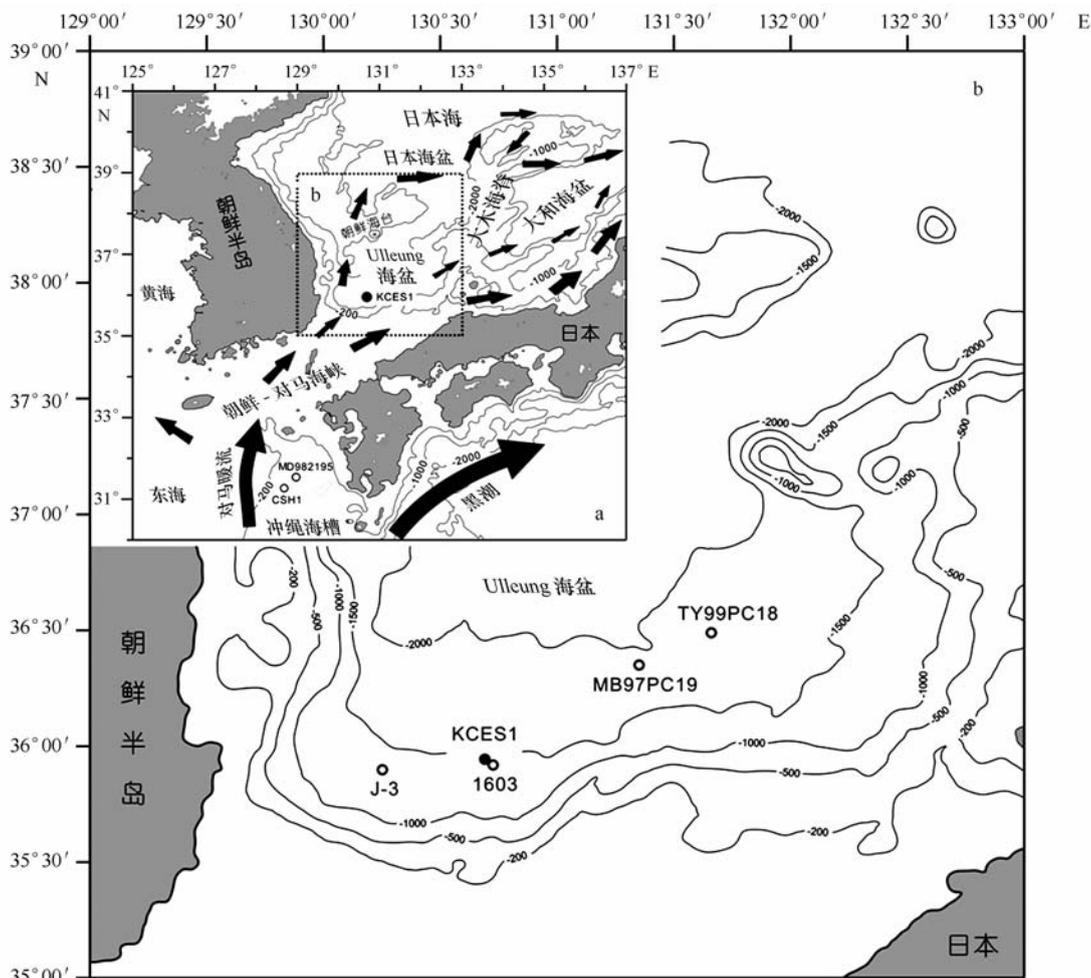


图 1 日本海的地理位置及主要洋流系统示意图(虚线框所示为 Ulleung 海盆)(a), KCES1 孔位置(实心圆)和文中所引用的岩心的位置(空心圆)(b)。水深单位为米

### 3.2 分析方法

为了客观地获得沉积物的颜色变化数据,利用 Minolta CM2002 型分光光度计(日本 Minolta 公司制造,波长为  $400 \sim 700 \mu\text{m}$ )对 KCES1 孔的沉积物颜色进行了测量。数据采集点间距为 1 cm,测量的区域为一个直径约 8 mm 的圆,测得的沉积物颜色数据便是该圆形测区内沉积物颜色的平均值。测量工作在国家海洋局第一海洋研究所完成。每个颜色数据由  $L^*$ ,  $a^*$  和  $b^*$  三个参数构成,其中  $L^*$  代表沉积物的亮度, $L^*$  为 0 表示颜色最黑, $L^*$  为 100 表示颜色最白; $a^*$ ,  $b^*$  为色度坐标,其值的正负变化分别表示红、绿和黄、蓝颜色的变化。

用宽 5 cm,厚 1 cm,长 30 cm 的 U 形有机玻璃

槽对岩心进行连续取样,在韩国海洋研究院(KOR-DI)利用 X-射线成像系统连续测量沉积物的 X-射线影像,系统电压为 40 kV,电流为 3.5 mA,曝光时间为 60 s。用富士相纸打印影像资料,以灰度表示,生物组分含量和孔隙度高的沉积物的 X-射线影像比低孔隙度的碎屑沉积物的影像颜色深。

基本按 2 cm 的取样间隔从 KCES1 孔沉积物中分取粒度样品,并在纹层比较发育的层位加密采样,共取得 532 块沉积物样品。将样品在  $80^\circ\text{C}$  烘干;加入 5 mL 30% 的过氧化氢( $\text{H}_2\text{O}_2$ )溶液,在  $85^\circ\text{C}$  水浴中加热 1 h 溶解有机质;加入 5 mL 10% 的盐酸,在  $85^\circ\text{C}$  水浴中加热 1 h 溶解生物碳酸盐和自生铁的氧化物、氢氧化物,然后将样品移入离心

管,加去离子水离心清洗 3 次(转速为 4 500 r/min,离心 20 min)。粒度分析在国家海洋局第一海洋研究所粒度实验室用 Malvern2000 型激光粒度分析仪(英国 Malvern 仪器公司生产)测定,仪器单机检测范围为 0.02~2 000.00  $\mu\text{m}$ ,测量准确性达 99 % (国际标准粒子检验),重复性误差小于 0.1 %。利用《海洋调查规范第 8 部分:海洋地质地球物理调查》(GB/T12763.8—2007)中福特和沃德公式计算

每个样品的平均粒径值。

从孔深 156~160 cm 的沉积物中挑选单种个体大于 125  $\mu\text{m}$  的浮游有孔虫(*Neogloboquadrina pachyderma*)壳重 10 mg 在美国伍兹霍尔海洋研究所(WHOI)进行 AMS 碳-14 年龄测定(测年样品的实验室编号为 NOSAMS67025),并且利用 CALIB 5.0.1 软件把测年值校正为日历年<sup>[39]</sup>(表 1)。

表 1 KCES1 孔的地层年代框架

层位/cm	测年材料和地层标志层	AMS 碳-14 测年(距今)/a	距今日历年龄/ka	沉积速率/cm $\cdot$ ka <sup>-1</sup>	资料来源
150~156	<i>N. pachyderma</i>	5 090 $\pm$ 35	5.4 $\pm$ 50	28.3	本文
179~181	K-Ah 火山灰标志层		7.3	14.2	文献[41]
252~254	U-Oki 火山灰标志层		10.69		文献[22]
260	TL1 层顶部		11.41	19.0	
402	TL2 层顶部		17.67	22.7	
466	TL3 层		24.31	10.0	
493	AT 火山灰标志层		29.24	5.1	
636	SKP-1 火山灰标志层底部		40.5	12.7	文献[32]

## 4 结果

### 4.1 典型地层的沉积特征

根据沉积物岩性描述和亮度值,并结合 X-射线

影像分析和粒度测量结果,可将 KCES1 孔的沉积结构划分为四种:均质构造、纹层构造、纹层状结构和混杂结构(图 2)。

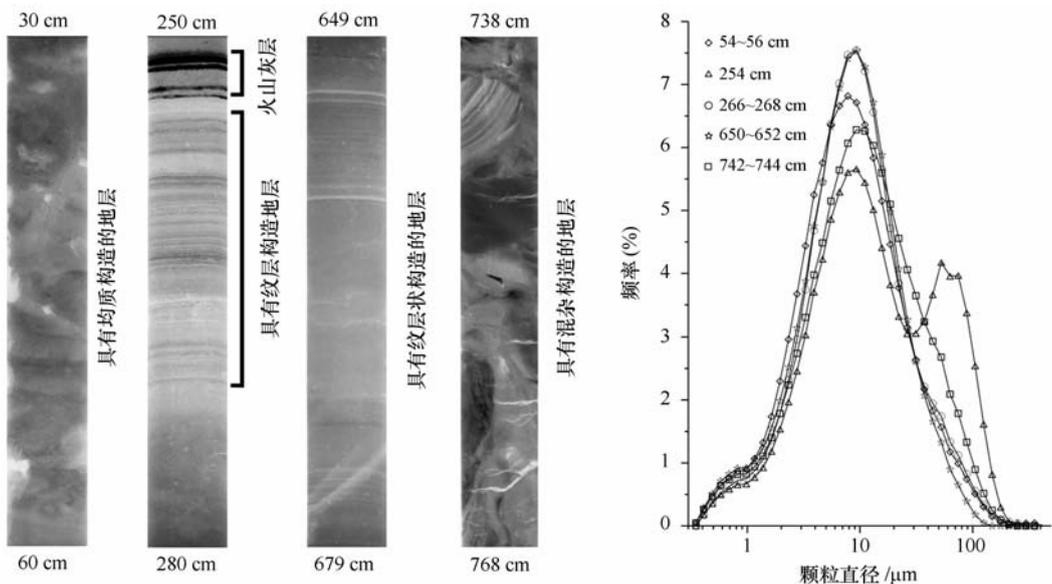


图 2 KCES1 孔典型沉积层的 X-射线影像及其粒度组成特征

均质构造主要由构造均一的黏土质粉砂和粉

砂组成。沉积物颜色浅且均匀,呈灰绿色,亮度值

一般为 35~40, 沉积厚度大(一般大于 30 cm)。沉积物的纹层状构造完全被破坏, 在个别层位有明显的圆形生物虫管, 表明该种沉积构造受到了强烈的生物扰动, 海底沉积环境处于含氧量较高的状态。

纹层构造主要为近似平行的、毫米级的黏土质粉砂纹层(颜色深)和粉砂纹层(颜色浅)互层。层间界面清晰。沉积物颜色呈灰黑色—灰色, 对应亮度值的低值区段, 一般为 25~30, 表明海底环境处于静止缺氧状态。

纹层状构造具有一定的纹层构造, 但是界面不太清晰, 而且纹层较厚, 一般为厘米—分米级。沉积物颜色较均一, 呈灰绿色, 亮度值在 40 左右波动, 未见明显的生物扰动痕迹, 表明海底环境处于含氧量较低的状态。

混杂构造由颜色不同的大量黏土和粉砂沉积物块体以及垂向展布的砂质沉积物条带组成, 沉积结构混杂, 无层次, 亮度值变化大, 代表了在短时间堆积的一种重力流沉积。

均质构造、纹层构造和纹层状构造沉积物的粒度特征都表现为近似对称的正态分布, 众数值为 9  $\mu\text{m}$  左右, 以粉砂粒级组分(4~63  $\mu\text{m}$ )为主, 含量一般大于 70%, 黏土粒级组分(<4  $\mu\text{m}$ )一般大于 20%, 几乎不含砂粒级(>63  $\mu\text{m}$ )组分。它们代表了日本海正常沉积物的粒度特征, 与冲绳海槽北部正常状态下沉积物的众数值(7.8  $\mu\text{m}$ )<sup>[40]</sup>相近, 是典型的半远洋沉积物。

#### 4.2 岩性地层划分

根据沉积特征的差异, 将 KCES1 孔自上而下分为 7 层(见图 3)。0~244 cm 层为灰绿色均质结构黏土质粉砂, 底部含较多小砾石; 亮度值在 120 cm 以上几乎没有变化, 约为 39, 在 120 cm 以下逐渐降低, 至底部达到层内的最低值 27; 在 180 cm 处见较多褐色火山物质。244~256 cm 层为灰黑色纹层状黏土质粉砂和粉砂, 颜色在全岩心中最深(亮度值在 25 左右), 底部为灰白色火山碎屑沉积层。256~273 cm 层为灰黑色—灰绿色黏土质粉砂和粉砂纹层, 纹层厚度为 0.6~1.0 cm 不等。273~402 cm 层以灰绿色均质构造黏土质粉砂和粉砂为主, 亮度值逐渐增加到与最上层相同的水平, 在 340 cm 以下变化很小。402~493 cm 层为灰绿色黏土质粉砂, 由具纹层构造和

纹层状构造的地层互层组成。493~730 cm 层为灰绿色黏土质粉砂, 主要由具纹层构造和均质构造地层互层组成, 内夹数层纹层状构造沉积层; 亮度值变化很小。730~1015 cm 层为灰绿色黏土质粉砂, 颜色不均, 具混杂构造; 亮度值呈锯齿状剧烈变化。详细的岩性描述见图 3。

#### 4.3 KCES1 孔地层年代框架建立

日本海所处的地理纬度较高, 碳酸盐补偿深度变化剧烈, 深海盆沉积物中钙质生物壳体难以很好保存, 因此对日本海建立详细的地层年代框架相对较困难。除了利用 AMS 碳-14 年龄、火山灰标志层<sup>[32]</sup>和全岩有机碳测年<sup>[33]</sup>等方法获得地层年龄之外, 地层特征对比也是常用的方法。

晚第四纪以来九州岛和 Ulleung 岛上发生的大规模火山喷发在日本海南部海底沉积物中形成扩展范围很广的火山碎屑层可为区域性的古海洋学研究提供可信的地层对比依据。这些火山碎屑沉积层主要有 K-Ah(距今 7.3 ka)<sup>[41]</sup>、U-Ok(距今 10.69 ka)<sup>[22]</sup>、AT(距今 29.24 ka)<sup>[22]</sup>、SKP-1(距今 40~41 ka)<sup>[32]</sup>和 ASO-4(距今 84~89 ka)<sup>[42]</sup>。

Tada 等<sup>[10]</sup>对日本海 ODP797 孔晚第四纪以来沉积特征进行研究后发现深色和浅色沉积物交替出现的特征在日本海普遍存在, 并且在日本海南部和中部的岩心中具有同时性和可对比性, 表明暗色纹层的出现可作为日本海地层对比的一个标志层, 并得到了广泛应用<sup>[8, 22, 30, 33, 36]</sup>。大量的研究都证明, 日本海第一个深色纹层(TL1)的沉积年代为距今 11.41 ka<sup>[22]</sup>, 第二个深色纹层(TL2)较厚, 其沉积年代为距今 14.5~23 ka<sup>[4]</sup>。

如图 4 所示, KCES1 孔的沉积记录与距其非常近的 1603 孔<sup>[6]</sup>和邻近的 MB97PC-19<sup>[11]</sup>、TY99-PC18 孔<sup>[9]</sup>等的岩心有非常好的对应关系。KCES1 孔中的四层火山碎屑沉积层与 K-Ah, U-Ok, AT 和 SKP-1 等火山灰标志层有很好的对应, 244~256 cm 的灰黑色纹层和纹层状构造沉积层可与 TL1 层对比, 402~456 cm 层为第二个深色纹层序列(TL2 层), 458~468 cm 层为第三个深色纹层序列(TL3 层)。因此, 根据 AMS 碳-14 测年结果、火山灰标志层和深色纹层标志层的沉积年代, 可初步建立 KCES1 孔的地层年代框架(见表 1)。根据线性沉积速率估算, KCES1 孔 730 cm 处的沉积年代约为距今 48 ka。

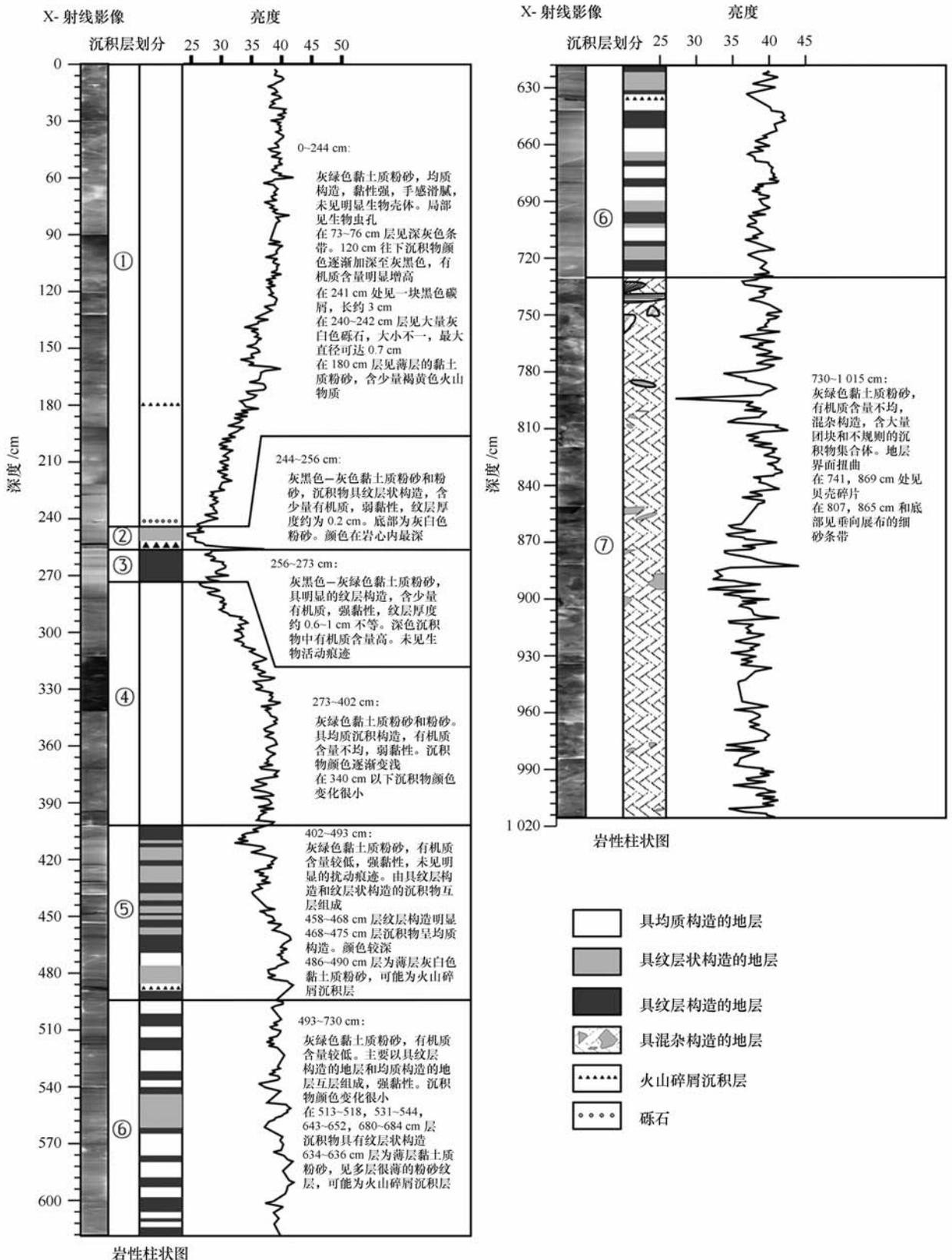


图 3 KCES1 孔沉积物的岩性描述结果和地层划分

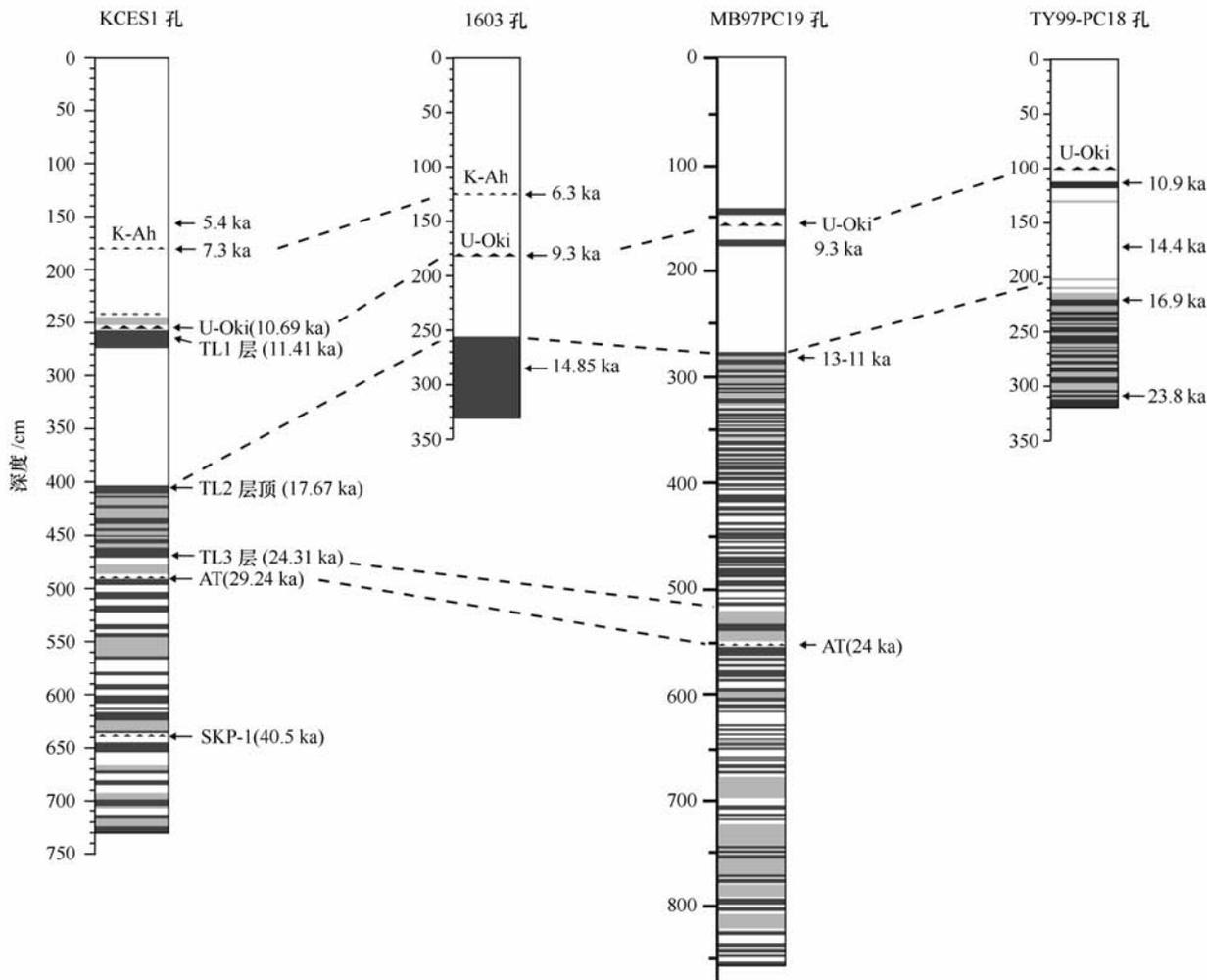


图4 KCES1孔的沉积记录及其与邻近岩心的对比

图中所示各层位的年龄为距今年龄;对1603和MB97PC-19孔的年代数据进行了全球海洋碳储库(400 a)年龄校正,但是未进行日历年校正。KCES1孔730 cm以下的地层可能是海底滑坡的产物,不适合进行沉积学研究。图例同图3。

## 5 48 ka 以来 Ulleung 海盆南部的海洋沉积环境变化

深色、浅色沉积层的交替出现(图4)是日本海岩心中普遍存在的沉积特征,底层水含氧量和生产力的变化是这种沉积特征出现的主要原因<sup>[22]</sup>。在冬季风作用下,日本海西北部富含氧气的表层海水温度下降、结冰、下沉而形成深层水,其溶解氧含量甚至高于北太平洋的<sup>[36]</sup>,用化学元素示踪法研究获得的结果表明日本海深层水具有100~300 a的循环周期<sup>[43]</sup>。作为流入日本海的唯一的外海暖流系统——对马暖流携带的高盐水体可到达日本海北部并影响深层水的形成<sup>[44]</sup>,可见末次冰期以来海平面变化造成的对马-朝鲜海峡的深度变化不仅直接控

制着对马暖流流入日本海的水量,而且对日本海深层水的形成也有很大的影响。

根据 KCES1 孔深色和浅色沉积层的垂向分布特征与全球海平面变化、冲绳海槽北部的古海洋学研究以及季风演化等研究成果的对比,可将距今48 ka 以来 Ulleung 海盆南部的海洋沉积环境的阶段性变化概括如下。

### 5.1 距今 48~29 ka(730~490 cm)

沉积物浮游有孔虫氧同位素记录表明在距今59~24 ka(氧同位素3期)日本海南部表层海水温度比现代低但相对比较稳定,海平面基本在-70~-80 m(见图5e)<sup>[36]</sup>。根据沉积物长链烯酮不饱和指数( $U_{37}^k$  或  $U_{37}^l$ )计算的表层海水温度( $U_{37}^k-t_{ss}$ )为10~12 °C<sup>[30]</sup>,比现在低4~6 °C。Siddall等<sup>[45]</sup>认为

在距今 70~25 ka 海平面重建的误差为  $\pm 12$  m, 因此沉积物特征在此期间的变化应该很小。在距今 48~29 ka, KCES1 孔沉积物的平均粒径和粒度组

分只发生了很小变化(火山碎屑沉积层除外)(图 5a, b, c), 表明该时期 Ulleung 海盆南部的沉积动力环境相对比较稳定。

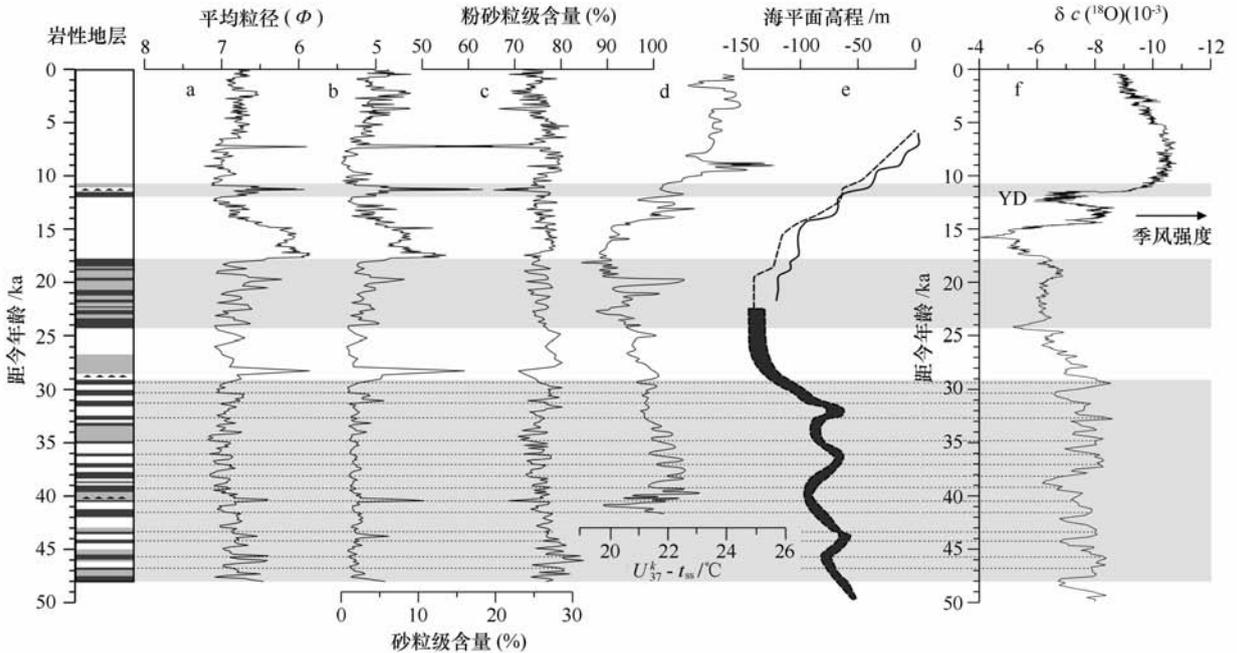


图 5 距今 48 ka 以来 KCES1 孔沉积特征变化与其他古环境变化记录的对比

根据地层年代标尺可将所有曲线进行对比。a, b, c. KCES1 孔中沉积物的粒度特征变化; d. 冲绳海槽北部 MD982195 孔表层古海水温度变化曲线<sup>[46]</sup>; e. 虚线所示为利用冰川-水文-均衡模式获得的冰体均衡海平面变化曲线(相对海平面高程数据来自胡恩半岛、巴布亚新几内亚和澳大利亚西北部等地)<sup>[47]</sup>, 因在距今 22.5 ka 之前的海平面变化的区域性差异较大(虚线包围的粗线), 因此以不同时段海平面估计值的范围表示, 图中实线所示为黄海海平面变化曲线<sup>[48]</sup>; f. 湖北神农架地区三宝洞内石笋的氧同位素记录<sup>[49]</sup>

该段岩心由具纹层沉积构造与具均质构造的沉积物互层构成, 包含几层具纹层状构造的沉积层, 平均沉积速率为 12.7 cm/ka(见表 1)。均质构造沉积层占主要地位且厚度较大, 表明在距今 48~29 ka, Ulleung 海盆南部底层水总体上流通性较好, 但是其溶解氧含量变化比较剧烈。具纹层构造的沉积层可很好对应沉积物平均粒径的高值和冲绳海槽北部表层海水温度的低值(图 5a, d), 但是与海平面的对应关系不明显(图 5e), 这也表明在距今 48~29 ka Ulleung 海盆的沉积环境对海平面变化不敏感。

既然 10~15 m 的海平面变化幅度不能造成日本海海洋沉积环境的强烈变动, 那么是什么原因导致 Ulleung 海盆南部底层水含氧量的剧烈变化呢, 富含营养物质的上升流<sup>[46]</sup>或东海沿岸水的强弱变化可能是主要原因。因为此时海平面位于现今海平面以下 -70~-80 m, 东海沿岸水可扩展至东海陆架边缘并对冲绳海槽北部产生很大的影响。现在水

体环境中 *G. bulloides* 在东海陆架和黑潮的边缘区含量丰富<sup>[50]</sup>, 冲绳海槽北部氧同位素 3 期沉积物中 *G. bulloides* 占优势, 表明受古黄河和古长江水体控制的低温、低盐、高营养盐的东海沿岸水对冲绳海槽北部海域有很大的影响<sup>[46]</sup>。Wang 等<sup>[49]</sup>对我国中部洞穴中石笋的氧同位素记录进行了高分辨率研究(图 5f), 证明石笋的氧同位素变化在很大程度上反映了大气降水的氧同位素变化, 从而可指示夏季季风强度和降水量的变化。在距今 48~29 ka KCES1 孔中具纹层沉积构造的地层与石笋氧同位素的高值有比较好的对应关系(图 5), 表明增强的夏季风降水使长江和黄河的入海径流量相应增大, 东海沿岸水通过狭窄的对马-朝鲜海峡为日本海输入大量的低盐水和营养物质, 制约了日本海西北部深层水的生成, 从而在海底沉积了与缺氧沉积环境相对应的纹层结构沉积物, 同时日本海周边陆域大量的淡水输入也加速了低盐的表层海水发生扩张, 更加削弱

了底层水的流动性<sup>[25]</sup>。

## 5.2 距今 29~24 ka(493~468 cm)

孔深 493~468 cm 为末次盛冰期早期(距今 29~24 ka)时的沉积物。该单元沉积物纹层构造不明显,主要由纹层状构造(下部)和均质构造(上部)黏土质粉砂和粉砂沉积物组成,因受 AT 火山碎屑的影响底部沉积物颗粒明显变粗(见图 5a, b)。

从距今 30 ka 开始全球海平面迅速降低,至距今 24 ka 海平面已下降到现今海平面以下 120~130 m(见图 5e),日本海也逐渐变为一个封闭的海盆。冲绳海槽北部的表层海水温度逐渐下降(见图 5d),对马暖流强度减弱直至消失,但是此时黑潮仍然从冲绳海槽北部流过<sup>[51]</sup>。我国内陆的夏季风降水也逐渐减弱(冬季风增强)(见图 5f)。增强的冬季风使日本海西北部低温、高盐和溶解氧含量高的底层水生成速度加快,从而驱动了底层水循环。这一时段内沉积速率很低,平均值约为 5.1 cm/ka(见表 1),这与同时期大和海盆的沉积速率和陆源物质堆积速率的变化趋势一致<sup>[36]</sup>。

## 5.3 距今 24~17.5 ka(468~402 cm)

此段岩心的平均沉积速率为 10.0 cm/ka,它代表了末次盛冰期晚期(距今 24~17.5 ka)时的地层。沉积物颜色深,纹层构造明显,平均粒径变化较剧烈。与纹层构造沉积物相比,纹层状构造沉积物的粒度明显变粗,砂粒级组分含量迅速增加,而粉砂粒级组分含量变化很小(见图 5a, b, c)。

在距今 24~19 ka 日本海的海平面基本稳定在现今海平面以下 120~130m,然后又逐渐上升至距今 17.5 ka 时的 -100 m 上下(见图 5e),此时东海陆架大部分处在海平面以上,黑潮对冲绳海槽的影响减弱,冲绳海槽北部也因此受到东海北部沿岸水的显著影响,沉积物中长链烯酮不饱和指数-海面温度( $U_{37}^k-t_{ss}$ ,  $t_{ss}$  表示海面温度)在距今 24~19 ka 时逐渐升高且变化剧烈表示有淡水的影响<sup>[46]</sup>。日本海水体在距今 37~17.5ka 因海平面下降而出现分层现象,水层间的垂直交换受到限制,底层水处于缺氧状态,大量的太阳辐射能被分层的上层海水吸收,表层海水年平均温度为 18~19 °C,但是盐度较低<sup>[37]</sup>。浮游有孔虫氧同位素在距今 33~17.5 ka 期间不是逐渐变重而是变轻,然后又突然变重,直到距今 12 ka 后才又逐渐变轻,这也说明表层海水盐度的大幅度降低<sup>[3]</sup>。

虽然目前对日本海表层海水温度异常高值在末

次盛冰期时是否存在有很多争论,但是其表层海水发生淡化是普遍的共识。在距今 24~17.5 ka 时,10~30 m 深的对马-朝鲜海峡并不能为对马暖流提供影响日本海的条件,同时也控制了日本海深层水的形成,而此时我国内陆的夏季风活动相对较强<sup>[49]</sup>(见图 5f),这也表明日本海周边地区的降水增加,降雨量高于蒸发量<sup>[36]</sup>,促成了日本海水体的分层,底层水处于停滞缺氧状态,因此在日本海各个海盆内也都形成具纹层结构的深色沉积层。

## 5.4 距今 17.5~12 ka(402~273 cm)

在距今 17.5~12 ka 海平面从 -100 m 阶段性上升至 -70 m 上下(见图 5e)。表层海水盐度的研究表明:在距今 15~14 ka, Ulleung 海盆的表层水盐度仍然比较低,有大量的低盐水体通过对马-朝鲜海峡流入日本海;至距今 14 ka 后又逐渐上升,但是在距今 11 ka 之前都维持在比现在低的盐度水平上<sup>[9]</sup>。

402~273cm 层的岩心主要由均质构造的粉砂沉积物构成,沉积物颜色逐渐变深(见图 3)。在距今 17.5~15 ka 沉积物迅速变粗,粉砂粒级组分含量几乎不变,砂粒级组分含量迅速增加(见图 5b, c),平均沉积速率较高(22.7 cm/ka)。此时海平面相对稳定,我国内陆石笋氧同位素值的突然增大表明夏季风强度突然减弱<sup>[49]</sup>,在此期间增强的冬季风所携带的大量粗粒风尘物质应该是使 Ulleung 海盆南部沉积物突然变粗的主要原因(见图 5a)。在距今 15~13 ka 海平面快速上升(见图 5e),冲绳海槽北部表层海水温度<sup>[46]</sup>和我国内陆的降雨量<sup>[49]</sup>都迅速增加,通过对马-朝鲜海峡流入日本海的低盐水体流量迅速增大,可与 MWP-1A 冰融水突发事件相对应<sup>[52]</sup>,Ulleung 海盆南部沉积物的砂粒级组分含量也相应降低。深层水的流动性在距今 17.5 ka 时突然增强也应该部分归因于低温富氧的西北太平洋水体开始通过津轻海峡进入日本海并下沉进入底层水体<sup>[8]</sup>。在距今 13~12 ka 东海的海平面基本稳定在 -70 m 上下,我国内陆石笋氧同位素值又突然增大表明夏季风强度的突然减弱<sup>[49]</sup>、冲绳海槽北部的表层海水温度迅速降低<sup>[46]</sup>是对新仙女木(Younger Dryas, YD)气候变冷事件<sup>[52]</sup>的响应(见图 5f)。在距今 14~11 ka Ulleung 海盆的表层水盐度逐渐上升表明,YD 期内主要是盐度较高的对马暖流流入日本海,底层水流通性较好<sup>[9]</sup>。KCES1 孔的沉积结构在 YD 早期并没有突然变化,但是沉积物颜色迅速加深(见图 3),这可能说明了 Ulleung 海盆南部

底层水的含氧量在 YD 期间有一定程度的降低。

### 5.5 距今 12~10.5 ka(273~244 cm)

该段岩心包括一层纹层沉积和一层纹层状沉积,中部为 U-Okii 火山碎屑标志层,沉积物以黏土质粉砂为主,除火山碎屑沉积层外,沉积物粒度特征变化很小(图 5a, b, c)。与距今 12~11.5 ka 发生的 MWP-1B 冰融水突发事件<sup>[52]</sup>相对应,东海海平面迅速上升至 -40 m(见图 5f),对马暖流也开始持续影响日本海的海洋环境。在此期间沉积物颜色最深(见图 3),对应了日本海的第一个深色纹层沉积(TL1)层序,说明在距今 12~10.5 ka 虽然海平面上升较快(见图 5e),但是日本海深层水的交换却突然停滞,海底处于含氧量较低的沉积环境。

对沉积物中深水放射虫组合变化研究表明,日本海深层水在距今 11.5~11 ka 曾发生过短暂的分层现象,水体间的交换仅发生在 1 000 m 水深以内<sup>[8]</sup>。与距今 11.5~10.5 ka 冲绳海槽北部表层海水温度突然降低<sup>[46]</sup>(见图 5e)相反,我国内陆的季风降水急速增加(见图 5f)<sup>[49]</sup>,表明在此期间通过对马-朝鲜海峡流入日本海的水体中低盐的东海沿岸水占很大优势,它制约了深层水在日本海西北部的形成,使底层水含氧量大幅降低。

### 5.6 距今 10.5 ka 以来(244~0 cm)

244 cm 以上的岩心是 Ulleung 海盆全新世沉积层,由具均质构造的黏土质粉砂组成。砂粒级组分含量变化很小(见图 5a),表明 Ulleung 海盆在海平面高位时陆坡环境稳定,底层水流通性好。

自全新世以来(距今 12 ka 一),虽然在早期日本海底层水发生了短暂的停滞,但是对马暖流一直是制约日本海海洋沉积环境的决定性因素。强盛的对马暖流和深层水的快速生成加强了底层水的循环,海底处于富氧的沉积环境。自距今 9 ka 以来冲绳海槽北部表层海水温度变化幅度较小<sup>[46]</sup>,说明对马暖流的强度变化比较稳定,日本海的海洋沉积环境与现今的相似。

## 6 结论

(1)根据沉积物亮度、X-射线影像和粒度分析

资料,将日本海 Ulleung 海盆 KCES1 孔的沉积结构归纳为四种:均质构造、纹层构造、纹层状构造和混杂构造。

(2)利用 AMS 碳-14 年龄、火山灰年代学和地层标志层建立了 KCES1 孔的地层年代框架。根据沉积构造差异,将 KCES1 孔距今 48 ka 以来的沉积层序划分为 6 个地层单元。

(3)自距今 48 ka 以来 Ulleung 海盆南部沉积物沉积特征的交替变化是在全球冰期/间冰期气候旋回背景下,海平面、夏季风、东海沿岸水、对马暖流和深层水生成速率等多种因素共同作用的结果。

(4)在距今 48~17.5 ka Ulleung 海盆南部底层水交换变化剧烈,深色纹层和浅色均质结构沉积层交替出现,海平面和夏季风降水强度的变化是此时期日本海底层水溶解氧含量变化的控制因素。从距今 30 ka 开始,全球海平面迅速降低,日本海沉积速率降低。在末次盛冰期早期增强的冬季风使日本海西北部深层水生成速率加快,Ulleung 海盆南部的底层水含氧量高。在距今 24~17.5 ka 夏季风活动相对稳定,降雨量高于蒸发量,日本海水体出现分层,海底处于停滞缺氧沉积环境。

(5)自距今 17.5 ka 以来海平面呈阶段性快速上升,底层水含氧量较高,Ulleung 海盆南部沉积速率迅速增加,对马暖流逐渐成为影响日本海沉积环境的主导因素。在距今 17 ka 时低温富氧的西北太平洋水体通过津轻海峡进入日本海并下沉使深层水的流动性突然增强。在 YD 期间 Ulleung 海盆南部底层水的含氧量有一定程度的降低。在距今 11.5~10.5 ka 日本海水体发生过短暂的分层现象,东海沿岸水强盛,它制约了深层水在日本海西北部的形成,使底层水含氧量大幅降低。自距今 10.5 ka 以来对马暖流强盛,日本海海底处于富氧的沉积环境。自距今 9 ka 以来日本海的海洋沉积环境与现在的相近。

感谢韩国海洋研究院(KORDI)提供研究样品!感谢中国科学院海洋研究所王旭晨研究员在 AMS 碳-14 测年方面给予的大力帮助!

## 参考文献:

- [1] KHIM B K, BAHK J J, HYUN S, et al. Late Pleistocene dark laminated mud layers from the Korea Plateau, western East Sea/Japan Sea, and their paleoceanographic implications [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 247: 74—87.

- [2] TADA R. Paleooceanographic evolution of the Japan Sea [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1994, 108: 487—508.
- [3] KITAMURA A, TAKANO O, TAKATA H, et al. Late Pliocene—early Pleistocene paleooceanographic evolution of the Sea of Japan [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 172: 81—98.
- [4] OBA T, MURAYAMA M, MATSUMOTO E, et al. AMS<sup>14</sup>C ages of Japan Sea from the Oki Ridge [J]. *Quat Res (Japan)*, 1995, 34(4): 289—296.
- [5] YAMADA K, ISHIWATARI R. Carbon isotope compositions of long-chain *n*-alkanes in the Japan Sea sediments: implication for paleo-environmental changes over the past 85 kyr [J]. *Organic Geochemistry*, 1999, 30: 367—377.
- [6] GORBARENKO S A, SOUTHON J R. Detailed Japan Sea paleooceanography during the last 25 kyr: constraints from AMS<sup>14</sup>C dating and (<sup>18</sup>O of planktonic foraminifera [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2000, 156: 177—193.
- [7] PARK M H, KIM I S, SHIN J B. Characteristics of the late Quaternary tephra layers in the East/Japan Sea and their new occurrences in western Ulleung Basin sediment [J]. *Mar Geol*, 2003, 202: 135—142.
- [8] ITAKI T, IKEHARA K, MOTOYAMA I, et al. Abrupt ventilation changes in the Japan Sea over the last 30 ky: evidence from deep-dwelling radiolarians [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 208: 263—278.
- [9] LEE K E. Surface water changes recorded in late quaternary marine sediments of the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 247: 18—31.
- [10] TADA R, KOIZUMI I, CRAMP A, et al. Correlation of dark and light layers and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea [C]//PISCIOOTTO K A, INGLE J C, von BREYMANN J, et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127/128(Part 1)*: College Station, Texas: Ocean Drilling Program, 1992: 577—601.
- [11] BAHK J J, CHOUGH S K, HAN S J. Origins and paleooceanographic significance of laminated muds from the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) [J]. *Mar Geol*, 2000, 162: 459—477.
- [12] ARTHUR, M A, SAGEMAN, B B. Marine black shale: depositional environments of ancient deposits [J]. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1994, 22: 499—551.
- [13] BEHL R J, KENNETT J P. Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr [J]. *Nature*, 1996, 379: 243—246.
- [14] DIEGO T D, DOUGLAS R G. Oxygen-related sediment microfabrics in modern “black shales”, Gulf of California, Mexico [J]. *J Foraminif Res*, 1999, 29 (4): 453—464.
- [15] SCHULZ H, VON R U, ERLKENKAUSER H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110 000 years [J]. *Nature*, 1998, 393: 54—57.
- [16] PETERSON L C, HANG G H, HUGHEN K A, et al. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial [J]. *Science*, 2000, 290: 1947—1950.
- [17] KEMP A E S. Laminated sediments as palaeo-indicators [M]//KEMP A E S. *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*. Geological Society Special Publication 116. London: the Geological Society of London, 1996: VII—VIII.
- [18] WANG P X. Response of western pacific marginal seas to glacial cycles: paleooceanographic and sedimentological features [J]. *Mar Geol*, 1999, 156: 5—39.
- [19] OBA T, KATO M, KITAZATO H, et al. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85 000 years [J]. *Paleoceanography*, 1991, 6: 499—518.
- [20] WATANABE S, TADA R, IKEHARA K, et al. Sediment fabrics, oxygenation history, and circulation modes of Japan Sea during the Late Quaternary [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 247: 50—64.
- [21] KATO M. Japan Sea since the last glacial age; foraminifera mainly based on analysis of core KH-79-3, C-3 [J]. *Chikyū (Monthly, the Earth) (in Japanese)*, 1984, 6: 529—536.
- [22] TADA R, IRINO T, KOIZUMI I. Land ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14(2): 236—247.
- [23] NAKAJIMA T, KIKKAWA K, IKEHARA K, et al. Marine sediments and late Quaternary stratigraphy in the southeastern part of the Japan Sea concerning the timing of dark layer deposition [J]. *J Geol Soc Japan (in Japanese)*, 1996, 102(2): 125—138.
- [24] CRUSIUS J, PEDERSEN T F, CALVERT S E. A 36 kyr geochemical record from the Sea of Japan of organic matter flux variations and changes in intermediate water oxygen concentrations [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14(2): 248—259.
- [25] WANG L, OBA T. Tele-connections between East Asian monsoon and the high-latitude climate: a comparison between the GISP2 ice core record and the high resolution marine records from the Japan and the South China seas [J]. *Quat Res*, 1998, 37 (3): 221—219.
- [26] IKEDA M, SUZUKI F, OBA T. A box model of glacial—interglacial variability in the Japan Sea [J]. *J Oceanogr*, 1999, 55: 483—492.
- [27] KIM K, KIM K R, KIM Y G, et al. New findings from CREAMS observations: water masses and eddies in the East Sea [J]. *J Korean*

- Soc Oceanogr, 1996, 31: 155—163.
- [28] ISOBE A. On the origin of the Tsushima Warm Current and its seasonality [J]. *Continental Shelf Research*, 1999, 19: 117—133.
- [29] LEE H J, CHOUGH S K, YOON S H. Slope-stability change from late Pleistocene to Holocene in the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) [J]. *Sediment Geol*, 1996, 104: 39—51.
- [30] LEE K E, BAHK J J, CHOI J Y. Alkenone temperature estimates for the East Sea during the last 190 000 years [J]. *Organic Geochemistry*, 2008, 39: 741—753.
- [31] BAHK J J, CHOUGH S K, JEONG K S, et al. Sedimentary records of paleoenvironmental changes during the last deglaciation in the Ulleung Interplain Gap, East Sea/Sea of Japan [J]. *Global and Planetary Change*, 2001, 28: 241—253.
- [32] CHUN J H, CHEONG D K, IKEHARA K, et al. Age of the SKP-I and SKP-II tephra from the southern East Sea/Japan Sea: implications for interstadial events recorded in sediment from marine isotope stages 3 and 4 [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2007, 247: 100—114.
- [33] KHIM B K, IKEHARA K, SHIN Y. Unstable Holocene climate in the northeastern East Sea (Sea of Japan): evidence from a diatom record [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2005, 216: 251—265.
- [34] IKEHARA K, ITAKI T. Millennial-scale fluctuations in seasonal sea-ice and deep-water formation in the Japan Sea during the late Quaternary [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2007, 247: 131—143.
- [35] KIDO Y, MINAMI I, TADA R, et al. Orbital-scale stratigraphy and high-resolution analysis of biogenic components and deep-water oxygenation conditions in the Japan Sea during the last 640 kyr [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2007, 247: 32—49.
- [36] YOKOYAMA Y, KIDO Y, TADA R, et al. Japan Sea oxygen isotope stratigraphy and global sea-level changes for the last 50 000 years recorded in sediment cores from the Oki Ridge [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2007, 247: 5—17.
- [37] ISHIWATARI R, HOUTATSU M, OKADA H. Alkenone-sea surface temperature in the Japan Sea over the past 36 kyr: warm temperature at the last glacial maximum [J]. *Mar Geol*, 2001, 32: 57—67.
- [38] HAYASHIDA A, HATTORI S, ODA H. Diagenetic modification of magnetic properties observed in a piston core (MD01-2407) from the Oki Ridge, Japan Sea [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2007, 247: 65—73.
- [39] STUIVER M, REIMER P J. Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program [J]. *Radiocarbon*, 1993, 35: 215—230.
- [40] LIU Y G, OLE B N, ZHANG D Y, et al. Holocene tephra deposits in the northern Okinawa Trough [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2006, 25(1): 78—89.
- [41] KITAGAWA H, FUKUZAWA H, NAKAMURA T, et al. AMS $^{14}\text{C}$  dating of varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric  $^{14}\text{C}$  change during the late Pleistocene [J]. *Radiocarbon*, 1995, 37: 371—378.
- [42] MACHIDA H. The stratigraphy, chronology and distribution of distal marker-tephras in and around Japan [J]. *Global and Planetary Change*, 1999, 21: 71—94.
- [43] KUMAMOTO Y, YONEDA M, SHIBATA Y, et al. Direct observation of the rapid turnover of the Japan Sea bottom water by means of AMS radiocarbon measurement [J]. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 651—654.
- [44] GAMO T. Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26: 3137—3140.
- [45] SIDDALL M, ROHLING E J, ALMOGI-LABIN A, et al. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle [J]. *Nature*, 2003, 423: 853—856.
- [46] IJIRI A, WANG L, OBA T, et al. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42 000 years [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2005, 219: 239—261.
- [47] LAMBECK K, YOKOYAMA Y, PURCELL T. Into and out of the last glacial maximum: sea-level change during oxygen isotope stages 3 and 2 [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21: 343—360.
- [48] LIU J P, MILLIMAN J D, GAO S, et al. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea [J]. *Mar Geol*, 2004, 209: 45—67.
- [49] WANG Y J, CHENG H, EDWARDS R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224 000 years [J]. *Nature*, 2008, 451: 1090—1093.
- [50] XU X, ODA M. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36 000 years [J]. *Mar Geol*, 1999, 156: 285—304.
- [51] LI T G, SUN R T, ZHANG D Y, et al. Evolution and variation of the Tsushima Warm Current during the late quaternary: evidence from planktonic foraminifera, oxygen and carbon isotopes [J]. *Science in China, Series D*, 2007, 50(5): 725—735.
- [52] FAIRBANKS R G. A 17 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation [J]. *Nature*, 1989, 342: 637—642.

# The depositional environment in the southern Ulleung Basin in the East Sea (the Sea of Japan) since the last 48 000 a

LIU Yan-guang<sup>1</sup>, SHI Xue-fa<sup>1</sup>, SUK Bong-Chool<sup>2</sup>, LI Chao-xin<sup>1</sup>, WANG Kun-shan<sup>1</sup>, LI Xiao-yan<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China; 2. South Sea Research Institute, Korea Ocean Research & Development Institute, Geoje 656-830, Korea)

**Abstract:** Sedimentological data are acquired from a piston core KCES1 off the southern Ulleung Basin margin in the East Sea (the Sea of Japan). These data include sediment color, X-ray radiographs, grain-size distribution and AMS carbon-14 dating. Four kinds of sediments (homogeneous, laminated, crudely laminated and hybrid sediments) are identified according to the characteristics of the sedimentary structures that are considered to reflect changes in bottom-water oxygenation. The alternations of dark laminated /crudely laminated sediments and light homogeneous sediments represent millennial-scale variations which are possibly associated with the high-resolution changes in East Asian monsoon (EAM). The relative contributions of the East China Sea coastal water (ECSCW) and the Tsushima Warm Current (TWC) have been likely main reasons for the repetition of the anoxic and oxic depositional conditions in the East Sea since the last 48 ka BP. During the interstadial, the strengthened summer EAM was attributed to the development of expansion of the ECSCW because of more humid climate in central Asia, and more strongly low-salinity, nutrient-enriched water was introduced into the East Sea. The ventilation of deep water was restricted and the dark laminated layer deposited therefore under the anoxic bottom water condition. During the lowest stand of sea level in last glacial maximum, the isolated East Sea dominated by stratified water masses and the euxinic depositional environment formed. The homogenous sediments predominated since 17.5 ka BP indicate that the TWC has intruded into the East Sea gradually with the stepwise rise of sea level and the bottom water oxygen level is high. During the late Younger Dryas (YD) period, the last dark laminated layer deposited because the ventilation of bottom water was restricted by stronger summer EAM. The TWC has strengthened and the bottom water has become oxic again since 10.5 ka BP.

**Key words:** East Sea; depositional environment; East Asian monsoon; Tsushima Warm Current