

长江三角洲全新世沉积物光释光测年研究

申江^{1,2}, 常华进^{1,3}, 曹广超¹, 刘洪舟¹

- (1. 青海师范大学地理科学学院, 青海省自然地理与环境过程重点实验室, 青海 西宁 810008;
2. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 江苏 南京 210008;
3. 湖北文理学院资源环境与旅游学院, 湖北 襄阳 441053)

摘要:长江三角洲是研究古海岸沉积环境演化的理想区域。选取长江三角洲平原一支长岩芯钻孔上部55 m层位的沉积物进行光释光(optically stimulated luminescence, OSL)测年研究。根据沉积物粒度特性,在实验前处理过程中,提取100~200 μm 或63~100 μm 粗颗粒石英矿物进行OSL测年。测年样品的预热坪与剂量恢复实验表明选择180℃作为预热条件较为合适,石英OSL信号衰退曲线以快组分为主。条件实验结果、等效剂量分布以及各测片的循环比、热转移等方法学层面的实验结果表明,OSL测年技术对该孔的沉积物测年具有适应性和可靠性。通过年代—深度关系模型,建立该段地层中全新世以来的年龄框架。依据该孔的年代地层序列并结合前人工作,探讨全新世以来长江三角洲的沉积演化。

关键词:长江三角洲;石英;光释光测年;全新世

中图分类号:P533;P534.632

文献标识码:A

文章编号:1008-858X(2020)04-0029-12

长江在入海口形成了规模巨大的三角洲,总面积逾5万平方公里^[1]。长江三角洲是中国人口最密集、经济最发达和城市化水平最高,同时也是人地关系最为紧张的地区之一。加强长江三角洲全新世以来发育模式和控制因素的研究,探讨人为因素影响下长江三角洲的自然变化机制及其反馈作用,重现古地理环境变迁,重构古气候变化,有助于预测气候演化趋势,认识全新世气候环境变化—人类活动之间复杂的联系^[2]。

过去几十年间,前人在该地区开展了大量基础地质和地球物理调查^[3-10]。通过地貌观察和资料分析,陈吉余等从自然因素和人类活动视角对长江三角洲地貌发育历史及堆积速率提出初步看法^[8-9];同济大学海洋地质系和华东师范大学从微体古生物、有机质、粒度分布、重矿物组合及粘土矿物、孢粉、沉积相、元素地球化学等多方面分析了长江三角洲发育、演化和海陆相互作用影响下的海平面变化与沉积环境、古气候变化间的关系^[4-13]。最近,根据大量陆地和水下钻孔资料,结合年代学、层序地层学等新方法,研究焦点

转为古河口湾向三角洲的转换机制和时间、三角洲发育控制因素、长江泥沙沉积的时空分布特征等重要科学问题^[14-19]。尤应注意的是,全新世是人类与自然形成的统一有机体,全新世环境与沉积速率变化对人类活动的反馈正成为地学和环境科学向纵深发展的前沿之一^[20-23]。然而,受制于高质量年龄数据的缺乏,全新世以来三角洲演化过程和古环境变化研究缺少关键的年代证据。常用的¹⁴C年龄受碳库效应影响可能精度不高,并出现年龄倒置;粗颗粒沉积物中测年材料的匮乏进一步限制了其应用^[24]。

在年代学方面,高精度的地层年代框架是长江三角洲发育、演化和古环境研究的基础。光释光测年(optically Stimulated Luminescence, OSL)是对沉积物末次曝光事件年代的测定,其独有的揭示砂粒级晶体矿物上一次曝光年龄^[25]特性,特别是石英单片再生剂量法(single aliquot regenerative dose method, SAR)^[26-27]的出现,使其适用于复杂的三角洲沉积环境。由于OSL表现在三角洲/海岸地层沉积方面的优势和巨大潜力,最近学者将

收稿日期:2019-04-28;修回日期:2019-05-20

作者简介:申江(1992-),男,硕士研究生,主要研究方向释光年代学与第四纪地质。Email: shenjiang618@163.com。

OSL 应用于珠江三角洲^[28]、渤海^[29]、长江三角洲^[30]等海岸带第四纪定年和古环境研究当中。

本文以长江三角洲 EGQD14 孔上部 55 m 为研究对象,选取 12 个沉积物样品进行 OSL 测年,在验证 OSL 测年法可靠性的前提下,旨在通过深度—年代关系建立该孔的年代地层序列,探讨全新世以来三角洲沉积速率变化和发育过程。

1 研究区概况

长江三角洲地理上包括江苏省南部、上海市和浙江省杭嘉湖地区,是冰后期以来长江泥沙堆积形成的以镇江—扬州为顶点、通扬运河和杭州湾为南北界的三角洲沉积体系。该区属于北亚热带,受季风控制,表现为典型的亚热带季风气候。在年际尺度上,夏季受海洋暖湿气团影响盛行东南风,高温多雨;冬季为亚洲极地高压控制,多偏北风,寒冷干燥。春秋两季为过渡时期,风向多变。

长江三角洲地质构造上位于江南古陆和扬子准地台交接带。新构造运动奠定了现今构造的基底,古气候变迁和海平面变化耦合作用支配着晚第四纪地貌变化。三角洲下伏中生代基岩,持续的构造沉降和河流沉积作用使地表覆盖一层厚 200~300 m 的第四纪松散沉积物^[31]。根据冰后期海侵沉积旋回,可将三角洲划分为不同时期雁行排列的河口坝组成的主体沉积体系和南、北两翼沉积体系,大致分别对应于末次冰期古河谷和古河间地。两翼全新世沉积物最厚达 40 m,主体沉积区部分达到 50 m^[32],赋存了丰富的古环境信息。

地质资料表明,末次冰盛期东部沿海气温比现今低 5℃^[33],海平面在东海大陆架外缘。晚更新世末期,本区当时气温可能比现在低 6~10℃,植被以耐旱喜冷植物为优势种。末次冰消期气温渐趋回升,但是冷暖波动频繁且不稳定,多次冰融水脉冲事件(Meltwater Pulse, MWP)导致海平面迅速回水至 -110 m^[34]。新仙女木事件后植硅体和硅藻等研究成果表明^[35],三角洲已经明显由于冷的冰期气候向暖湿的冰后期气候转变。世界海面震荡快速上升,海水从长江河口溯源而上,全新世大暖期达到最大海侵面,形成以镇江—扬州为顶点的古河口湾。此前,海平面上升速率高于河

口沉积速率,河口以侵蚀作用为主,海水超覆陆地到最大海泛面以后,海平面基本保持高海面不变,河口由喇叭形河口湾向三角洲沉积演化^[36]。2 ka 以后,人类活动对三角洲演化的影响不容忽视^[37]。

2 钻孔与光释光测年

2.1 钻孔描述

EGQD14 孔(31°49′28″N, 121°41′14″E, 海拔 3 m)位于长江入海口北侧,启东郊区,钻孔全长 60 m。该孔上部表层 0.6 m 覆盖灰黄色耕土层,夹少量植物根须;其下以灰色粉砂质粘土和粘土

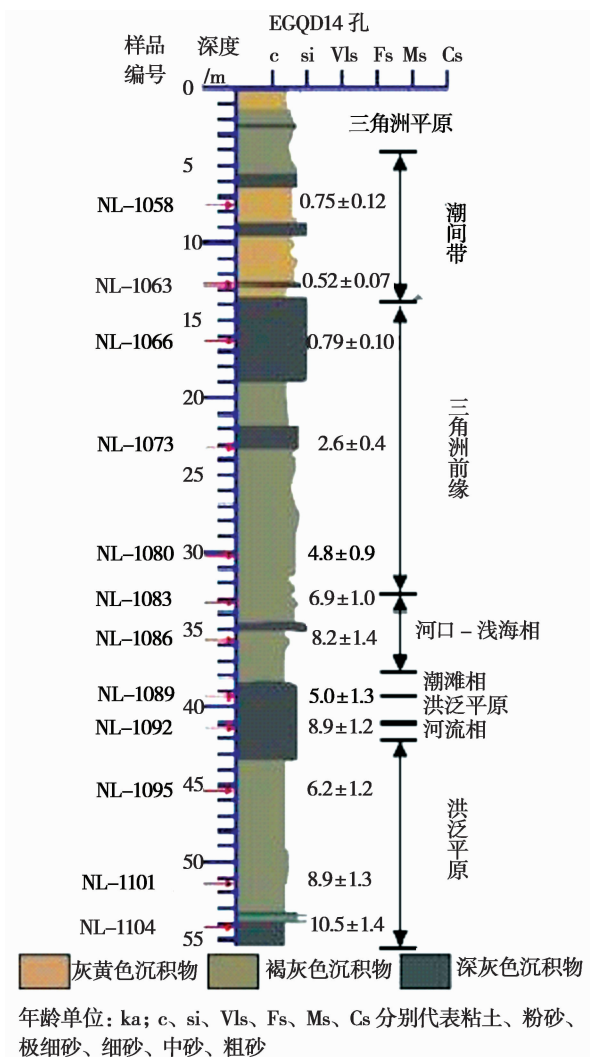


图 1 EGQD14 孔岩性、光释光采样位置及年龄
Fig. 1 Lithological column and OSL chronology (ka) of core EGQD14

质粉砂为主,岩性为多层泥沙韵律互层。根据岩性、颜色、沉积构造、粒径、地层接触关系等沉积特征,沉积环境自下而上划分为洪泛平原相、河流相、洪泛平原相、潮滩相、河口—浅海相、三角洲前缘相、潮坪相、三角洲平原相,指示该孔古地理条件由陆相沉积环境向浅水沉积,而后又向陆相三角洲沉积的转变过程^[38]。光释光采样点层位及沉积相划分见图1所示。

2.2 样品前处理

为保证年龄可靠,实验室处理前岩芯密封避光保存,整个前处理过程在装有微弱红光暗室内进行。首先,挖去钢管两端并削除管壁约2 cm厚可能曝光的样品,用于剂量率(dose rate)及含水量测试。其次,将用于等效剂量(equivalent dose, D_e)测试的样品加水浸泡,并用手捏碎或用小刀切成块状,以便颗粒快速分离。再次,过网湿筛,收集100~200 μm (样品粒径以细颗粒为主,部分样品收集粒径为63~100 μm)粒径的矿物组分,依次加入30%的双氧水和10%的稀盐酸,待充分反应后反复清洗至上清液澄清,去除所含有机质和碳酸盐,置于烘箱中低温烘干。而后,经密度为2.70 g/cm^3 的重液分选,提取小于2.70 g/cm^3 的颗粒组分。为了得到纯净的石英颗粒,去除混合矿物中对测年结果造成很大干扰的长石,用2.62 g/cm^3 的重液浮选,提取密度介于2.6~2.70 g/cm^3 之间的组分。将分选的混合矿物用浓度为36%的HF刻蚀1 h,去除残存的斜长石颗

粒和 α 射线辐照的石英颗粒表皮,注意时刻观察防止石英被刻蚀干净。再加入稀盐酸,搅拌反应10 min,去除反应沉淀的氟化物,用清水反复冲洗,烘干,置于不透光塑料盒中。

2.3 测试装置与等效剂量测试

取直径为9.7 mm的铜片,在圆心处涂抹适量硅油,将上一步得到的纯净石英制成直径约2 mm(可根据年代大小适当调节)的小片,确保单层黏附,然后上机测试。

光释光 D_e 测量在中国科学院南京地理与湖泊研究所光释光年代学实验室完成,所用仪器为丹麦Risø国家实验室生产的Risø TL/OSL DA-20释光仪。整套系统由光激发源、加热系统、 $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ 源、荧光检测器、样品盘和伺服计算机系统六部分组成,最新标准源剂量率标定约0.11 Gy/s。实验过程中采用蓝光(波长470 nm $\pm$ 30 nm,最大功率50 mW/ cm^2)作为激发光源,设定激发光强为最大功率的90%,在光释光系统顶端的光电倍增管(PMT)和样品之间放置7.5 mm厚的Hoya U-340滤光片以去除辐照光。

D_e 测量方法为单片再生剂量法(SAR)^[39]。在Murray等改进的实验流程基础上^[40],将“cutheat 预热”改为“110 $^{\circ}\text{C}$ 热释光(TL)测量”。改进的目的主要有两个:一为释放热不稳定信号;另外还可以利用得到的石英110 $^{\circ}\text{C}$ TL信号峰信息检验实验过程中的感量变化。实验具体流程如表1所示。

表1 石英SAR法测定 D_e 值实验步骤
Table 1 SAR protocol for D_e determination of quartz

实验步骤	实验过程	实验值	实验目的
1	附加再生剂量 R_i	—	—
2	预热(Preheat, TL 180 $^{\circ}\text{C}$, 10 s)	—	去除热不稳定信号
3	OSL 测量(125 $^{\circ}\text{C}$, 40 s, 90%)	L_i	检定附加 OSL 信号
4	实验剂量(TD)	—	校正感量变化
5	预热(Cutheat, TL180 $^{\circ}\text{C}$, 10 s)	—	去除热不稳定信号
6	OSL 测量(125 $^{\circ}\text{C}$, 40 s, 90%)	T_i	检定实验 OSL 信号
7	返回步骤1, 循环6次	—	—
8	附加再生剂量	—	—
9	预热(Preheat, TL180 $^{\circ}\text{C}$, 10 s)	—	去除热不稳定信号
10	红外测试(室温, 100 s, 90%)	—	检验是否有长石污染
11	重复步骤3~6	—	—

2.4 剂量率测试

环境剂量率由测量样品内部和周围环境的 U、Th、K 等元素含量决定,并受埋藏时期的真实含水量、宇宙射线强度影响^[41]。取样品 5 g 左右,用玛瑙研钵仔细研磨,收集于小自封袋中,确保样品重量在 2 g 以上,然后送样至中国原子能科学研究院用中子活化分析(neutron activation analysis, NAA)测量全样的 U、Th、K 含量。称量新鲜样品的湿重和干重,计算含水率。实验室测得结果只能反映现在的含水量,并不能完全代表沉积物在整个地质时期的含水量变化。为了反映整个埋藏时期的平均含水量,本文根据前人经验^[42],引入 $\pm 10\%$ 的变化量校正。宇宙射线是样品所处的经纬度、海拔高度和埋深的函数^[43]。计算 α 剂量率时,认为刻蚀已经消除了 α 粒子的影响,将 α -value 取值为 0^[44]。最后,根据 Aitken^[45] 提供的参数估算环境剂量率。

3 光释光测年数据分析

3.1 预热坪实验和剂量恢复实验

预热坪实验(图 2a)表明,在 160 ~ 300 °C 预

热区间内,每 20 °C 为间隔设置(160 °C, 180 °C, 200 °C, 220 °C, 240 °C, 260 °C, 280 °C 及 300 °C),实验剂量预热温度均为 160 °C,等效剂量在 160 ~ 260 °C 存在明显坪区。剂量恢复实验结果(图 2b)显示,160 ~ 240 °C 之间给定剂量和测得剂量之比在 1.0 ± 0.1 范围内,二者基本接近,说明等效剂量和预热温度呈常量函数关系。综合预热坪实验和剂量恢复实验结果,在 160 ~ 240 °C 区间内,等效剂量基本恒定,不随预热温度变化而变化,考虑循环比和热转移的实验精度需求,为了获得精确的 D_0 ,选定 180 °C 作为 SAR 法再生剂量的预热温度。

3.2 光释光信号衰减曲线和生长曲线

图 3 是编号为 NL-1058 的样品的释光信号衰减曲线和再生剂量生长曲线。从衰减曲线看出,释光信号在辐照激发 2 s 内急剧衰退至背景值,说明石英释光信号以快组分为主;生长曲线未达到饱和,呈近似指数增长且经过原点,表明样品 D_0 值可以采用 SAR 法测量,选取的实验条件没有造成明显的感量变化。采用晚期背景信号扣除法,积分计算衰减曲线前 0.64 s 和最后 8 s 积累的释光信号背景值,将校正之后的自然释光信号内插到生长曲线上,从而获得测片的 D_0 值(图 3)。

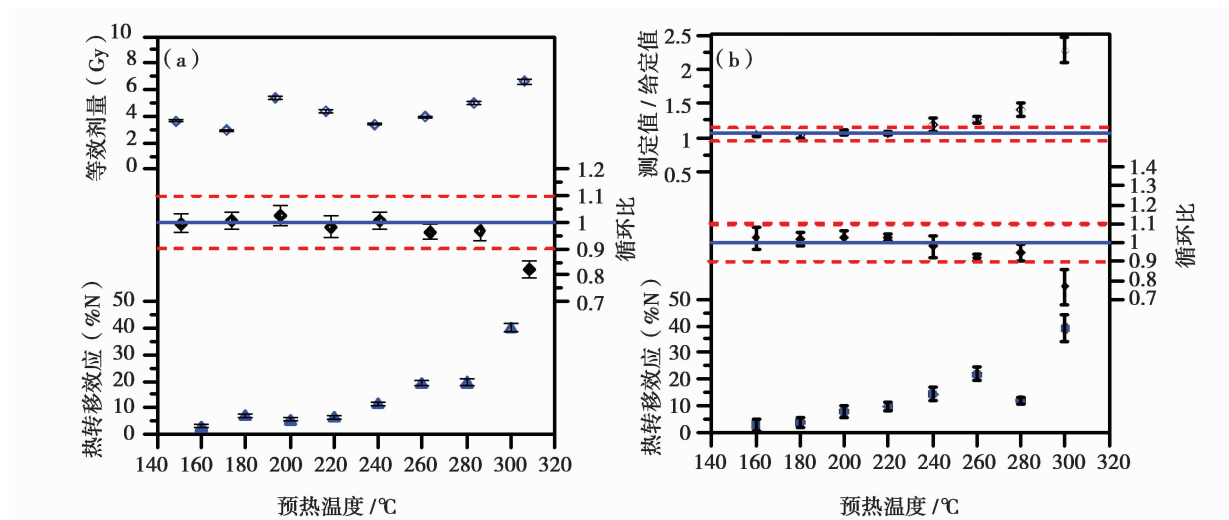


图 2 粗颗粒石英的预热坪实验(a)和剂量恢复实验(b)

Fig. 2 Preheat plateau test(a) and dose recovery test(b) of coarse grained quartz

3.3 释光性质检验

感量变化用两个相等的再生剂量 R_0 ($R_0 = L_0/T_0$) 和 R_2 ($R_2 = L_2/T_2$) 的释光信号比值表述,该比值即为循环比。循环比趋近于 1,说明实验剂量基

本校正了感量变化对 OSL 年龄低估的影响。一般认为循环比在 0.9 ~ 1.1 之间,感量变化不明显。图 4 左图是所有样品的循环比分布,可以发现绝大部分循环比偏离 1 不远,约 90% 均落点在 0.9 ~ 1.1 区间内,表明本实验感量变化校正符合预期。

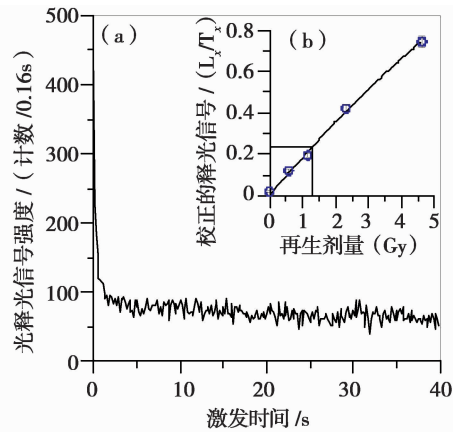


图3 样品 NL-1058 光释光信号衰退曲线 (a) 和生长曲线(b)

Fig. 3 The decay curve(a) and growth curve(b) of NL-1058

从图4右图看出,回授比大部分在0~2%之间,绝大多数<5%。根据 Godfrey-Smith 的经验,热转移效应的变化值在 $\pm 5\%$ 内变动是满足要求的^[46]。因此,在本研究中,热转移效应对实验结果影响不大。

3.4 等效剂量分布

样品 NL-1058 等效剂量结果(图5)显示,各测片等效剂量点分布集中,部分落在 $\pm 2\sigma$ 阴影区,剩余点相对阴影区保持对称且不留“尾巴”, D_e 的算术平均值和中值较吻合,不难看出样品埋藏前释光信号晒褪良好,基本无残留信号干扰, SAR 法测年结果反映了沉积物的真实年龄。其它样品的大部分测片 D_e 分布和 NL-1058 类似,对于明显偏离的测片 D_e 值在计算时予以剔除。

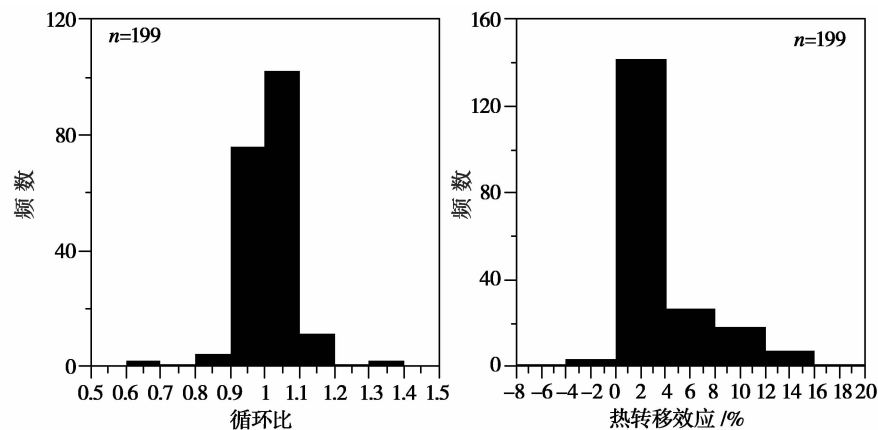
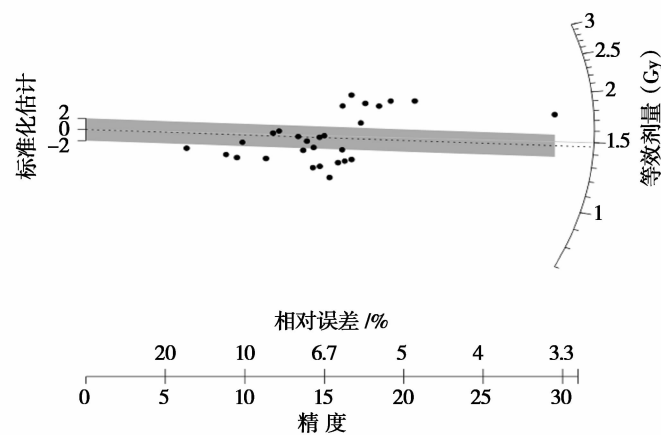


图4 所有测片的循环比和热转移效应直方图

Fig. 4 The histogram of recycling ratio and recuperation

14-8 D_e 分布



图中阴影区是根据实验计算出的预计埋藏剂量 162 Gy 的 2 倍标准差范围

图5 样品 NL-1058 等效剂量分布

Fig. 5 The D_e ratio plots for samples of the NL-1058

4 结果和讨论

4.1 OSL 年龄框架

本文基于小片技术采用 SAR 法对 12 个石英样品进行了 OSL 测年。所有测定样均在 2 s 内衰退至背景值,生长曲线和指数加线性曲线拟合,说明样品以快组分为主且没有达到饱和水平,适宜采用 SAR 法。剂量恢复实验的测定值/给定值稳定,回授比大多位于有效区间,大多数循环比满足 0.9 ~ 1.1 的经验范围, D_e 分布满足正态分布特征,石英纯度检验等多方面限制参数均表明实验条件合适,不存在残留信号,基本没有单颗粒长石污染。

依据年代中值模型 (central age model, CAM)^[47] 计算 OSL 年龄。从上到下年龄依次为 0.75 ± 0.12 ka、 0.52 ± 0.07 ka、 0.79 ± 0.10 ka、 2.61 ± 0.36 ka、 4.78 ± 0.89 ka、 6.90 ± 1.00 ka、 8.16 ± 1.43 ka、 4.97 ± 1.31 ka、 8.97 ± 1.19 ka、 6.19 ± 1.18 ka、 8.87 ± 1.29 ka、 10.47 ± 1.45 ka,各年龄从岩芯顶部随深度增加保持有规律的变老,基本符合地层纵向堆积上新下老的层序率 (个别年轻样品存在层序颠倒)。具体见表 2 所示。

前文从内部检测等方法学角度讨论了光释光测年的适应性和可靠性,由分析实验结果可以认为,从原理和方法层面来看,年龄误差在允许范围 (一般为 10%) 内,不存在残留剂量和石英不纯净的问题,年龄结果整体可信。

表 2 EGQD14 孔 OSL 年龄

Table 2 OSL dating results of the core EGQD14

实验室 编号	粒径/ μm	等效 剂量/Gy	含水 量/%	K/%	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	等效剂量 率/Gy/ka	深度/m	年龄/ka
NL-1058	100 ~ 200	1.62	27.40 ± 10	1.680	9.780	2.190	2.156	8.3	0.75 ± 0.12
NL-1063	63 ~ 100	1.34	25.54 ± 10	1.890	12.300	2.560	2.569	13.0	0.52 ± 0.07
NL-1066	100 ~ 200	1.51	26.55 ± 10	1.600	8.160	1.580	1.899	16.1	0.79 ± 0.10
NL-1073	63 ~ 100	6.61	35.15 ± 10	2.140	13.500	2.240	2.532	23.1	2.61 ± 0.36
NL-1080	100 ~ 200	13.01	41.31 ± 10	2.540	15.100	2.420	2.719	30.0	4.78 ± 0.89
NL-1083	100 ~ 200	17.34	19.66 ± 10	1.790	12.000	2.410	2.515	33.1	6.90 ± 1.00
NL-1086	63 ~ 100	22.55	31.47 ± 10	2.170	14.900	2.660	2.764	36.0	8.16 ± 1.43
NL-1089	100 ~ 200	10.40	27.15 ± 10	1.670	9.800	2.130	2.092	39.3	4.97 ± 1.31
NL-1092	100 ~ 200	19.51	18.88 ± 10	1.700	8.290	2.000	2.176	42.0	8.97 ± 1.19
NL-1095	100 ~ 200	16.77	20.74 ± 10	2.010	12.300	2.610	2.707	45.1	6.19 ± 1.18
NL-1101	100 ~ 200	21.20	27.46 ± 10	1.890	11.400	2.350	2.390	51.1	8.87 ± 1.29
NL-1104	63 ~ 100	24.86	22.96 ± 10	1.700	11.700	2.310	2.375	54.0	10.47 ± 1.45

4.2 沉积速率

从年龄—深度图 (图 6) 看出,年龄随深度增加一致变老,符合地层层序变化规律。综合古河

谷多个钻孔资料,不难发现全新世以来长江口沉积速率可划分为 3 个高沉积阶段 (10 ~ 8 ka BP、7 ~ 4 ka BP、2 ka BP 至今) 和 2 个低沉积阶段 (8 ~ 7 ka BP 和 4 ~ 2 ka BP)。

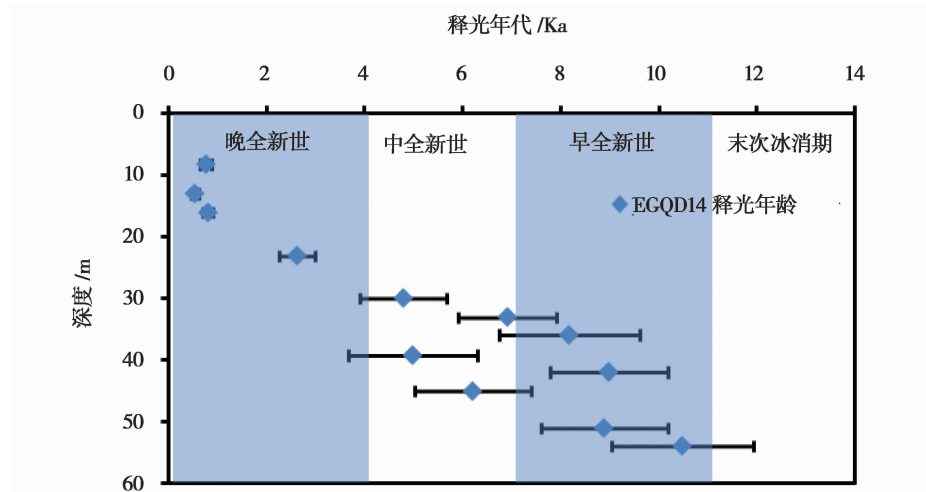
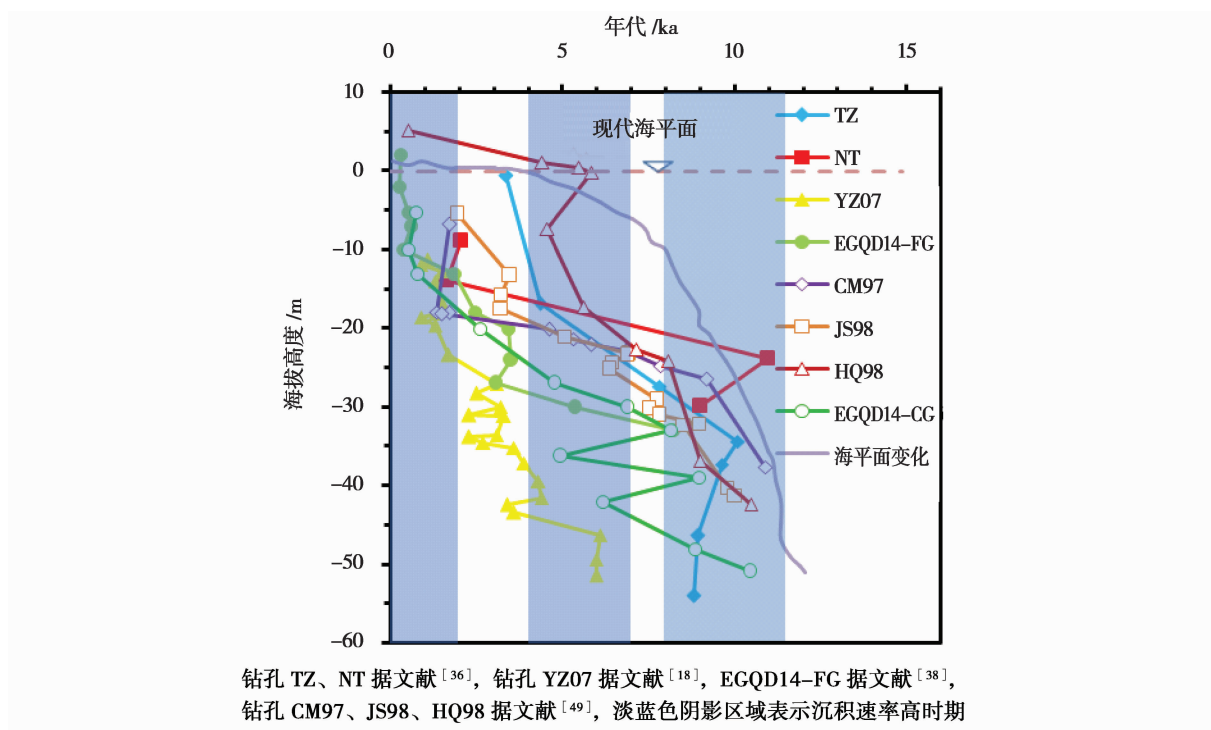


图6 EGQD14 孔 OSL 年龄—深度关系

Fig. 6 OSL dating-depth of the core EGQD14



钻孔 TZ、NT 据文献^[36], 钻孔 YZ07 据文献^[18], EGQD14-FG 据文献^[38],
 钻孔 CM97、JS98、HQ98 据文献^[49], 淡蓝色阴影区域表示沉积速率高时期

图7 古河谷区钻孔年龄—深度变化

Fig. 7 OSL dating-depth of the core in the mouth of Yangtze River

在 EGQD14 孔时限内,表现为全新世早期 (- 8 ka BP) 和晚全新世 (0.79 ka BP - 0) 两个沉积峰和中全新世 (8 ka BP ~ 0.79 ka BP) 沉积谷。EGQD14 孔沉积速率变化体现长江三角洲沉积速率变化与气候特性和沉积中心迁移间的关系。全新世早期河流侵蚀基面较低,溯源侵蚀强烈,中游

江汉盆地和洞庭湖平原以切割作用为主,沉积层不发育;长江三角洲泥沙以垂向加积作用为主,成为长江泥沙滞留的主要中心,EGQD14 孔记录的沉积速率和沉积厚度分别高达 5 ~ 10 m/ka 和 20 m 左右。相邻地区陆上三角洲平原 CM97 孔也表现相似的沉积变化^[49]。中全新世 8 ~ 0.79 ka

BP 期间沉积速率较低,这是因为早期气候异常导致长江输沙量发生显著变化,且沉积中心转移至江汉平原、洞庭湖和鄱阳湖湖盆等长江中游低洼地区,下游古河谷钻孔鲜少记录高沉积速率。Xu 等认为该时期研究区为浅海环境,远离沉积物源区,长江径流动力不足以输送大量沉积物至该地区^[48]。后期古河谷已经被充填,该钻孔沉积三角洲前缘斜坡相,沉积作用由纵向加积向前积作用转变^[38]。HQ98 孔在 4.5~0.9 ka BP 和 CM97 在 8~1.3 ka BP 期间沉积速率也较低^[49]。总之,由于气候波动频繁和沉积中心的转移,以及古地理环境的差异,河口区较少接受沉积。0.79 ka BP 以后沉积速率达到全新世以来最高值,Yi 等分析孢粉组合特征,显示非乔木与乔木的比值变大,将这一变化归因于人类活动对自然改造强度的增加^[50]。

4.3 长江三角洲发育与演化

如前所述,EGQD14 孔沉积相变化和年代地层序列记录了全新世以来长江三角洲的沉积环境变化和海侵历史。受海平面升降控制,长江三角

洲经历了陆相—海相—陆相沉积旋回。全新世早期,长江三角洲由溯源沉积作用主导,在地貌形态上经历了深切古河谷向河口湾的转变。末次冰期结束以后气候迅速回暖,海面上升,河流携带的大量沉积物溯源沉积。溯源沉积作用最先使古河谷充填。南北两翼古河间地绝大多数地区大部分时间暴露于海面,几乎不接受沉积。镇江海侵期间,海水溢入古河谷,淹没两翼的古河间地,形成平面上开口很宽的喇叭形古河口湾,类似于今日之杭州湾,为强潮型河口湾^[51],海岸线向西推进,沉积中心随着河口湾前进向陆西移。EGQD14 孔和 CM97 孔及其它陆上钻孔在 10~9 ka BP 期间均呈现高沉积速率的特征。南通 ZK02 孔^[52]在全新世早期沉积粉砂质砂、细砂质中砂和粘土的河口湾相,沉积物粒度特征和海相有孔虫表明该时期沉积中心已经转移到南通地区。徐馨等^[53]认为镇江农机学院孔 32 m 深处灰黑色淤泥层的沉积特征说明 10.8~9.7 ka BP 期间沉积速率很高,海水已经波及镇江。海水漫溢两翼和古河谷充填过程同时进行,直到约 7~9 ka BP,三角洲地区转变成口门开阔、湾底平坦的河口湾。

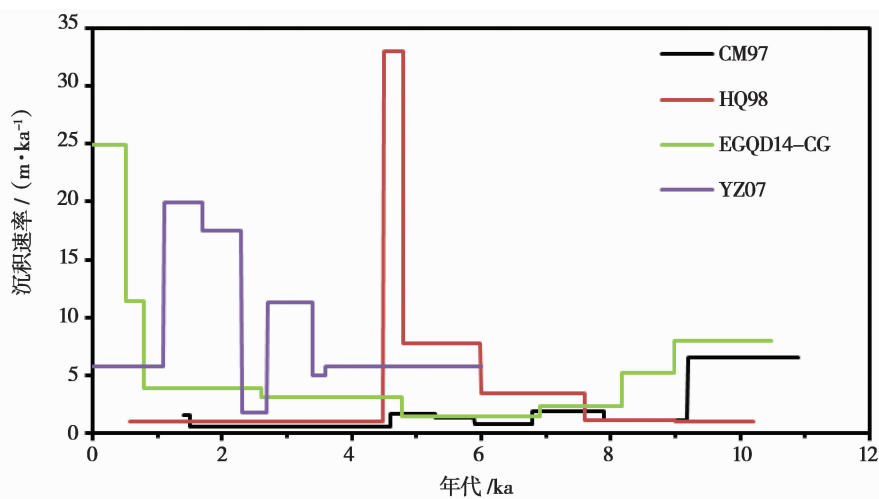


图 8 全新世以来长江三角洲下切古河谷区沉积速率变化特征

Fig. 8 Sedimentation rates of Yangtze River Delta paleo-incised valley during the Holocene

中全新世大暖期,海侵达到最大,气候冷暖变化频繁,水面比降减小,长江携带的泥沙约 50% 堆积在口门地区^[54]。长江输砂和外海强大的水动力条件从沉积物来源和建造机制两方面,使强潮型河口湾充填,沉积三角洲体系。长江三角洲的形成具有阶段性,可分为红桥期(7.5~6.0 ka

BP)、黄桥期(6.5~4.0 ka BP)、金沙期(4.5~2.0 ka BP)、海门期(2.5~1.2 ka BP)、崇明期(1.7~0.2 ka BP)、长兴期(0.7 ka BP 至今)和尚未出露的九段沙期河口拦门沙系形成的数期三角洲。

表3 全新世各时期长江中下游沉积中心沉积速率变化^[55]

Table 3 Sedimentation rates of depocenters in the middle and lower Yangtze region during various periods of Holocene

时代/ka BP	沉积速率/(m·ka ⁻¹)			
	江汉盆地	洞庭湖盆地	鄱阳湖及长江下游谷地	三角洲平原
10~7	0.7~3.3	0	0.3~3.3	6.0~11.3
7~4	1.0~10.0	1.0~1.7	0.3~4.0	1.3~8.0
4~2	1.0~3.5	2.5~10.0	2.3~10.9	1.0~5.0
2~0	1.0~3.0	2.5~10.0	1.3~11.0	1.2~10.0

该时期,由于气候总体温暖湿润,长江流域地表植被覆盖度增高,风化和侵蚀强度减弱,径流呈现水丰沙少的特点;在空间分布上,全新世中期江汉盆地、洞庭湖盆地和鄱阳湖盆地钻孔高沉积速率和通量表明长江中下游成为另一个沉积中心(图8,表3)^[55],在一度程度上截留了部分长江输砂。在时间尺度上,全新世中期长江三角洲地区沉积速率较低。从沉积部位看,一期亚三角洲河口沙坝(1.36 cm/a)、前缘斜坡(0.54 cm/a)和前三角洲(0.31 cm/a)平均沉积速率各不相同^[56],总体表现为沉积速率沿向海方向减小。本孔记录前三三角洲相23.1~16.1 m阶段沉积速率3.80 m/ka,与王靖泰等利用¹⁴C测定的金沙期前三三角洲—浅海相沉积层沉积速率0.42 cm/a以及Wei等整合²¹⁰Pb、¹³⁷Cs年龄及数字高程模型计算的现代长江水下前三三角洲相沉积速率0.8~6.6 cm/a基本保持一致^[57]。

2 ka以来,三角洲前缘沉积速率明显增加,不仅在本孔表现为沉积速率由3.17~3.80 m/ka明显增大,至0.79 ka上升到11.5 m/ka;到0.52 ka更达到25.00 m/ka,CM97孔和HQ98孔也记录了这种变化趋势^[58]。长江输沙量和沉积中心变化是控制沉积速率变化趋势的主要因素^[24]。Liu等认为人类对自然环境的改造活动导致了长江输沙量增长及沉积速率的增加^[59]。农业开垦和森林开发作为主要的改造方式^[60],使经济社会发展,人口总量增加,加强了人类对自然环境的改造强度。CM97孔良渚文化末期和启东地区钻孔孢粉植物群特征展示了人为因素对自然环境干扰的证据^[37,61]。

5 结 论

1)从长江三角洲古河谷地区EGQD14孔提取12个粗颗粒石英样品并获得了全新世地层的OSL年龄。通过选定合适方法、确立适宜的实验条件,对样品组分、纯度、埋藏前剂量进行检验,对实验过程中可能产生的热转移效应、感量变化进行校正,认为本文采用SAR法处理的石英没有遇见晒褪剂量不完全、长石污染等测年难题,获取的粗颗粒石英释光年龄可靠。本文的研究结果与前人在该区域的相关研究对比具有一致性。

2)总结了末次冰期最盛期以来长江河口的演变过程。根据深度—年龄框架计算沉积速率,将钻孔由顶层至底层55 m处分成三个沉积阶段,在和三角洲区域其它钻孔比对的基础上,探讨沉积速率变化的原因及人类活动的影响。晚全新世以前,海平面波动、沉积中心变化和长江三角洲的形成与发育对沉积速率的变化起主导作用,2 ka以后随着时间的推移,人类活动的重要性愈加凸显,成为沉积速率变化的主要驱动力。

致 谢:感谢中国科学院南京地理与湖泊研究所高磊博士在实验和写作过程中提供的帮助!

参考文献:

[1] Hori K, Saito Y, Zhao Q H, *et al.* Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) river in response to late Pleistocene-Holocene sea-level changes [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72(6): 884–897.

[2] Dearing J A. Climate-human-environment interactions: resolving our past [J]. *Climate of the Past*, 2006, 2: 187–203.

- [3] 陈中原,杨文达. 长江河口地区第四纪古地理古环境变迁[J]. 地理学报,1991,46(4):436-448.
- [4] Liu J,Saito Y,Kong X H,*et al.* Sedimentary record of environmental evolution off the Yangtze River estuary,East China Sea,during the last ~13,000 years,with special reference to the influence of the Yellow River on the Yangtze River delta during the last 600 years[J]. Quaternary Science Reviews,2010,29:2424-2438.
- [5] 王靖泰,郭蓄民,许世远,等. 全新世长江三角洲的发育[J]. 地质学报,1981,55(1):67-81.
- [6] 李从先,陈庆强,范代读,等. 末次盛冰期以来长江三角洲地区的沉积相和古地理[J]. 古地理学报,1999,1(4):12-25.
- [7] 贾军涛,郑洪波,黄湘通,等. 长江三角洲晚新生代沉积物碎屑锆石 U-Pb 年龄及其对长江贯通的指示[J]. 科学通报,2010,55(4-5):350-358.
- [8] 陈吉余. 长江三角洲江口段的地形发育[J]. 地理学报,1957,23(3):241-253.
- [9] 陈吉余,虞志英,恽才兴. 长江三角洲的地貌发育[J]. 地理学报,1959,25(3):201-220.
- [10] 袁迎如. 现代长江三角洲的沉积物和沉积相[J]. 地质论评,1982,28(1):21-28.
- [11] 同济大学海洋地质系. 陆、海相地层辨认标志[M]. 北京:科学出版社,1980:9-210.
- [12] 汪品先. 海洋微体古生物论文集[M]. 北京:海洋出版社,1980:1-204.
- [13] 同济大学海洋地质系海洋地质教研室. 海洋地质学[M]. 北京:地质出版社,1982:34-162.
- [14] Song B,Li Z,Saito Y,*et al.* Initiation of the Changjiang(Yangtze) delta and its response to the mid-Holocene sea level change[J]. Palaeogeography,Palaeoclimatology,Palaeoecology,2013,388:81-97.
- [15] Wang Z H,Jones B G,Chen T,*et al.* A raised OIS 3 sea level recorded in coastal sediments,southern Changjiang delta plain,China[J]. Quaternary Research,2013,79:424-438.
- [16] Feng Z B,Liu B H,Zhao Y X,*et al.* Spatial and temporal variations and controlling factors of sediment accumulation in the Yangtze River estuary and its adjacent sea area in the Holocene,especially in the Early Holocene[J]. Continental Shelf Research,2016,125:1-17.
- [17] Feng Z B,Liu B H,Zhao Y X,*et al.* Structure,distribution,and evolution history of the Early Holocene erosional mud ridge system on the inner East China Sea shelf near the Yangtze River estuary[J]. Geomorphology,2017,283:173-188.
- [18] Gao L,Long H,Shen J,*et al.* High-resolution OSL dating of a coastal sediment sequence from the South Yellow Sea[J]. Geochronometria,2016,43:143-154.
- [19] Gao L,Long H,Shen J,*et al.* Optical dating of Holocene tidal deposits from the southwestern coast of the South Yellow Sea using different grain-size quartz fractions[J]. Journal of Asian Earth Sciences,2017,135:155-165.
- [20] Zong Y Q,Innes J B,Wang Z J,*et al.* Environmental change and Neolithic settlement movement in the lower Yangtze wetlands of China[J]. The Holocene,2012,22(6):659-673.
- [21] Zong Y Q,Wang Z J,Innes J B,*et al.* Holocene environmental change and Neolithic rice agriculture in the lower Yangtze region of China:A review[J]. The Holocene,2012,22(6):623-635.
- [22] Wang Z H,Saito Y,Zhan Q,*et al.* Three-dimensional evolution of the Yangtze River mouth,China during the Holocene: impacts of sea level,climate and human activity[J]. Earth-Science Review,2018,185:938-955.
- [23] Wang Z H,Ryves D B,Lei S,*et al.* Middle Holocene marine flooding and human response in the south Yangtze coastal plain,East China[J]. Quaternary Science Reviews,2018,187:80-93.
- [24] Nian X M,Zhang W G,Wang Z H,*et al.* The chronology of a sediment core from incised valley of the Yangtze River delta: Comparative OSL and AMS ^{14}C dating[J]. Marine Geology,2018,395:320-330.
- [25] Hütt G,Jaek I,Tchonka J. Optical dating:K-feldspars optical response stimulation spectra[J]. Quaternary Science Reviews,1988,7:381-385.
- [26] Murray A S,Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol[J]. Radiation Measurements,2000,32:57-73.
- [27] Wintle A G,Murray A S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols[J]. Radiation Measurements,2006,41:369-391.
- [28] Sewell R J,Parry S,Millis S W,*et al.* Dating of debris flow fan complexes from Lantau Island,Hong Kong,China:The potential relationship between landslide activity and climate change[J]. Geomorphology,2015,248:205-227.
- [29] Li Y,Li J F,Shang Z W,*et al.* Quartz and K-feldspar luminescence dating of sedimentation in the North Bohai coastal area (NE China) since the late Pleistocene[J]. Journal of Asian Earth Sciences,2018,152:103-115.
- [30] Sugisaki S,Buyllaert J P,Murray A,*et al.* OSL dating of fine-grained quartz from Holocene Yangtze delta sediments[J]. Quaternary Geochronology,2015,30:226-232.
- [31] Chen Z Y,Stanley D J. Quaternary subsidence and river channel migration in the Yangtze Delta Plain,eastern China[J]. Journal of Research,1995,11:927-945.
- [32] Li C X. Stratigraphy and paleoenvironmental changes in the Yangtze Delta during the Late Quaternary[J]. Journal of Asian Earth Sciences,2000,18:453-469.
- [33] 赵平,陈隆勋,周秀骥,等. 末次盛冰期东亚气候的数值模拟[J]. 中国科学(D辑:地球科学),2003,33(6):557-562.

- [34] Li G X, Li P, Liu Y Q, *et al.* Sedimentary system response to the global sea level change in the East China Seas since the last glacial maximum[J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 139:390 – 405.
- [35] Zuo X X, Lu H Y, Zhen L, *et al.* Phytolith and diatom evidence for rice exploitation and environmental changes during the early mid-Holocene in the Yangtze Delta[J]. *Quaternary Research*, 2016, 86(3):304 – 315.
- [36] Nian X M, Zhang W G, Wang Z H, *et al.* Optical dating of Holocene sediments from the Yangtze River (Changjiang) Delta, China[J]. *Quaternary International*, 2018, 467:251 – 263.
- [37] Sun X L, Li C A, Kuiper K F, *et al.* Human impact on erosion patterns and sediment transport in the Yangtze River[J]. *Global and Planetary Change*, 2016, 143:88 – 99.
- [38] Gao L, Long H, Zhang P, *et al.* The sedimentary evolution of Yangtze River delta since MIS3: A new chronology evidence revealed by OSL dating[J]. *Quaternary Geochronology*, 2019, 49:153 – 158.
- [39] Murray A S, Roberts R G. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol[J]. *Radiation Measurements*, 1998, 29(5):503 – 515.
- [40] Murray A S, Wintle A G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability[J]. *Radiation Measurements*, 2003, 37(4):377 – 381.
- [41] Olley J M, Murray A, Roberts R G. The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1996, 15(7):751 – 760.
- [42] Watanabe T, Nakamura T, Kawai T. Radiocarbon dating of sediments from large continental lakes (Lakes Baikal, Hovsgal and Erhel)[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 2007, 259(1):565 – 570.
- [43] Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations[J]. *Radiation Measurements*, 1994, 23:497 – 500.
- [44] Mauz B, Packman S, Lang A. The alpha effectiveness in silt-sized quartz-New data obtained by single and multiple aliquot protocols[J]. *Ancient TL*, 2006, 24:47 – 52.
- [45] Aitken M J. An introduction to optical dating[M]. London: Oxford University Press, 1998:39 – 44.
- [46] Godfrey-Smith D I. Thermal effects in the optically stimulated luminescence of quartz and mixed feldspars from sediments[J]. *Journal of Physics D: Applied Physics*, 1994, 27:1737 – 1746.
- [47] Galbraith R F, Roberts R G, Laslett G M, *et al.* Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia: Part I, Experimental design and statistical models[J]. *Archaeometry*, 1999, 41(2):339 – 364.
- [48] Xu T Y, Shi X F, Wang G Q, *et al.* Sedimentary facies of the subaqueous Changjiang River delta since the late Pleistocene[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2013, 31(5):1107 – 1119.
- [49] Hori K, Saito Y, Zhao Q, *et al.* Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China[J]. *Geomorphology*, 2001, 41:233 – 248.
- [50] Yi S, Saito Y, Zhao Q H, *et al.* Vegetation and climate changes in the Changjiang (Yangtze River) Delta, China, during the past 13,000 years inferred from pollen records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2003, 22:1501 – 1519.
- [51] 李保华. 冰后期长江下切古河谷体系与河口湾演变[D]. 上海: 同济大学, 2005.
- [52] Zhang X, Dalrymple R W, Lin C M. Facies and stratigraphic architecture of the late Pleistocene to early Holocene tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze River) delta[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2017, 130(3–4):455 – 483.
- [53] 徐馨, 朱明伦. 镇江地区 15 000 年以来古植被与古气候变化[J]. *地理学报*, 1984, 39(3):277 – 286.
- [54] 沈焕庭, 贺松林, 潘定安. 长江河口最大浑浊带研究[J]. *地理学报*, 1992, 5:472 – 479.
- [55] 王张华, Liu J P, 赵宝成. 全新世长江泥沙堆积的时空分布和通量估算[J]. *古地理学报*, 2007, 9(4):419 – 428.
- [56] Delta Research Group, Department of Marine Geology, Tongji University. Holocene formation and development of the Yangtze Delta[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1978, 35:310 – 313 (in Chinese).
- [57] Wei T Y, Chen Z Y, Duan L Y, *et al.* Sedimentation rates in relation to sedimentary processes of the Yangtze Estuary, China[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2007, 71:37 – 46.
- [58] Hori K, Saito Y, Zhao Q H, *et al.* Progradation of the Changjiang River delta since the mid-Holocene[J]. *Science in China (Series B)*, 2001, 44:87 – 91.
- [59] Liu J P, Xu K H, Li A C, *et al.* Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea[J]. *Geomorphology*, 2007, 85:208 – 224.
- [60] Saito Y, Yang Z S, Hori K. The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas: a review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene[J]. *Geomorphology*, 2001, 41:219 – 231.
- [61] Liu K B, Sun S C, Jiang X H. Environmental Change in the Yangtze River Delta since 12,000 Years B. P. [J]. *Quaternary Research*, 1992, 38:32 – 45.

OSL Dating of Holocene Sediments in the Yangtze River Delta

SHEN Jiang^{1,2}, CHANG Hua-jin^{1,3}, CAO Guang-chao¹, LIU Hong-zhou¹

(1. Qinghai Provincial Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Process, College of Life and Geographical Science, Qinghai Normal University, Xining, 810008, China;

2. State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, 210008, China; 3. College of Resources Environment and Tourism, Hubei University of Arts and Science, Xiangyang, 441053, China)

Abstract: Yangtze River delta is an ideal region for studying paleoenvironmental evolution. In the first part, research objective was collected five samples from the upper 30 m of a drill hole in the Yangtze River delta plain to demonstrate the potential of optically stimulated luminescence (OSL) dating method in coastal/delta zone. On the basis of the size characteristic of the core sediments, the single aliquot regenerative dose (SAR) was applied to coarse (63 – 100 μm or 100 – 200 μm) grained quartz extracts to measure equivalent dose (D_e) in pretreatment. Preheat plateau tests and dose recovery tests showed that 180 $^{\circ}\text{C}$ as preheat was very suitable for OSL dating measurement. The quartz OSL signal decay curves proved that the fast component was the main component of OSL signal. It was analyzed the suitability and reliability of OSL by the spread in measured equivalent doses, experimental results under optimal conditions laboratory dose and recycling ratio as well as recuperation from the methodological viewpoint. These indicated that the OSL protocol can provide a trustable chronological framework for this core. A chronological framework since the middle Holocene of this stratum was established on the basis of the modelling age-depth. Finally, the characteristics and process of the Yangtze River Delta paleoenvironmental evolution were discussed according to chronostratigraphy of the core and previous work.

Key words: Yangtze River delta; Quartz; Optically stimulated luminescence (OSL); Holocene