

淮河上游张湾村段全新世古洪水事件及其气候背景*

李文琦¹, 查小春¹, 黄春长¹, 李瑜琴¹, 庞奖励¹,
周亚利¹, 尚丽君¹, 安嘉欣¹, 古明兴²

1. 陕西师范大学地理科学与旅游学院, 陕西 西安 710119
2. 陕西省水文水资源勘测局, 陕西 西安 710068

摘要:淮河流域位于中国东部气候敏感带,地处南北气候过渡带,受季风影响显著,洪涝灾害频发。通过对淮河流域的详细调查,在河南省驻马店市正阳县张湾村淮河北岸的第一阶地前坡陡崖壁上,发现1套含有5层古洪水泛滥沉积物(OFD)的土壤沉积剖面(OFD1~5)。采集沉积样品并进行粒度、磁化率和光释光(OSL)测年分析。研究表明:1)OFD的粒度组成主要为粗粉砂级颗粒(>48%),而古河漫滩相砂层和古河床相砂层的粒度组成以砂为主(>88%)。粒度端元分析结果表明,OFD1~5均为泛滥环境下由流水动力作用形成的沉积物,并在后期受到一定风化成壤作用的影响。2)OFD的磁化率值介于现代土壤层和古河漫滩相砂层之间,其中OFD5、OFD4和OFD3的磁化率值明显大于OFD2、OFD1,这可能是由于由悬移质构成的洪水泛滥沉积物,沉积后受到的成壤作用程度不同。3)OSL测年和地层年代框架分析表明,该沉积剖面记录了淮河上游全新世晚期1800—1400 a的1期5次特大古洪水事件,与中国魏晋南北朝(220—589 AD)气候恶化期相吻合,是对全球气候异常突变的响应。研究揭示了淮河流域上游1800—1400 a的1期古洪水事件及其发生的气候背景,对淮河流域防洪减灾体系建设具有一定意义。

关键词:古洪水事件;光释光测年;气候背景;淮河流域

中图分类号:K903 文献标志码:A 文章编号:2097-0137(2025)06-0136-13

Late Holocene extraordinary palaeo-flood events and their climate background in Zhangwan Village reaches of the upper Huaihe River Basin

LI Wenqi¹, ZHA Xiaochun¹, HUANG Chunchang¹, LI Yuqin¹, PANG Jiangli¹,
ZHOU Yali¹, SHANG Lijun¹, AN Jiaxin¹, GU Mingxing²

1. School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China
2. Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Shaanxi Province, Xi'an 710068, China

Abstract: The Huaihe River Basin in eastern China is located in a climate-sensitive transition zone between northern and southern China. It is significantly influenced by the monsoon and experiences frequent floods. A detailed field investigation in the basin revealed a soil sedimentary profile on the steep scarp of the first terrace on the north bank of the Huaihe River at Zhangwan Village, Zhengyang County, Henan Province. This profile contains five layers of overbank flood deposits (OFD1-5). Sediment samples were collected from the profile for particle size analysis, magnetic susceptibility measurement, and optically stimulated luminescence (OSL) dating. The results show that: 1) The OFDs are predominantly composed of coarse silt (>48%), whereas the palaeo-floodplain and palaeo-

* 收稿日期:2025-05-19 录用日期:2025-09-15 网络首发日期:2025-10-22
基金项目:国家自然科学基金(42171092)
作者简介:李文琦(2002年生),女;研究方向:环境演变;E-mail:LWQsnnu@163.com
通信作者:查小春(1972年生),男;研究方向:环境演变;E-mail:zhaxch@snnu.edu.cn

全文阅读



ZR20250086

riverbed sand layers are primarily composed of sand (>88%). Particle-size end-element analysis indicated that OFD1–5 were all palaeo-overbank flood deposits formed by hydrodynamic action in an overbank flood environment and subsequently underwent pedogenic modification. 2) The magnetic susceptibility values of OFDs fall between those of the modern topsoil layer and the palaeo-floodplain sand layer. The values of OFD5, OFD4, and OFD3 are significantly higher than those of OFD2 and OFD1. This might be due to the different degrees of weathering and pedogenesis after the deposition of overbank flood deposits. 3) OSL dating and stratigraphic chronological framework analysis indicated that the sedimentary profile recorded five extraordinary palaeo-flood events in the late Holocene from 1 800 to 1 400 a in the upper Huaihe River, which corresponded to the severe climate deterioration during the Wei, Jin, and Northern and Southern Dynasties (220–589 AD) in China, reflecting a response to global climate anomalies. This study identifies a series of late Holocene palaeo-flood events between 1 800 and 1 400 a in the upper Huai River basin and elucidates their climatic context, providing critical insights for flood risk assessment and the development of mitigation strategies in the region.

Key words: palaeo-flood events; OSL dating; climate background; Huaihe River basin

在全球变暖背景下,极端洪水事件的严重性和突发性日益突出(范小露等,2023)。据估算,2000–2015年,全球受洪水灾害影响的人口数量增加了20%~24%(陈聪等,2023)。目前对极端洪水灾害的研究仍存在明显不足,特别是对长时间尺度下河流水文系统变化与气候背景之间的关系缺乏系统认知。通过开展古洪水事件及其气候背景的综合研究,将有助于揭示长时间尺度上特大洪水事件与气候变化之间的联系(Zha et al.,2015),突破近现代洪水监测的时空记录范围,更加科学地解释气候背景下洪灾发生的规律及机制(王光朋等,2018;张鹏等,2020)。

自20世纪80年代亚利桑那大学Baker教授开展古洪水研究以来,已有许多学者开展了古洪水相关研究(Sheffer et al.,2003;朱诚等,2005;Baker,2008;黄春长等,2012;王浩宇等,2021),并取得了显著成果。美国、印度、欧洲等地区的古洪水水文学研究发现,极端洪水的发生与气候波动密切相关,洪水的频率、强度与区域气候模式紧密联系,揭示了古洪水事件发生的气候成因(Benito et al.,2023;Lombardi et al.,2023;Lisa et al.,2024)。国内学者则通过多学科交叉的研究方法,综合运用年代学、沉积学、古洪水水文学等理论和方法,依托直接的古洪水沉积记录,在长江中下游、黄河中上游等地通过沉积物理化性质特征和光释光(OSL, optically stimulated luminescence)测年分析,识别古洪水沉积物,重建古洪水历史记录,揭示古洪水事件发生与气候异常波动的相关性(Zhou et al.,2021;

Yang et al.,2023;赵嘉雯等,2025)。

淮河流域地处中国南北气候过渡带,在季风环流影响下,极易发生洪涝灾害(孙玉燕等,2019)。近年来该流域周边地区暴雨、洪水频发,对社会经济安全和发展产生巨大影响(高瑞华等,2019;陈晓成,2022)。为深入了解和认识淮河流域暴雨频发的机理,需要其近千年来古洪水事件发生与气候变化响应关系的地质证据,以揭示长时间尺度下淮河流域古洪水事件与气候变化的关系。当前淮河流域古洪水研究主要依托地质沉积记录,利用OSL、¹⁴C等测年技术,结合历史文献考证,揭示历史上极端洪水事件发生的年代与气候背景。例如,淮河支流汝河诸市乡(ZSX)剖面记录了12 000—11 200 a、4 200—4 000 a、3 200—3 000 a的3期古洪水事件,均处于全球性气候突变或转折时期(陈莹璐等,2017);淮河上游卢庄村(LZC)剖面揭示了8.5 ka以来的6次特大古洪水事件,均与气候变化和不稳定期相吻合(Shang et al.,2025)。但对于淮河流域,尤其是淮河干流上游地区近千年来古洪水事件的发生和气候背景的研究较少,缺乏对淮河流域气候背景的参考研究,难以准确揭示淮河上游千年尺度上特大洪水事件的发生规律。鉴于此,本研究根据基于淮河上游的考察,以河南省驻马店市正阳县张湾村淮河北岸第一阶地前坡含有的1套5层古洪水泛滥沉积物(OFD, overbank flood deposits)的典型全新世土壤沉积剖面为研究对象。通过系统的沉积学采样与OSL测年,结合粒度参数、磁化率等多指标分析,识别各沉积层的沉积特征、沉积来源及年

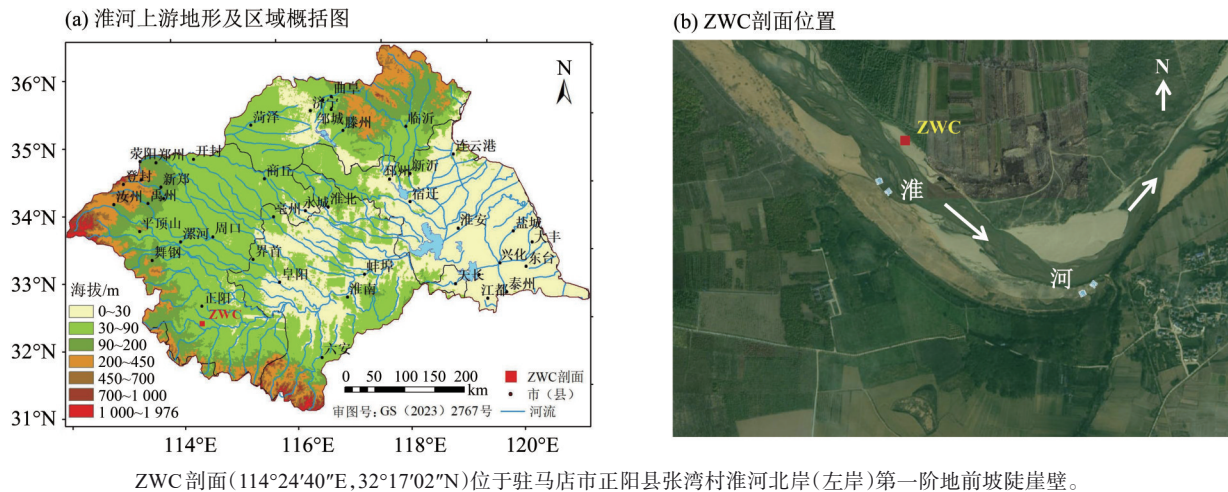
代序列;结合淮河流域及各气候背景特征和历史文献,探究淮河流域暴雨洪水频发的机理,揭示淮河干流上游地区近千年来古洪水事件发生与气候变化的响应关系,为淮河流域防洪减灾体系提供了重要的地质证据与理论支撑。

1 研究区概况

淮河流域(111°55'E—121°20'E, 30°55'N—36°20'N)位于我国东部气候敏感带,地处我国南北气候过渡带(王兆夺等,2018;姚蕊等,2020),年均温约15℃,年均降水量约880 mm,属暖温带半湿润季风气候区(Xu et al.,2021),受季风影响显著,易发生洪涝灾害。地貌组合复杂多样,涵盖平原、山地和丘陵等(图1)。

淮河干流发源于河南省南阳市桐柏山区,自西

向东贯穿豫、皖、苏3省,在江苏扬州三江营入长江,全长约1 000 km(徐鹏程等,2024)。其中淮河上游为洪河口以上,两岸山丘起伏,支流众多。6—9月,淮河上游极易发生特大暴雨,导致洪涝灾害发生。其中,1975年淮河上游河南省驻马店发生的“75·8”特大暴雨洪水,受灾人口近千万,灾情严重(张金才,1986)。2000年6月,河南省遭遇暴雨洪水袭击,沙颍河、洪汝河、唐白河等连续发生多次大洪水(杨大勇等,2002)。2003年6—7月,淮河流域暴发了流域性大洪水,多处河段超过历史最高水位(谭炳卿等,2005)。由此可见,淮河流域洪水频发对流域内的生产、生活和发展产生了严重影响;因此,揭示淮河流域古洪水事件与气候背景之间的关系具有重要意义。



ZWC剖面(114°24'40"E, 32°17'02"N)位于驻马店市正阳县张湾村淮河北岸(左岸)第一阶地前坡陡崖壁。

图1 研究区概况与采样位置

Fig. 1 Overview of the study area and sampling location

2 研究材料与方法

2.1 研究材料

通过对淮河上游进行详细的野外考察,在河南省驻马店市正阳县张湾村淮河北岸一级阶地前沿陡坎上,发现了保存完好的土壤沉积剖面(即ZWC剖面,114°24'40"E,32°17'02"N)。ZWC剖面T1地面高程为55 m,前坡剖面顶界高程53 m,高出淮河水位8 m。淮河河槽宽度300 m,水面宽度100 m,河道比降<0.3‰,水流平缓,砂质沉积旺盛,多边滩和心滩。由于淮河向左岸侧蚀、坍塌暴露出完整的沉积物层序;陡坎天然形成,未经人为扰动,剖面层次分明,保存良好。基于对陡坎的详细考察,在ZWC剖面中上部发现1组古洪水沉积物(OFD1~5),夹于现

代土壤层与古河漫滩相砂层之间,记录了淮河特大洪水事件。清理干净ZWC剖面表层植被及风化沉积物,依据各地层沉积物的宏观特征,对该剖面进行详细的地质划分(图2和表1),并在各沉积层采集沉积学样品,关键层位采集OSL测年样品,以便进行实验分析。各层位的详细沉积特征描述与采样点分布情况如表1所示。

2.2 研究方法

2.2.1 理化性质分析 粒度测试采用Mastersizer-2000型激光粒度仪(英国)进行上机测试和粒度分析。在上机测试前称取自然风干后的沉积学样品约0.3~0.5 g置于烧杯内,加入30%(φ)H₂O₂和10%(φ)HCl,并在电热板上进行加热处理,以去除有机组分和碳酸盐。待化学反应充分完成后,用去离子

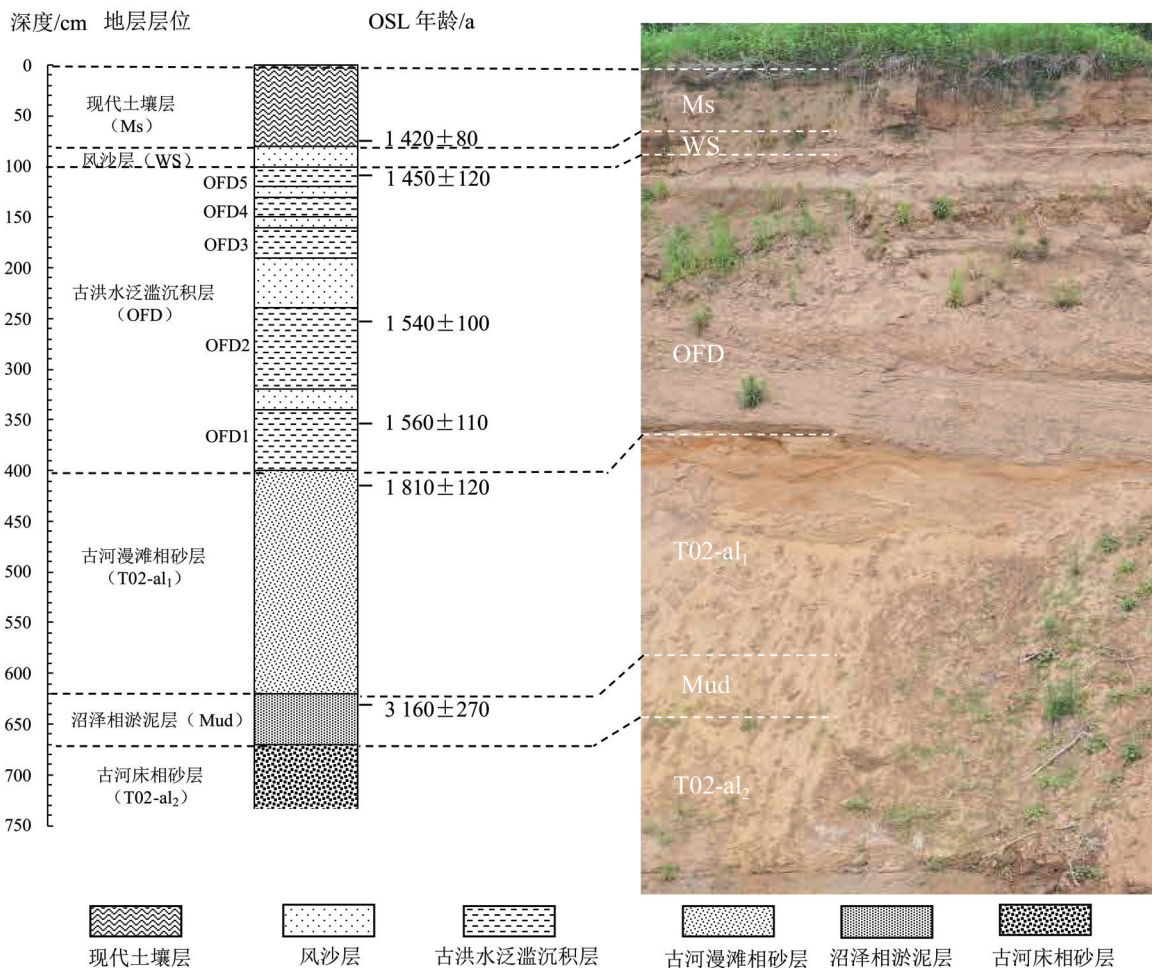


图2 ZWC剖面地层序列

Fig. 2 Stratigraphic sequence of the ZWC profile

表1 ZWC剖面地层划分和特征描述

Table 1 Stratigraphic divisions and characteristics of the ZWC profile

地层划分	深度/cm	沉积特征描述
现代土壤层(Ms)	0~80	浊棕色,砂质粉砂土,发育团粒-团块,比较疏松,多为大空隙,为成熟度较高的现代土壤层。在75~80 cm采集OSL测年样品OSL-1。
风沙层(WS)	80~100	浊黄橙色,细砂,质地均匀,松散。
古洪水沉积层(OFD)	100~400	淮河泛滥洪水的OFD,粉砂或粉砂质黏土,质地致密,块状构造,波状或水平层状分布,成为隔水层,因此发生潜育化,转变为浅灰色。120~130 cm、150~160 cm、190~240 cm和320~340 cm夹有薄层风沙,浊黄橙色,细砂质地,均匀松散。将古洪水OFD从下向上命名为OFD1~5。在100~105 cm、240~245 cm和340~345 cm分别采集OSL测年样品OSL-2、OSL-3和OSL-4。
古河漫滩相砂层(T02-al ₁)	40~620	亮黄橙色,中砂,松散,具有波状或斜层理。在415~420 cm采集OSL测年样品OSL-5。
沼泽相淤泥层(Mud)	620~670	青灰色,黏土质淤泥层,质地致密均匀,湿润时较松软,干燥时较坚硬。在620~625 cm采集OSL测年样品OSL-6。
古河床相砂层(T02-al ₂)	> 670	浊黄橙色,粗砂,含有细小石子,松散。

水反复清洗样品直至pH呈中性。向每个样品中加入10 mL的10%(ω)(NaPO₃)₆,充分搅拌后放于超声波振荡仪中振荡使其完全分散。测试过程中需

控制遮光度介于8%~12%,测量粒径范围为0.04~2 000 μm。每个样本平行测定3次以控制误差,最终数据采用平均值进行统计分析。

磁化率测试使用 MS-2 型磁化率仪(Bartington 公司,英国)进行测定。测试前将样品进行研磨处理,并称取 10 g 置于无磁性的塑料样品盒。每个样本重复测量 3 次,并选取低频磁化率(χ_{lf})进行分析,最终结果以平均值表示,以提高数据可靠性。

2.2.2 OSL 测年 OSL 测年样品等效剂量(De)的测定采用单片再生剂量法(SAR, single aliquot regenerative-dose),在陕西师范大学 TL/OSL 释光断代实验室使用 Risø-TL/OSL-DA-20 型全自动释光仪进行测定。等效剂量测定前,在暗室内将钢管中部样品放置于烧杯中,加入 10%(φ) HCl 和 30%(φ) H₂O₂,分别去除样品中的碳酸盐和有机质成分,通过湿筛分离并获得 90~125 μm 粒级的颗粒。用 40%(φ) HF 溶蚀去除长石组分,并用 10%(φ) HCl 清洗以彻底消除残留的氟化物,最终获得高纯度的石英颗粒,经干燥后保存待测。

OSL 测年样品中环境剂量率的铀(U)、钍(Th)、钾(K)等放射性元素含量,在中国地质调查局西安地质调查中心测定。宇宙射线贡献率则基于采样点的经纬度、海拔及埋藏深度等通过相关公式计算确定。含水量根据烘干法测定后,结合淮河上游地区土壤水分研究结果进行校正,不确定度为 5%。基于样品等效剂量值的离散度及晒褪情况分析,最终采用均值年龄模型进行年代计算,以确保年代结果的可靠性。

3 结果分析

3.1 粒度分析特征

通过分析各沉积层采集的沉积学样品的粒度分布特征,可判断该层沉积物来源、沉积环境和外力作用等(Wang et al., 2023)。ZWC 剖面各层沉积物的粒度频率分布(图 3)和粒度参数(表 2)表明,其各沉积层的平均粒径(Mz)为 22.82~944.77 μm ,中值粒径(Md)为 21.38~919.60 μm ,标准偏差(σ)为 0.84~2.09,偏度(S)为 0.31~0.51,峰度(K_u)为 1.31~1.66。

ZWC 剖面中,淮河泛滥洪水层组(OFD)的沉积物粒度频率曲线形态相似,均呈现出明显的单峰态,主峰高而狭窄,均分布在粗粉砂区间,峰值的众数粒径范围为 30~40 μm ,平均粒径介于 30~35 μm 。 S 接近,介于 0.39~0.46,均为正偏态。 σ 介于 1.69~2.10,整体分选性佳。其中,OFD1~OFD5 的平均粒径分别为 33.46、34.70、30.14、30.80 和 33.64 μm ,中值粒径分别为 31.51、32.08、28.52、29.74 和 30.07 μm ,

分别为 1.74、1.70、1.87、1.98 和 2.09, K_u 分别为 1.61、1.63、1.41、1.50 和 1.40, S 分别为 0.42、0.42、0.46、0.45 和 0.40;粒度组成均以粗粉砂级颗粒(16~63 μm , >49%)为主,其次为细粉砂和砂,黏土含量最少(<10%),这表明 OFD1~5 的沉积环境相似,物质来源相同。

现代土壤层(Ms)的粒度频率曲线为单峰型曲线,主峰落在粗粉砂区间,平均粒径为 21.82 μm , K_u 为 1.31, S 为 0.41, σ 为 2.00,表明该层沉积物受到了一定程度的风化成壤作用。

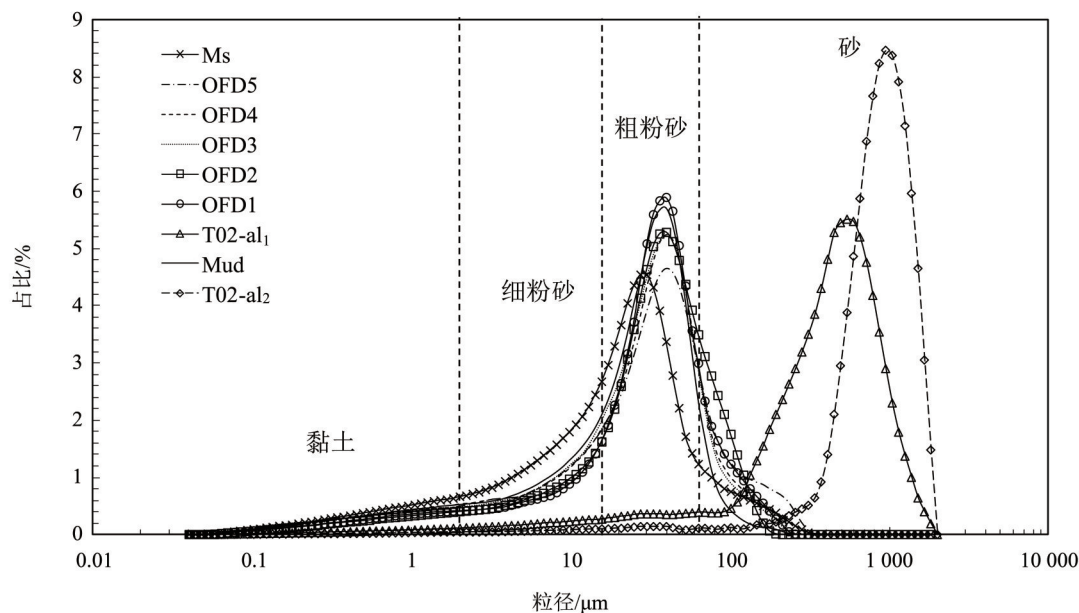
沼泽相淤泥层(Mud)的粒度频率曲线为单峰型曲线,平均粒径为 26.09 μm ,中值粒径为 25.79 μm ,以粗粉砂为主。 σ 为 1.81, K_u 为 1.38, S 为 0.51,表明该沉积层分选相对较好。

古河漫滩相砂层(T02-al₁)与古河床相砂层(T02-al₂)的沉积物粒度频率曲线与其他土壤沉积物地层差异较大。古河漫滩相砂层平均粒径为 463.4 μm ,中值粒径为 410.6 μm ,以砂质为主, σ 为 1.62, K_u 为 1.66, S 为 0.37,分选性良好。古河床相砂层平均粒径为 944.8 μm ,中值粒径为 919.6 μm , σ 为 0.84, K_u 为 1.57, S 为 0.31,分选性好,偏差系数小,属于剖面单元中最粗颗粒物组分,说明该沉积层受到较强的沉积动力环境。

3.2 粒度端元分析

在复杂沉积环境中沉积物通常由多物源输入或多种动力过程共同作用形成,通过粒度端元分析能够有效识别不同物源特征及沉积动力机制(王兆夺等,2017;刘阳等,2023;韩宜欣等,2023;尚丽君等,2024;王兆夺等,2024a)。Paterson et al.(2015)改进的非参数化端元分析方法,克服了因使用单一样本造成的选择偶然性和随机性等技术缺陷,根据样品的粒度分布特征将其分解为一组单峰的参数端元,可有效揭示沉积动力或物源特征。在 Matlab R2021b 中运行 AnalySize 模块实现非参数端元分析(EMA, end member analysis)矩阵计算。线性相关系数(R^2)越大,角度偏差越小,端元拟合程度越好;同时遵循端元数量最少原则,选择合适的端元数量进行模拟分析(温煜未等,2025)。图 4 表明,当选取 4 个端元时, R^2 接近于 1,且角度偏差趋于平稳。因此,将 ZWC 剖面沉积物划分为 4 个端元组分(EM1~4)。各端元组分的粒度频率分布特征(图 4c)表现为,EM1~4 众数粒径呈现明显的递增趋势,具有显著的差异性特征,可能代表了不同的沉积动力环境。

各端元的粒度频率曲线均呈现出单峰近正态



Ms为现代土壤层,OFD为古洪水泛滥沉积层,T02-al₁为古河漫滩相砂层,Mud为沼泽相淤泥层,T02-al₂为古河床相砂层。

图3 ZWC剖面各层沉积物粒度频率分布

Fig. 3 Particle size frequency distribution of sediments in the ZWC profile

表2 ZWC剖面各层沉积物粒度与磁化率特征

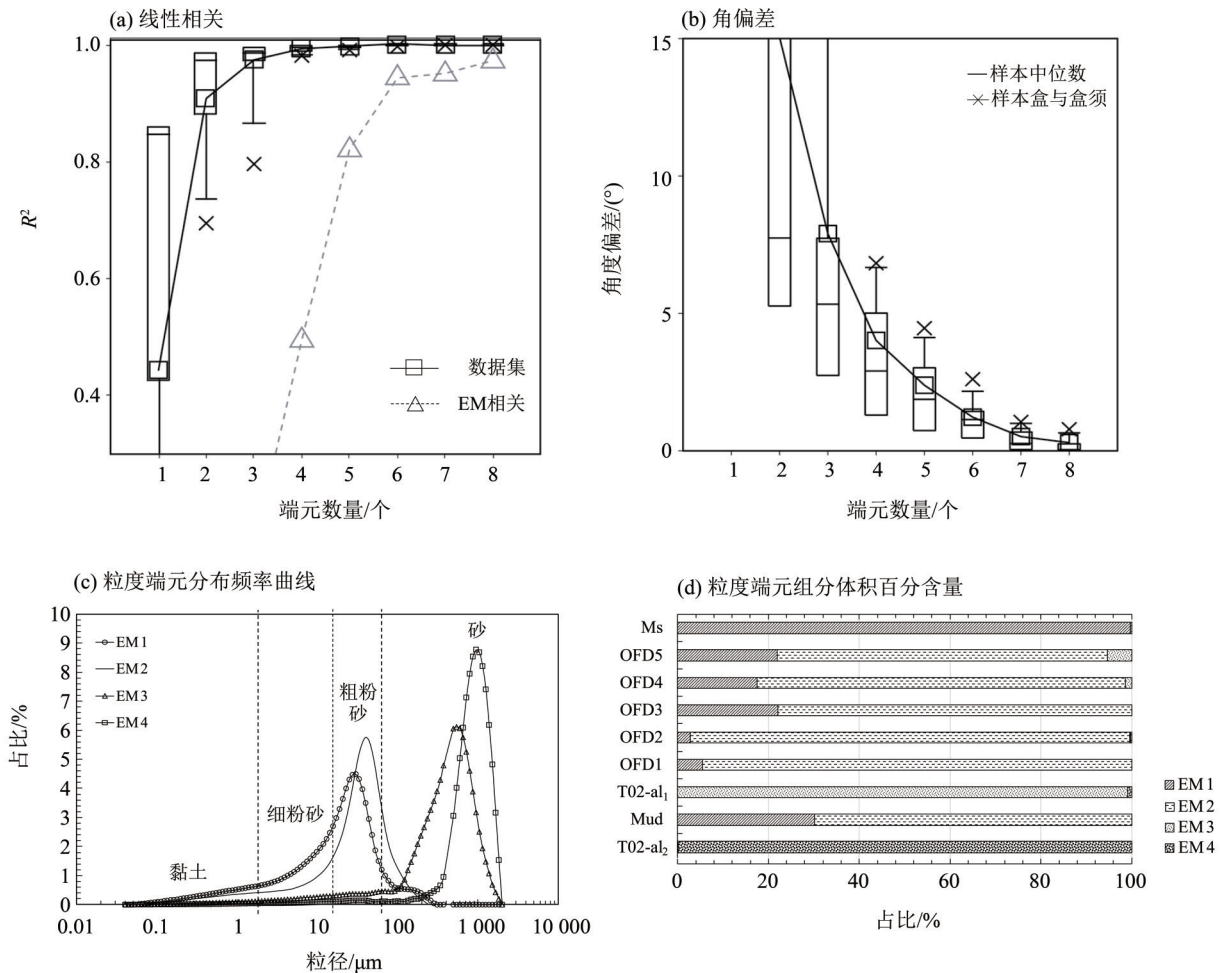
Table 2 Particle size and magnetic susceptibility characteristics of sediments in the ZWC profile

地层编号	地层层位	黏粒(<2 μm) 占比/%	细粉砂(2~16 μm) 占比/%	粗粉砂(16~63 μm) 占比/%	砂占比(>63 μm) 占比/%	Mz/μm	Md/μm	磁化率/(10 ⁻⁸ m ³ ·kg ⁻¹)
ZWC-1	Ms	11.40	31.10	47.10	10.40	22.82	21.38	67.43
ZWC-2	OFD5	9.82	20.68	49.70	19.80	33.64	30.07	41.13
ZWC-3	OFD4	9.74	20.76	54.20	15.30	30.80	29.74	44.50
ZWC-4	OFD3	9.40	20.80	56.00	13.80	30.14	28.52	37.90
ZWC-5	OFD2	7.44	17.26	55.80	19.50	34.70	32.08	7.17
ZWC-6	OFD1	8.01	16.39	59.10	16.50	33.46	31.51	6.53
ZWC-7	T02-al ₁	1.82	4.25	4.83	89.10	463.40	410.60	5.37
ZWC-8	Mud	9.88	22.42	59.40	8.30	26.09	25.79	14.33
ZWC-9	T02-al ₂	0.73	1.50	1.65	96.12	944.77	919.60	3.80

分布特征(图4c)。EM1呈现出最细粒特征,众数粒径为30 μm,在粒径小于6 μm时呈现明显的细尾特征,端元频率曲线在细颗粒区间呈现平缓趋势,而粗颗粒部分则表现出陡峭变化;表明EM1可能指示了一定强度的生物风化作用,代表了一种生物风化成壤作用。在EM2中,众数粒径为30~40 μm,比EM1稍粗,以粗粉砂为主,表明EM2可能指示了较弱的水动力沉积环境,也代表了洪水的泛滥沉积作用。在EM3和EM4中,众数粒径分别为541.9和948.3 μm,均大于63 μm,以砂质为主,峰态尖锐,分选较好,可能代表了强劲的水动力沉积环境。其

中,EM3组分的峰态比EM4的更宽缓,且EM3组分的众数粒径也小于EM4组分的,说明EM4代表的水动力作用强于EM3。

ZWC剖面各地层沉积物的粒度端元组分体积百分含量(图4d)表明,现代土壤层(Ms)中EM1组分占比高达99.69%,说明Ms在形成过程中风化成壤作用占主导地位。粒度频率曲线表现为明显的单峰型曲线,粒度组成以粉砂为主,粗粉砂和细粉砂含量占比分别为47.10%和31.10%(图3)。野外观察发现该层沉积物呈现浊棕色砂质粉砂土质地,发育明显的团粒-团块构造,疏松多孔;说明Ms是



Ms 为现代土壤层, OFD 为古洪水泛滥沉积层, T02-a₁ 为古河漫滩相砂层, Mud 为沼泽相淤泥层, T02-a₂ 为古河床相砂层; EM1~EM4 为 ZWC 剖面沉积物划分的 4 个端元组分。

图 4 ZWC 剖面粒度端元分布

Fig. 4 End-member analysis of the ZWC profile

全新世晚期,在温湿气候条件下,经长期生物地球化学风化作用改造形成的现代土壤。

淮河古洪水泛滥沉积层中除含极少的 EM1 组分外(约 20%),以 EM2 组分为主(约 80%),说明 OFD 主要受到流水作用影响。其中 OFD3 中 EM2 占比 77.97%,EM1 占比 22.03%,OFD4 中 EM2 占比 81.15%,EM1 和 EM3 分别占比 17.53% 和 1.32%,OFD5 中 EM2 占比 72.77%,EM1 和 EM3 分别占比 21.93% 和 5.30%,说明 OFD3、OFD4、OFD5 的沉积物在洪水泛滥沉积后受到了一定程度风化成壤作用;而 OFD1 中 EM2 占比 94.47%,EM1 占比 5.53%,OFD2 中 EM2 占比 96.78%,EM1 占比 2.79%,EM3 和 EM4 分别占比 0.22% 和 0.21%,说明 OFD1、OFD2 的沉积物在泛滥沉积后受到的成壤作用较弱。OFD 层组的粒度频率分布主峰均分布在粗粉砂区域,占比为 49.70%~59.10%(图 3)。野外观察发现

淮河 OFD 为粉砂或粉砂质黏土,呈块状构造,有波状或水平层状分布,且发生潜育化作用,转变为浅灰色。说明 OFD 是在泛滥环境下,由流水动力作用侵蚀、搬运而来的沉积物质缓慢沉积后,受到一定风化成壤作用的古洪水泛滥沉积物。

古河漫滩相砂层中 EM3 组分占比高达 99.19%,指示该层在较强流水动力作用下沉积而成。该层沉积物的粒度频率分布呈典型的窄峰形单峰曲线,粒度组成主要为砂(89.10%)(图 3)。野外观察发现该层为亮黄橙色的中砂,质地松散,发育波状或斜层理,说明该层是在强劲水流作用下,河流携带的泥砂漫溢到河槽漫滩后沉积而成。

沼泽相淤泥层中 EM1 组分占比 30.08%,EM2 占比 69.92%,揭示了该层受到较弱的流水作用和风化成壤作用的综合影响。沼泽相淤泥层的粒度频率分布呈单峰态,粒度组成以粗粉砂和细粉砂为

主,占比分别为59.40%和22.42%(图3)。野外观察也发现该层呈青灰色,黏土质淤泥层,质地致密均匀,说明全新世晚期滞流环境下流水作用沉积形成的沼泽层受到了一定程度的风化成壤作用。

古河床相砂层中EM4组分占比高达99.97%,充分表明在该层形成过程中受到了河流强劲的水动力作用。古河床相砂层的粒度频率分布呈明显的单峰态,主峰高而狭窄,粒度组成以砂为主,占比高达96.12%(图3)。野外观察也发现该层质地松散,细小石子众多,说明该层是在强劲水动力作用下将上游沉积物侵蚀、搬运并缓慢沉积形成的河床沉积物。

3.3 磁化率特征

沉积物的磁化率能够反映其磁性矿物(如磁铁矿)的含量,并指示风化成壤作用程度(Jia et al., 2022)。在成壤过程中,赤铁矿等在有机质、土体水分等因素的综合作用下可转化为铁氧化物(如磁铁矿、磁赤铁矿),使沉积物磁化率升高(苏泳岑等, 2023)。通常在温暖湿润的气候条件下,成壤作用强烈,磁化率较高。ZWC剖面的磁化率介于 $3.8 \times 10^{-8} \sim 67.43 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。其中,其中Ms的磁化率最高($67.43 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)说明在Ms形成过程中,气候较为温暖湿润,风化成壤改造作用强烈;古河漫滩相砂层和古河床相砂层的磁化率分别为 5.37×10^{-8} 和 $3.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,属于河流沉积物,以粗颗粒为主,磁性矿物含量相对较少,加之未经过风化成壤作用的改造,磁化率较低(石彬楠等, 2017);沼泽相淤泥层

的磁化率为 $14.33 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,介于现代土壤层和古河漫滩相砂层之间,说明该层沉积物粒度较细,易于吸附更多的磁性矿物颗粒,在静水状态下沉积形成,水动力较弱,磁性矿物更易富集,进而提升了磁化率(李勇等, 2015)。

ZWC剖面中古洪水泛滥沉积层的磁化率为 $6.53 \times 10^{-8} \sim 44.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,介于现代土壤层和古河漫滩相砂层之间。结合粒度端元分析结果,古洪水泛滥沉积层均受到流水动力作用和风化成壤作用的综合影响,物质来源一致;排除了远源风尘携带磁性矿物等因素的干扰,推测洪水泛滥沉积物的磁化率受到了不同程度成壤作用的影响。其中,OFD3、OFD4、OFD5的磁化率较高,分别为 37.9×10^{-8} 、 44.5×10^{-8} 和 $41.13 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,粒度端元分析和较高的磁化率值表明其在沉积后受到的成壤作用较为强烈。OFD1和OFD2的磁化率分别为 6.53×10^{-8} 和 $7.17 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,明显低于OFD3、OFD4和OFD5,更接近于古河漫滩相砂层和古河床相砂层;粒度端元分析也表明OFD2和OFD1受到了弱风化成壤作用,推断这可能是由于洪水泛滥沉积物在沉积后被迅速掩埋。

3.4 OSL测年结果

ZWC剖面受人类活动影响较少,且地层序列连续,由上到下依次为Ms、WS、OFD5、OFD4、OFD3、OFD2、OFD1、古河漫滩相砂层、沼泽相淤泥层、古河床相砂层。OSL测年结果符合地层沉积学规律(表3、图5)。

表3 ZWC剖面OSL测年参数与结果
Table 3 OSL dating results of the ZWC profile

样品 编号	地层 层位	深度/ cm	含水量/ %	质量分数			环境剂率/ (Gy·ka ⁻¹)	等效剂量(De)/ Gy	年龄/a
				U/(ug·g ⁻¹)	Th/(ug·g ⁻¹)	K/%			
OSL-1	Ms底部	75~80	18±5	1.57±0.30	9.63±0.60	1.83±0.04	2.68±0.07	3.79±0.20	1420±80
OSL-2	OFD5顶部	100~105	18±5	1.26±0.30	8.32±0.60	1.70±0.04	2.43±0.07	3.51±0.28	1450±120
OSL-3	OFD2顶部	240~245	20±5	1.19±0.30	6.78±0.60	1.58±0.04	2.19±0.07	3.37±0.20	1540±100
OSL-4	OFD1顶部	340~345	21±5	1.88±0.30	11.37±0.70	1.58±0.04	2.57±0.07	4.00±0.26	1560±110
OSL-5	T02-a ₁ 顶部	415~420	22±5	0.51±0.20	2.40±0.40	3.26±0.04	3.12±0.06	5.65±0.35	1810±120
OSL-6	Mud顶部	620~625	23±5	1.33±0.30	7.50±0.60	1.77±0.04	2.35±0.06	7.44±0.61	3160±270

沼泽相淤泥层顶部620~625 cm的OSL测年结果为(3160±270) a,这与地处黄河与淮河流域交汇处荥阳盆地ZWZ-1剖面湖沼相沉积物的¹⁴C年代测定结果[(3380±30) a BP]一致(刘畅等, 2024)。古河漫滩相砂层顶部415~420 cm OSL测年结果为(1810±120) a,表明古河漫滩形成于3000—1800 a。

古洪水泛滥沉积层OFD1顶部340~345 cm的OSL测年结果为(1560±110) a, OFD2顶部240~245 cm的OSL测年结果为(1540±100) a, OFD5顶部的OSL测年结果为(1450±120) a,与淮河支流沙河YWC剖面OFD2的测年结果[(1470±60) a](尚丽君等, 2024)及淮河上游LZC剖面SWD6的测年结

果 $[(1\ 500 \pm 180)\text{a}]$ 相近 (Shang et al., 2025), 说明 ZWC 剖面记录了 1 800—1 400 a 的 1 期 5 次特大洪水事件。

Ms 底部 75~80 cm OSL 测年结果为 $(1\ 420 \pm 80)\text{a}$, 风沙层位于古洪水泛滥沉积层和现代土壤层之

间, 表明风沙层形成于 1 450—1 420 a, 1 400 a 之后现代土壤层发育。这与淮河上游 LZC 剖面 and 颍河禹州市扒村 (YPC) 的现代土壤层堆积形成一致 (王兆夺等, 2024b; Shang et al., 2025), 说明 1 400 a 以来气候条件改善, 成壤作用增强。

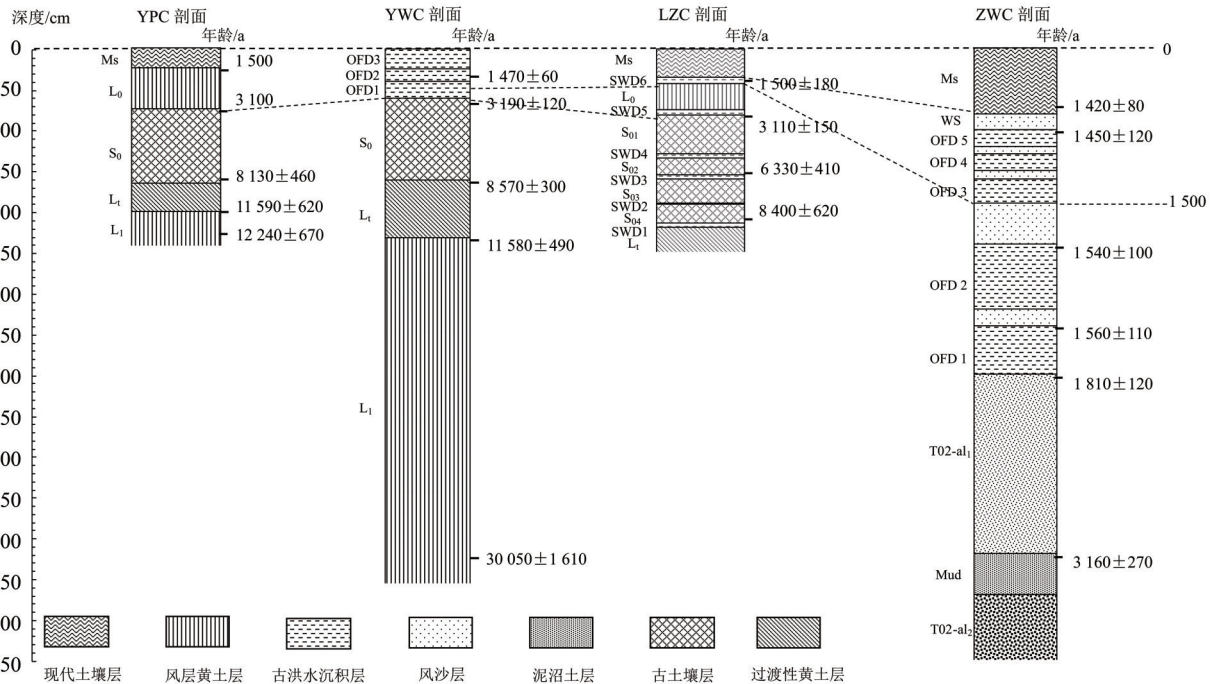


图 5 ZWC 剖面与 YPC、YWC 和 LZC 剖面的沉积地层年代对比

Fig. 5 Chronostratigraphic correlations of sedimentary sequences between the ZWC profile and the YPC, YWC, LZC profiles

4 讨论

河流系统的发展主要受气候变化的作用驱动, 其中洪水多发期往往与气候异常事件存在显著关联 (Guo et al., 2017; Tan et al., 2018; 李明华等, 2020; 伍红雨等, 2022)。淮河流域作为中国东部气候敏感带, 在季风环流、大气环流及地形特征的共同影响下, 易发生极端降水, 导致洪涝灾害频发 (Benito et al., 2023)。据统计, 在公元前 185 年到 1982 年的 2 167 年间, 有文字记载的洪涝灾害多达 338 个年次 (杨达源等, 1995)。1975 年 8 月, 淮河上游出现异常气候现象, 造成历时 5 d 的持续强降水, 致使板桥水库和石漫滩水库等水利设施超出承载能力, 相继发生溃坝事故 (杨大勇等, 2002)。2000 年汛期, 副热带高压加强北移, 河南受西南暖湿气流和华北冷空气交汇等异常天气系统影响, 全省遭受暴雨洪水袭击, 沙河干流出现了自我国成立以来仅次于“75·8”洪水的大洪水, 沙颍河干流出现了 1982 年以来的最大洪水 (吴永祥等, 2011), 这些均

反映出区域水文系统对气候高变率和不稳定状态的响应。

淮河流域上游地区洪水频发涉及多种因素的综合影响。暴雨是淮河上游洪水的主要触发因素之一, 淮河流域位于温带季风气候区, 夏季降水集中, 多暴雨, 梅雨期长, 加之切变线、低涡、低空急流、台风等异常天气系统的影响, 易形成极端降水, 加剧了洪水发生的风险 (丁一汇等, 1978; 孙春鹏等, 2010; 丁一汇, 2015)。淮河上游水系呈不对称的扇形分布, 当暴雨发生时干支流洪水迅速汇集, 形成面广、量大、持续性长的流域性大洪水 (孙春鹏等, 2010)。此外, 淮河上游地区三面环山、地势西高东低, 多呈现向平原开口或两面临山向两侧开口的中小局地地形, 地形的抬升作用使暴雨更为集中, 导致洪涝灾害频发 (施其仁, 1997)。加之, 流域内农业、围湖造田等人类活动对植被破坏严重, 水土流失加剧, 导致涵养水源能力降低, 加剧了洪水的形成。由此, 淮河流域上游洪水灾害频发, 与地理位置、异常天气系统、地形特征和人类活动等综

合作用密切相关。

淮河干流张湾村段ZWC剖面记录的5次古洪水事件发生在1 800—1 400 a,该时期与淮河流域气候突变的背景相对应。已有研究通过对河南省襄城县王洛镇的襄城黄土剖面进行分析,揭示了淮河流域全新世的气候波动特征,发现在1.8—1.0 ka气候冷湿,冬季风减弱,降水增多,湿度到达峰值(秦小光等,2015)。已有对淮河上游桥头遗址区及邻近区域的调查研究,重建了该遗址生成前后的环境变化及古洪水事件与遗址的存续关系,发现2.5 ka(1.8 cal.ka)后,淮河流域气候剧烈波动、洪水频繁泛滥(马玉凤等,2025)。已有对淮河上游支流澧河的考察,发现其中游铁张村(TZC)剖面记录了全新世晚期1.8—1.5 ka的大洪水事件(温煜未等,2025)。综上所述,淮河流域在1 800 a左右气候波动显著,季风变化异常,降水变率大,极易导致极端灾害的发生。

全新世晚期1 800—1 400 a也被普遍认为是全球性的气候突变期,极端天气易发。例如,南美地区智利中部最大湖泊沉积物重建的过去2 000 a的气候演变历史,揭示了罗马暖期结束后,厄尔尼诺事件(ENSO, El Niño-Southern Oscillation)更加频繁强烈,区域气候进入了一个洪水频发阶段(200—700 AD)(Jenny et al., 2002)。北美地区美国东海岸切萨皮克湾根据Mg/Ca古温度计重建的温度序列,表明1 600年前温度发生显著波动(Cronin et al., 2003)。亚洲地区韩国济州岛火山口湖的嗜酸种的总和(SAS)评估,指示了东亚1.5 cal.ka较为寒冷,气候变率较大(Cho et al., 2022)。NGHP-15A岩心沉积物中浮游有孔虫重建的全新世晚期的古海洋学变化和南亚孟加拉湾西部的古环境演变,揭示了200—600 AD气候明显突变,变化异常(Mohanty et al., 2025)。上述研究均表明,该时期的古洪水事件与气候剧烈波动和ENSO相关,反映了全球气候的异常突变。

全新世晚期1 800—1 400 a我国青藏高原东北缘地区植被组成以草本植物为主(占比约93%),青海湖QH85-¹⁴C钻孔中木本植物花粉含量约1.6 ka,达全新世晚期的峰值,为该时期易发生极端湿事件提供了有力证据(侯小青等,2017)。地处华北平原与内蒙古高原交会的坝上地区在1 657—947 a乔木植物增多,松属占优势,阔叶乔木减少,草本植物减少,森林扩张,表明这一时期降水丰富,易有极端降水事件发生(王梦泽等,2021)。同时,珊瑚记录的

ENSO事件在晚全新世变率总体增强(李悦儿等, 2024), Jiang et al.(2021)基于南海北部西沙群岛滨珊瑚Sr/Ca分析,重建了过去2 000年特征时期的ENSO变率,显示在黑暗时代冷期(1 800—1 100 a)ENSO变率总体比现代高39%,表明这一时期冷暖波动较大,极端事件易发生。

全新世晚期1 800—1 400 a,我国不同流域也均记录了大规模洪水事件。长江口水下三角洲采集C2岩心记录了该时期的古洪水事件,揭示了415—475 AD为极端洪水多发期(Zhou et al., 2021)。黄河中游晋陕峡谷处的平渡关(PDG)剖面记录了1 800—1 600 a的古洪水,重建洪峰流量介于39 000~50 200 m³/s(Liu et al., 2014),其支流洛河流域田西村(TXC)剖面也记录了该时期东亚季风不稳定,由气候变化剧烈导致的古洪水事件(Zhang et al., 2019)。汉江上游前房村(QFC)、庾家洲(TJZ)、辽瓦店(LWD)、罗家滩(LJT)剖面也均记录了异常气候现象导致的极端降水,在此时期发生了古洪水事件(Wang et al., 2023)。淮河上游卢庄村(LZC)剖面中记录了发生于(1 500±180) a的洪水事件(Shang et al., 2025),支流沙河闫湾村(YWC)剖面也记录了同一时期的1期3次特大洪水事件(尚丽君等,2024)。这些事实表明,全新世晚期1 800—1 400 a,气候突变和极端气候变率在不同季风区引发了严重的洪涝灾害,该时期的特大古洪水事件正是对季风气候异常变化的响应。

全新世晚期1 800—1 400 a我国处于魏晋南北朝(220—589 AD)。这一时期江淮流域降水量充沛且气候波动剧烈,极易引发强降水事件,造成洪涝灾害(葛全胜等,2012)。据统计,在南北朝时期(420—589 AD)的170年间,我国共计发生水灾140次,旱灾125次。其中文献记载北魏孝文帝太和九年(485 AD)9月“南豫、朔二州各大水,杀千余人”;梁武帝天监十五年(516 AD)9月“淮水暴涨,堰坏,其声如雷,闻三百里。缘淮城戍村落十余万口皆漂入海”(甄尽忠,2010)。频繁水患导致大量人员伤亡和财产损失,社会动荡不安,为应对洪灾带来的严重后果,人们采取了一系列的救助政策和措施。如宋文帝元嘉二十年(443 AD)“是岁,诸州郡水旱伤稼,民大饥。遣使开仓赈恤,给赐粮种”;建元4年(482 AD)6月,因“水潦为患”,齐武帝下诏:吴兴、义兴遭水县,蠲除租调。”除被动采取救助外,人们也积极兴建水利设施,防灾备荒,如晋武帝时,傅祗任荥阳太守“乃造沈莱堰,至今兖豫

无水患,百姓为立碑颂焉。”(甄尽忠,2010)。这些详实的历史记载证实了该时期洪灾的频发性和破坏性,以及人类为应对洪水所采取的措施,揭示了1 800—1 400 a是全球气候变化背景下气候异常波动显著的时期。

5 结 论

1) 淮河上游张湾村段ZWC剖面的粒度分布特征和端元分析指示,OFD1~OFD5均为受到一定风化成壤作用且在泛滥环境下由水动力作用形成的洪水泛滥沉积物。OFD层组的粒度组成均以粗粉砂为主,而古河漫滩相砂层和古河床相砂层的粒度组成以砂为主。古洪水泛滥沉积层的磁化率介于现代土壤层和古河漫滩砂层之间,其中OFD5、OFD4和OFD3的磁化率明显大于OFD2、OFD1,表明其可能在洪水泛滥沉积物沉积后,受到不同程度的成壤作用影响。

2) 淮河上游张湾村段ZWC剖面的OSL测年结

果表明,沼泽相淤泥层顶部的OSL测年结果为 $(3\ 160\pm 270)$ a,古河漫滩相砂层顶部的OSL测年结果为 $(1\ 810\pm 120)$ a,表明古河漫滩形成于3 000—1 800 a;OFD底部OFD1的测年结果为 $(1\ 560\pm 110)$ a,中部OFD2的测年结果为 $(1\ 540\pm 100)$ a,顶部OFD5的测年结果为 $(1\ 450\pm 120)$ a,表明全新世晚期1 800—1 400 a淮河上游发生了1期5次特大洪水事件。Ms底部的测年结果为 $(1\ 420\pm 80)$ a,位于古洪水泛滥沉积层之上,表明在1 400 a前气候暖湿,风化成壤作用加强,现代土壤层发育。

3) 不同区域古洪水事件的沉积记录及相关历史文献考证表明,淮河上游记录的全新世晚期1 800—1 400 a的1期5次特大洪水事件,与气候剧烈波动和季风异常变化相关,因此该流域防洪减灾体系的建设,需要重视气候异常的诊断。但由于OSL测年误差的影响,今后应在提高OSL样品采样密度的同时,结合大量历史文献考证,进一步提高古洪水事件发生的时间分辨率。

参考文献:

- 陈聪,郑艳伟,郑卓,等,2023.全新世千年尺度大洪水沉积记录与ENSO驱动的极端气候变化[J].中国科学:地球科学,53(11):2575-2590.
- 陈晓成,2022.淮河流域颍河“2021.7.20”暴雨洪水特性及防洪调度启示[J].中国防汛抗旱,32(7):61-65.
- 陈莹璐,黄春长,张玉柱,等,2017.汝河全新世古洪水沉积学与光释光测年研究[J].地质学报,91(10):2351-2367.
- 丁一汇,2015.论河南“75.8”特大暴雨的研究:回顾与评述[J].气象学报,73(3):411-424.
- 丁一汇,蔡则怡,李吉顺,1978.1975年8月上旬河南特大暴雨的研究[J].大气科学,2(4):276-289.
- 范小露,张新毅,2023.颍河下游商朝初期古洪水事件考证及河道演化研究[J].阜阳师范大学学报(社会科学版)(1):21-26.
- 高瑞华,高峻,2019.75·8洪灾中洪汝河流域受灾严重的原因新探[J].牡丹江大学学报,28(10):14-17+50.
- 葛全胜,郑景云,郝志新,等,2012.过去2000年中国气候变化的若干重要特征[J].中国科学:地球科学,42(6):934-942.
- 韩宜欣,查小春,黄春长,等,2023.若尔盖盆地黄河出口段一级阶地沉积序列及其环境变化研究[J].地理科学,43(5):922-931.
- 侯小青,侯光良,王芳芳,等,2017.青藏高原东北缘古降水重建与人类活动[J].青海师范大学学报(自然科学版),33(3):54-60.
- 黄春长,李晓刚,庞奖励,等,2012.黄河永和关段全新世古洪水研究[J].地理学报,67(11):1493-1504.
- 李明华,李超,陈芳丽,等,2020.粤东暴雨中心汛期降水异常的环流特征及前兆性信号分析[J].中山大学学报(自然科学版),59(5):113-125.
- 李勇,李海燕,赵应权,2015.沉积物粒度特征及其对环境的指示意义——以濠河为例[J].吉林大学学报(地球科学版),45(3):918-925.
- 李悦儿,余克服,2024.珊瑚记录的全新世ENSO变化及其机制研究进展[J].海洋地质前沿,40(6):13-25.
- 刘畅,冯兆东,冉敏,等,2024.中原地区荥阳盆地末次冰消期以来的气候与环境变化[J].地理学报,79(9):2261-2279.
- 刘阳,李瑜琴,黄春长,等,2023.黄河玛曲段晚全新世古洪水事件沉积记录及其气候背景研究[J].地理研究,42(12):3147-3164.
- 马玉凤,武志江,李双权,等,2025.淮河上游出山店库区桥头遗址存续前后的古环境背景[J].古地理学报,27(1):167-183.
- 秦小光,张磊,穆燕,2015.中国东部南北方过渡带淮河半湿润区全新世气候变化[J].第四纪研究,35(6):1509-1524.
- 尚丽君,查小春,黄春长,等,2024.淮河支流沙河闫湾段全新世晚期古洪水事件及气候背景[J].地理学报,79(11):2796-2810.

- 王彬楠, 黄春长, 庞奖励, 等, 2017. 黄河龙门段商周转折时期的古洪水事件及气候背景[J]. 湖泊科学, 29(1): 234-245.
- 施其仁, 1997. 淮河上游地形对大暴雨的影响[J]. 河南大学学报(自然科学版), 27(1): 63-70.
- 苏泳岑, 吕镜, 刘鑫, 等, 2023. 武夷山紫色土磁学特征及其对成壤的指示意义[J]. 第四纪研究, 43(1): 154-162.
- 孙春鹏, 周砾, 李新红, 2010. 我国江河洪水季节性规律初步分析[J]. 中国防汛抗旱, 20(5): 40-41+45.
- 孙玉燕, 孙鹏, 姚蕊, 等, 2019. 1961—2014年淮河流域极端气温时空特征及区域响应[J]. 中山大学学报(自然科学版), 58(1): 1-11.
- 谭炳卿, 孙勇, 程绪干, 等, 2005. 淮河流域2003年暴雨洪水特点和主要河流洪水发生时间规律分析[C]//青年治淮论坛论文集, 蚌埠: 435-440.
- 王光朋, 查小春, 黄春长, 等, 2018. 基于HEC-RAS模型的汉江上游东汉时期古洪水事件研究[J]. 中山大学学报(自然科学版), 57(3): 44-53.
- 王浩宇, 贾雅娜, 张玉柱, 等, 2021. 黄河流域末次冰消期以来古洪水事件研究进展[J]. 地理科学进展, 40(7): 1220-1234.
- 王梦泽, 张俊娜, 陈志尧, 2021. 华北-内蒙交界地带全新世环境演变与区域差异[J]. 榆林学院学报, 31(2): 32-37.
- 王兆夺, 黄春长, 李晓刚, 等, 2018. 淮河上游全新世古洪水沉积学特征及古洪水事件气候背景[J]. 长江流域资源与环境, 27(9): 2122-2131.
- 王兆夺, 黄春长, 庞奖励, 等, 2017. 淮河上游桐柏县卢庄SWD粒度端元分析[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 53(6): 720-726.
- 王兆夺, 黄春长, 周亚利, 等, 2024a. 淮河支流汝河全新世古洪水沉积序列粒度指示的地表过程[J]. 沉积学报, 42(4): 1268-1278.
- 王兆夺, 黄春长, 周亚利, 等, 2024b. 淮河流域颍河上游河谷沉积物物源分析[J]. 地球与环境, 52(4): 420-428.
- 温煜未, 李瑜琴, 黄春长, 等, 2025. 淮河支流澧河晚更新世以来古洪水事件沉积特征及其水文气候背景[J]. 地理科学进展, 44(3): 642-656.
- 伍红雨, 吴遥, 郭尧, 2022. 华南冬季区域性暴雨过程强度异常的成因分析[J]. 中山大学学报(自然科学版)(中英文), 61(2): 8-17.
- 吴永祥, 姚惠明, 王高旭, 等, 2011. 淮河流域极端旱涝特征分析[J]. 水利水运工程学报(4): 149-153.
- 徐鹏程, 张志浪, 刘春明, 等, 2024. 基于Vine Copula模型的淮河干支流洪水遭遇分析[J]. 中国农村水利水电(12): 12-18+26.
- 杨大勇, 何俊霞, 2002. 河南省2000年汛期暴雨洪水特性分析[J]. 水文, 22(5): 62-64.
- 杨达源, 王云飞, 1995. 近2000年淮河流域地理环境的变化与洪灾——淮河中游的洪灾与洪泽湖的变化[J]. 湖泊科学, 7(1): 3-4+3-7.
- 姚蕊, 孙鹏, 张强, 等, 2020. 淮北平原区浅层地下水埋深时空分布特征[J]. 中山大学学报(自然科学版), 59(2): 110-119.
- 张金才, 1986. 1593年淮河流域的暴雨洪水[J]. 治淮, (3): 47-48+25.
- 张鹏, 杨劲松, 赵华, 等, 2020. 黄河流域全新世古洪水研究进展及展望[J]. 海洋地质与第四纪地质, 40(6): 178-188.
- 赵嘉雯, 王龙升, 张玉柱, 等, 2025. 若尔盖盆地黄牛牛轭湖古河道沉积物磁学特征及其古环境意义[J]. 地理学报, 80(1): 167-182.
- 甄尽忠, 2010. 论魏晋南北朝时期的水灾与救助[J]. 华北水利水电学院学报(社科版), 26(5): 114-117.
- 朱诚, 郑朝贵, 马春梅, 等, 2005. 长江三峡库区中坝遗址地层古洪水沉积判别研究[J]. 科学通报, 50(20): 2240-2250.
- BAKER V R, 2008. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects[J]. Geomorphology, 101(1/2): 1-13.
- BENITO G, GREENBAUM N, MEDIALDEA A, et al, 2023. Late Pleistocene-Holocene multi-decadal patterns of extreme floods in NW Iberia: The Duero River Palaeoflood record[J]. Quat Sci Rev, 321: 108356.
- CHO A, LIM J, KIM Y, et al, 2022. Variability of East Asian winter monsoon during middle-late Holocene: A study based on a crater lake on jeju island, south Korea [J]. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 603: 111193.
- CRONIN T M, DWYER G S, KAMIYA T, et al, 2003. Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay [J]. Glob Planet Change, 36(1/2): 17-29.
- GUO Y, HUANG C C, PANG J, et al, 2017. Reconstruction Palaeoflood hydrology using slackwater flow depth method in the Yanhe River valley, middle Yellow River Basin, China[J]. J Hydrol, 544: 156-171.
- JENNY B, VALERO-GARCÉS B L, URRUTIA R, et al, 2002. Moisture changes and fluctuations of the westerlies in Mediterranean central Chile during the last 2000 years: The laguna aculeo record (33° 50'S) [J]. Quat Int, 87(1): 3-18.
- JIA YN, ZHANG Y, HUANG C C, et al, 2022. Late Pleistocene-Holocene aeolian loess-paleosol sections in the Yellow River source area on the northeast Tibetan Plateau: Chronostratigraphy, sediment provenance, and implications for paleoclimate reconstruction[J]. Catena, 208: 105777.
- JIANG L, YU K, HAN T, et al, 2021. Coral perspective on temperature seasonality and interannual variability in the

- northern South China Sea during the Roman Warm Period [J]. *Glob Planet Change*, 207: 103675.
- LISA D M A, LOMBARDI R, YAW M, et al, 2024. Holocene thermal maximum paleofloods improve flood frequency analyses in the lower Tennessee River Basin (USA)[J]. *Glob Planet Change*, 236: 104412.
- LIU T, HUANG C C, PANG J, et al, 2014. Extraordinary hydro-climatic events during 1 800–1 600 yr BP in the Jin-shaan gorges along the middle Yellow River, China [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 410: 143–152.
- LOMBARDI R, DAVIS L, THERRELL M D, 2023. Flood variability in the common era: A synthesis of sedimentary records from Europe and North America[J]. *Phys Geogr*, 44(2): 121–135.
- MOHANTY S, CHAUDHURI S, CHATTOPADHYAY K, et al, 2025. Influence of monsoon variability on hydrographic and productivity dynamics in the western Bay of Bengal during the late Holocene: A planktic foraminiferal perspective [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 670: 112971.
- PATERSON G A, HESLOP D, 2015. New methods for unmixing sediment grain size data[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 16(12): 4494–4506.
- SHANG L, ZHA X, HUANG C, et al, 2025. Reconstructing the magnitudes of Holocene extraordinary floods in the upper Huai River, China[J]. *Quat Sci Rev*, 359: 109371.
- SHEFFER N A, ENZEL Y, BENITO G, et al, 2003. Paleofloods and historical floods of the ardèche river, France [J]. *Water Resour Res*, 39(12): 1376.
- TAN L, SHEN C C, CAI Y, et al, 2018. Great flood in the middle–lower Yellow River reaches at 4000 a BP inferred from accurately–dated stalagmite records[J]. *Sci Bull*, 63(4): 206–208.
- WANG N, ZHA X, HUANG C, et al, 2023. Age and causes of the Yellow River dissecting the zoige basin in the eastern Tibetan Plateau, China [J]. *Sci Total Environ*, 857: 159481.
- XU Y, SUN H, JI X, 2021. Spatial–temporal evolution and driving forces of rainfall erosivity in a climatic transitional zone: A case in Huaihe River Basin, Eastern China[J]. *Catena*, 198: 104993.
- YANG J, LIU Z, YIN J, et al, 2023. Paleoflood reconstruction in the lower Yellow River floodplain (China) based on sediment grain size and chemical composition[J]. *Water*, 15(24): 4268.
- ZHA X, HUANG C, PANG J, et al, 2015. Reconstructing the Palaeoflood events from slackwater deposits in the upper reaches of Hanjiang River, China [J]. *Quat Int*, 380: 358–367.
- ZHANG Y, HUANG C C, TAN Z, et al, 2019. Prehistoric and historic overbank floods in the Luoyang Basin along the Luohe River, middle Yellow River Basin, China[J]. *Quat Int*, 521: 118–128.
- ZHOU L, SHI Y, ZHAO Y, et al, 2021. Extreme floods of the Changjiang River over the past two millennia: Contributions of climate change and human activity [J]. *Mar Geol*, 433: 106418.

(责任编辑 江 睿)