

葛健辉,刘冰,徐宇杰,等.末次冰消期以来黄河首曲流域气候变化与地表过程相互关系[J].中国沙漠,2024,44(2):121-132.

# 末次冰消期以来黄河首曲流域气候变化与地表过程相互关系

葛健辉<sup>1,2</sup>, 刘冰<sup>1</sup>, 徐宇杰<sup>1,2</sup>, 孙爱军<sup>1,2,3</sup>,  
汪克奇<sup>1,2</sup>, 李冬雪<sup>1,2</sup>, 赵晖<sup>1</sup>

(1.中国科学院西北生态环境资源研究院 中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室,甘肃 兰州 730000; 2.中国科学院大学,北京 100049; 3.兰州大学 资源环境学院 西部环境教育部重点实验室,甘肃 兰州 730000)

**摘要:**黄河首曲是世界高海拔地区生物多样性丰富和生态变化敏感的地区,其环境演变过程如何响应区域气候变化具有重要的科学意义。针对该区末次冰消期以来气候环境重建结果的分歧,以目前已发表的多载体记录为基础,独立集成区域气候变化的框架性过程和地表环境演变历史,进而探讨两者的相互关系。结果表明:(1)该区在13~6 ka气温和湿度持续增加,10~6 ka为气候最优期,6 ka以后气温和湿度逐渐下降,气候变冷变干。(2)18~11 ka地表过程以河湖相过程为主,风沙活动非常弱;11~8 ka河湖沉积过程减弱,风沙活动增强;8~3 ka古土壤大规模发育;3 ka以来广泛发育草甸土。(3)区域地表环境变化过程与气候变化之间存在非同步变化,6 ka以前气候变化对区域地表过程呈正向驱动,6 ka以后对区域地表过程呈负向驱动。基于现代和晚全新世草甸土壤粒度的比较,发现草甸土壤的发育是气候变冷变干背景下风成物质不断加积的产物,进一步暗示区域土壤发育与气候变化间的复杂关系。

**关键词:**末次冰消期;黄河首曲;气候变化;地表过程;相互关系

文章编号:1000-694X(2024)02-121-12

DOI:10.7522/j.issn.1000-694X.2023.00148

中图分类号:P532

文献标志码:A

## 0 引言

黄河流域作为中国北方重要的生态屏障,是连接青藏高原、黄土高原和北方防沙带的生态廊道,在中国社会经济发展和生态安全方面具有十分重要的地位<sup>[1]</sup>。黄河从若尔盖盆地西部的采日玛乡向东南流出峡谷进入盆地后,环绕阿尼玛卿山东段,在白河口转向西北流,经若尔盖盆地西北玛曲县城南流出,河道形成一个巨大的“U”形弯曲,被称为“黄河第一弯”,即“黄河首曲”<sup>[2-3]</sup>(图1)。该区是世界高海拔地区生物多样性最丰富和生态变化最敏感的地区,其特殊的地理位置、气候和植被条件,对中国乃至东亚地区的水源和生态安全、社会和经济可持续发展有着举足轻重的作用<sup>[4-5]</sup>。因此,研究黄河首曲流域过去环境演变及其对气候变化的响应

对于理解该区现代地表过程及未来环境演变趋势具有重要的科学意义。

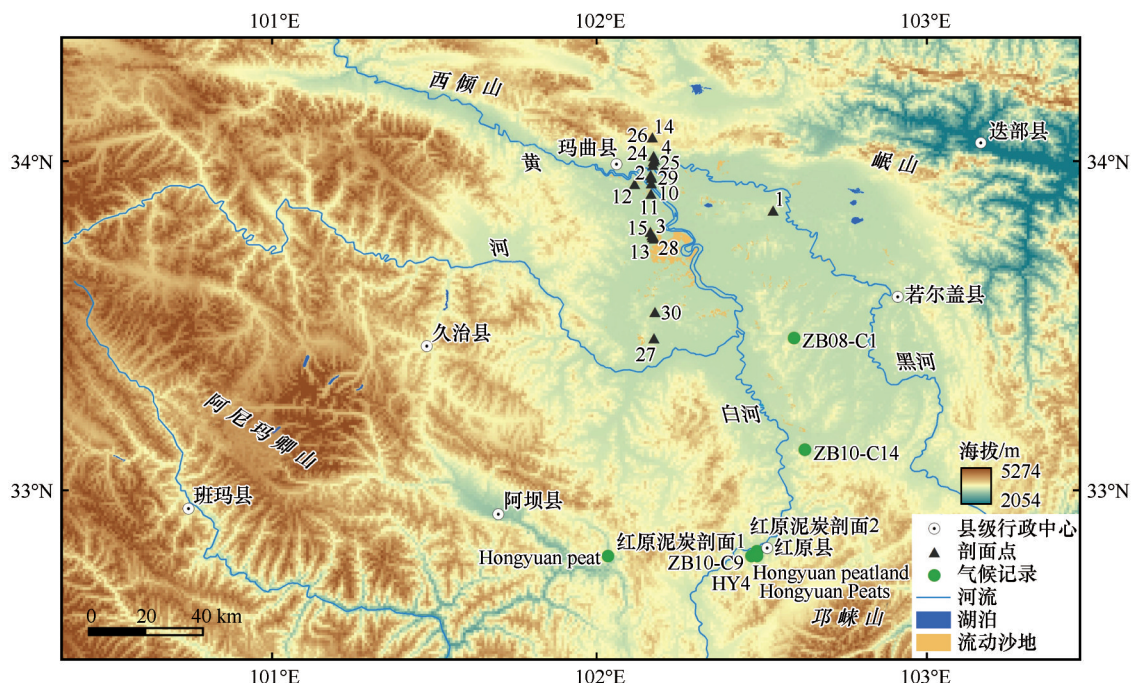
鉴于该区独特的地理位置和重要的环境指示意义,诸多学者针对区域风沙沉积、泥炭和黄土沉积等进行了广泛的古气候/环境重建工作,但重建结果存在颇多争议。①气候变化方面:泥炭沉积反映早中全新世高温高湿,气候适宜<sup>[6-9]</sup>,但风沙沉积序列反映早全新世风沙活动强烈,气候冷干<sup>[10-12]</sup>。②环境重建(地表过程)方面:根据已有的风成砂-古土壤序列,有学者认为4.6 ka以前风沙活动强烈<sup>[13]</sup>,另一部分学者则认为在晚全新世风沙活动强烈<sup>[10]</sup>,但是有一部分学者的实验结果却表明中晚全新世为古土壤和草甸土的主要发育期<sup>[14-16]</sup>。由此,便产生了一系列问题,即该区气候变化和环境最优期到底发生在何时?两者之间相互关系如何?是

收稿日期:2023-08-31; 改回日期:2023-10-21

资助项目:第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0601-02);国家自然科学基金项目(41977393)

作者简介:葛健辉(1999—),男,四川眉山人,硕士研究生,研究方向为第四纪环境演化。E-mail: gejianhui@nieer.ac.cn

通信作者:刘冰(E-mail: liubing2014@lzb.ac.cn)



注:基于自然资源部标准地图服务网站标准地图(审图号:川S[2021]00050号)制作,底图边界无修改

图1 黄河首曲流域古气候环境数据空间分布(剖面编号对应表2序号)

Fig.1 Spatial distribution map of paleoclimate environmental data in the First Meander of the Yellow River (numbers correspond to serial numbers in Table 2)

地表过程直接受气候变化驱动还是地表过程对气候条件也做出不同的反馈?由于单一剖面或者单一序列存在局限性,不能完全反映区域气候变化/环境演变的细节信息,要想解决上述问题,需要多剖面/多序列的综合集成,才能够理解气候变化与地表过程的相互关系。

有鉴于此,以目前已发表的多载体记录为基础,通过多数据的综合分析,独立集成区域气候变化的框架性过程和地表环境演变历史,进而探讨两者的相互关系。本文的具体目标是:①搜集区域及周边古气候记录,主要包括最热月气温(MTwa)、降水/湿度和年平均气温(MAT,指气温),通过对多序列数据的标准化、降维、算数平均计算和主成分分析(PCA),集成覆盖黄河首曲流域的气候演变背景;②收集黄河首曲流域已发表的不同类型沉积序列OSL/ $^{14}\text{C}$ 年代数据,通过年代深度内插方法,综合集成0.5 ka间隔的区域环境变化过程;③在0.5 ka时间间隔探讨气候变化与地表过程的相互关系,旨在总结区域环境变化如何响应和反馈气候变化的规律。

## 1 研究区概况

黄河首曲位于青藏高原东北缘,地处青、甘、川

三省交界地带,行政区划涵盖甘肃省玛曲县、碌曲县,四川省阿坝藏族羌族自治州阿坝县、红原县和若尔盖县,东依岷山,南抵邛崃山,西临阿尼玛卿山,北靠西倾山<sup>[11,17-18]</sup>。区域内宽谷和缓丘相间分布,河流、冰川、冰碛和湖泊等地貌景观发育<sup>[18-19]</sup>。区域的基底主要是第三系灰黑色板岩,可见白垩系红色砂砾岩<sup>[14]</sup>。该区受高原季风、东亚冬夏季风和西风急流交替控制,属于高原亚寒带半湿润季风气候,长冬短夏,春秋短促,初春多大风,夏季短促但气象多变,年平均气温 $1\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,年降水量 $615.5\text{ mm}$ ,年蒸发量为 $1\,353.4\text{ mm}$ ,年平均风速 $2.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,最大风速 $36\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,全年8级(风速 $\geq 17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )以上大风日数 $77.1\text{ d}$ <sup>[18,20-21]</sup>。区域内部河网密集,主要是由黄河及其支流黑河、白河等构成的黄河水系所占据,河湖水、地下水丰富,河床比降和缓,河谷开阔平坦,高原沼泽湿地大面积分布<sup>[18]</sup>。土壤发育富含有机质的亚高山草甸黑土和沼泽草甸黑土,植被以亚高山草甸、山地灌丛草甸和沼泽草甸为主<sup>[18]</sup>。

## 2 数据与方法

### 2.1 数据来源

在本研究中,基础数据包括黄河首曲流域代表

性的古气候/古环境记录和地表过程记录。对于古气候记录,按照如下标准,搜集了 13 份定量或定性的气温/湿度记录:①在时间尺度上至少覆盖全新世,年代序列以 cal ka BP(<sup>14</sup>C 年代校正)表示。②所选用的代用指标具有明确的气候意义,如指示最热月气温(MTwa)的孢粉<sup>[7]</sup>,年平均气温(MAT)的支链甘油二烷基甘油四醚(BrGDGTs)<sup>[22]</sup>以及降水/湿度的木里苔草碳同位素记录<sup>[23]</sup>和腐殖化度<sup>[24]</sup>等(表 1)。③古气候记录的平均分辨率应该优于~100 a。

表 1 末次冰消期以来黄河首曲流域古气候记录  
Table 1 Records of paleoclimate evolution since the Last Deglaciation in the First Meander of Yellow River

编号	剖面名称	纬度 (°N)	经度 (°E)	测年 方式	时间范围 /ka BP	年代 数	分辨率 /a	代用 指标	指标 意义	参考 文献
Tw1	ZB08-C1	33.45	102.63	AMS <sup>14</sup> C	11.0~0	8	~60	孢粉	MTwa	Liang 等 <sup>[7]</sup>
Tw2	ZB10-C9	32.78	102.52	AMS <sup>14</sup> C	11.0~0	15	~60	孢粉	MTwa	Liang 等 <sup>[7]</sup>
Tw3	ZB10-C14	33.10	102.67	AMS <sup>14</sup> C	11.0~0	18	~60	孢粉	MTwa	Liang 等 <sup>[7]</sup>
T1	ZB08-C1	33.45	102.63	AMS <sup>14</sup> C	11.0~0	8	~60	孢粉	MAT	Liang 等 <sup>[7]</sup>
T2	ZB10-C9	32.78	102.52	AMS <sup>14</sup> C	11.0~0	15	~60	孢粉	MAT	Liang 等 <sup>[7]</sup>
T3	ZB10-C14	33.10	102.67	AMS <sup>14</sup> C	11.0~0	18	~60	孢粉	MAT	Liang 等 <sup>[7]</sup>
T4	HY4	32.78	102.52	AMS <sup>14</sup> C	13.0~0	8	~100	BrGDGTs	MAT	Yan 等 <sup>[22]</sup>
T5	Hongyuan Peats	32.77	102.52	AMS <sup>14</sup> C	13.0~0	11	~100	GDGTs	MAT	Zheng 等 <sup>[25]</sup>
P1	Hongyuan peat	32.77	102.05	AMS <sup>14</sup> C	12.0~0	15	~30	木里苔草碳同位素	夏季风	Hong 等 <sup>[23]</sup>
P2	Hongyuan peatland	32.78	102.52	AMS <sup>14</sup> C	13.5~0	32	~25	冷杉花粉	夏季风	Zhou 等 <sup>[9]</sup>
P3	红原泥炭剖面 1	32.77	102.50	AMS <sup>14</sup> C	12.0~0	15	~30	腐殖化度	湿度	王华等 <sup>[24]</sup>
P4	红原泥炭剖面 2	32.78	102.52	AMS <sup>14</sup> C	11.5~0	11	~15~20	灰度	夏季风	于学峰等 <sup>[26]</sup>
P5	ZB10-C14	33.10	102.67	AMS <sup>14</sup> C	10.5~0	18	~60	针叶林相似性得分	湿度	孙晓红等 <sup>[6]</sup>

注:AMS<sup>14</sup>C:加速器质谱放射性碳测年(Accelerator mass spectrometry<sup>14</sup>C);MTwa:最热月气温(Mean temperature in warmest month);MAT:年平均气温(Mean annual temperature);BrGDGTs:支链甘油二烷基甘油四醚;GDGTs:甘油二烷基甘油四醚。由于剖面名称相同,红原泥炭剖面 1、2 加编号以区分。

地表过程/环境变化记录选择标准如下:①剖面记录必须包含详细的地层沉积特征和对应的深度,沉积相具有明确的环境指示意义,如风成沙和黄土沉积<sup>[3,10~11,15,17~18,20~21,27~34]</sup>、古土壤和草甸土<sup>[3,10~11,13,15,17~18,20~21,27~34]</sup>、河湖相沉积<sup>[13~14,17~18]</sup>等;②沉积地层有明确年代控制,如OSL或<sup>14</sup>C年龄,对于原始文献中未校正的<sup>14</sup>C年代使用Calibration 8.1.0程序进行校正,选取INTCAL13北半球非海洋陆地校正模式,校正后的年代用cal ka BP表示,OSL年代则用ka表示。共收集了 31 个不同类型沉积剖面 119 个独立的年代数据,以综合集成末次冰消期以来的区域地表过程(表 2)。

2.2 研究方法

对于古气候数据,首先利用Origin程序以 0.5 ka 的间隔对原始数据进行标准化和降维处理,之后分别以最热月气温(MTwa)、年平均气温(MAT)和降

水/湿度等 3 个类型,对已降维的数据进行算术平均计算(Z-score)和主成分分析(PCA),进而集成覆盖黄河首曲的气候变化记录。对于区域地表过程(剖面)记录,首先按照自上而下从新到老的原则,去除剖面中年龄倒转数据,暂时不考虑年代测定误差。当剖面中有 3 个及以上的年龄时,构建线性年龄深度模型。具体来讲,如果年龄深度模型关系(*R*<sup>2</sup>)系数>0.9,将该剖面视为连续性剖面,基于内插和外推,计算整个剖面在 0.5 ka 间隔内不同地层单元的数量<sup>[35]</sup>。如果年龄深度模型关系系数<0.9,或者剖面中存在沉积间断,则认为是不连续型剖面,只计算剖面年代控制范围内不同地层单元的数量<sup>[35]</sup>。如果剖面中的年代数小于或等于两个,可以使用直接测年结果来大致限制沉积相的年龄。需要注意的是,如果两个年龄控制点在同一个沉积相内,就认为这个沉积相是连续发育的。最后,对黄河首曲流域 0.5 ka 间隔内不同沉积相数量的总和进行了计



表 2 末次冰消期以来黄河首曲流域古环境/地表过程记录

Table 2 Record of paleoenvironmental/surface processes in the First Meander of the Yellow River since the Last Deglaciation

序号	类型	剖面 名称	纬度 (°N)	经度 (°E)	时间范围 /ka BP	测年 手段	年代 数	代用指标	参考 文献
1	风成砂-古土壤序列	section1	33.85	102.57	10~3.5	OSL	2	粒度、总有机碳	Hu等 <sup>[10]</sup>
2	风成砂-古土壤序列	section2	33.93	102.13	3~0.5	OSL	5	粒度、总有机碳	Hu等 <sup>[10]</sup>
3	风成砂-古土壤序列	section3	33.78	102.18	1~0	OSL	3	粒度、总有机碳	Hu等 <sup>[10]</sup>
4	风成砂-古土壤序列	MQQ	33.96	102.08	10~0	AMS <sup>14</sup> C	6	粒度、磁化率	Yang等 <sup>[27]</sup>
5	风成砂-古土壤序列	剖面 P.5	—	—	—	<sup>14</sup> C	1	—	徐先英等 <sup>[20]</sup>
6	风成砂-古土壤序列	剖面 P.6	—	—	3.5~0.5	<sup>14</sup> C	2	—	徐先英等 <sup>[20]</sup>
7	风成砂-古土壤序列	剖面 P.9	—	—	—	<sup>14</sup> C	1	—	徐先英等 <sup>[20]</sup>
8	风成砂-古土壤序列	剖面 P.10	—	—	1.5~0.5	<sup>14</sup> C	2	—	徐先英等 <sup>[20]</sup>
9	风成砂-古土壤序列	剖面 P.21	—	—	1.5~0	<sup>14</sup> C	2	—	徐先英等 <sup>[20]</sup>
10	风成砂-古土壤序列	MO	33.90	102.16	6~0	<sup>14</sup> C	5	地化元素	胡梦珩等 <sup>[28]</sup>
11	风成砂-古土壤序列	OL	33.94	102.02	5.5~0	<sup>14</sup> C	5	地化元素	杨爱丽 <sup>[29]</sup>
12	风成砂-古土壤序列	LQXR	33.95	102.07	7.5~1	OSL	4	粒度	周家和等 <sup>[11]</sup>
13	风成砂-古土壤序列	LQXA	33.77	102.21	4~0.5	OSL	7	粒度	周家和等 <sup>[11]</sup>
14	风成砂-古土壤序列	XCC	34.08	102.58	4.5~1.5	OSL	5	粒度、磁化率、 地化元素	柴佳楠 等 <sup>[17-18]</sup>
15	风成砂-古土壤序列	XM	33.7	102.53	16~1	AMS <sup>14</sup> C	5	粒度、磁化率	綦琳等 <sup>[30]</sup>
16	风成砂-古土壤序列	OQC	—	—	18~0	OSL	5	粒度	王娜等 <sup>[3]</sup>
17	风成砂-古土壤序列	WQD	—	—	18~0	OSL, AMS <sup>14</sup> C	6	粒度	周家和等 <sup>[31]</sup>
18	风成砂-古土壤序列	AB	—	—	1.5~0.5	AMS <sup>14</sup> C	2	粒度、重矿物	邹学勇等 <sup>[32]</sup>
19	风成砂-古土壤序列	EF	—	—	—	AMS <sup>14</sup> C	1	粒度、重矿物	邹学勇等 <sup>[32]</sup>
20	风成砂-古土壤序列	MN	—	—	—	AMS <sup>14</sup> C	1	粒度、重矿物	邹学勇等 <sup>[32]</sup>
21	风成砂-古土壤序列	GH	—	—	—	AMS <sup>14</sup> C	1	粒度、重矿物	邹学勇等 <sup>[32]</sup>
22	风成砂-古土壤序列	IJ	—	—	—	AMS <sup>14</sup> C	1	粒度、重矿物	邹学勇等 <sup>[32]</sup>
23	风成砂-古土壤序列	PQ	—	—	—	AMS <sup>14</sup> C	1	粒度、重矿物	邹学勇等 <sup>[32]</sup>
24	黄土-古土壤序列	TWR	33.99	101.92	13.5~8.5	OSL	4	粒度、磁化率、 地化元素等	陈莹璐 等 <sup>[33-34]</sup>
25	黄土-古土壤序列	DEQ-E	34.00	101.90	18~1	OSL	7	粒度、磁化率	肖奇立等 <sup>[21]</sup>
26	黄土-古土壤序列	ZHK	34.02	101.89	14~0	OSL, AMS <sup>14</sup> C	5	粒度、磁化率	Jia等 <sup>[15]</sup>
27	河湖相沉积	WDT	33.45	102.45	5~0	OSL	3	粒度、磁化率、 地化元素	柴佳楠 等 <sup>[17-18]</sup>
28	河湖相沉积	LQ	33.76	102.24	9.5~0	OSL, <sup>14</sup> C	6	粒度、磁化率、 地化元素等	左海玲 <sup>[13]</sup>
29	河湖相沉积	DEQ	34.01	101.88	18~0	OSL	4	粒度、磁化率、 地化元素等	戎晓庆 <sup>[14]</sup>
30	河湖相沉积	JYM	33.53	102.48	18~0	OSL	14	粒度、磁化率、 地化元素等	戎晓庆 <sup>[14]</sup>
31	河湖相沉积	剖面 P.7	—	—	12~2	AMS <sup>14</sup> C	3	—	徐先英等 <sup>[20]</sup>

注:OSL为光释光测年(Optically stimulated luminescence)。

算,并分别计算出不同地层单元(草甸土、古土壤、风成砂、黄土、河流相和湖泊相)的数量及其在0.5 ka时间尺度上占沉积记录总数的百分比,用以展示不同地层单元的发育强度。由此得到不同沉积相发育的总体模式,这为集成黄河首曲地表过程演化的时空模式提供了综合证据。在此基础上,利用相关性和多元线性回归分析进一步讨论气候变化与地表过程的相互关系。

### 3 结果与分析

#### 3.1 末次冰消期以来黄河首曲流域古气候变化框架性过程

3个泥炭沉积序列<sup>[7]</sup>最热月气温数据的算术平均(Z-score)结果显示,11~6 ka,最热月气温波动上升,在10 ka和8 ka前后有两个波谷,6 ka前后迅速下降,1 ka后又有所回升。最热月气温的PCA1方差贡献率为81.12%,曲线的变化情况与算术平均计算结果相似。这表明研究区在11~6 ka最热月气温明显偏高,6 ka之后最热月气温显著偏低(图2A~E)。对前人气温重建结果<sup>[7,22,25]</sup>进行梳理,发现各研究点之间气温记录的绝对值有所不同,但整体变化趋势一致,都表现出全新世中期的高温(图2F~J)。对5个MAT记录的PCA分析发现,气温的PCA1方差贡献率为49.86%。5 ka为区域气温变化的转折点,13~5 ka的MAT逐渐上升,期间存在多次谷值,5~2 ka为一个明显降低的时期,2 ka以来逐步回升。MAT的算数平均变化与之一致(图2K~L)。对5个重建的降水/湿度记录<sup>[6,9,23~24,26]</sup>进行PCA和算术平均计算,结果显示降水/湿度的PCA1方差贡献率为62.69%。13~6 ka湿度迅速增加并保持在较高水平,10~6 ka为湿度最优期,6 ka之后湿度逐渐降低(图2M~S)。综合以上分析发现,黄河首曲流域在13~6 ka气温和湿度持续增加,10~6 ka为气候最优期,6 ka以后气温和湿度逐渐下降,气候变冷变干,最热月气温变化与年平均气温变化总体相同。

#### 3.2 末次冰消期以来黄河首曲流域环境变化过程

由于沉积载体特别是风沙沉积序列具有显著的瞬时性和空间异质性,单一剖面反映的环境变化信息可能会存在缺失,因而,对区域开展大规模的年代结果控制的沉积相综合集成能够显示更为准确的地表环境演变过程<sup>[36~37]</sup>。如不同沉积相地层单

元的数量和百分比能够表示其发育强度的绝对变化和相对变化,其综合集成的可靠性可以依据这些数据的共变性来评估<sup>[38]</sup>。本文从年代-沉积相综合集成入手,利用特定时间不同地层单元的数量和百分比(图3)及GIS手段,建立黄河首曲末次冰消期以来特征时段地表环境的时空演化过程。

18~11 ka:河流和湖泊相百分比处于显著高值,特别是16 ka和14 ka前后。在此期间,其他地层单元可利用数据较少,因而导致河流与湖泊沉积数量不多的背景下其百分比却非常高。这一时期河流沉积广泛分布在黄河玛曲段二级阶地上,如图4A,河流相分布在DEQ-E、DEQ、TWR、ZHK和JYM剖面,年代分别为 $14.90\pm 1.01$  ka和 $12.80\pm 1.13$  ka及 $11.06\pm 0.88$ 、 $13.27\pm 1.16$ 、 $13.59\pm 1.20$  ka和 $12.98\pm 1.09$  ka、 $14.11\pm 0.10$  cal ka BP、 $14.61\pm 1.17$  ka和 $13.66\pm 1.20$  ka及 $13.55\pm 1.27$  ka及 $12.05\pm 1.11$  ka<sup>[14~15, 21, 33~34]</sup>。除此之外,黄土和风沙沉积14 ka前后也在黄河两岸开始发育,如黄河右岸JYM剖面发育风成砂,年代为 $14.93\pm 1.34$  ka和 $15.26\pm 1.28$  ka<sup>[14]</sup>。黄河玛曲段(ZHK剖面)也出现黄土(图4A)<sup>[15]</sup>。但总体说来该时期为黄河首曲流域河流湖泊的主要发育期,区域风沙活动/风尘活动非常弱,土壤不发育。

11~8 ka:黄土和风沙沉积百分比增加,9 ka左右出现峰值,古土壤开始发育,河流和湖泊相百分比逐渐降低(图3C~L、O~R)。如图4B,黄土和风沙沉积分布在section1、MQQ、TWR和DEQ-E等剖面,年代为 $10.27\pm 0.81$  ka、 $8.29\pm 0.03$  cal ka BP、 $8.60\pm 0.63$ 、 $9.82\pm 0.39$  ka和 $9.12\pm 0.38$  ka<sup>[10,21,27,33~34]</sup>。此外,9 ka前后古土壤在若尔盖盆地中部的XM剖面、玛曲高原的LQ剖面发育<sup>[13,30]</sup>。河流沉积在黄河两岸和阶地发育,如黄河右岸JYM剖面 and 黄河玛曲段二级阶地DEQ剖面,年代分别为 $8.28\pm 0.47$  ka和 $9.86\pm 0.68$ 、 $10.08\pm 0.67$  ka(图4B)<sup>[14]</sup>。这表明相比于上一阶段,河湖相沉积逐渐减少,风沙活动增强,古土壤发育程度较弱。

8~3 ka:古土壤百分比迅速上升并高于风沙沉积,黄土和风沙沉积百分比降低,河流和湖泊相百分比波动下降,值得一提的是6 ka前后草甸土开始发育(图3)。图4C显示该区古土壤主要分布在黄河与其支流黑河白河交汇处附近,如黄河与黑河交汇处附近ZHK、DEQ、

LQXR、OL、MO和MQQ剖面古土壤发育时间

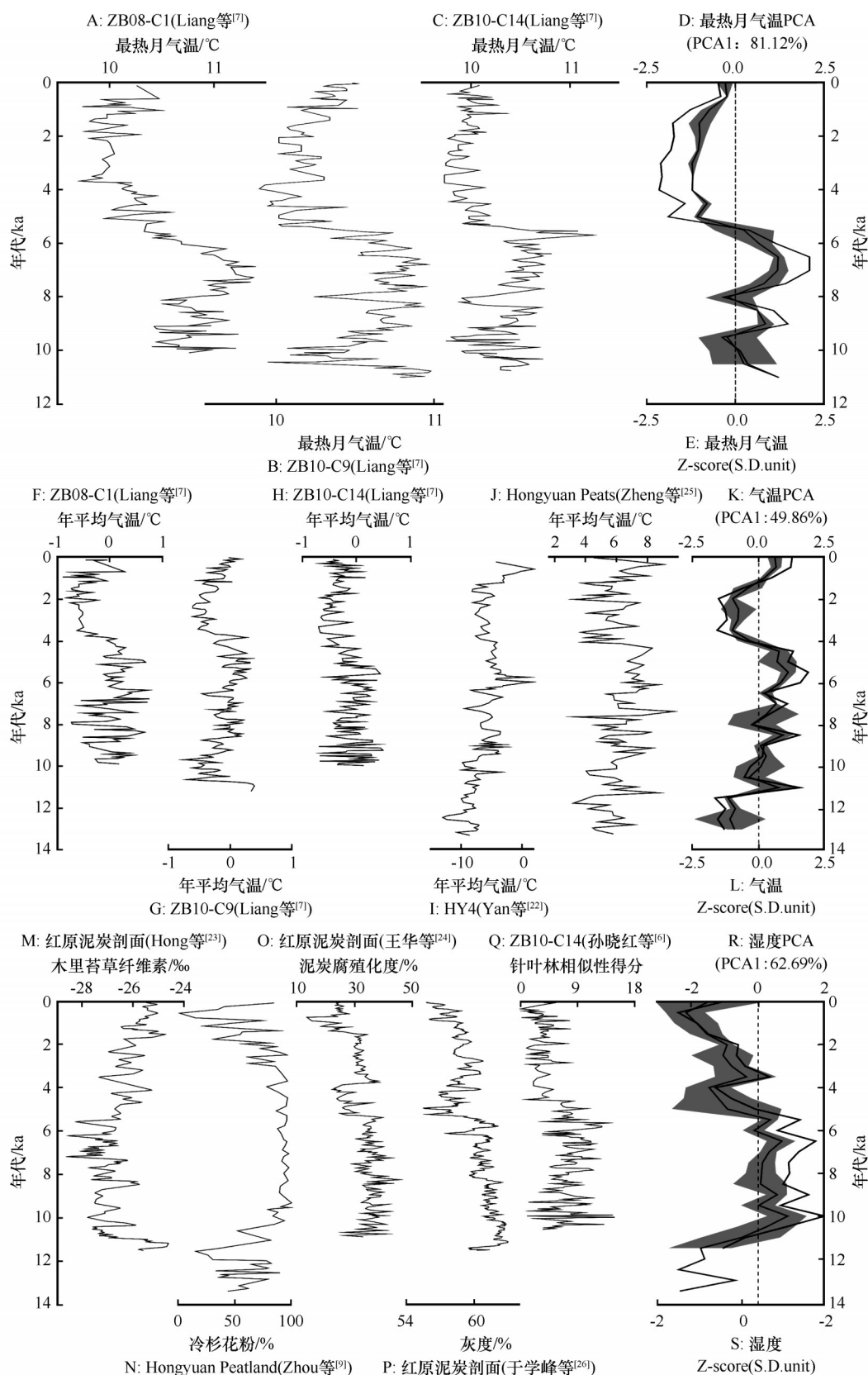


图2 末次冰消期以来黄河首曲流域古气候变化的综合集成

Fig.2 Comprehensive integration of paleoclimate records in the First Meander of the Yellow River since the Last Delaciation



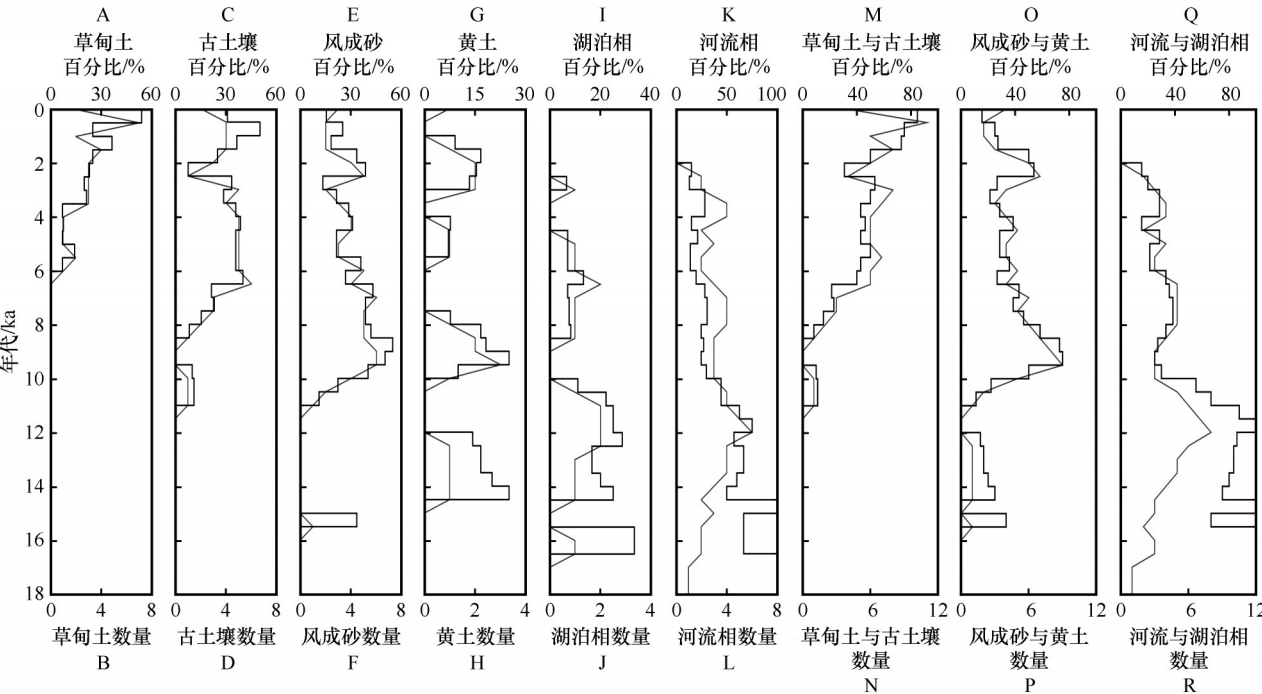


图3 末次冰消期以来黄河首曲流域不同类型沉积的数量和百分比

Fig.3 Quantity and percentage of lithologic units of different sedimentary facies in the First Meander of Yellow River

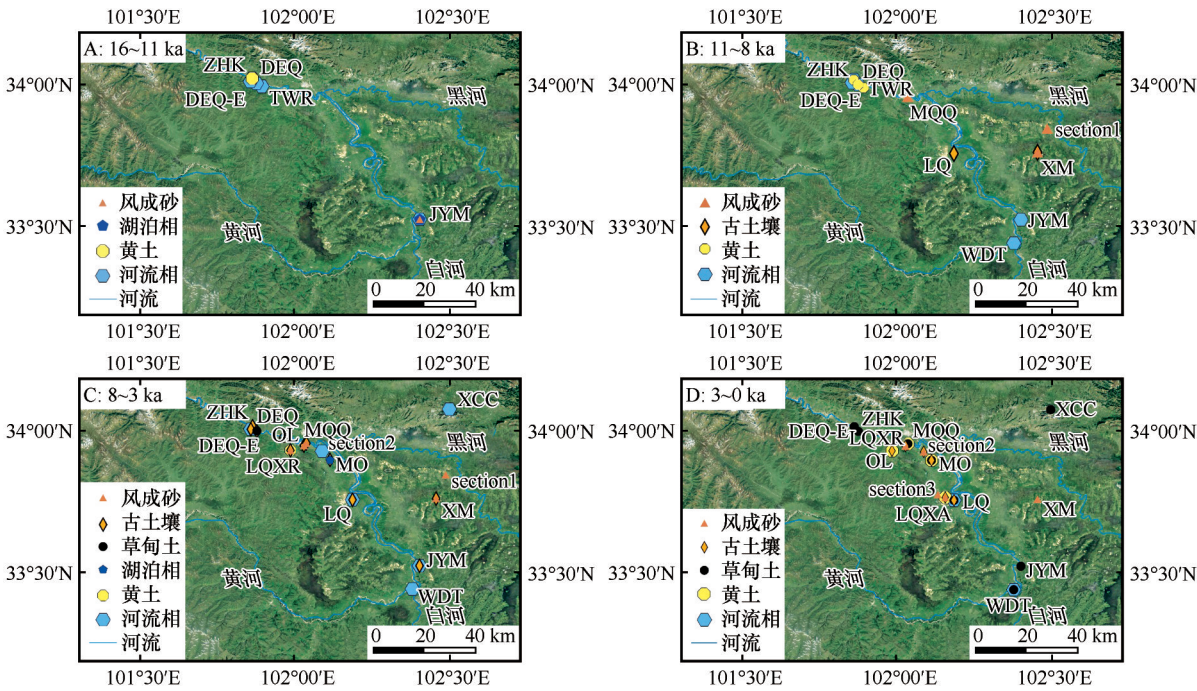


图4 末次冰消期以来黄河首曲流域环境演变的时空分布

Fig.4 Spatial and temporal distribution of environmental evolution in the First Meander of the Yellow River since the Last Deglaciation

为  $4.11 \pm 0.07$  ka 和  $3.12 \pm 0.12$  cal ka BP、 $5.36 \pm 0.31$  ka 和  $3.68 \pm 0.24$ 、 $5.65 \pm 0.46$  ka、 $4.84 \pm 0.02$  ka 和  $3.76 \pm 0.05$ 、 $3.87 \pm 0.05$ 、 $7.12 \pm 0.20$  ka 和  $5.95 \pm 0.04$  ka 及  $4.84 \pm 0.07$  cal ka BP<sup>[11, 14-15, 27-29]</sup>,黄河与白河交汇处附近 JYM 剖面,若尔盖盆地中部 XM 剖面 and 黄河左岸

的 LQ 剖面古土壤发育时间为  $7.47 \pm 0.49$ 、 $6.51 \pm 0.23$  ka 和  $3.39 \pm 0.06$ 、 $4.86 \pm 0.03$  cal ka BP<sup>[13-14, 30]</sup>。黄土和风沙沉积主要分布在 MO、section1、LQXR 和 OL 剖面,年代为  $6.04 \pm 0.04$  ka 和  $4.23 \pm 0.08$  cal ka BP、 $3.37 \pm 0.30$ 、 $7.62 \pm 0.24$ 、 $5.42 \pm 0.05$  cal ka BP<sup>[10-11, 28-29]</sup>。

此外,在DEQ-E剖面发现草甸土夹层<sup>[20]</sup>(图4C)。这表明在8~3 ka,古土壤大规模发育,风沙活动减弱,草甸土壤开始出现。

3 ka以来:草甸土百分比值上升并在1 ka左右达到峰值,古土壤百分比先下降再升高,黄土和风沙活动则先升高再下降(图3)。图4D显示草甸土广泛分布在研究区内,如黄河与黑河交汇处附近的ZHK、DEQ-E、MQQ和MO等剖面,年代为 $2.33 \pm 0.03$  cal ka BP、 $1.07 \pm 0.10$  ka、 $0.39 \pm 0.08$ 、 $0.46 \pm 0.04$  cal ka BP<sup>[15,21,27-28]</sup>;黄河与白河交汇处附近的JYM和WDT剖面及玛曲县东部的XCC剖面,年代为 $1.66 \pm 0.11$ 、 $2.10 \pm 0.11$ 、 $1.48 \pm 0.11$  ka<sup>[14,17-18]</sup>。古土壤在LQXA、LQXR、LQ和OL等剖面发育,年代为 $0.74 \pm 0.01$  ka和 $1.33 \pm 0.03$ 、 $2.21 \pm 0.03$ 、 $1.72 \pm 0.03$  ka和 $2.39 \pm 0.05$ 、 $1.47 \pm 0.06$  cal ka BP<sup>[11,13,29]</sup>。此外,2 ka前后黄土和风沙沉积在LQXR、LQXA、section2、3、XM、MO和OL剖面发育(图4D)<sup>[10-11,28-30]</sup>。这表明3 ka以来区域广泛发育草甸土,土壤发育总体增强,但也存在短时间风沙活动。

综上分析发现:18~11 ka,黄河首曲流域地表环境以河湖相过程为主,风沙活动非常弱,土壤不发育;11~8 ka河湖相沉积逐渐减少,风沙活动增强,古土壤发育程度弱;8~3 ka古土壤大规模发育,风沙活动减弱,草甸土壤出现;3~0 ka以来区域广泛发育草甸土,土壤发育总体增强,但也存在短时间风沙

活动时期。

### 3.3 末次冰消期以来黄河首曲流域环境演化与气候变化的关系

为了探讨末次冰消期以来黄河首曲流域环境演化与气候变化的相互关系,首先利用相关性分析来解释两者之间的关系。图5C显示河湖相百分比与最热月气温和降水/湿度呈显著正相关(相关系数为0.559和0.636,  $P < 0.01$ ,  $N = 23$ ,图5C),表明河湖相沉积主要发育于高温高湿的环境中;相比之下,草甸土和古土壤百分比的变化与最热月气温和降水/湿度呈现显著的负相关(相关系数为-0.526和-0.755,  $P < 0.01$ ,  $N = 23$ ,图5A),表明区域内土壤发育在气温降低和降水减少的背景下进行。前人的研究也验证了这一结论,有学者通过集成建立青藏高原东北缘古土壤发育模式,结合高分辨率古气候记录,认为古土壤的发育与降水、气温呈反向变化<sup>[39]</sup>;另一部分学者利用测年手段,结合古气候记录判断草甸土主要在变冷变干的背景下发育的<sup>[40]</sup>。相反,黄土和风沙沉积百分比与最热月气温和降水/湿度的相关性较差(相关系数仅为0.103和0.348,图5B),说明该区域风沙活动与气候变化之间非简单对应关系,因为风沙活动还受到当地植被状况,风力大小,沙源远近和粒度大小等的影响<sup>[41]</sup>。

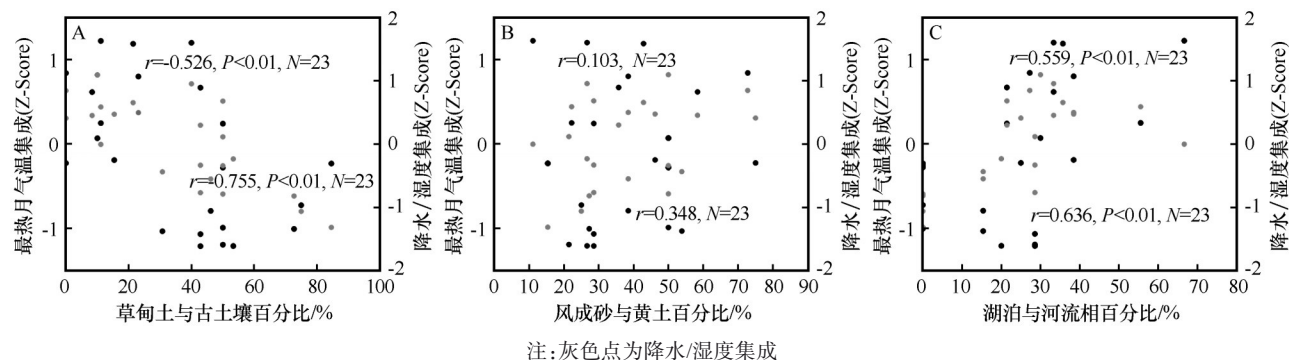


图5 11 ka以来黄河首曲流域环境演变与气候因素的相互关系

Fig.5 The relationship between surface processes and climate factors in the First Meander of Yellow River since 11 ka

多元线性回归已经被广泛应用于分析气候和环境变化的相互关系<sup>[39]</sup>,为了进一步了解区域土壤发育与气候的相互关系,使用多元线性回归分析探讨不同时段气候因素对土壤发育特别是高寒草甸土壤发育的贡献。如图6A所示,黄河首曲流域降水/湿度在解释草甸土和古土壤发育上的方差达到了56.48%,而气温仅能解释0.52%,表明11 ka以来

降水/湿度是驱动黄河首曲流域土壤发育的最重要因素。而对于古土壤的发育,降水/湿度占据了总解释方差25.8%中的19.82%,气温仅占据5.98%(图6B),说明11 ka以来降水/湿度对古土壤发育的贡献大于气温,表现为负贡献。特别是对于草甸土的发育,降水/湿度占据了总解释方差62.7%之中的53.34%,而气温仅占据了9.36%(图6C),这说明



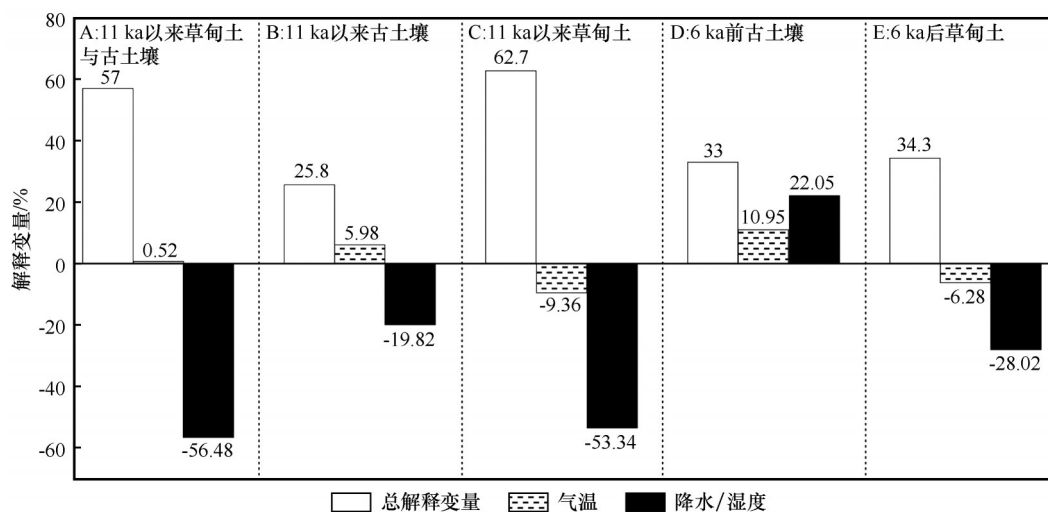


图6 气温和降水/湿度对不同时段草甸土与古土壤发育的贡献

Fig.6 Contribution of temperature and precipitation/humidity to the development of meadow soil and paleosol at different time periods

11 ka以来降水/湿度是草甸土发育的主要驱动力。但这种驱动力主要表现在降水/湿度的降低伴随着草甸土壤的发育,即降水/湿度对草甸土的发育存在负贡献。在6 ka以前,降水/湿度在解释古土壤发育的方差中达到了22.05%,气温达到了10.95%(图6D),表明二者对古土壤发育有一定程度的正贡献,即不断增加的空气温湿度有利于区域土壤的发育。值得注意的是,6 ka以来草甸土的发育,降水/湿度占据了总解释方差34.3%中的28.02%,说明6 ka以来降水/湿度仍是草甸土发育的主要驱动力,但其作用主要表现为降水降低的背景下有效湿度的增强,促进草甸土壤的发育(图6E)。这与6 ka之前区域土壤化过程存在显著的不同。综合以上分析发现,区域地表过程与气候变化之间存在非同步变化,6 ka以前气候变化对区域地表过程呈正向驱动,即气温的提高与降水的增加促进了土壤的发育,6 ka以后对区域地表过程呈负向驱动,在降水减少,气温降低的背景下,温湿之间形成了一种新的平衡,即有效湿度增加促进土壤发育。

沉积物的粒径分布与沉积环境及其动力密切相关<sup>[39,42-46]</sup>,为了进一步探讨草甸土壤的发育环境,根据黄河首曲流域采集的29个地表草甸土壤样品粒度数据,在MATLAB2016b软件使用AnalySize模型的Weibull函数参数化端元建模方法,揭示地表样品的粒度特征和发育环境。根据线性相关性( $R^2$ )和角度偏差( $\theta$ ),最终确定端元数量为3个,占总解释方差的93.2%。各参数化端元的众数粒径分别是

8.93、56.37  $\mu\text{m}$ 和178.25  $\mu\text{m}$ ,在整个样本集中的解释方差分别为69.4%、13.5%和10.3%。这与对JYM-AB和ZHK剖面的端元分析结果基本相同<sup>[47-48]</sup>,如图7所示地表草甸土壤、JYM剖面EM1与ZHK剖面EM2曲线主峰都在细粉沙范围内,曲线平宽,二者EM2与ZHK剖面EM4曲线主峰都在粗粉沙范围内,EM3与ZHK剖面EM5曲线主峰则在沙质范围内,曲线尖窄。因此能够利用现代草甸土壤的物源解释草甸土剖面的物质来源。其中,EM1的丰度是43%±17%,代表高空风输送的悬浮尘埃,EM3的丰度是22%±21%,为局地粗颗粒,EM2的丰度是35%±18%,代表较强风力作用搬运的近源物质<sup>[49]</sup>。黄河首曲流域在6 ka以前广泛发育河湖相,6 ka以后河床出露,为草甸土壤发育提供了丰富的物源,因此推测黄河首曲流域丰富的河床沉积物和冲洪积物等是EM2的潜在来源。综上,基于现代和晚全新世草甸土壤粒度的比较,发现草甸土壤的发育是气候变冷变干的背景下风成物质不断加积的产物。

尽管前人在区域内进行了大量的古气候与古环境重建,但仍存在一些问题。首先,对气温和湿度重建的数据总体上较少,且偏向定性,定量重建不足,导致集成过程中可用资料较少;其次,图1中气候记录的分布明显靠南而地表过程记录靠北,二者在区域分布上不均匀,使得古环境演化与气候变化的具体关系仍有待于进一步研究,需要更多更翔实的资料支持。

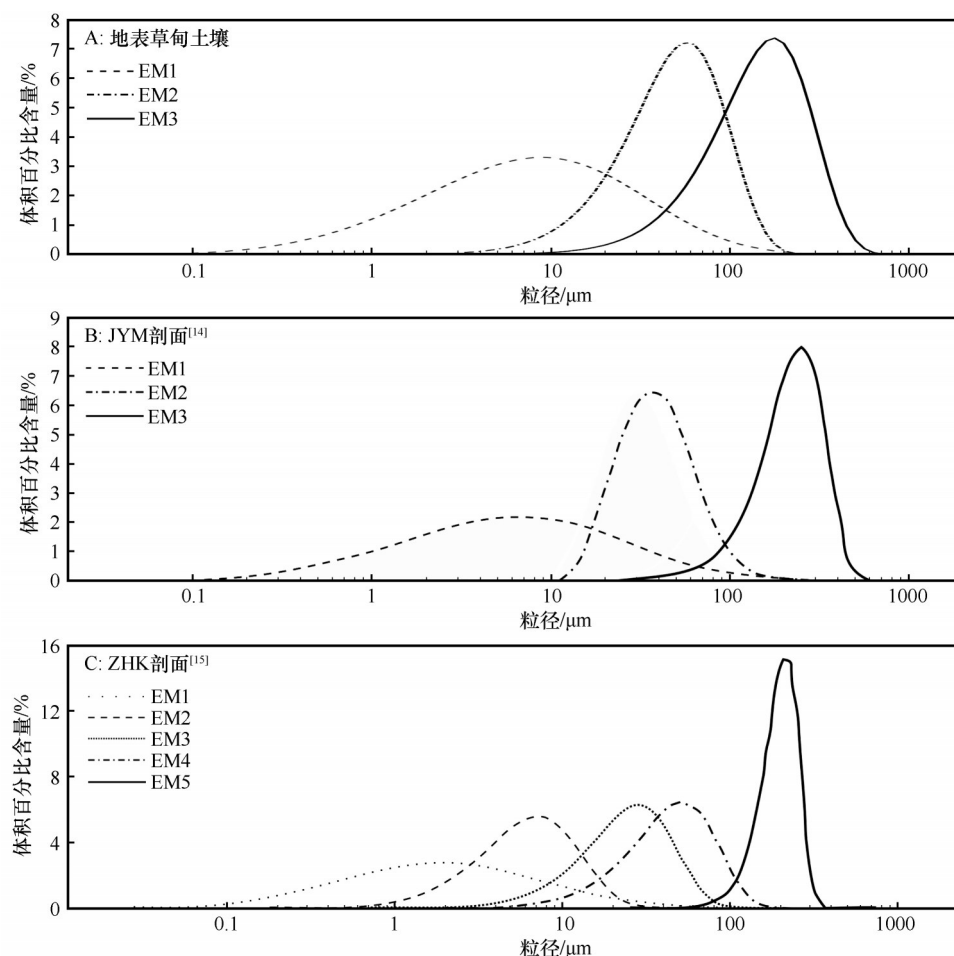


图7 黄河首曲流域地表草甸土壤及草甸土剖面各端元粒度自然分布频率曲线

Fig.7 Natural distribution frequency curve of surface meadow soil and end-element grain size of meadow soil profile in the First Meander of Yellow River and its surrounding area

## 4 结论

基于黄河首曲流域已发表的古气候/古环境记录,独立集成了该区末次冰消期以来气候变化框架性过程和地表环境演变历史,进而探讨了两者的相互关系。结果表明:黄河首曲流域13~6 ka气温和湿度持续增加,10~6 ka为气候最优期,6 ka以后气温和湿度逐渐下降,气候变冷变干。18~11 ka以河湖相过程为主,风沙活动非常弱,土壤不发育;11~8 ka河湖相沉积逐渐减少,风沙活动增强,古土壤发育程度弱;8~3 ka古土壤大规模发育,风沙活动减弱,草甸土壤出现;3~0 ka以来区域广泛发育草甸土,土壤发育总体增强,但也存在短时间的风沙活动时期。区域地表环境过程与气候变化之间存在非同步变化,6 ka之前气候变化对区域地表过程呈正向驱动,6 ka之后对区域地表过程呈负向驱动。基于现代和晚全新世草甸土壤粒度的比较,发现草

甸土壤的发育是气候变冷变干的背景下风成物质不断加积的产物。

## 参考文献:

- [1] 计伟,刘海江,高吉喜,等.黄河流域生态质量时空变化分析[J].环境科学研究,2021,34(7):1700-1709.
- [2] 黄春长.若尔盖盆地河流古洪水沉积及其对黄河水系演变问题的启示[J].地理学报,2021,76(3):612-625.
- [3] 王娜,查小春,黄春长,等.青藏高原东部黄河切开若尔盖湖盆的沉积证据与年代研究[J].地理科学进展,2022,41(8):1453-1466.
- [4] 任继周,林慧龙.江河源区草地生态建设构想[J].草业学报,2005,14(2):1-8.
- [5] 王辉,任继周,袁宏波.黄河源区天然草地沙化机理分析研究[J].草业学报,2006,15(6):19-25.
- [6] 孙晓红,赵艳,李泉.青藏高原东部若尔盖盆地全新世泥炭地发育和植被变化[J].中国科学:地球科学,2017,47(9):1097-1109.
- [7] Liang C, Zhao Y, Qin F, et al. Pollen-based Holocene quantita-

- tive temperature reconstruction on the eastern Tibetan Plateau using a comprehensive method framework [J]. *Science China Earth Sciences*, 2020, 63(8): 1144–1160.
- [8] Zhao Y, Yu Z C, Zhao W W. Holocene vegetation and climate histories in the eastern Tibetan Plateau: controls by insolation-driven temperature or monsoon-derived precipitation changes? [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(9/10): 1173–1184.
- [9] Zhou W J, Yu S Y, Burr G S, et al. Postglacial changes in the Asian summer monsoon system: a pollen record from the eastern margin of the Tibetan Plateau [J]. *Boreas*, 2010, 39: 528–539.
- [10] Hu G Y, Yu L P, Dong Z B, et al. Holocene aeolian activity in the Zoige Basin, northeastern Tibetan Plateau, China [J]. *Catena*, 2018, 160: 321–328.
- [11] 周家和, 周亚利, 黄春长, 等. 全新世若尔盖盆地沙丘光释光测年与风沙活动研究 [J]. *第四纪研究*, 2022, 42(5): 1349–1362.
- [12] Wu D, Zhang C B, Wang T, et al. East-west asymmetry in the distribution of rainfall in the Chinese Loess Plateau during the Holocene [J]. *Catena*, 2021, 207: 105626.
- [13] 左海玲. 郎曲剖面记录的全新世以来玛曲高原的沉积环境演变 [D]. 兰州: 西北师范大学, 2016.
- [14] 戎晓庆. 青藏高原东部若尔盖盆地甲央玛剖面 OSL 测年及其意义 [D]. 西安: 陕西师范大学, 2020.
- [15] Jia Y N, Zhang Y Z, Huang C C, et al. 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*, 2022, 208: 105777.
- [16] 胡梦珺, 杨爱丽, 张文丽. 常量元素氧化物含量及其比值揭示的中晚全新世以来玛曲高原的环境演变 [J]. *中国沙漠*, 2015, 35(2): 313–321.
- [17] 柴佳楠, 查小春, 黄春长, 等. 若尔盖盆地黄河辖曼段河岸沉积物成因判别 [J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2021, 57(5): 600–607.
- [18] 柴佳楠. 若尔盖盆地一级河流阶地沉积物测年及阶地形成过程研究 [D]. 西安: 陕西师范大学, 2021.
- [19] Wang N, Zha X C, Huang C C, et al. Age and causes of the Yellow River dissecting the Zoige Basin in the eastern Tibetan Plateau, China [J]. *Science of the Total Environment*, 2023, 857: 159481.
- [20] 徐先英, 唐进年, 金红喜. 黄河首曲高寒草地沙化防治研究 [M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 2019: 1–52.
- [21] 肖奇立, 陈豆, 张玉柱, 等. 黄河源玛曲段末次冰消期以来古洪水事件与冻融褶皱现象研究 [J]. *第四纪研究*, 2022, 42(4): 1010–1026.
- [22] Yan T L, Zhao C, Yan H, et al. Elevational differences in Holocene thermal maximum revealed by quantitative temperature reconstructions at  $\sim 30^\circ$  N on eastern Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 570: 110364.
- [23] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 211(3/4): 371–380.
- [24] 王华, 洪业汤, 朱咏焯, 等. 青藏高原泥炭腐殖化度的古气候意义 [J]. *科学通报*, 2004, 49(7): 686–691.
- [25] Zheng Y, Li Q, Wang Z, et al. Peatland GDGT records of Holocene climatic and biogeochemical responses to the Asian Monsoon [J]. *Organic Geochemistry*, 2015, 87: 86–95.
- [26] 于学峰, 周卫健, Franzen L G, 等. 青藏高原东部全新世夏季季风变化的高分辨率泥炭记录 [J]. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 2006, 36(2): 182–187.
- [27] Yang S L, Liu X J, Cheng T, et al. Stepwise weakening of aeolian activities during the Holocene in the Gannan region, Eastern Tibetan Plateau [J]. *Frontiers in Earth Science*, 2021, 9: 677–686.
- [28] 胡梦珺, 左海玲, 潘宁惠, 等. 中晚全新世以来玛曲高原的化学风化过程演变 [J]. *中国沙漠*, 2016, 36(3): 623–635.
- [29] 杨爱丽. 地化学元素揭示的中晚全新世以来玛曲高原的成壤环境演变 [D]. 兰州: 西北师范大学, 2015.
- [30] 蔡琳, 王燕, 蔡遥, 等. 若尔盖风成砂-古土壤序列的古气候与古环境记录研究 [J]. *地质力学学报*, 2020, 26(2): 244–251.
- [31] 周家和, 周亚利, 黄春长, 等. 若尔盖黄河唐克段河岸沉积序列测年及地表过程变化 [J]. *冰川冻土*, 2022, 44(4): 1188–1202.
- [32] 邹学勇, 王贵勇. 黄河上游玛曲地区晚全新世沙漠化 [J]. *中国沙漠*, 1995, 15(1): 65–70.
- [33] 陈莹璐, 黄春长, 张玉柱, 等. 黄河源区玛曲段末次冰消期古洪水事件及其光释光测年研究 [J]. *冰川冻土*, 2017, 39(3): 549–562.
- [34] 陈莹璐. 黄河玛曲段和汝河遂平段古洪水事件年代及其气候背景对比研究 [D]. 西安: 陕西师范大学, 2018.
- [35] Xu Z W, Mason J A, Xu C, et al. Critical transitions in Chinese dunes during the past 12, 000 years [J]. *Science Advances*, 2020, 6(9): 8020.
- [36] 张小梅, 靳鹤龄, 刘冰. 末次盛冰期以来库布齐沙漠环境变化 [J]. *中国沙漠*, 2021, 41(5): 81–93.
- [37] 徐宇杰, 刘冰, 孙爱军, 等. 古尔班通古特沙漠及周边区域全新世环境演变研究进展 [J]. *干旱区地理*, 2023, 46(4): 550–562.
- [38] Liu B, Zhao H, Li S H, et al. Asynchronous paleosol development during the past 20 ka in response to climate change across the dune fields of the Asian summer monsoonal boundary, northern China [J]. *Earth-Science Reviews*, 2022, 234: 104232.
- [39] Liu B, Zhao H, Yang F, et al. A new aeolian activity proxy based on analysis of the grain size characteristics of surface soils across the Tengger Desert, northwest China, and its application to a Quaternary aeolian succession [J]. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2023, 622: 111594.
- [40] Zhang J, E C Y, Wu C Y, et al. An alpine meadow soil chronology based on OSL and radiocarbon dating, Qinghai Lake, northeastern Tibetan Plateau [J]. *Quaternary International*, 2020, 562:



- 35–45.
- [41] Qiang M, Jin Y, Liu X, et al. Late Pleistocene and Holocene aeolian sedimentation in Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: variability, processes, and climatic implications [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 132: 57–73.
- [42] Sun D H, Bloemendal J, Rea D, et al. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components [J]. *Sedimentary Geology*, 2002, 152(3/4): 263–277.
- [43] Liu X X, Sun Y B, Vandenberghe J, et al. Palaeoenvironmental implication of grain-size compositions of terrace deposits on the western Chinese Loess Plateau [J]. *Aeolian Research*, 2018, 32: 202–209.
- [44] Liu Y M, Liu X X, Sun Y. QGrain: an open-source and easy-to-use software for the comprehensive analysis of grain size distributions [J]. *Sedimentary Geology*, 2021, 423: 105980.
- [45] Peng J, Wang X L, Yin G M, et al. Accumulation of aeolian sediments around the Tengger Desert during the late Quaternary and its implications on interpreting chronostratigraphic records from drylands in north China [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2022, 275: 107288.
- [46] Peng J, Zhao H, Dong Z B, et al. Numerical methodologies and tools for efficient and flexible unmixing of single-sample grain-size distributions: application to late Quaternary aeolian sediments from the desert-loess transition zone of the Tengger Desert [J]. *Sedimentary Geology*, 2022, 438: 106211.
- [47] 王兆夺, 黄春长, 周亚利, 等. 若尔盖盆地黄河第一湾河岸沉积地层序列及其成因研究 [J]. *冰川冻土*, 2022, 44(4): 1175–1187.
- [48] Zhang J, E C Y, Yang F, et al. OSL ages and pedogenic mode of Kobresia mattic epipedon on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Catena*, 2023, 223: 106912.
- [49] Lin Y C, Feng J L. Aeolian dust contribution to the formation of alpine soils at Amdo (Northern Tibetan Plateau) [J]. *Geoderma*, 2015, 259/260: 104–115.

## Interrelationships between climate change and surface processes in the First Meander of the Yellow River since the Last Deglaciation

Ge Jianhui<sup>1,2</sup>, Liu Bing<sup>1</sup>, Xu Yujie<sup>1,2</sup>, Sun Aijun<sup>1,2,3</sup>, Wang Keqi<sup>1,2</sup>, Li Dongxue<sup>1,2</sup>, Zhao hui<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Desert and Desertification, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Ministry of Education Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** The First Meander of the Yellow River, an area rich in biodiversity, is highly sensitive to ecological changes in the world's high-altitude regions, in where the environmental evolution how responds to regional climate change is of great important scientific significance. In view of the reconstructed results divergence of climate/environment since the last deglaciation, we individually synthesized the framework process of regional climatic change and the history of earth surface environmental evolution, as well as further discuss the relationship between them, with the aid of the published multi-archive records. The results indicated that the regional climate became warmer and wetter during the period of 13–6 ka, with the climatic optimum of 10–6 ka, afterwards, the regional climate tended to be cold-dry owing to the declined temperature and humidity. The regional earth surface process was dominated by the fluvio-lacustrine sediments during 18–11 ka, accompanying with the weakest aeolian activity, whereas the aeolian activity began enhanced from 11 ka to 8 ka, along with the weakened fluvio-lacustrine process. In 8–3 ka, the paleosol is unprecedentedly developed and alpine meadow is extensively formed thereafter. An asynchronous relationship was detected between regional surface environmental and climate change, in detail, climate change positively drove regional surface processes prior to 6 ka, whereas it exerted a negative influence hereafter. Additionally, we concluded that meadow soil is a product of continuous accumulation of aeolian material under the context of gradually cold and dry conditions, by comparing modern and late Holocene meadow soil particle sizes, which implying a complex relationship between regional soil development and climate change.

**Key words:** the Last Deglaciation; the First Meander of the Yellow River; climate change; surface processes; interrelationship