

马晓慧,庞奖励,刘小楝,等.瓦窑沟剖面记录的早中全新世毛乌素沙地东南缘气候变化[J].中国沙漠,2021,41(5):71-80.

瓦窑沟剖面记录的早中全新世毛乌素沙地东南缘气候变化

马晓慧¹,庞奖励¹,刘小楝¹,丁丹¹,岳晓晓¹,贾飞飞²

(1.陕西师范大学 地理科学与旅游学院,陕西 西安 710119; 2.辽宁师范大学 城市与环境学院,辽宁 大连 116029)

摘要:毛乌素沙地位于中国东亚季风边缘区,对气候变化响应敏感。区域内分布着大量河湖相沉积地层,忠实记录了全新世以来气候变化状况。选取毛乌素沙地东南缘河湖相沉积地层为主的瓦窑沟剖面(WYG),在光释光(OSL)和¹⁴C(AMS ¹⁴C)测年基础上,对粒度、色度和有机质环境代用指标进行分析,反演得出毛乌素沙地早中全新世气候经历了3个阶段:约9.8 ka BP前气候干冷,广泛沉积沙层;9.8—9.6 ka BP气候逐渐回暖,为气候干冷转为暖湿的过渡期;9.6—5.2 ka BP气候相对暖湿,发育砂质泥炭层。推测计算得出,剖面地层沉积速率沙层>过渡层>砂质泥炭层,且各地层均存在次一级旋回,曲线旋回周期砂质泥炭层(480 a)>沙层(150 a)>过渡层(130 a),指示砂质泥炭层沉积速率最慢、形成时期气候相对稳定。研究结果与东亚季风区域古气候记录具有很好的可比性,是对东亚冬夏季风强度变化的全球性响应。

关键词:瓦窑沟剖面;早中全新世;毛乌素沙地;东南缘;气候变化

文章编号: 1000-694X(2021)05-071-10

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2021.00058

中图分类号: P531

文献标志码: A

0 引言

全新世对现代社会意义重大,是离现代社会最近的地质历史时期,也是与人类社会关系最密切的地质年代^[1],其遗留的古湖泊沉积物忠实记录了彼时的古水文变化。全新世以来湖泊普遍经历了反复的消涨变化,但消涨时间略有差别,表现出一定的迟缓性^[2-6]。伴随着湖泊的消涨扩缩,沙漠中的风成沉积记录呈现出与其相反的变化规律,即湖泊主要发育期对应着沙漠期,湖泊萎缩期对应着间沙漠期^[7-8]。

前人基于区域内风成沉积和河湖相沉积地层,采用粒度^[9-11]、磁化率^[9-12]、有机质^[12-13]、化学元素^[14-16]、孢粉^[17-18]、CaCO₃^[19]等环境代用指标反演了毛乌素沙地全新世以来气候变化过程。毛乌素沙地全新世期间气候整体表现为干冷-暖湿-干冷的变化特征,与全新世季风气候变化相呼应^[20-21],但存在千-百年尺度的冷暖波动且不同点位之间存在差

异,即毛乌素沙地不同点位全新世以来经历的冷-暖波动次数有所不同,牛东风等^[22]发现萨拉乌苏河流域全新世经历了11次冷-暖波动;韩瑞等^[9]和李想等^[14]均发现区域气候经历了3次冷-暖波动;刘荔昀等^[23]发现全新世气候经历了2次冷-暖波动;而Liu等^[24]指出全新世气候经历了3个暖期和9个冷期。一些用来反映全新世冷事件,如Niu等^[25]和Lu等^[26]认为全新世气候分别经历了9次和6次冷事件。一些用来反映全新世湖泊水位的变化情况,Liu等^[11]发现萨拉乌苏河自全新世以来经历了高水位-水位不稳定-退缩的变化过程。

一般地,全新世以来毛乌素沙地内部发育了大量泥炭,指示毛乌素沙地中全新世气候相对湿润^[27-28]。毛乌素沙地对气候变化反应敏感,尤其是气候变化背景下沙漠面积的扩缩,不同学者在研究此问题时,采集的剖面位置不尽相同,剖面代表的地层完整程度不同及测年方法存在差异,导致结果难以完全进行对比,但目前的认识大体上一致,为

收稿日期:2021-03-31; 改回日期:2021-05-08

资助项目:国家自然科学基金项目(41901094);中央高校基本业务专项经费项目(GK202103148)

作者简介:马晓慧(1994—),女,河南濮阳人,硕士研究生,研究方向为资源开发与环境演变。E-mail: maxiaohui@snnu.edu.cn

通信作者:刘小楝(E-mail: xiaokangliu@snnu.edu.cn)

了更细微地了解毛乌素沙地地区气候演变过程,进行了本文研究。风成沉积物与河湖相沉积物各有优势,全面系统地对两种类型的沉积物进行分析对比,更有利于认识区域环境变化,故在区域内寻找更多沉积地层、获取更多采样点,是研究毛乌素沙地全新世古气候环境的关键。

我们通过大量的野外调查,在毛乌素沙地东南缘发现了具有代表性的河湖相沉积地层为主的新剖面——瓦窑沟(WYG)剖面。本文以其为研究对象,基于光释光(OSL)和 ^{14}C (AMS ^{14}C)地层测年数据,对粒度、色度和有机质环境代用指标进行分析,来进一步探究毛乌素沙地早中全新世气候演化过程;同时进行了区域对比,为进一步深刻并详细了解该区域全新世古气候环境变化提供了一定的科学依据。

1 研究区概况

毛乌素沙地(37°27'—39°22'N, 107°20'—111°30'E)位于中国季风边缘区过渡带、黄土高原与鄂尔多斯高原之间,是典型的季风边缘区与气候敏感区^[29]。沙漠面积约4万 km^2 ,海拔为1 100—1 300 m,年降水量250—440 mm,年均气温6.0—8.5 $^{\circ}\text{C}$ ^[12],降水年际变率大,常发生旱灾,植被稀疏,地表径流以地下水补给为主。沙漠以固定-半固定沙丘为主,是第四纪以来形成的沙丘(流动、半流动和固定)和黄土草地镶嵌分布的草原型沙漠^[30]。

自全新世以来,毛乌素沙地广泛发育风成沉积物和河湖相沉积物,尤其是东南缘地层出露大量灰白色、灰绿色湖相沉积物,表明某一时期毛乌素沙地内部曾有湖泊分布^[31]。研究区附近由于近几千年来河流强烈下切作用沿着高原面下切,出现河道与数十米宽的沟谷,从而导致两侧被掩埋的连续沉积地层裸露出来;观测剖面地层连续,且分布厚层砂质泥炭。

2 研究材料与方法

2.1 研究材料

瓦窑沟(WYG)剖面地理位置为37°43'22"N、109°07'26"E(图1),剖面顶部海拔1 007 m,地处毛乌素沙地与黄土高原过渡带,行政上属于陕西省榆林市横山区塔湾镇瓦窑沟村。剖面位于芦河支流左岸高原面,高出现代河床约40 m,地貌为覆沙黄

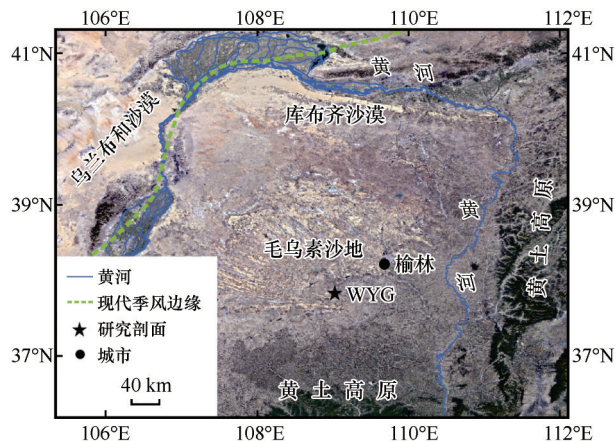


图1 研究区概况(修改自[32])

Fig.1 The general situation of research area
(modified from [32])

土丘陵,年降雨量397.8 mm,年均气温8.6 $^{\circ}\text{C}$;附近分布零星干旱区灌木与半灌木植物,有新疆杨(*Populus alba*)、加杨(*Populus canadensis*);花棒(*Hedysarum scoparium*)、怪柳(*Tamarix chinensis*)、黑沙蒿(*Artemisia ordosica*)。

剖面沉积物沿河岸连续出露几十米,剖面地层界限明显,层序保存完整。野外对剖面地层沉积物类型进行初步判断,加上室内的进一步观测对比与环境代用指标实验结果分析,大致判断地层可能属性。具体地层特征描述见图2。野外自剖面顶部垂直向下采样,间隔2 cm,全样135个,采样深度270 cm,未见底;根据地层性质共采集年代样品5个,包括2个 ^{14}C 样品和3个OSL样品。

2.2 研究方法

测量均在陕西师范大学地理科学与旅游学院土壤与沉积分析实验室完成。粒度采用美国Beckman公司生产的LS-13320型激光粒度仪测量,称取适量样品,加入10%的 H_2O_2 除去样品中有机质,加热至无气泡产生;再加入10%的 HCl 除去 CaCO_3 ,加入纯水静置72 h;后加入30%的 $(\text{NaPO}_3)_6$ 溶液,放入超声波震荡仪中震荡使其充分均匀分散;最后上机进行测试,粒度取值为3次测试均值。

有机质含量采用SX-5-D型箱式电阻炉对样品进行灼烧失重测量,称取105 $^{\circ}\text{C}$ 下烘干的研磨样品1 g,放入瓷舟中,将其置于箱式电阻炉中在400 $^{\circ}\text{C}$ 条件下灼烧2 h,计算样品损失率。色度采用美国生产的X-rite VS450型分光测色仪测量^[33]。

^{14}C 测年实验在美国Beta实验室完成,常规放射



图2 瓦窑沟剖面图与地层特征描述

Fig.2 Profile view and stratigraphic description of WYG section

性碳年龄经树轮校正,利用 Calib 7.02 程序与 IN-TCAL 13 数据库校准得到公历年龄,具体测年方法参见 <https://www.radiocarbon.com/pretreatment-carbon-dating.htm#Washes>.;光释光(OSL)测年实验在中国科学院青海盐湖研究所完成,具体测年方法同 Lai 等^[34]。

3 结果

3.1 测年结果和地层年代框架

根据年代样品测试结果(表 1、2),将其分为两组(¹⁴C 样品、第二个 ¹⁴C 与 OSL 样品),用直线直接连接第一组年代数据,对第二组年代数据进行线性拟合,得到拟合曲线(图 3),相关系数为 0.91,说明拟合效果较好。地层拟合年龄与深度呈线性关系,地层年代无明显倒置现象,符合地层年代学一般顺序。

通过深度-年代拟合,可推知剖面各深度的大致年龄。剖面最上层为现代表土层,但拟合年龄大致为 4 210 a BP(图 3),通过与附近剖面地层对比^[10],可知该地层不连续,究其原因是冲沟冲刷切割作用导致地层断裂,近年来断裂面上重新发育现代沉积物,下文不再对表土层进行讨论。根据拟合结果推测砂质泥炭层顶界(16 cm)年龄为 5 270 a BP,32 cm 处年龄大致为 6 330 a BP,72 cm 处年龄大致为 8 980 a BP,80 cm 处年龄大致为 9 650 a BP,88 cm 处年龄大致为 9 800 a BP,184 cm 处年龄大致为 11 680 a BP,270 cm 处年龄大致为 13 350 a BP。

3.2 环境代用指标结果

3.2.1 色度特征

色度指标 L^* 是土壤颜色亮暗的反映,与有机质含量密切相关,即 L^* 值大小可反映地层中有机质含量变化^[35]。WYG 剖面 L^* 值为 33.48—82.01,变化幅

表 1 剖面 ¹⁴C 测年结果

Table 1 The ¹⁴C dating results of section

样品编号	实验室编号	深度/cm	沉积物类型	测年材料	¹³ C/ ¹² C 比率/%	放射性碳年龄 /a BP	校正年龄 2σ/cal a BP
WYG- ¹⁴ C-02	Beta-547352	20—22	砂质泥炭	全样有机质	-23.4	4810±30	5537.5±63.5
WYG- ¹⁴ C-09	Beta-547353	76—78	砂质泥炭	全样有机质	-25.1	8250±30	9247±152

表2 剖面光释光(OSL)测年结果
Table 2 The OSL dating results of section

样品编号	深度/cm	U 含量 /(mg·kg ⁻¹)	Th 含量 /(mg·kg ⁻¹)	K 含量 /%	剂量率 /(Gy·ka ⁻¹)	等效剂量 /Gy	释光年龄 /ka BP
WYG-OSL-01	98—100	2.5±0.4	3.50±0.4	1.94±0.04	3.02±0.24	31.6±1.4	10.4±0.9
WYG-OSL-02	136—138	3.33±0.5	4.15±0.5	1.82±0.04	3.18±0.24	34.3±1.0	10.8±0.9
WYG-OSL-04	194—196	3.37±0.4	2.81±0.4	1.92±0.04	3.16±0.24	37.2±4.4	11.8±1.7

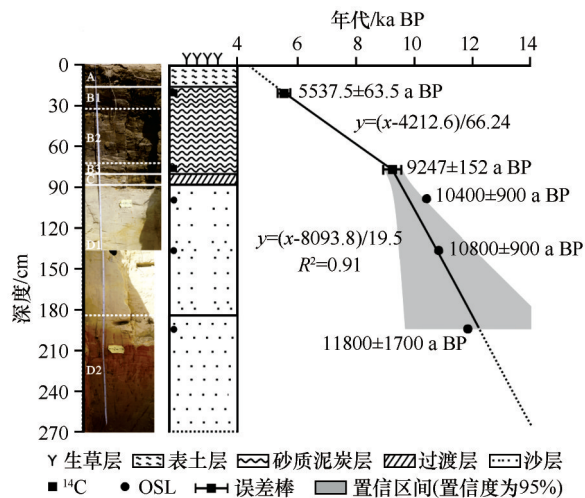


图3 深度-年代拟合

Fig.3 Fitting of depth-aging

度为59%,均值68.27;各地层有明显差异(图4),沙

层整体值明显高于砂质泥炭层,为68.11—82.01,均值72.25;过渡层值介于沙层和砂质泥炭层之间,为49.42—68.11,均值56.6;砂质泥炭层为 L^* 低值区,为33.48—60.1,均值51.33。在剖面70—80 cm与26—38 cm段, L^* 值相对于其他地层表现出明显谷值,分别为45.4与33.48。

a^* 值大小主要受水分、母质等因素影响,测试前已对样品进行自然风干处理,可排除水分对其值的影响; a^* 值主要受母质的影响,反映风沙作用的程度^[36]。剖面 a^* 值为-0.04—10.41,变化幅度达到100.3%,均值3.35;各地层值差距较大,风成沙层表现为整个剖面的相对高值,为1.08—10.41,均值5.29;湖相沙层则表现为剖面相对低值,为-0.04—2.76,均值0.94;过渡层与砂质泥炭层值介于湖相沙层与风成沙层之间,均值分别为3.62和4.13。

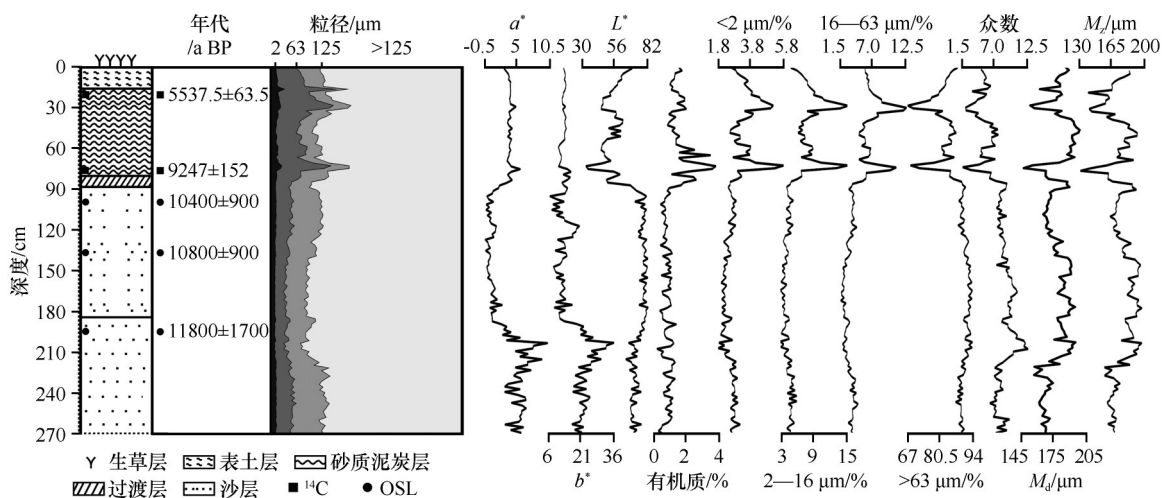


图4 指标随深度的变化

Fig.4 Variation of indices with depth

同 a^* 一样, b^* 值主要受母质的影响,故用来反映风沙活动作用的程度。剖面 b^* 值为6.73—35.46,变化幅度为81%,均值15.74。各地层值变化与 a^* 一致,风成沙层出现最大均值(22.03);湖相沙层出现最小均值(12.45);过渡层与砂质泥炭层均值介于风成沙层与湖相沙层之间,分别为13.62和12.73。

3.2.2 粒度特征

粒度可指示沉积环境、物源搬运动力,其中风成沉积物粒度与风力大小、物源本身组分及搬运距离等因素相关,而河湖相沉积物还与水动力条件相关,沙漠中的河湖相沉积物可能主要受到物源粒度组成(主要为风成来源)控制;而水动力、风动力、物

源组分和搬运距离与气候和干湿状况息息相关,故颗粒粗细与气候和干湿相对应,用来指示气候与环境干湿变化^[37]。从侧面指示风成沉积过程和河湖相沉积过程对于理解区域环境变化尤为重要,而区域风沙活动强度变化也有助于解释 WYG 剖面的粒度特征。WYG 剖面粒度组分以砂(>63 μm)为主,含量 67.2%—93.28%,均值 87.46%。剖面组分含量砂>细粉砂>粗粉砂>黏粒(表 3,图 4)。

表 3 瓦窑沟剖面不同地层粒度组成(%)

Table 3 Grain size composition of different stratum in WYG section (%)

地层	<2 μm 黏粒	2—16 μm 细粉砂	16—63 μm 粗粉砂	>63 μm 砂
A 生草层	3.2	6.94	6.03	83.82
B 砂质泥炭层	3.68	8.62	6.85	80.83
C 过渡层	2.83	5.63	4.51	87.02
D 沙层	2.49	4.22	2.96	90.31

黏粒(<2 μm)、细粉砂(2—16 μm)和粗粉砂(16—63 μm)含量变化趋于一致,但与砂(>63 μm)含量、众数(194.2 μm)、中值粒径和平均粒径变化大致相反(图 4)。黏粒(<2 μm)在沙层出现最小均值(2.49%),值为 1.84%—3.15%;砂质泥炭层出现最大均值(3.68%),为 2.53%—5.75%;过渡层均值介于上下层之间,为 2.83%。粉砂(包括细粉砂 2—16 μm 与粗粉砂 16—63 μm)含量变化与黏粒(<2 μm)一致,地层从下到上均值依次为 4.22%、5.63%、8.62%与 2.96%、4.51%、6.85%;砂(>63 μm)在各地层中的含

量与之相反,沙层出现最大均值(90.31%);过渡层均值介于上下层之间,为 87.02%;砂质泥炭层出现最小均值(80.83%)。

众数、中值粒径与平均粒径均在沙层出现最大均值,依次为 9.76、176.68 μm、176.81 μm;过渡层均值介于沙层与砂质泥炭层之间,依次为 9.36、178.06 μm、174.34 μm;砂质泥炭层则出现最小均值,分别是 8.12、181.09 μm、166.69 μm。通过地层性质结合实验数据分析,可知沙层颗粒整体较粗,指示成壤作用较弱,形成时期东亚冬季风盛行时风力强劲,气候干冷;砂质泥炭层颗粒整体较细,指示成壤作用较强,形成时期夏季风盛行,气候暖湿,有效降水增多且地势低洼;而过渡层颗粒粒径介于沙层与砂质泥炭层之间,指示成壤作用与形成时期风力皆介于二者之间,气候亦如此。这进一步说明风沙活动的重建对于分析 WYG 剖面沉积物粒度组成,有着极其重要的作用。

各地层沉积物粒度自然频率分布曲线大体趋势相似,但存在若干微小差别(图 5)。各曲线及其之间的差异显示出,B1 层与 B2 层曲线均呈单峰分布,说明粒级分选较好,形成环境稳定,物源与搬运动力单一,以流水作用为主,进一步指示形成时期气候相对稳定;其他 4 条曲线均呈双峰分布,指示的环境意义与前者相反,物源与搬运动力复杂,可能受流水与风沙活动两种作用,指示形成时期气候相对不稳定。

3.2.3 各指标间的相关性

有机质含量对 L*值影响显著,且二者变化呈负

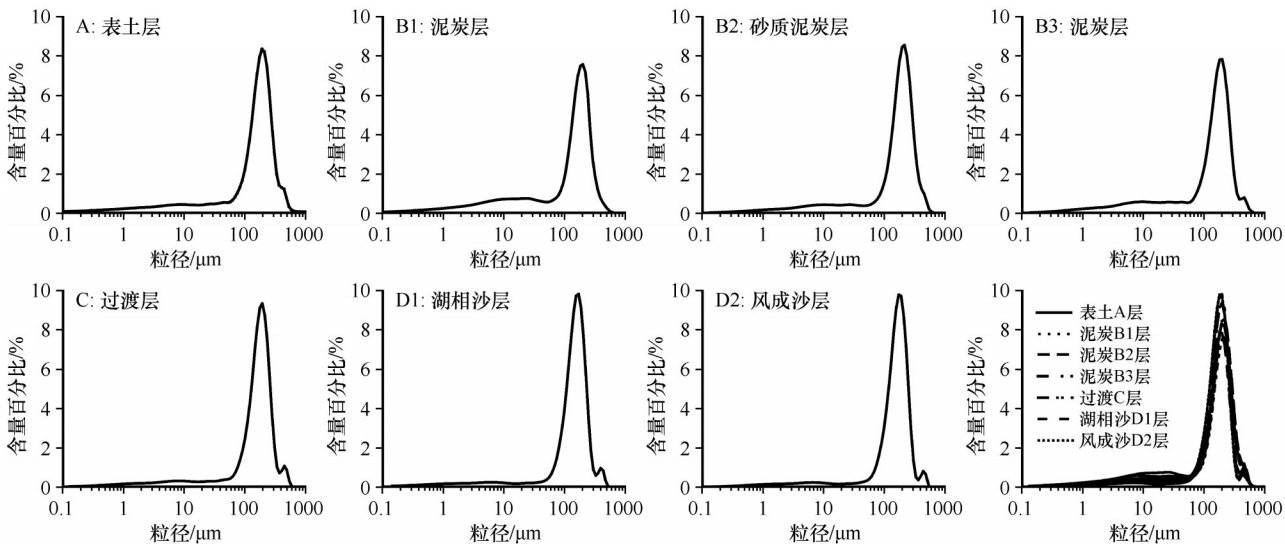


图 5 沉积物粒度分布曲线

Fig.5 Grain size distribution curve of sediment

相关关系;粒径小时,粒径与有机质呈显著正相关关系^[38],因此本文只着重讨论有机质、 L^* 和黏粒($<2\ \mu\text{m}$)之间的关系。

黏粒($<2\ \mu\text{m}$)含量与有机质含量正相关(图6A),相关系数为0.68,说明二者古气候指示意义相似;有机质含量与 L^* 呈负相关(图6B),相关系数为-0.76,说明二者的古气候指示意义相反;黏粒($<2\ \mu\text{m}$)含量与 L^* 负相关(图6C),相关系数为-0.80,这说明二者古气候指示意义相反。

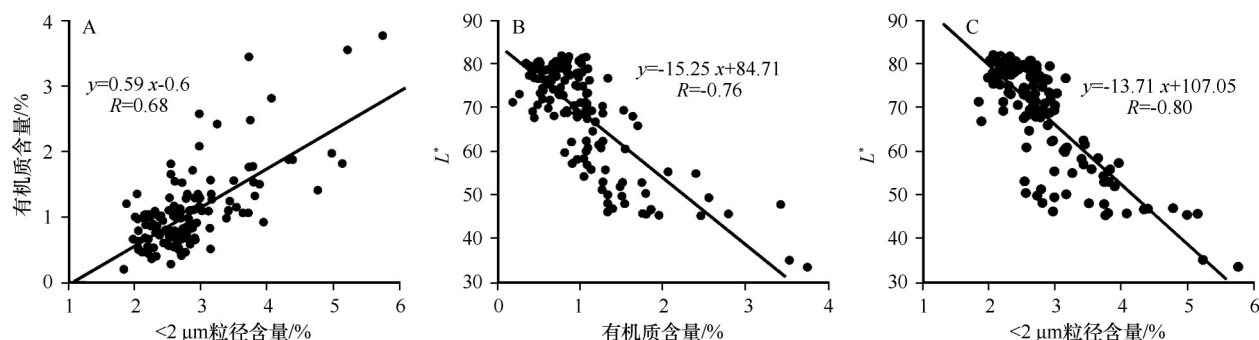


图6 黏粒($<2\ \mu\text{m}$)、亮度(L^*)和有机质之间的相关性分析

Fig 6 Correlation analysis between clay particle, brightness and organic matter

9.8 ka BP前(270—88 cm)整体气候干冷,但早晚期有所不同,广泛发育沙层,沉积速率为 $0.5\ \text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,旋回周期大致为130 a。13.3—11.6 ka BP(270—184 cm)发育风成沙,指标曲线波动幅度稍比湖相沙层大,各项指标综合指示形成时期气候干冷。11.6—9.8 ka BP(184—88 cm)发育湖相沙, L^* 值达到最大,黏粒($<2\ \mu\text{m}$)与有机质含量均达最小,推测其原因是湖泊开始发育,但面积尚小、发育不完整,导致粒径偏大,指示强风动力作用下的相对干冷气候。该层出现黏粒与有机质最小均值,分别为2.49%和0.79%;而 L^* 出现最大均值(75.34)。

9.8—9.6 ka BP(88—80 cm)气候相对暖湿,广泛发育沙向着砂质泥炭发育的过渡期,沉积速率为 $0.19\ \text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,旋回周期约为150 a。黏粒与有机质含量逐渐增多, L^* 值逐渐减小,指标值均介于上下地层之间。

9.6—5.2 ka BP(80—16 cm)气候相对暖湿,但早晚期有差异,广泛发育砂质泥炭,沉积速率为 $0.15\ \text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,旋回周期大致为480 a。9.6—8.9 ka BP(80—72 cm)发育深灰褐色砂质泥炭,黏粒与有机质含量出现地层最大均值,指示气候相对暖湿、且为剖面最暖期。8.9—6.3 ka BP(72—32 cm)发育棕色砂质泥炭,气候相对于上下层较干冷。6.3—5.2

3.3 瓦窑沟剖面记录的早中全新世毛乌素沙地古气候特征

结合上述各气候替代指标曲线,将任一谷值与相邻的两个峰值看作一个旋回,取各指标曲线在各地层旋回数量的众数作为各地层的旋回数量,利用年代/旋回数量计算出地层曲线旋回周期,总结出早中全新世毛乌素沙地东南缘气候经历了冷—暖变化。

ka BP(32—16 cm)发育深灰褐色砂质泥炭,气候相对暖湿。

4 讨论与结论

4.1 区域对比

剖面记录的气候变迁,是整个地区气候因素综合作用的结果。特别是由于河湖相沉积剖面分辨率相对较高,可利用本文剖面中砂质泥炭与其他剖面进行对比,证实气候变化时间的准确性。

9.8 ka BP前气候干冷,主要发育沙层,空气有效湿度较低。毛乌素沙地4个剖面^[23]研究显示,约10 ka BP前气候以干冷为主;10.39—9.34 ka BP气候冷干,风沙活动盛行^[39];末次盛冰期与末次冰消期期间(22—11.8 ka BP)沙丘活化,是由于干冷气候所致^[40]。

9.8—5.2 ka BP气候相对温暖,发育砂质泥炭层,空气有效湿度大。三道沟剖面在全新世经历了8.4—4.2 ka BP的气候温暖阶段^[41];锦界剖面记录有7.5—4.6 ka BP暖湿阶段^[42]。杨小平等^[43]总结出浑善达克沙地在9.6—3 ka BP气候暖湿,呼伦贝尔沙地在7.5—3.5 ka BP风沙活动逐渐减弱,指示气候温暖。巴丹吉林沙漠腹地陶尔·勒格图湖盆在9.5—

6.5 ka BP 呈现的气候状态为暖湿^[44]。由此可见, 9.8—5.2 ka BP 大暖期不仅发生在毛乌素地区, 在中国东部沙漠地区皆有体现。此时, 包括毛乌素沙地在内的中国北方沙地大面积被固定, 风沙活动减弱, 与风沙重建记录基本一致^[45-46]。全新世中国沙漠的暖湿气候集中在 10—4 ka BP (图 7), 与本剖面有着很好的对应。

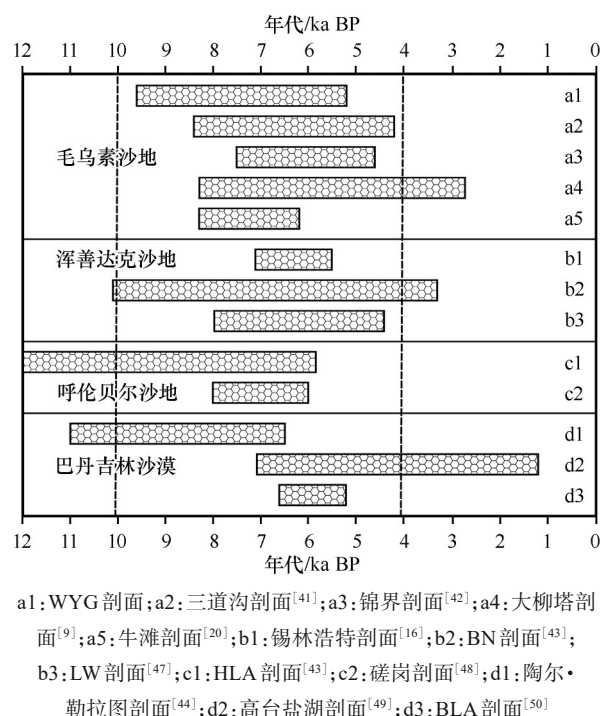


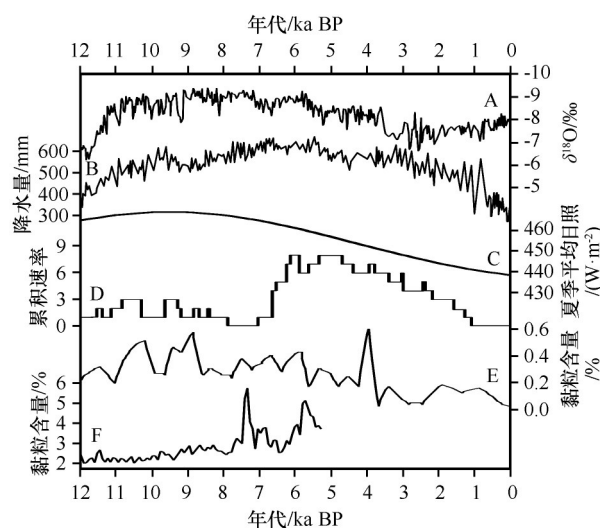
图 7 全新世沙漠温暖时期对比

Fig 7 Comparison of desert warm period during Holocene

4.2 驱动机制

根据年代框架可知 WYG 剖面最早记录的泥炭形成于全新世早期, 但剖面显示 9.8—9.6 ka BP 为风沙与砂质泥炭过渡阶段, 砂质泥炭主要在 9.6—5.2 ka BP 发育。泥炭指示湿润环境, 形成于特定的温度和湿度范围内^[7]。本文研究的剖面中发育砂质泥炭层, 反映形成时气候湿润或相对湿润^[51-52], 气候湿润导致空气有效湿度增高, 进一步指示空气有效湿度较高。泥炭的形成与夏季日照时间和季风强度密切相关, 进一步说明泥炭的形成与亚洲季风存在着一定程度上的因果关系^[53]。太阳辐射是形成海陆热力差异的主要原因^[54], 夏季气候炎热, 导致海陆热力差异增大, 从而致使夏季风增强、降水增多; 暖湿气候利于动植物快速生长, 死亡后的生物残骸不断在地层中积累, 经过时间的淀积形成泥炭, 故泥炭可指示夏季风的强弱。

WYG 剖面在早中全新世发育不同类型的沉积物, 厚度最大的是处于 9.6—5.2 ka BP 的砂质泥炭层, 导致剖面沉积物存在差异的驱动机制需要进一步分析。剖面黏粒 (<2 μm) 含量 (图 8F) 约在 7.5—5.2 ka BP 出现峰值, 与 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线 (图 8A) 和公海降水量 (图 8B) 表现出一致性, 说明气候主要受夏季风主导; 与 65°N 夏季平均日照 (图 8C)、泥炭累积速率 (图 8D) 和 SDG 风成沉积剖面黏粒含量曲线 (图 8E) 相比, 表现出区域和时间上的迟缓性。中全新世, 尤其是 8—3 ka BP 期间, 东亚夏季风最强, 该时段气候为全新世最暖湿^[59]; 期间出现次一级波动, 表现为气候减弱事件, 这与北半球冰盖面积变化和北大西洋经向翻转突然减弱所引起的 EASM 减弱相关^[60]。剖面在 9.6—5.2 ka BP 发育砂质泥炭, 此段黏粒 (<2 μm) 含量曲线与董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ (图 8A)、公海降水量 (图 8B)、夏季平均日照曲线 (图 8C)、泥炭累积速率 (图 8D) 及 SDG 剖面黏粒含量 (图 8E) 有着极好的对应关系, 进一步说明了毛乌素沙地地区的气候是东亚夏季风强度变化全球性的结果。



A: 董哥洞石笋 D4 氧同位素记录^[55]; B: 公海年降水量记录^[56]; C: 65°N 夏季 (JJA) 平均日照^[57]; D: 全新世毛乌素沙地泥炭累积速率^[7]; E: SDG 剖面风成沉积序列黏粒含量曲线^[58]; F: WYG 剖面黏粒含量

图 8 全新世以来各指标对比情况

Fig 8 Comparison of indicators since Holocene

4.3 结论

毛乌素沙地东南缘 9.8 ka BP 前气候干冷, 沙层沉积, 后期湖泊逐渐发育, 但面积尚小、发育相对不完整, 导致颗粒粒径较粗, 气候仍表现为干冷; 9.8—9.6 ka BP 冷干气候向相对暖湿气候的过渡期; 9.6—

5.2 ka BP气候相对暖湿,砂质泥炭堆积为主。

黏粒($<2\ \mu\text{m}$)含量与有机质含量正相关、有机质含量与 L^* 负相关、黏粒含量与 L^* 负相关,指示可以从不同角度来揭示WYG剖面气候变化过程。

地层沉积速率沙层($0.5\ \text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$)>过渡层($0.19\ \text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$)>砂质泥炭层($0.15\ \text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$);气候旋回周期砂质泥炭层(480 a)>过渡层(150 a)>沙层(130 a),指示砂质泥炭层沉积速率最慢、形成时气候环境相对稳定。

WYG剖面与中国东部地区气候变化具有一致性,是对东亚冬夏季风强度变化的全球性响应。

致谢:感谢肖南、朱春鸣、许明静、胡永红等在野外工作中给予的倾力帮助。非常感谢审稿专家和编辑部老师对本文的细心审阅及提出的宝贵修改意见和建议。

参考文献:

- [1] Lowell T V, Heusser C J, Andersen B G, et al. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene Glacial events [J]. *Science*, 1995, 269(5230): 1541–1549.
- [2] 魏志巧. 古居延泽全新世湖泊演化过程及其影响机制[D]. 兰州: 兰州大学, 2019.
- [3] 李华章, 刘清泗, 汪家兴. 内蒙古高原黄旗海、岱海全新世湖泊演变研究[J]. *湖泊科学*, 1992, 4(1): 31–39.
- [4] Wünnemann B, Chen F H, Riedel F, et al. Holocene lake deposits of Bosten Lake, southern Xinjiang, China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(14): 1429–1432.
- [5] Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(3/4): 467–479.
- [6] Chen F H, Wu W, Holmes J A, et al. A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(14): 1401–1410.
- [7] Liu X K, Lu R J, Du J, et al. Evolution of peatlands in the Mu Us Desert, Northern China, since the Last Deglaciation [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2018, 123(2): 1–10.
- [8] 李保生, 高全洲, 阎满存, 等. 150 ka BP以来巴丹吉林沙漠东南区域地层序列的新研究[J]. *中国沙漠*, 2005, 25(4): 457–465.
- [9] 韩瑞, 苏志珠, 李想, 等. 粒度和磁化率记录的毛乌素沙地东缘全新世气候变化[J]. *中国沙漠*, 2019, 39(2): 105–114.
- [10] 舒培仙, 李保生, 牛东风, 等. 毛乌素沙漠东南缘滴哨沟湾剖面DGS1层段粒度特征及其指示的全新世气候变化[J]. *地理科学*, 2016, 36(3): 448–457.
- [11] Liu X K, Lu R J, Jia F F, et al. Holocene water-level changes inferred from a section of fluvio-lacustrine sediments in the southeastern Mu Us Desert, China [J]. *Quaternary International*, 2018, 469: 58–67.
- [12] Liu X K, Lu R J, Lü Z Q, et al. Magnetic susceptibility of surface soils in the Mu Us Desert and its environmental significance [J]. *Aeolian Research*, 2017, 25: 127–134.
- [13] 杨帆, 靳鹤龄, 李孝泽, 等. 中晚全新世毛乌素沙地东南部气候变化过程[J]. *中国沙漠*, 2017, 37(3): 431–438.
- [14] 李想, 苏志珠, 韩瑞, 等. 风成沉积地层化学元素记录的毛乌素沙地气候变化[J]. *冰川冻土*, 2019, 41(3): 563–573.
- [15] 尚媛, 鲁瑞洁, 贾飞飞, 等. 青海湖湖东风成剖面化学元素特征及其环境指示意义[J]. *中国沙漠*, 2013, 33(2): 463–469.
- [16] 靳鹤龄, 苏志珠, 孙忠. 浑善达克沙地全新世中晚期地层化学元素特征及其气候变化[J]. *中国沙漠*, 2003, 23(4): 32–37.
- [17] 杨林海, 赖忠平, 周杰, 等. 光释光测年和孢粉分析揭示的晚冰期以来科尔沁沙地演化过程[J]. *地理科学*, 2011, 31(6): 695–701.
- [18] 李宜垠, 吕金福. 松嫩沙地晚更新世以来的孢粉记录及古植被古气候[J]. *中国沙漠*, 1996, 23(4): 11–17.
- [19] 王丰年, 李保生, 牛东风, 等. 毛乌素沙漠东南缘DGS1层段 CaCO_3 记录的全新世气候变化[J]. *地球环境学报*, 2015, 6(3): 145–153.
- [20] 李想, 苏志珠, 马义娟, 等. 毛乌素沙地东南缘全新世气候不稳定性[J]. *中国沙漠*, 2020, 40(2): 109–117.
- [21] 徐志伟, 鹿化煜, 弋双文, 等. 末次盛冰期和全新世大暖期毛乌素沙地的空间变化[J]. *第四纪研究*, 2013, 33(2): 218–227.
- [22] 牛东风, 李保生, 魏建国, 等. 萨拉乌苏河流域MGS1 Rb和Sr记录的全新世千年尺度气候变化[J]. *地球化学*, 2016, 45(2): 155–163.
- [23] 刘荔昀, 鲁瑞洁, 刘小楝. 风成沉积物色度记录的毛乌素沙漠全新世以来气候变化[J]. *中国沙漠*, 2019, 39(6): 83–89.
- [24] Liu B, Jin H L, Sun L Y, et al. Winter and summer monsoonal evolution in northeastern Qinghai-Tibetan Plateau during the Holocene period [J]. *Chemie der Erde-Geochemistry-Interdisciplinary Journal for Chemical Problems of the Geosciences and Geoecology*, 2013, 73(3): 309–321.
- [25] Niu D F, Li B S, Du S H, et al. Cold events of Holocene indicated by primary elements distribution of the high-resolution sand dunes in the Salawusu River Valley [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2008, 18: 26–36.
- [26] Lu Y X, Li B S, Qiu S F, et al. Millennial-centennial scales climate changes of Holocene indicated by magnetic susceptibility of high-resolution section in Salawusu River Valley, China [J]. *Chinese Geographical Science*, 2010, 20(3): 243–251.
- [27] 陈渭南, 高尚玉, 邵亚军, 等. 毛乌素沙地全新世孢粉组合与气候变迁[J]. *中国历史地理论丛*, 1993(1): 39–54.
- [28] 马冀, 岳乐平, 杨利荣, 等. 毛乌素沙漠东南缘全新世剖面光释光年代及古气候意义[J]. *第四纪研究*, 2011, 31(1): 120–129.
- [29] 刘海霞, 李晋昌, 苏志珠, 等. 毛乌素沙地西南缘灌丛沙丘沉积物的粒度和元素特征[J]. *中国沙漠*, 2015, 35(1): 24–31.

- [30] 曹红霞, 张云翔, 岳乐平, 等. 毛乌素沙地全新世地层粒度组成特征及古气候意义[J]. 沉积学报, 2003, 21(3): 482-486.
- [31] 冯玉静, 隆浩, 黄银洲, 等. 毛乌素沙地东南缘全新世湖相地层石英和钾长石释光测年对比[J]. 湖泊科学, 2015, 27(3): 535-547.
- [32] Liu X K, Lu R J, Jia F F, et al. The strategy and environmental significance of Neolithic subsistence in the Mu Us Desert, China[J]. Quaternary International, 2020, 574: 68-77.
- [33] 杨丹, 庞奖励, 周亚利, 等. 汉中盆地军王村黄土-古土壤剖面的色度特征及机理[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2018, 57(1): 93-101.
- [34] Lai Z P, Zöller L, Fuchs M, et al. Alpha efficiency determination for OSL of quartz extracted from Chinese loess[J]. Radiation Measurements, 2008, 43: 767-770.
- [35] 杨胜利, 方小敏, 李吉均, 等. 表土颜色和气候定性至半定量关系研究[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2001, 31(B12): 175-181.
- [36] Ding Z, Lu R, Wang L, et al. Early-Mid Holocene climatic changes inferred from colors of eolian deposits in the Mu Us Desert[J]. Geoderma, 2021, 401: 115172.
- [37] 张娅璐, 春喜, 周海军, 等. 沙漠沙地风沙与湖相沉积物粒度判别方法及环境指示意义[J]. 中国沙漠, 2020, 40(5): 1-9.
- [38] 李勋光. 农药在土壤中的分布: DDT、BHC量与土粒粒径、有机质量之间的关系[J]. 土壤学报, 1993, 30(1): 88-93.
- [39] 高尚玉, 陈渭南, 靳鹤龄, 等. 全新世中国季风区西北缘沙漠演化初步研究[J]. 中国科学(B辑: 化学·生命科学·地学), 1993, 23(2): 202-208.
- [40] 冯玉静. 毛乌素沙地东南缘沉积物光释光测年与环境变迁研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2015.
- [41] 王攀, 董秋瑶, 巩雪娇, 等. 黄土高原-毛乌素沙漠过渡带靖边地区全新世土壤元素地球化学特征及其环境意义[J]. 地球科学与环境学报, 2020, 42(5): 678-687.
- [42] 刘振宇, 靳鹤龄, 刘冰, 等. 粒度特征揭示的中全新世以来毛乌素沙地演化过程[J]. 中国沙漠, 2019, 39(1): 88-96.
- [43] 杨小平, 梁鹏, 张德国, 等. 中国东部沙漠/沙地全新世地层序列及其古环境[J]. 中国科学: 地球科学, 2019, 49(8): 1293-1307.
- [44] 张律吕. 巴丹吉林沙漠全新世湖泊沉积记录及其演变机制探讨[D]. 兰州: 兰州大学, 2019.
- [45] 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.
- [46] 徐志伟, 鹿化煜. 毛乌素沙地风沙环境变化研究的理论和新认识[J]. 地理学报, 2021, 76: 1-23.
- [47] 周亚利, 鹿化煜, Mason J A, 等. 浑善达克沙地的光释光年代序列与全新世气候变化[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2008(4): 452-462.
- [48] 杨利荣, 岳乐平, 弓虎军. 呼伦贝尔沙地末次冰盛期晚期至全新世风成沙表面矿物特征及环境意义[J]. 地理研究, 2015, 34(6): 1066-1076.
- [49] 伏梦璇, 于世永, 吴金甲, 等. 巴丹吉林沙漠南缘高台盐湖记录的中晚全新世气候变化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(4): 192-203.
- [50] 姜高磊, 聂振龙, 刘哲, 等. 巴丹吉林沙漠南缘冲洪积物的光释光年代及其水文学意义[J]. 地球科学, 2020(6): 1-18.
- [51] 任国玉. 中国东北全新世干湿状况的演变[J]. 地质论评, 1999, 45(3): 255-264.
- [52] 李取生. 东北泥炭和沙地古土壤发育的对比与全新世干燥度变化[J]. 科学通报, 1993, 38(12): 1109-1111.
- [53] Zhao Y, Yu Z C, Tang Y, et al. Peatland initiation and carbon accumulation in China over the last 50, 000 years[J]. Earth-Science Reviews, 2014, 128: 139-146.
- [54] An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon[J]. Quaternary Science Reviews, 2000, 19(8): 743-762.
- [55] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 233(1): 71-86.
- [56] Chen F H, Xu Q H, Chen J H, et al. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation[J]. Scientific Reports, 2015, 5: 1-11.
- [57] Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A Long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth[J]. Astronomy & Astrophysics, 2004, 428(1): 261-285.
- [58] 鲁瑞洁, 王亚军, 张登山. 毛乌素沙地 15 ka 以来气候变化及沙漠演化研究[J]. 中国沙漠, 2010, 30(2): 273-277.
- [59] Ding Z Y, Lu R J, Lyv Z Q, et al. Geochemical characteristics of Holocene aeolian deposits east of Qinghai Lake, China, and their paleoclimatic implications[J]. Science of The Total Environment, 2019, 692: 1-14.
- [60] 李东, 谭亮成, 安芷生. 我国季风区 5 ka BP 气候事件[J]. 地球环境学报, 2016, 7(5): 468-479.

Early and Middle Holocene climate change inferred by Wayaogou Section in the Southeastern Mu Us Desert

Ma Xiaohui¹, Pang Jiangli¹, Liu Xiaokang¹, Ding Dan¹, Yue Xiaoxiao¹, Jia Feifei²

(1.School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China; 2.College of Urban and Environmental Sciences, Liaoning Normal University, Dalian 116029, Liaoning, China)

Abstract: Mu Us Desert is located in the edge of East Asian monsoon in China, which is sensitive to climate changes. There are a large number of fluvial and lacustrine sedimentary strata in the area, which faithfully records the climate change since the Holocene. We analyzed the section of fluvio-lacustrine sediments (WYG) in the southeastern edge of Mu Us Desert, based on OSL and AMS ¹⁴C dating, in combination with environmental proxy indicators including grain size, chromaticity and organic matter. The results showed that the climate of Mu Us Desert experienced three stages in the early and middle Holocene: Before 9.8 ka BP, the climate was cold-dry, with extensive deposition of sand; 9.8–9.6 ka BP, the climate warmed up gradually, which was the transition period from cold-dry to warm-wet; 9.6–5.2 ka BP, the climate was warm-wet relatively, and peat developed. It is calculated that the order of sedimentary rate of the section is sandy > transition layer > sandy peat layer. And there are secondary cycles in each layer, The cycle length of each layer is sandy peat layer (480 a/time) > sand layer (150 a/time) and > transition layer (130 a/time) from large to small, indicating that the sedimentary rate of sandy peat layer is the slowest and the climate is relatively stable during the formation period. The results of this study are in good contrast with the paleoclimatic records of other deserts in the East Asian monsoon region, which is a global response to the changes in the intensity of the East Asian winter and summer monsoon.

Key words: Wayaogou section; early and middle Holocene; Mu Us Desert; the southeast edge; climate change