

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2013.04193

青海湖江西沟黄土记录的环境演变

鄂崇毅^{1,2}, 曹广超¹, 侯光良¹, 孙永娟², 姜莹莹¹, 李凡¹

(1. 青海师范大学 青藏高原资源与环境教育部重点实验室, 西宁 810008

2. 中国科学院 青海盐湖研究所, 西宁 810008)

摘要:青海湖地区是全球变化研究的热点区域,对全球气候环境变化极其敏感。末次冰消期是青海湖地区风成沉积物发生广泛堆积的时期,也是青海湖地区气候环境发生重要变革时期。通过对青海湖江西沟 JXG1 和 JXG2 黄土剖面的研究,重建了末次冰消期以来的环境演变记录。结果指示:(1)13~11.5 kaBP,剖面主要发育砂质黄土,青海湖区总体环境从冷干向相对温暖湿润的凉干环境过渡;(2)11.5~5 kaBP 左右,剖面主要发育古土壤层,特别是 9~5 kaBP 时期,水热组合匹配达到最佳,气候呈现暖湿状态;(3)5 kaBP 以来,干湿冷暖交替,尘暴频繁,植被盖度降低,气候进入相对不稳定状态。江西沟黄土剖面记录与青海湖湖泊钻孔和黑马河黄土剖面记录的气候变化过程具有一致性,红度指标是记录环境演变的敏感指标。末次冰消期以来该区黄土沉积主要受控于北半球高纬度夏季太阳辐射驱动的冰量变化,西风带扮演了北大西洋和青藏高原东北部“冷空气传输机”的角色。

关键词:环境演变;江西沟黄土;青海湖

中图分类号:P532

文献标识码:A

文章编号:0256-1492(2013)04-0193-08

青藏高原是全球气候变化的驱动机和放大器^[1],该区风成沉积所涉及物质搬运、沉积、成壤改造过程与北半球大气环流和环境变化存在直接的联系。青藏高原东北部的青海湖地区处于东亚夏季风、印度季风与西风交互作用区,对气候变化异常敏感。深入研究该区广泛分布的风成沉积物,有望在西风环流与亚洲季风环流交互作用,青藏高原对气候变化的放大作用等方面取得新的认识。从现有研究来看,利用连续的湖相沉积物重建青藏高原东北部环境演变和湖面变化是目前青海湖第四纪研究的热点,但系统的风成沉积环境演变记录研究较少。

根据现有研究,青海湖地区风成沉积研究主要集中在风成沉积年代学方面,基本可以确定青海湖地区的风成沉积是在冰盛期后期开始堆积的^[2-4],广泛的沙丘固定和黄土开始发育主要是从末次冰消期开始^[5-6],但青海湖风成沉积物年代结果指示的全新世环境演变模式与青海湖湖泊钻孔记录不一致。根据湖泊钻孔记录,青海湖地区早中全新世气候温暖湿润^[7-9],而基于青海湖地区 11 个风成沉积剖面(图 1)53 个光释光(OSL)年代结果的古土壤年代概率

密度曲线指示,古土壤主要形成于早全新世和晚全新世^[5-6,10],¹⁴C 测年结果则显示古土壤层主要形成于中晚全新世^[11-12]。

造成这种差异的主要原因是:(1)不同测年方法的差异性导致测年结果的差异;(2)部分古土壤地层的年代只由一个年代结果来确定,无法确定古土壤的起讫年代;(3)青海湖地区古土壤沉积速率低,古土壤地层采样位置不同,年代结果有较大差异;(4)大多数风成沉积剖面只有年代结果,没有环境指标分析,无法与湖泊钻孔记录在气候变化的细部特征进行有效的对比。

此外,根据 An 等的研究^[9],青海湖湖泊钻孔记录中大于 25 μm 组分主要为风成沉积贡献,大于 25 μm 粉尘通量构建的西风指数(WI)表明,末次冰期期间西风环流主导青海湖地区气候环境;TOC 和 CaCO_3 构建的夏季风指数(SMI)表明,全新世期间青海湖地区受亚洲夏季风环流系统控制,西风影响减弱,但仍然记录了千年和百年尺度的冷事件,西风带在全新世也扮演了北大西洋和青藏高原东北部“冷空气传输机”的角色^[9]。作为记录大气环流演变的优质载体,青海湖地区风成沉积是否也记录了类似的演变特征?

因此,本文通过青海湖南岸江西沟两个风成沉积剖面 JXG1 和 JXG2(图 1b)系统的年代学和环境指标分析,重建末次冰消期以来青海湖地区风成沉积环境演变记录,并与湖相沉积记录进行对比和验证,讨论其环境演变机制。

基金项目:国家自然科学基金项目(41161018);青海师范大学“昆仑学者”项目;青海省科技厅自然科学基金项目(2013-Z-914)。

作者简介:鄂崇毅(1979—),男,副教授,主要从事风成沉积研究,E-mail:echongyi@163.com。

收稿日期:2013-06-05;改回日期:2013-07-15 张光威编辑

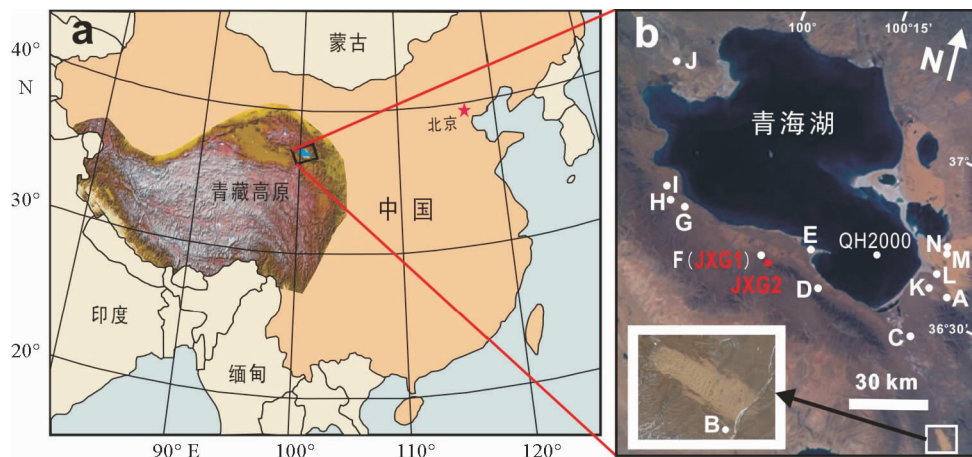


图1 青海湖区域位置^[6](a)与青海湖卫星地图(b)(下载自 <http://eol.jsc.nasa.gov/>)

白色圆点(A-N)为前人研究工作地点: A(ZYC), B(DY), C(HK2), E(ELJ1), F(JXG)剖面^[6],其中F剖面与本文JXG1剖面为同一剖面,红色圆点为JXG2剖面;D(98-16a), H(98-15)剖面^[3];G为HLL哈拉里剖面^[12];I为HMH1黑马河剖面^[5,10];J(BH-PA), K(HHDL-11), L(HHDL-23), M(HHDL-29.3), N(HHDL-29.3B)^[5]。QH2000为湖泊钻孔^[7-8]。

Fig. 1 Map showing the location of Qinghai Lake(according to the reference [6]),

and (a) astronaut photographs of Qinghai Lake (b)(downloaded from <http://eol.jsc.nasa.gov/>)

White dots marked A to N in (b) are the aeolian deposition sections: A is the ZYC site; B is the DY site, C is the HK2 site, E is the ERLJ1 site; F is the JXG site^[6], section F and JXG1 in this paper are the same section, red dot is another section, JXG2; D and H are the 98-16a and 98-15^[3]; G is the HLL site^[12]; I is the HMH1 site^[5,10]; J, K, L, M and N are the BHPA, HHDL-11, HHDL-23, HHDL-29.3 and HHDL-29.3B sites^[5]. QH2000 is the drilling site^[7-8].

1 剖面特征及年代

JXG1(36°35'2" N 100°17'41"E, 3 313 m)和JXG2(36°35'28" N 100°17'41"E, 3 313 m)黄土剖面位于青海湖南岸的江西沟乡(图1), 拔湖约118 m。根据江西沟气象站1974—1996年气象观测记录, 多年平均气温约0.7℃, 年均降水量417.3 mm, 全年盛行南风, 年平均风速3.4 m/s, 属于高原亚寒带半湿润气候区。剖面北距青海湖约4.5 km, 地貌上位于青海湖南岸湖滨平原与青海南山的山前丘陵交接处, 江西沟河自南向北注入青海湖, JXG1位于河流西侧, JXG2位于河流东侧。

JXG1剖面出露约5 m, 自地表至深度40 cm为高山草原植被覆盖下的现代砂质土壤层, 含较多草根, 40~90 cm为暗棕色古土壤层, 较为致密, 呈团块状, 植被为西北针茅、短花针茅草原; 90~160 cm为砂质黄土; 160 cm以下为厚约5 m的风成砂, 风成砂7个OSL年代结果^[6]和2个¹⁴C年代结果^[14]集中分布于14 ka左右。JXG2剖面在小河东侧较为开阔的山坡西麓, 高出河面约2~3 m, 自地表至剖面30 cm深度为现代土壤, 30至90 cm为古土壤, 90 cm以下为黄土, 120 cm以下为砾石层。

JXG1和JXG2均为考古剖面, 前人对两剖面做

了大量年代学工作^[6,14]。本文研究剖面与前人剖面为相同剖面, 故未再进行额外测年, 直接采用已发表的年代结果, 本文采用年代结果见表1。图2和图3为JXG1和JXG2详细地层剖面、沉积速率以及年代深度曲线。环境指标样品以2 cm间隔采集, JXG1剖面自表层20 cm至184 cm共采集指标样82个(表层20 cm植物根系密集, 扰动很大, 未采样), JXG2剖面自表层2 cm至120 cm共采集指标样品59个, 样品环境指标对应年代通过绝对年代控制点线性内插和外延的方法获得。

2 环境样品测试及其意义

2.1 环境指标测试方法

磁化率的测定, 利用捷克产MS2B型便携式磁化率仪在野外现场测定, 对袋内样品分别就正面、反面各测量2次, 最后取其平均值。粒度使用英国Malvern公司生产的Mastersize 2000型激光粒度仪完成, 测试的粒度范围为0.02~2 000 μm, 实验误差控制在1.5%以内, 采用较彻底的前处理方法^[16], 然后用Mastersize 2000型激光粒度仪测试。色度由日本生产的美能达分光色度计测量, 将样品在实验室自然晾干后, 过200目筛子, 将样品放在测

表 1 青海湖江西沟 JXG1 和 JXG2 剖面年代结果
Table 1 Dating results in JXG1 and JXG2 section

剖面	地层深度/cm	材料	年代学方法	年代结果(cal. aBP)	引自文献	备注
JXG1	40	黄土	OSL	4 000±300	[6]	JXG-A
JXG1	(70-80)70	碳屑	AMS ¹⁴ C	6 537±48		北京大学加速器质谱实验室 BA10776
JXG1	90	古土壤	OSL	9 800±800	[6]	JXG-C
JXG1	150	黄土	OSL	12 900±1 000	[6]	JXG-E
JXG1	200	碳屑	AMS ¹⁴ C	14 419±238	[13]	Beta-149997
JXG2	25	陶片	TL	1 970±90	[14]	实验号 UW-1358
JXG2	54	陶片	TL	4 973±254	[14]	实验号 UW-1360
JXG2	(60-70)65	碳屑	AMS ¹⁴ C	5 591±32	[14]	Beta-209350
JXG2	75	碳屑	AMS ¹⁴ C	6 739±42	[15]	北京大学加速器质谱实验室 BA10775
JXG2	81	碳屑	AMS ¹⁴ C	8 147±58	[14]	Beta-208336
JXG2	(90-100)95	碳屑	AMS ¹⁴ C	9 102±75	[14]	Beta-194541

注:其中碳屑¹⁴C年代校正通过网上校正获得(<http://radiocarbon.ldeo.columbia.edu/research/radcarcal.htm>),校正版本:Fairbanks0107

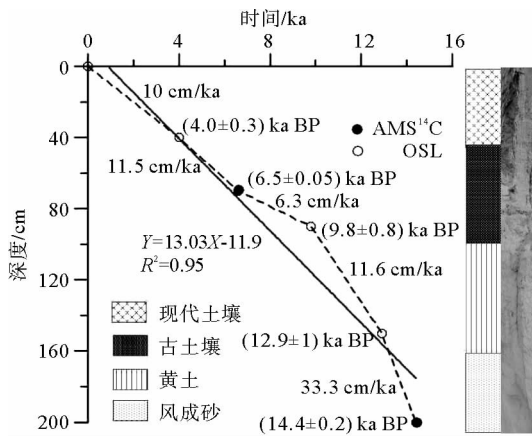


图 2 青海湖江西沟 JXG1 剖面地层年代深度曲线
Fig. 2 Stratigraphy, depth and time-scale of the JXG1 loess section

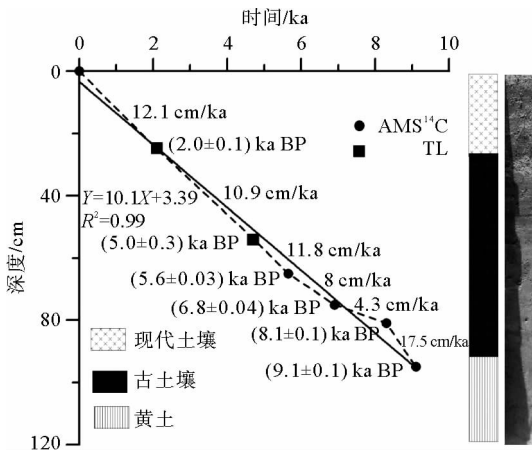


图 3 青海湖江西沟 JXG2 剖面地层年代深度曲线^[15]
Fig. 3 Stratigraphy, depth and time-scale of the JXG2 loess section^[15]

试板上,压平,随机选择 3 个表面平整的区域测量 3 次,仪器自动求出 3 次测量的 L^* , a^* , b^* 平均值,并保证误差小于 0.1。上述环境指标实验在青海师范大学青藏高原环境与资源教育部重点实验室完成测试。

2.2 磁化率与粒度环境指示意义

对于磁化率的认识一般认为黄土磁化率的高低与气候的相对暖湿有关,气候暖湿,成壤作用强,磁化率高;反之,磁化率低,故其一般作为土壤成壤强度和夏季风强度的指标^[17]。JXG1 剖面磁化率值在 $(26.3 \sim 80.5) \times 10^{-8}$ SI 之间,平均值为 51.3×10^{-8} SI; JXG2 剖面磁化率值在 $(32.55 \sim 80.1) \times 10^{-8}$ SI 之间,平均值为 57×10^{-8} SI。其中,古土壤的磁化率较高,黄土的磁化率较低。

$< 2 \mu\text{m}$ 粒度主要受控于成壤作用和黏粒化作用,指示区域有效降水以及植被对土壤的改造强度,古土壤 $< 2 \mu\text{m}$ 粒度组分高于黄土。 $> 63 \mu\text{m}$ 粒度主要受控于近地面风的强度,大于该组分物质的运动主要是通过跃移和蠕移的方式运动^[18],因而反映的是区域内尘暴的强度。从粒度组分来看, JXG1 和 JXG2 剖面总体粒度较粗,平均中值粒径分别达到 26 和 27 μm 。JXG1 中黏粒含量略低于 JXG2,粗颗粒组分略高于 JXG2, JXG1 沉积速率高于 JXG2。这种差异可能与局地地形有关, JXG1 剖面位于小河西岸,高出 JXG2 剖面大约 5 m,且位于下风向,有利于风成沉积的积累。

2.3 色度指示意义

一般认为,土壤色度中的亮度主要受控于有机

质含量和碳酸盐含量,有机质含量越高,土壤亮度越低,碳酸盐含量越高,亮度越高。红度主要受控于赤铁矿含量,赤铁矿含量越高,土壤红度越高;黄度主要受控于针铁矿含量,针铁矿含量越高,土壤黄度越高^[19]。江西沟剖面表层土壤与古土壤亮度较低,但江西沟剖面古土壤红度和黄度较低,黄土样品中红度和黄度反而较高,这一现象与黄土高原地区相反,也与QH2000钻孔记录的湖相地层红度和黄度呈相反关系。

红度是青海湖湖相地层中记录环境演变的敏感指标,记录了百年和千年尺度的高分辨率气候环境演变信息;气候暖湿期红度较高,气候干冷期红度较低;湖泊钻孔中红度的增减可能是由于河床红色物质和周围黄土的侵蚀引起的,红色染色物质主要为赤铁矿^[7]。与湖相地层相似,JXG1和JXG2风成沉积剖面中红度高低可能同样受控于周围红色风化物质的输入(根据野外考察江西沟周围岩层主要为三叠纪印支期侵入的二长花岗岩和钾长花岗岩),不同的是风成沉积物中红色物质的输送依赖于风(暖湿期输送能力弱,干冷期输送能力强),而湖相地层则依赖于水(暖湿期输送能力强,干冷期输送能力弱)。

因此,江西沟黄土剖面中红度值可能指示区域尘暴强度和地表植被盖度,即暖湿期风力弱、植被盖

度高、尘暴强度低,红色物质输入相对较少,古土壤中红度值较低;干冷期风力强、植被盖度低、尘暴频繁,红色物质输入量较多,黄土中红度较高。

3 结果

结合JXG1和JXG2地层、粒度、色度、沉积速率、磁化率等气候替代性指标(图4),表明末次冰消期以来,青海湖区经历了3次较为显著的气候变化过程。

(1)末次冰消期至11.5 kaBP,剖面基本以风成砂和砂质黄土为主,自剖面1.6 m左右至剖面底部均为风成砂,JXG1剖面风成砂年代集中分布在14 ka左右^[6]。

14~13 kaBP,风成砂大量沉积,青海湖区环境寒冷而干燥,高亮度指示植被稀疏,有机质积累很少,>63 μm组分指示此阶段近地面风强劲,尘暴频繁。

13~11.5 kaBP,风成砂向砂质黄土层过渡,砂质黄土层中值粒径较粗,以粗粉砂为主,JXG1剖面该段沉积速率较快,约为11.6 cm/ka,尘暴频繁但振幅不大,近地面风相对减弱,黏粒含量快速增加,磁化率快速增加,亮度迅速降低可能表明该时段内

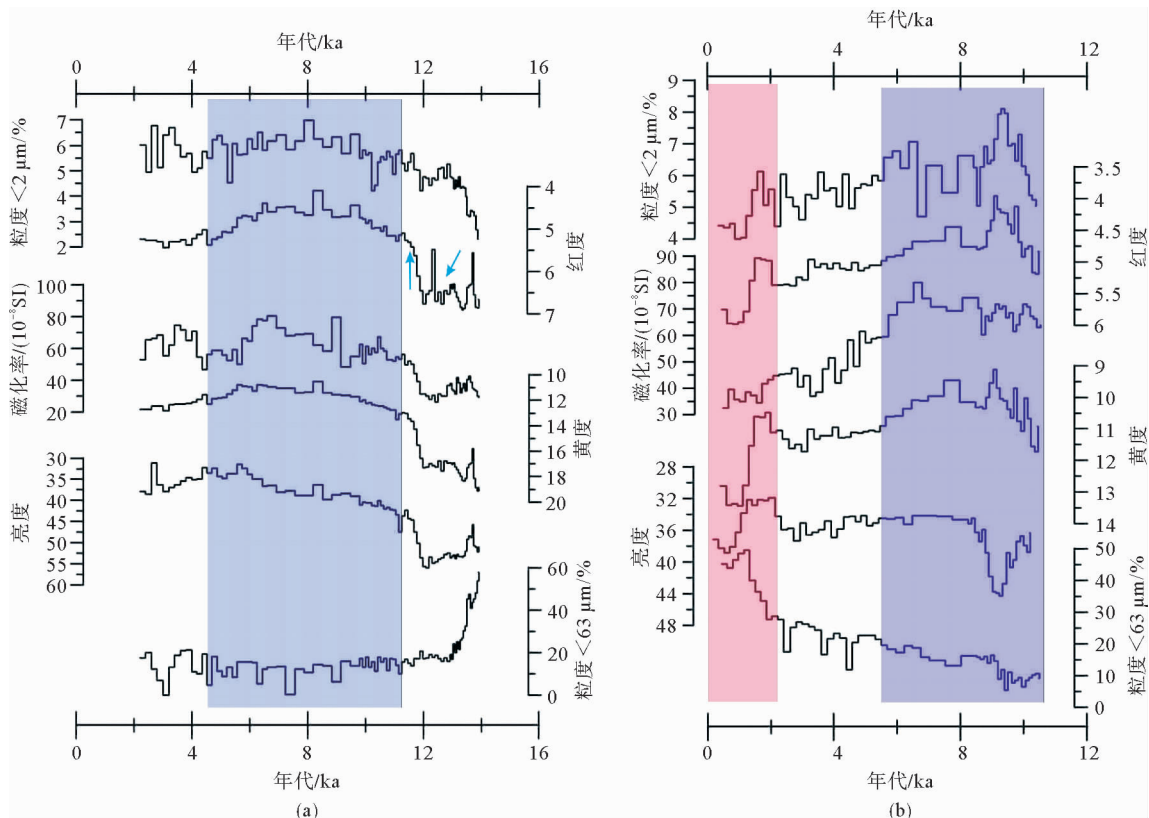


图4 青海湖江西沟JXG1(a)与JXG2(b)色度和粒度及磁化率年代曲线

Fig. 4 Chroma, magnetic susceptibility, grain-size variation with age in JXG1 (a) and JXG2 (b) section

降水和温度逐渐增加,生物量逐渐增加,成壤化作用逐渐增强,即青海湖区总体环境从冷干迅速向相对温暖湿润的凉干环境过渡。红度指标在 12 kaBP 左右出现高值,可能记录了 Younger Dryas 冷事件。

(2) 11.5~5 kaBP 左右,剖面主要发育古土壤层,黏粒含量、磁化率值明显高于其他时段,沉积速率较低。特别是 9~5 ka 时期,水热组合匹配达到最佳,生物量增加,成壤化作用增强,JXG1 剖面沉积速率均较低,约为 6.3 cm/ka,气候呈现暖湿状态,是江西沟剖面气候环境记录中最为适宜的阶段。

(3) 5~2 kaBP,黏粒含量、 $>63 \mu\text{m}$ 粒度以及磁化率波动频繁,振幅相对较大,说明干湿冷暖交替频繁,尘暴频率和强度有所增加,气候进入相对不稳定状态。2 kaBP 以来,根据 JXG2 剖面,主要发育现代土壤层,但黏粒含量、磁化率值明显降低,成壤作用变弱,沉积速率较高,达到 12.1 cm/ka,开始向干旱化发展,特别是 $63 \mu\text{m}$ 以上组分明增加,红度指标上升,表明区域内尘暴频率和强度都显著增加,区域植被盖度降低。

4 讨论

4.1 风成沉积起始年代及其环境指示意义

青海湖地区风成沉积始于冰消期,即太阳辐射开始增强,高原开始变暖,西风带北移,风力减弱的时候,风成沉积开始发生堆积。冰消期之前的风成沉积物特别是细颗粒物(悬移质)很可能被强劲的近地面风和西风搬运至下风向堆积,细砂以上物质形成流动沙丘,不断翻新,直到末次冰消期,随着风力减弱,气候变暖以及植被的改善,流动沙丘开始固定下来。光释光结果指示的是这些流动沙丘最后一次固定和埋藏的年代。

因此,青海湖地区风成沉积剖面底部年龄集中于末次冰消期,但在一些特殊地形(例如:水下沉积)保留了末次冰消期之前的风成沉积物。根据湖泊钻孔 32 kaBP 以来, $25 \mu\text{m}$ 以上粒度组分指示的西风指数表明末次冰盛期时青海湖中沉积的风成沉积通量比其他时段明显更大^[8];距离青海湖 100 多 km,海拔更低的西宁土巷道黄土剖面中发现了 20~30 kaBP 的沉积间断^[20];现代气象资料也证实,青海湖地区在现代环境条件下是易受风蚀地区,青海湖观察站冬季平均风速在 5 m/s 以上,在土壤干燥状态下,该风速已达到风蚀起砂风速。因此,青海湖地区在末次冰消期之前可能侵蚀作用和搬运作用明显强

于堆积作用,成为重要的侵蚀搬运区。至末次冰消期,青海湖地区气候环境发生了重大变革,风成沉积物开始大量堆积,形成与现代大致相似的地貌类型。

4.2 江西沟黄土与 QH2000 湖相地层红度对比

江西沟黄土红度与青海湖 QH2000 红度呈相反关系,若考虑不同测年方法导致的年代误差,其环境演变趋势基本一致(图 5)。两种沉积物红度指标在同时相敏感地记录了末次冰消期 Bolling/Aellrod 暖期 Younger Dryas 冷事件以及 4~2 ka 的干旱期。但在早中全新世,尽管大致趋势一致,但其细部特征有较大差异,相对湖泊钻孔记录,早中全新世江西沟黄土红度指标波动幅度及频率明显较低。这主要是由于湖泊沉积物和风成沉积物沉积速率和沉积模式不同导致的。青海湖地区早中全新世为暖湿期,地表径流较强,湖泊地层沉积速率高,加之水下沉积较为连续,因此,湖泊沉积环境记录分辨率高,记录了百年尺度的环境演变细节。而风成沉积物本身分辨率低,加之早中全新世气候湿润,沉积速率明显降低,环境记录分辨率很低,很难与湖相地层进行有效对比。此外,早中全新世总体气候暖湿,植被发育良好,形成局地小气候,此阶段风成沉积对干冷事件的响应远不及末次冰消期和晚全新世敏感。因此,江西沟黄土红度与 QH2000 钻孔红度早中全新世具有差异性。

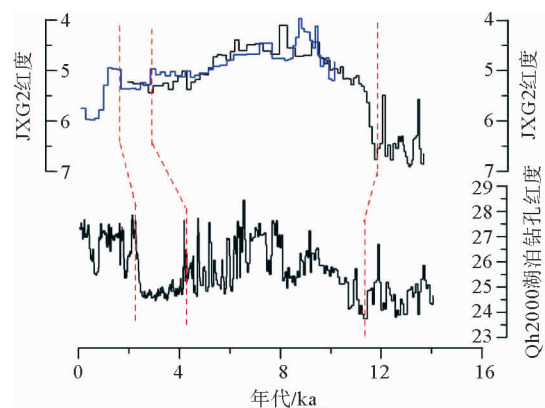


图 5 青海湖江西沟黄土与 QH2000 钻孔红度^[7]对比
Fig. 5 Redness in Jiangxigou loess sections compared with the lake sediment in QH2000^[7]

4.3 环境演变记录驱动机制

通过对比北半球高低纬度 6 月 21 日至 7 月 20 日太阳辐射和 JXG1, JXG2 剖面红度^[21], $63 \mu\text{m}$ 以上粒度组分和 $2 \mu\text{m}$ 以下黏粒组分曲线(图 5),指示区域风力和植被盖度的红度曲线,区域尘暴强度的

63 μm 以上粒度组分曲线,以及指示成壤强度的 2 μm 以下黏粒含量曲线与北纬 65° 夏季太阳辐射关系较为密切,存在较为一致的增长和降低趋势。

较为合理的解释是,末次冰消期随着太阳辐射增强,北半球高纬度冰盖逐渐消融,西风带逐渐北移,风力逐渐减弱,青海湖地区逐渐成为西风带与亚洲季风系统交互作用区,从主要的侵蚀区和搬运区过渡为沉积区。北半球高纬度太阳辐射通过冰量变化直接影响西风环流的强度,而风成沉积物对西风环流强度的变化响应敏感,在冰盛期可能是以侵蚀和搬运的方式响应,而在末次冰消期和全新世主要以沉积的方式响应。因此,末次冰消期以来青海湖江西沟黄土红度和 63 μm 以上粒度组分曲线与北半球高纬度太阳辐射变化在亚轨道尺度呈现同步变化趋势,西风带扮演了北大西洋和青藏高原东北部“冷空气传输机”^[8] 的角色,青海湖地区风成沉积是“冷空气传输”作用下的产物。

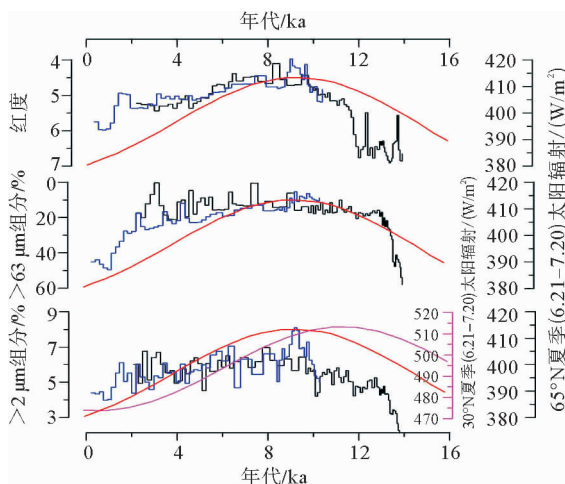


图6 青海湖江西沟 JXG1 和 JXG2 剖面红度与 $>63 \mu\text{m}$ 含量与 $<2 \mu\text{m}$ 含量及北纬 65° 与北纬 30° 夏季(6.21-7.20)太阳辐射曲线^[21]

(黑色阶步曲线为 JXG1 曲线,蓝色阶步曲线为 JXG2 曲线)

Fig. 6 Redness, $>63 \mu\text{m}$ grainsize and $<2 \mu\text{m}$ grainsize content in JXG1 and JXG2 loess section, 65°N and 30°N of summer (6.21-7.20) solar irradiation^[8] (JXG1, black step curve; JXG2, blue step curve)

作为成壤强度和有效湿度指标的 2 μm 以下黏粒曲线反映了西风带和亚洲夏季风系统的交互作用过程,其峰值并没有出现在北纬 30° 夏季太阳辐射最高的 11 kaBP 左右,而是出现在北纬 65° 夏季太阳辐射最高的 9 ka 左右。这说明青海湖地区风成沉积与北半球高纬度冰量呈同步变化,而对北半球低纬度热带海洋信号的响应有大约 2 ka 的延迟。尽

管 11 kaBP 左右,亚洲夏季风系统特别是低纬度印度季风强盛,来自低纬度热带海洋的水汽输送旺盛,但北半球高纬度冰盖驱动下的西风环流强度并未达到最低,An 等构建的西风指数表明,11 kaBP 左右西风环流强度相对较强^[9]。加之青海湖地区太阳辐射在 11 kaBP 左右也达到最高值,温度较高,蒸发较强^[5];此外,由于刚刚从冷事件恢复,植被条件较差,土壤发育处在初育土阶段,因此,11 kaBP 左右剖面中黏粒含量较低。而到了 9 kaBP 左右,北半球冰盖驱动下的西风呈最弱状态(西风指数在 8~9 kaBP 为全新世最低值^[9]),而低纬度太阳辐射较高,水汽输送较强,因此,此阶段水热匹配达到最佳,成壤作用和有效湿度最强。

4 结论

(1) 江西沟黄土环境演变记录与湖泊钻孔记录^[7-9]、黑马河黄土剖面环境演变记录^[10] 较为一致。

(2) 西风带扮演了北大西洋和青藏高原东北部“冷空气传输机”的角色^[9],青海湖风成沉积是干冷气候条件下的产物,在亚轨道尺度上北半球高纬度夏季太阳辐射变化与江西沟黄土红度、 $>63 \mu\text{m}$ 粒度组分以及 $<2 \mu\text{m}$ 粒度组分呈现同步变化趋势。

致谢:南京大学季峻峰教授提供了 QH2000 钻孔红度数据,野外和实验过程得到了青海师范大学王鹏程、赵小浩、曾亮、吕爽同学的帮助,编辑和审稿人的悉心审阅和建设性意见,使本文作者受益良多,在此衷心感谢。

参考文献 (References)

- [1] 潘保田,李吉均,陈发虎. 青藏高原:全球气候变化的驱动力与放大器—I 新生代气候变化的基本特征[J]. 兰州大学学报(自然科学版),1995,31:120-128. [PAN Baotian, LI Jijun, CHEN Fahu. Qinghai-Tibetan Plateau: a Driver and amplifier of global climatic changes—I Basic characteristics of climatic changes in Cenozoic era. [J] Journal of Lanzhou University (Natural Science), 1995,31:120-128.]
- [2] 陈克造, Bowler J M, Kelts K. 四万年来青藏高原的气候变迁[J]. 第四纪研究,1990,10(1):21-32. [CHEN Kezao, Bowler J M, Kelts K. Palaeoclimatic evolution within the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau in the last 40 000 years. [J]. Quaternary Sciences, 1990, 10, (1): 21-32.]
- [3] Porter S C, Singhvi A, An Z S, et al. Luminescence age and palaeoenvironmental implication of a late Pleistocene ground wedge on the northeastern Tibetan Plateau [J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2001, 12: 203-210.

- [4] Rhode D, Ma H Z, Madsen D B, et al. Paleoenvironmental and archaeological investigation at Qinghai Lake, western China: Geomorphic and chronometric evidence of lake level history [J]. *Quaternary International*, 2010, 218: 29-44.
- [5] Lu H Y, Zhao C F, Mason J, et al. Holocene climatic changes revealed by aeolian deposits from the Qinghai Lake area (northeastern Qinghai-Tibetan Plateau) and possible forcing mechanisms [J]. *Holocene*, 2011, 21(2): 297-304.
- [6] Liu X J, Lai Z P, Yu L P, et al. Luminescence chronology of aeolian deposits from the Qinghai Lake area in the Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau and its palaeoenvironmental implications [J]. *Quaternary Geochronology*, 2012, 10: 37-43.
- [7] Ji J F, Shen J, William B, et al. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233: 61-70.
- [8] Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years [J]. *Quaternary International*, 2005, 163: 131-140.
- [9] An Z S, Colman S M, Zhou W J, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka [J]. *Scientific Report*, 2012, 2, 619, DOI: 10.1038/srep00619.
- [10] 赵存法, 鹿化煜, 周亚利, 等. 青海湖地区冰消期以来气候变化的黄土记录 [J]. *高校地质学报*, 2009, 15(1): 135-140. [ZHAO Cunfa, LU Huayu, ZHOU Yali, et al. Palaeoclimate changes recorded by loess deposit around Qinghai Lake (Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau) since last deglaciation [J]. *Geological Journal of China Universities*, 2009, 15: 135-140.]
- [11] 徐叔鹰. 青藏高原东北部的古土壤及其对环境变迁的反映. *地理科学*, 1994, 14(3): 225-232. [XU Shuying. The paleosols and their reflection of the environmental change in the northeast region of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1994, 14(3): 225-232.]
- [12] 陈发虎, 汪世兰, 张维信, 等. 青海湖南岸全新世黄土剖面、气候信息及湖面升降探讨 [J]. *地理科学*, 1991, 11(1): 76-85. [CHEN Fahu, WANG Shilan, ZHANG Weixin, et al. The loess profile at south bank, climatic information and lake-level fluctuations of Qinghai lake during the Holocene [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1991, 11: 76-85.]
- [13] Madsen D B, Ma H Z, Brantingham P J, et al. The late upper Paleolithic occupation of the northern Tibetan plateau margin [J]. *Journal of Archaeological Science*, 2006, 33, 1433-1444.
- [14] Rhode D, Zhang H Y, Madsen D B, et al. Epipaleolithic/early Neolithic settlements at Qinghai Lake, western China [J]. *Archaeological Science*, 2007, 34: 600-612
- [15] 侯光良, 魏海成, 鄂崇毅, 等. 青藏高原东北缘全新世人类活动与环境变化——以青海湖江西沟 2 号遗迹为例 [J]. *地理学报*, 2013, 68(3): 380-388. [HOU Guangliang, WEI Haicheng, E Cheongyi, et al. Human activities and environmental change in Holocene in the northeastern margin of Qinghai-Tibet Plateau: A case study of JXG2 relic site in Qinghai Lake [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2013, 68(3): 380-388.]
- [16] 鹿化煜, 安芷生. 前处理方法对黄土古土壤粒度测量的影响 [J]. *科学通报*, 1997, 42: 2535-2538. [LU Huayu, AN Zhisheng. The influence of the pretreatment to grain-size analysis results of loess [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 42: 2535-2538.]
- [17] 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学 [J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 193-209. [DENG Chenglong, LIU Qingsong, PAN Yongxin, et al. Environmental magnetism of Chinese loess-paleosol sequences [J]. *Quaternary Science*, 2007, 27(2): 193-209.]
- [18] 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 联系沙漠-黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29(1): 82-87. [DING Zhongli, SUN Jimin, LIU Tongsheng. A sedimentological proxy indicator linking changes in loess and deserts in the Quaternary [J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences*, 1999, 42(2): 146-152.]
- [19] 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. [YANG Shengli, FANG Xiaomin, LI Jijun, et al. Transformation functions of soil color and climate [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2001, 44, 218-226.]
- [20] Buyllaert J P, Murray A S, Vandenberghe D, et al. Optical dating of Chinese loess using sand-sized quartz: Establishing a time frame for Late Pleistocene climate changes in the western part of the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Geochronology*, 2008, 3, 1: 99-113.
- [21] Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth [J]. *Astronomy and Astrophysics*, 2004, 428(1): 261-285, doi: 10.1051/0004-6361:20041335.

THE ENVIRONMENTAL CHANGE RECORDED IN JIANGXIGOU LOESS SECTIONS IN QINGHAI LAKE REGION

E Chongyi^{1,2}, CAO Guangchao¹, HOU Guangliang¹, SUN Yongjuan²,
JIANG Yingying¹, LI Fan¹

(1 Key Laboratory of Qinghai-Tibetan Plateau Environment and Resource (MOE), Qinghai Normal University, XiNing 810008, China

2 Qinghai Institute of Salt Lake, Chinese academy of sciences, XiNing 810008, China)

Abstract: The Qinghai Lake area is a hot spot in global change studies, due to its sensitivity to global warming. During the last deglaciation, aeolian deposits were widely distributed in the region, with drastic environmental and climatic changes. In this paper, we studied two loess sections (JXG1 and JXG2) near the Jiangxigou town to the south of Qinghai Lake, upon which we reconstructed the regional environmental changes since the last deglaciation. The results show that: (1) During 13~11.5 kaBP, the paleoclimate was cold and dry there. Aeolian deposition prevailed and sandy loess formed. In general, the region was changing from a cold and dry to a cool and humid environment; (2) During 11.5~5 kaBP, pedogenesis was relatively strong. Maximum moisture levels occurred during the period of 9~5 kaBP, and in general, the paleoclimate was warm and wet; (3) After 5 kaBP, climate often alternated, dust storm occurred frequently, vegetation coverage decreased, and the climate entered a relatively unstable stage. The environmental changes of the Jiangxigou Loess section are comparable with those revealed by the boreholes in the Qinghai Lake and the Heimahe loess section. The redness of the Jiangxigou loess section is a sensitive index to environmental change. The loess deposition since the last deglaciation in Qinghai Lake area was mainly controlled by the ice volume of the northern hemisphere, which was driven by the summer solar irradiation at the high latitude. The Westerlies played the role as a cold-air conveyer between the North Atlantic and the northeastern Tibetan Plateau.

Key words: environment change; Jiangxigou loess sections; Qinghai Lake