

陈东雪,鲁瑞洁,丁之勇,等.青海湖湖东沙地河湖-风成沉积记录的中晚全新世以来环境变化[J].中国沙漠,2021,41(6): 99-110.

青海湖湖东沙地河湖-风成沉积记录的中晚全新世以来环境变化

陈东雪¹,鲁瑞洁¹,丁之勇¹,刘小擘²

(1.北京师范大学 地理科学学部 防沙治沙教育部工程研究中心/地表过程与资源生态国家重点实验室,北京 100875; 2.陕西师范大学 地理科学与旅游学院,陕西 西安 710119)

摘要:青海湖盆地因其独特的地理位置和气候环境,对气候变化响应敏感,是研究环境变化重要的场所。本研究在青海湖湖东沙地获取两个剖面,采用AMS¹⁴C测年,结合岩性、粒径组分和常量元素氧化物及其比值等多指标分析方法,重建了湖东沙地8.4 ka BP以来的环境演变过程。结果表明:除少量沉积物处于中等化学风化阶段外,大部分沉积物处于物理风化和初级化学风化阶段,说明自8.4 ka BP以来研究区气候环境总体上相对寒冷干燥。在千年尺度上,研究区不同时间段的气候环境存在较大的差异。8.4—4.2 ka BP气候相对温暖湿润;其中,8.4—6.2 ka BP河湖相和风成相沉积互层,表明存在明显的百年尺度气候波动;6.2—4.2 ka BP化学风化和淋溶作用较强,表明季风降水较多,径流较强,发育了较为稳定的湖泊沉积环境。4.2 ka BP以来湖泊消失,化学风化和淋溶作用减弱,沉积物从砾石转变为砂质黄土,显示气候较为冷干且波动较大。对比分析表明,中晚全新世以来青海湖湖东沙地的气候变化特征与东亚季风边缘区其他区域基本一致,并主导了区域沉积环境的演变过程。

关键词:青海湖湖东沙地;中晚全新世;元素地球化学;古气候;河湖-风成沉积

文章编号: 1000-694X(2021)06-099-12

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2021.00092

中图分类号: P534.63

文献标志码: A

0 引言

青海湖地区属于东亚季风、南亚季风(印度季风)和西风带的交汇处,对气候变化极其敏感,一直是古气候学者重点关注的地区^[1-3]。近几十年来,国内外学者围绕该区晚第四纪尤其是全新世以来的气候变化开展了众多的研究,如Liu等^[3]和Shen等^[4]对青海湖湖泊沉积物记录的气候和环境变化进行了讨论;陈发虎等^[5]利用青海湖南岸的黄土-古土壤剖面探讨了古气候变化;Lu等^[6]通过对青海湖湖东沙地风成砂-古土壤剖面分析,讨论了青海湖盆地全新世风沙活动与气候变化。然而,由于指标指示意义不明确,测年结果差异较大,该区全新世以来的气候变化仍然存在较大的争议,如有研究认为青海湖全新世早期气候温暖湿润^[1],也有人认为全新世早期气候相对干燥^[7]。

与湖泊沉积物相比,风成沉积物的岩性特征能

直接反映沉积环境和风化程度,可单独用于重建古气候古环境变化过程^[6]。青海湖东岸分布大范围沙地^[8],并出露了众多的风成砂-古土壤沉积剖面;已有研究表明,这些风成沉积的砂物质主要来源于因青海湖湖面下降而出露的湖泊沉积物和东部达坂山的基岩风化产物^[9-10]。因此,青海湖湖东沙地是研究青海湖盆地气候和沉积环境变化的理想区域。一些关于青海湖盆地风成沉积的研究表明,约4 ka BP以后气候明显变干,风成活动开始增强^[6,11]。然而,也有研究表明,7—1.2 ka BP青海湖东岸沙丘稳定,黄土堆积和古土壤形成,沙地退缩^[9]。可见,利用青海湖湖东沙地不同沉积剖面研究得到的气候和环境变化在千年尺度上仍然存在较大的差异。因此,仍需继续对青海湖湖东沙地的古环境演化开展研究,为青海湖盆地地区千年尺度研究补充资料。

收稿日期:2021-05-10; 改回日期:2021-07-07

资助项目:国家重点研发计划项目(2017YFC1502401);国家自然科学基金项目(41901094)

作者简介:陈东雪(1994—),女,内蒙古赤峰人,博士研究生,主要从事环境演变研究。E-mail: ChenDX394894426@163.com

通信作者:鲁瑞洁(E-mail: ruijielu@bnu.edu.cn)

本研究在青海湖湖东沙地获得8.4 ka BP以来的河湖-风成沉积剖面,利用AMS¹⁴C测年,结合岩性变化、粒径组分和常量元素氧化物及其比值探讨该区域沉积环境特征,并与研究区其他剖面 and 青藏高原地区沉积记录以及中国季风边缘区代用指标进行对比,探讨研究区中晚全新世以来的环境变化。

1 研究区概况

湖东沙地位于青海湖的东南部(36°37'—37°5'N、

100°25'—100°55'E,图1),平均海拔3 265 m,气候类型为高原大陆性气候,表现出寒冷干燥和昼夜温差大的特点。年均气温约2℃,年降水量约375 mm,降水集中于夏季^[12]。每年3—5月研究区风沙活动强烈,主要风向为西北风,以沙尘暴等为主的灾害天气在此期间也时有发生^[13]。区域沙丘地带植被主要有沙蒿(*Artemisia desteororums*)、赖草(*Leymus secalinus*)和青海固沙草(*Orinus kokonori-ca*)等^[13]。

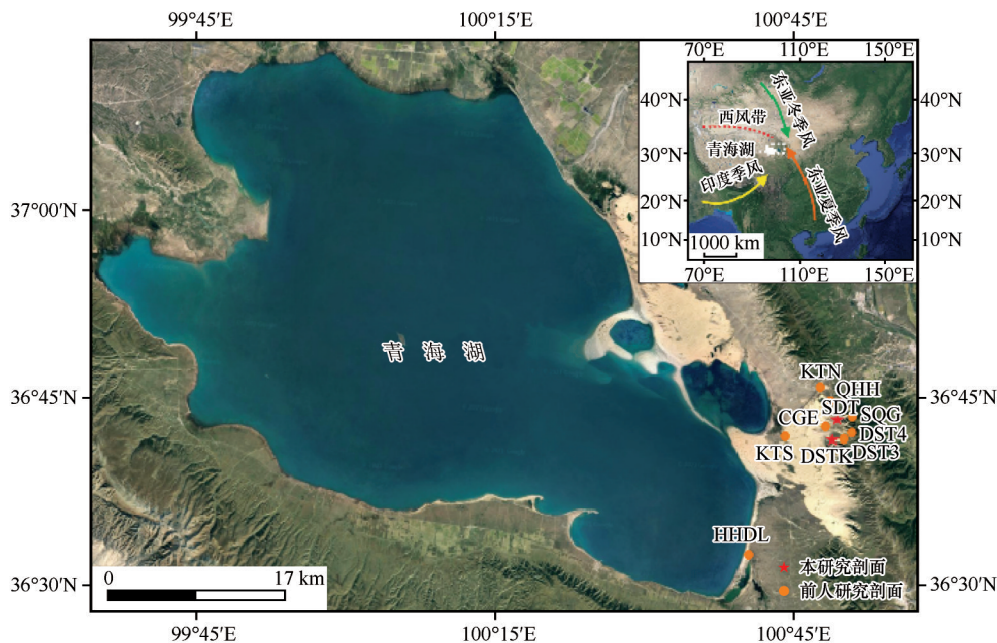


图1 研究区地理位置和大气环流系统(底图来源于谷歌地球)

Fig.1 Geographical location and atmospheric circulation systems of the study area

2 研究材料及方法

2.1 样品采集

三道滩剖面(SDT, 36°47'46.18"N、100°52'31.65"E,海拔3 482 m)发现于修路挖开的沟谷水渠中,位于道路边沟谷山前冲积三角洲,剖面总厚度328 cm。SDT剖面除126—148 cm含砾石较多未采样和320—326 cm靠近砾石层采集两个样品外,以2 cm为间隔自上而下对剖面采集样品,共获得151个样品,用于沉积物粒度和化学元素等代用指标分析。此外,分别在砂质黄土层选取1个样品,河湖相沉积层选取3个样品进行全样有机质的AMS¹⁴C测年;同时,采集到2个植物残体样品用于AMS¹⁴C测年。

在青海湖湖东沙地东缘的大水塘河下游左岸

一风蚀坑南侧,采集到另一个河湖-风成沉积剖面(DSTK, 36°46'40.29"N、100°51'22.19"E,海拔3 395 m),总厚度为300 cm。在DSTK剖面古土壤和河湖相沉积层选取3个有机质样品用于AMS¹⁴C测年。

2.2 实验方法

所有样品的测年均在美国Beta实验室采用AMS¹⁴C方法完成,通过误差范围为2σ的IntCal13校准曲线^[14]对原始AMS¹⁴C年代数据进行日历年校正。

粒度实验在北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室完成测试。首先利用天平称取适量(3—5 g)风干样品,然后加入10% H₂O₂溶液放置于电热板加热,直到反应完全,以去除有机质;加入10% HCl至无气泡产生,以去除碳酸盐,随后用

蒸馏水将样品反复清洗至中性。上机测试前加入约5% (NaPO_3)₆溶液(分散剂),并置于超声波清洗器中震荡约5 min使其颗粒充分分散;随后使用Mastersizer2000激光粒度仪完成样品的测试分析,每个样品重复测量3次,最后取其平均值。常量元素(Si、Al、Ca、Na、K、Fe和Mg等)的测定在中国科学院西北生态环境资源研究院沙漠与沙漠化重点实验室完成。测定具体步骤为:天平称取约10 g风干后的样品,倒入三头研磨机中进行研磨,研磨约20 min后,用200目(75 μm)筛过筛。称取约4 g过筛后的样品倒入制样机模具后用硼酸铺满制样机模具壁和底边,利用半自动压样机将样品压制成片。随后使用荷兰帕纳科的Axios型X射线荧光光谱仪完成测试,测定误差<5%。

3 结果

3.1 岩性特征

根据野外的岩性判断,SDT剖面为典型的河湖-风成沉积序列,可将其自上而下划分为以下6个岩性段(图2),分别为:

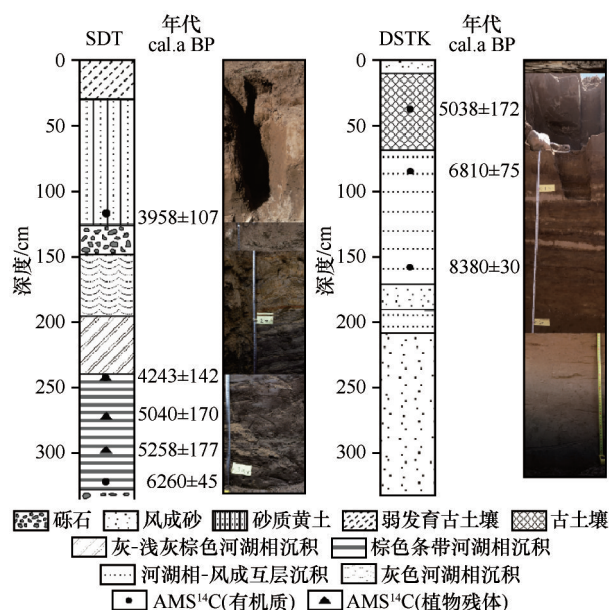


图2 岩性、年代和剖面照片

Fig.2 Lithologic, chronology and photos of SDT and DSTK profiles

① SDT1(0—30 cm):弱发育古土壤层,呈灰棕色,颜色较深,粉砂质,质地较为均一,含现代植物根系。其中0—14 cm为现代生草层,14—30 cm为弱发育古土壤。

② SDT2(30—126 cm):砂质黄土,呈灰黄色,颗粒较上一层细,偶见植物根系、小砾石和假菌丝体。其中54—66、110—126 cm假菌丝体较多。

③ SDT3(126—148 cm):砾石层,其中较大砾石可达10 cm左右,磨圆度较差,疑为坡积物。

④ SDT4(148—196 cm):河湖相沉积层,灰色粉砂质砂,富含锈黄色斑点,有黑棕色条带,颗粒较细,含小砾石,偶见植物残体。其中148—150 cm颜色较浅,颗粒较粗;150—152 cm,黑棕色条带,颗粒较细;152—160 cm较上层颜色浅,颗粒较粗,含小砾石,黏土质粉砂;170—172 cm存在小砾石,富植物残体;194—196 cm锈斑条带,含小砾石。

⑤ SDT5(196—240 cm):河湖相沉积层,深灰色粉砂质砂,有灰色与浅灰棕色条带互层。其中196—198、204—206、210—216、220—224、228—232 cm和234—238 cm呈浅棕色。

⑥ SDT6(240—328 cm):河湖相沉积层,含棕色条带,富含枯枝落叶、锈斑和小砾石。其中242—244 cm含黑色条带;248—250 cm可见碳屑;270—300 cm枯枝落叶及植物残体(较大)较多,颜色较上层深,发现球果一枚(从水中浮起,不能确定在剖面中的深度)。282—290 cm见小砾石,磨圆度较差,其中282—284 cm小砾石较多。300—328 cm颗粒较粗,以细-中砂为主,含黄色锈斑。

DSTK顶部为现代固定沙丘,根据地层结构和岩性特征将其分为如下6个岩性层位(图2):

① 0—10 cm,现代固定沙丘沙,疏松,呈浅黄棕色。

② 10—68 cm,灰棕色古土壤,紧实,富假菌丝体,颗粒较细。

③ 68—172 cm,河湖相-风成沉积互层,浅棕灰色粉砂与灰棕色砂互层沉积,有水平层理,含有植物残体和砾石。其中68—84、92—96、102—108、120—124、130—132、140—144 cm为浅棕灰色粉砂夹层,疏松;84—92、96—102 cm颜色偏暗,颗粒偏细;108—120、124—130、132—140、144—172 cm为灰色棕色条带,疑似植物残体,颗粒较细;106—108 cm含小砾石。

④ 172—192 cm,浅黄棕色粉砂和砂,质地疏松。

⑤ 192—208 cm,浅棕色粉砂与灰黄色砂互层,有水平层理,含有植物残体和砾石。

⑥ 208—300 cm,浅黄棕色砂,质地疏松,未见底,采样至300 cm。

3.2 年代框架

SDT和DSTK剖面测年结果见表1。利用同一深度(242—244 cm)全样TOC和植物残体同时进行AMS¹⁴C测年,测年结果一致,说明本研究的河湖相沉积物不存在老碳效应,测年结果可信。另外,通过

线性插值得到 SDT 剖面 328 cm 深度年代约为 6.2 ka BP 和 DSTK 剖面 68 cm 深度年代约为 6.0 ka BP。结合 DSTK 和 SDT 剖面的岩性地层发现,8.4—6.2 ka BP DSTK 剖面发育河湖相—风成互层沉积,6.2—4.2

ka BP SDT 为河湖相沉积,DSTK 为发育较好的古土壤,4.2—4.0 ka BP SDT 剖面为砾石堆积,4.0 ka BP 以后 SDT 剖面转变为砂质黄土沉积和弱发育古土壤沉积。

表 1 SDT 和 DSTK 剖面 AMS¹⁴C 测年结果及校正年代
Table 1 AMS¹⁴C dating results from the SDT and DSTK profiles

实验室编号	样品号	深度/cm	测年材料	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	¹⁴ C/a BP	校正年龄/cal a BP
449511	SDT-14C-03	117—119	有机质	-23.9	3620±30	3958±107
449514	SDT-14C-12	272—274	植物残体	-23.0	4410±30	5040±170
449515	SDT-14C-17	296—298	植物残体	-24.8	4570±30	5258±177
449516	SDT-14C-20	323—325	有机质	-23.8	5470±30	6260±45
449517	SDT-14C-21	242—244	植物残体	-22.6	3830±30	4243±142
451588	SDT-14C-21	242—244	有机质	-25.1	3830±30	4243±142
422372	DSTK-14C-01	41	有机质	-23.2	4400±30	5038±172
422373	DSTK-14C-02	87	有机质	-22.2	5970±30	6810±75
422374	DSTK-14C-06	160	有机质	-22.7	7570±30	8380±30

3.3 粒级组分特征

根据剖面的岩性变化特征,对 SDT 剖面 6 段地层分别进行粒级组分含量变化的分析,其中第 3 段地层岩性为砾石,未进行采样。从整体来看,SDT 剖面以细砂(平均含量 40.20%)和极细砂(22.40%)为主,其次是粉砂(21.76%)和黏土(2.02%),粗砂(0.13%)和极粗砂(0.05%)含量较小(表 2)。但不同岩性段的粒度组成差异明显,具体表现为地层 SDT1 层位对应的岩性是弱发育古土壤,粒级组分以细砂(46.12%)和极细砂(22.49%)为主,其次是中砂(15.96%)和粉砂(13.69%),其他粒级组分含量较少。SDT2 层位为砂质黄土层,与上一岩性层位相比,细砂(41.17%)和极细砂(20.79%)含量减小,粉砂(20.58%)含量和黏土(1.95%)含量明显上升,其他粒级组分含量略有减小。SDT4—6 层位均为河湖相沉积层,以细砂(38.70%)为主,与上一层位相比细砂和中砂(11.79%)含量明显减小,黏土(2.17%)含量明显增加。综上,砂质黄土层和弱发育古土壤层中砂含量明显较高,黏土含量相对较低;河湖相沉积层中黏土含量相对较高,砂含量较低(图 3)。

3.4 化学元素分布特征

由图 4 可知,SDT 剖面中各常量元素氧化物含

量在不同深度和不同沉积相呈显著差异性。在整个剖面中以 SiO₂(64.48%)和 Al₂O₃(10.43%)含量为主,CaO(4.79%)、Fe₂O₃(2.66%)、Na₂O(2.25%)、K₂O(1.99%)和 MgO(1.56%)含量较少。其中,弱发育古土壤层(SDT1)SiO₂(56.70%)和 Al₂O₃(8.57%)含量低于整个剖面平均值,CaO(6.96%)和 Na₂O(2.47%)含量高于整个剖面平均值;砂质黄土层(SDT2)SiO₂(57.63%)含量较上一层略有升高,其他元素含量变化较小;河湖相沉积层(SDT4—6)SiO₂(64.47%)含量最高,Al₂O₃(10.43%)和 Fe₂O₃(2.66%)含量较上一层明显增加。综上,SDT 剖面中的常量元素氧化物含量 SiO₂>Al₂O₃>CaO>Fe₂O₃>Na₂O>K₂O>MgO,其中弱发育古土壤层中 Na₂O 含量相对较高,SiO₂、Al₂O₃、K₂O、Fe₂O₃ 和 MgO 含量相对较低;砂质黄土层中 CaO 含量相对较高,其他元素氧化物相对较低;河湖相沉积层中 SiO₂、Al₂O₃、K₂O、Fe₂O₃ 和 MgO 含量均相对较高(图 4)。

由于活性元素淋失可能会导致元素浓度发生变化,从而可能无法反映元素含量的真实值,因此引入元素氧化物比值指标继续进行分析。由图 5 可知,整个剖面残积系数((Al₂O₃+Fe₂O₃)/(MgO+CaO+Na₂O))介于 0.82—2.45,平均值为 1.38,在河湖相沉积层中平均值(1.57)最高,砂质黄土中(0.91)最低;硅铁铝率(SiO₂/(Al₂O₃+Fe₂O₃))变化在 3.06—6.82,平均值为 5.04,硅铁铝率在弱发育古土壤层中

表 2 三道滩(SDT)剖面各地层层位粒级组分的含量变化(%)
Table 2 Grain size components from different layers of SDT section (%)

		粒级						
地层		黏土 <2 μm	粉砂 2—63 μm	极细砂 63—125 μm	细砂 125—250 μm	中砂 250—500 μm	粗砂 500—1 000 μm	极粗砂 1 000—3 000 μm
SDT1	最大值	1.45	19.24	24.25	50.20	20.12	5.53	2.59
	最小值	0.02	9.74	20.30	40.44	14.08	0.00	0.00
	平均值	1.04	13.69	22.49	46.12	15.96	0.48	0.21
SDT2	最大值	3.33	30.51	24.36	47.36	18.62	2.01	0.95
	最小值	0.70	13.20	18.72	32.86	1.18	0.00	0.00
	平均值	1.95	20.58	20.79	41.17	15.40	0.09	0.02
SDT4	最大值	7.49	58.93	29.73	44.66	20.56	3.80	2.90
	最小值	0.91	14.96	14.47	11.03	2.62	0.00	0.00
	平均值	3.15	28.20	22.85	34.73	10.71	0.22	0.15
SDT5	最大值	7.66	64.13	34.36	49.28	19.06	2.10	0.00
	最小值	0.69	8.67	10.64	12.22	1.74	0.00	0.00
	平均值	3.23	34.74	24.32	29.96	7.64	0.11	0.00
SDT6	最大值	4.22	38.66	34.10	55.77	22.11	0.00	0.00
	最小值	0.10	7.90	14.01	30.29	6.40	0.00	0.00
	平均值	1.16	15.49	23.90	45.06	14.40	0.00	0.00
全剖面	最大值	7.67	64.13	34.36	55.77	22.11	5.53	2.90
	最小值	0.02	7.90	10.64	11.03	1.74	0.00	0.00
	平均值	2.02	21.76	22.40	40.20	13.45	0.13	0.05

最高,在砂质黄土最低;化学蚀变指数($CIA=Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+K_2O+Na_2O)\times 100$)在 44.27—64.28 变化,平均值为 50.84。在河湖相沉积层中(52.11)最高,在弱发育古土壤中(46.10)最低;退碱指数($(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$) 0.53—1.58,平均值为 1.03,砂质黄土中(1.43)最高,河湖相沉积层中最低(0.87);铝钾比(Al_2O_3/K_2O) 4.59—6.30,平均值为 5.17,河湖相沉积层最高(5.24),弱发育古土壤层最低(4.88);镁钙比(MgO/CaO) 0.14—0.90,平均值为 0.31,河湖相沉积层最高(0.36),砂质黄土中最低(0.18)。可见,常量元素氧化物比值在不同沉积相中具有不同的变化规律(图 5)。

4 讨论

4.1 常量元素地球化学参数的古气候指示意义

在表生环境中,由于不同化学元素在化学活性

方面的差异,其迁移、富集和淋溶存在较大差别^[15]。通常化学活性的顺序为 $K>Na>Ca>Mg>Si>Fe>Al$ ^[15],其中 K 和 Na 化学活性最为活泼,其含量较高时,指示化学风化作用较弱,气候相对寒冷干燥;Ca 和 Mg 属于中等非稳定组分,半干旱气候条件下含量较高;Si 是岩石矿物的主要成分,化学活性相对稳定,干冷的气候条件下相对富集;Fe 和 Al 化学活性最为稳定,含量较高时表明化学风化作用较强,气候相对温暖湿润^[16]。由于活动性元素的淋失,常量元素氧化物的浓度发生变化,从而产生较大的偏差,因此为降低误差,研究引入化学元素比值和参数进一步进行分析^[17]。化学蚀变指数($CIA=Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+K_2O+Na_2O)\times 100$),反映化学风化程度^[18],通常 $CIA<50$ 代表物理风化为主, CIA 在 50—60 代表初等化学风化, CIA 在 60—80 代表中度风化, $CIA>80$ 代表高度化学风化^[19-20]。 CIA 值越高,代表气候越温暖湿润,因此可指示夏季风强弱^[21]。

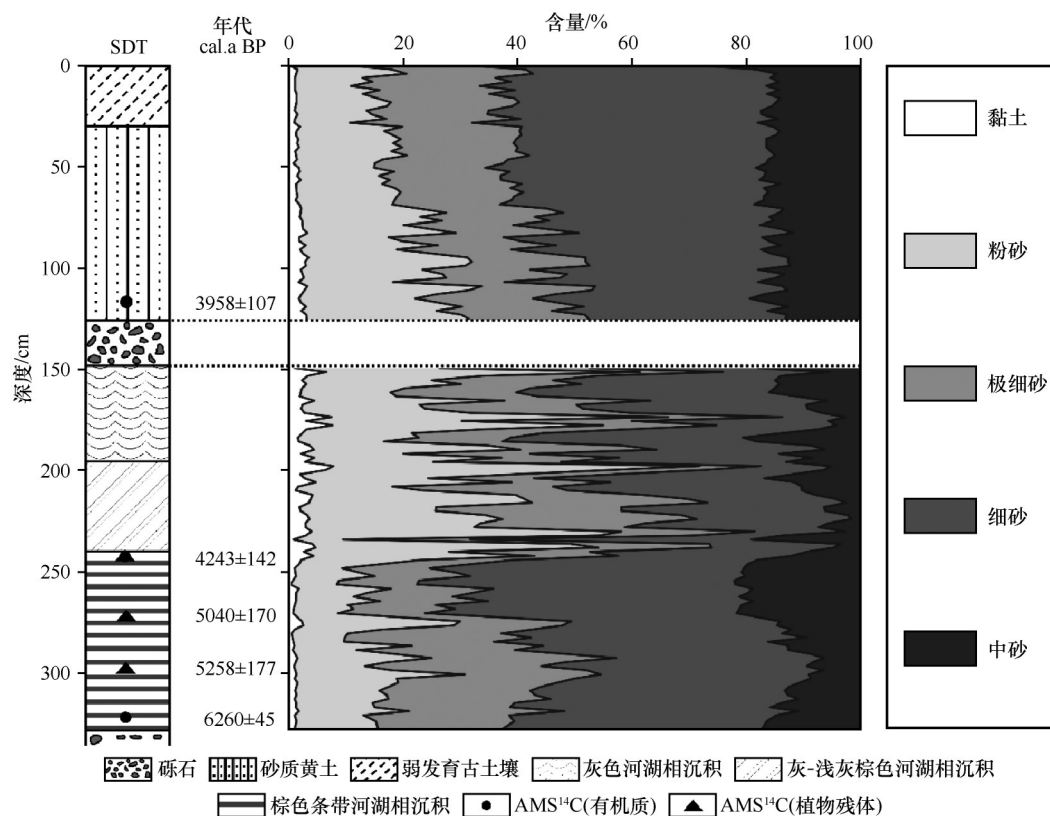


图3 三道滩(SDT)剖面粒级组分含量随深度变化

Fig.3 The variation of grain size components with depth from SDT profile

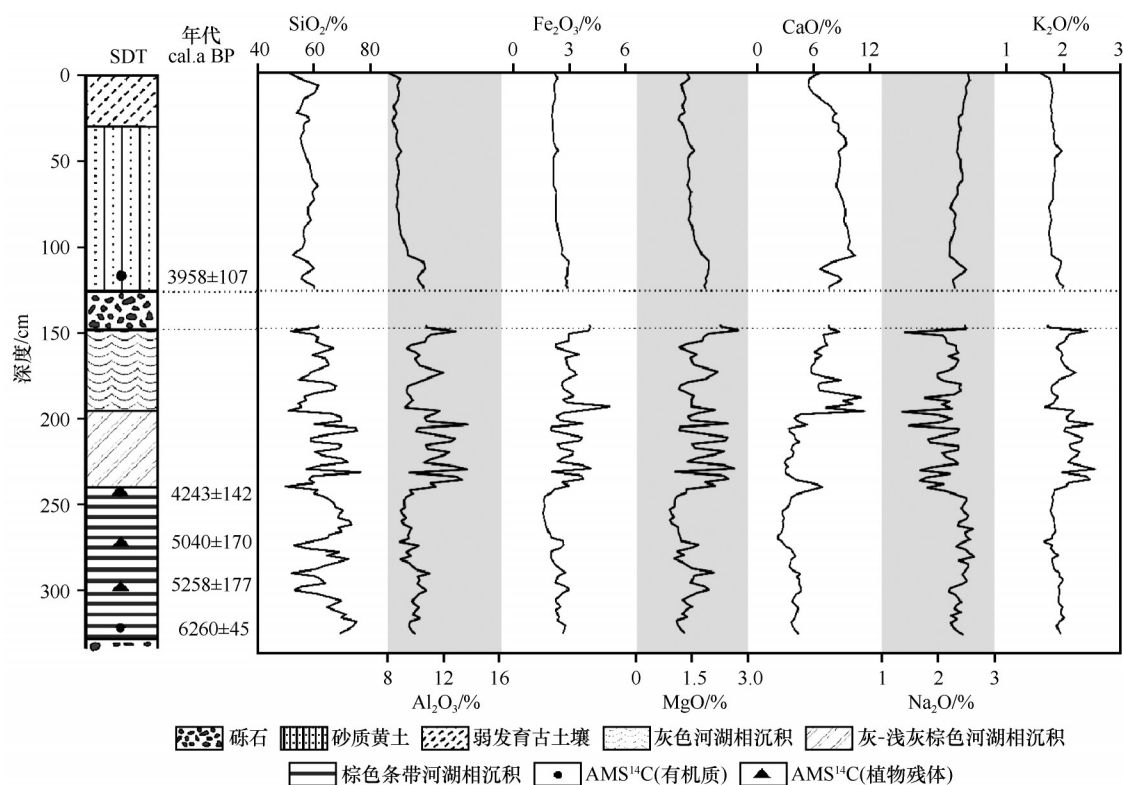


图4 三道滩(SDT)剖面常量元素氧化物含量随深度的变化

Fig.4 Variation of major chemical element oxides content with depth in SDT section

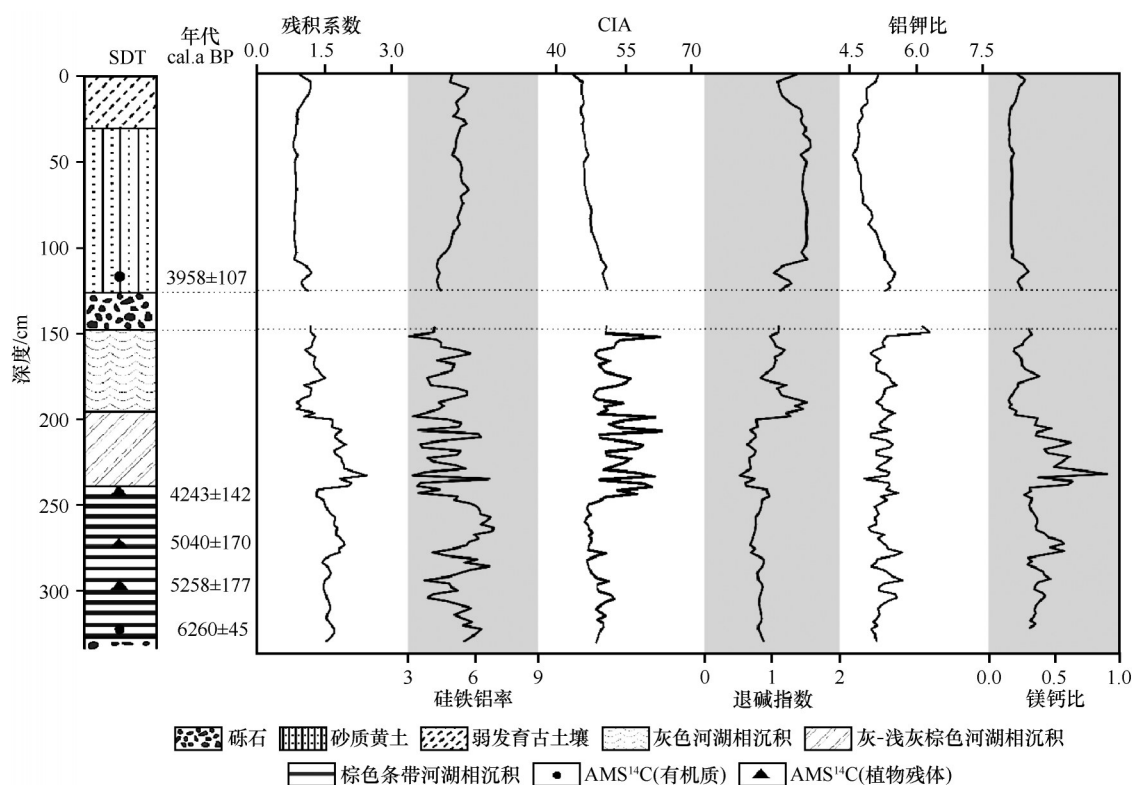


图5 三道滩(SDT)剖面常量元素氧化物比值随深度的变化

Fig.5 Changes of major chemical element oxides ratio with depth in SDT section

其中 CaO^* 表示去除全岩样品中碳酸盐和磷酸盐等矿物中的 CaO 含量, 本文采用 McLennan^[20] 提出的方法进行校正。残积系数 $((\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))$, 反映风化过程中残积状况, 可代表成壤程度, 值越大表明化学风化作用越强, 气候越湿润^[22]。退碱指数 $((\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3)$, 反映活动与惰性组分之间关系, 可指示气候干湿变化, 低值指示气候湿润^[23]。铝钾比 $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$, 反映湖泊沉积物中沉积源区化学风化程度, 值越大表明风化程度越高, 气候越湿润^[24-25]。硅铁铝率 $(\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3))$ ^[22], 反映沉积物中化学元素淋溶作用, 其值越小, 指示气候越湿润。镁钙比 (MgO/CaO) , 在湖相沉积中反映湖泊自生碳酸钙情况, 指示环境的温度变化, 其值越小表明气温越高^[23], 而在风成沉积中指示气候干湿变化, 其值越大, 指示气候越湿润^[26]。

在相对湿润的气候条件下, 降水量增加, 地表径流增加, 以碎屑状态存在的惰性组分(如 Al_2O_3) 不断被冲刷进入湖盆, 使这些组分在湖泊沉积中不断增加, 而活性组分(如 K 、 Na 、 Ca) 主要以游离态存在, 较少沉积^[23]。所以, 6.2—4.2 ka BP 期间, CIA 值、残积系数和铝钾比相对最高, 退碱系数和

硅铁铝率值相对较低, 指示气候较为湿润。然而, 在河湖相沉积层 SDT4 中残积系数和退碱指数表现出与上述相反的规律, 即残积系数较低和退碱指数较高, 这与该阶段 CaO 含量显著升高有关。湖泊沉积物中方解石(CaCO_3)的来源包括外源和内源两部分, 白云石($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$)的来源是主要为外源, 一般不包括内源, 因此 MgO/CaO 近似反映湖泊中相对自生 CaCO_3 含量, 从而得到水生植物或湖泊蒸发量情况, 进而反映出当时温度情况^[23], 可以发现此阶段 MgO/CaO 含量较低, 表明此阶段气候更加温暖。综上可知, 6.2—4.2 ka BP 期间沉积环境较好, 发生连续沉积, 气候温暖湿润。

为进一步研究沉积物在表生环境中的风化程度, 利用 A-CN-K 三元图 $(\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O})$ 进行分析^[18]。SDT 剖面的河湖相-风成沉积与 UCC(全球平均大陆上地壳的元素丰度, Upper Continental Crust, UCC)到 PAAS(澳大利亚后太古宙页岩, Post Archean Australia Shale, PAAS)的预测风化线一致^[27], 平行于 A-CN 连接处, 靠近斜长石, 且大部分样品均靠近 UCC, 远离 PAAS(图6), 表明研究区沉积物以物理风化和较弱的初级化学风化为主,

处于斜长石化学风化的早期阶段^[27]。这个阶段沉积物中元素的表生地球化学行为以去Na脱Ca为主,而其他相对稳定的元素(如Si、Al和Fe等)则富集在风化源地,说明了青海湖湖东沙地全新世以来的化学风化活动相对较弱。从不同沉积相样点的分布位置来看,河湖相沉积物与UCC相比更靠近PAAS一侧,表明河湖相沉积物受到更强的风化作用。综上,SDT剖面只有少部分沉积物处于中等风化阶段,而大部分沉积物经历了物理风化和初等化学风化过程。

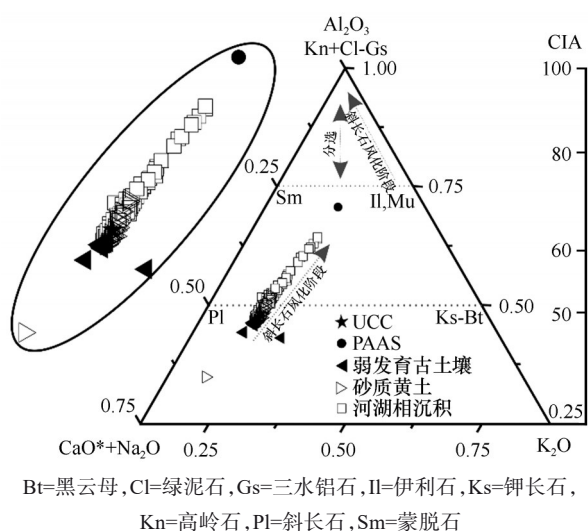


图6 SDT剖面的A-CN-K三元图和CIA值

Fig.6 Chemical index of alteration (CIA) values and A-CN-K ternary diagram from SDT section

4.2 青海湖湖东沙地中晚全新世以来的沉积环境演化

利用SDT和DSTK剖面AMS¹⁴C测年结果和岩性变化,结合SDT剖面粒度变化和常量元素的氧化物及其比值,重建了青海湖湖东沙地8.4 ka BP以来沉积环境:

8.4—4.2 ka BP,发育河湖或洼地,水位变化较为频繁,气候最为温暖湿润。其中8.4—6.2 ka BP,沉积相中存在河湖相沉积物和风成砂互层堆积,粉砂和砂占主导地位,含有植物残体,表明此时段发育浅水湖泊或洼地,整体呈现相对温暖湿润的气候特点;

6.2—4.2 ka BP,发育河湖相沉积,细砂和极细砂含量相对较低,黏土含量相对较高,SiO₂和Al₂O₃含量较高。其中6.2—5.2 ka BP期间,河湖相沉积中含黄色锈斑的深棕色沉积层,颜色较深的原因可能

是发生了水下还原过程,黄色锈斑可能因为Fe含量相对较高,与整个河湖相沉积层相比,CIA指数和硅铁铝率较高,镁钙比较低,表明该时段气候相对温暖湿润;5.2—4.2 ka BP,发育为河湖相沉积,含棕色条带沉积层,黏土含量略高于上一阶段,虽然Al₂O₃、Fe₂O₃和CaO含量有所降低,但各项元素氧化物比值均有所上升,表明该时段气候有继续变湿的趋势。综上,该时段气候温暖湿润。

4.2—0 ka BP,从砾石沉积演变为砂质黄土沉积,最后向弱发育古土壤沉积转变。其中,4.2—4.0 ka BP,湖滨砾石沉积,指示气候向干冷化转变;4.0—0 ka BP,沉积层位岩性由砂质黄土沉积向弱发育古土壤沉积转变,粒度组分以细砂和极细砂为主,中砂含量明显高于河湖相沉积,常量元素氧化物中SiO₂和Al₂O₃含量相对较高,其他元素的氧化物明显较低。此外,该段退碱系数达到最大值,镁钙比值较低,CIA指数出现谷值,硅铁铝率表现相对较高,表明化学元素淋溶作用较弱,气候相对较干,夏季风强度较弱。综上,此阶段呈现出较为干旱的气候特点。

综上所述,8.4—6.2 ka BP发育为湖泊-风成相互层沉积,指示气候温暖湿润,但波动明显;6.2—4.2 ka BP,发育为河湖相沉积或古土壤沉积,湖泊水动力较强,主要经历了初等化学风化阶段,但部分时期达到了中等化学风化水平,指示气候相对温暖湿润。4.2—0 ka BP从砾石沉积到砂质黄土沉积,最后向弱发育古土壤沉积转变,经历了化学风化作用较小或未风化阶段,夏季风减弱,降水减少,表明气候较干。

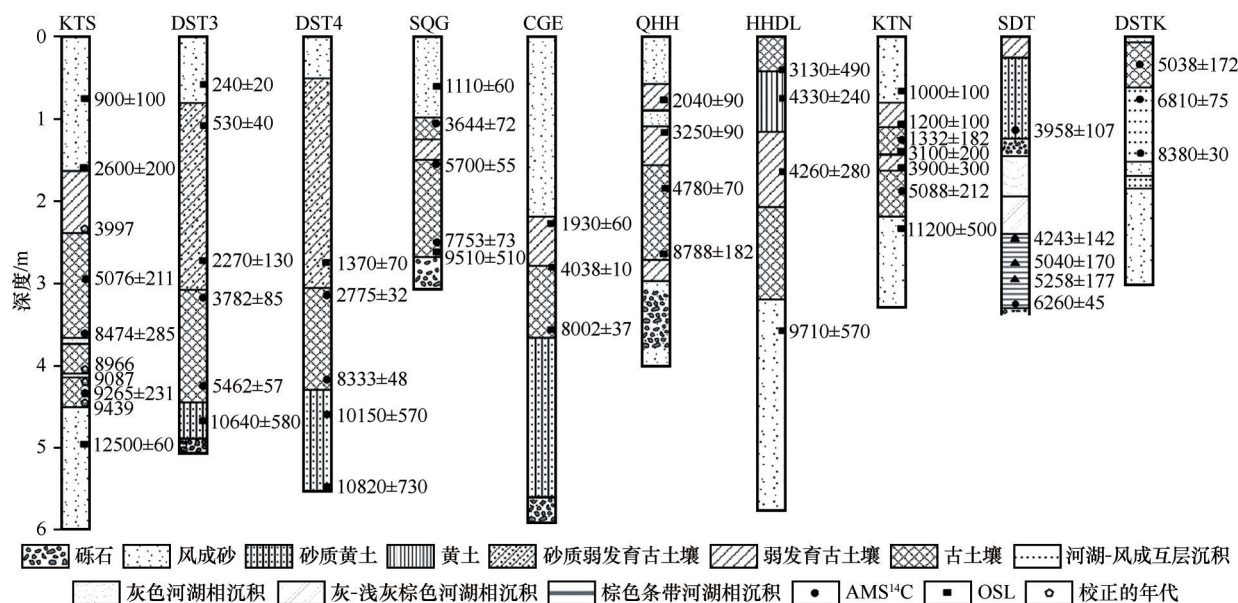
4.3 沉积环境和古气候演化的区域对比

基于对SDT和DSTK剖面的地层特征和可靠的年代数据,以及SDT剖面粒度组分、常量元素及其比值的变化特点的分析发现,研究区在8.4—4.2 ka BP,发育河湖或洼地,指示气候温暖湿润,4.2—0 ka BP,从砾石沉积演变为砂质黄土沉积,最后向弱发育古土壤沉积转变,指示气候相对较干。为验证这一结果的可靠性,对比了相邻区域的其他沉积记录。

同样位于青海湖湖东沙地具有可靠年代数据的风成砂-古土壤剖面,记录的青海湖湖东沙地的沉积环境显示^[6,28-31](图7),在8.4—4.2 ka BP发育古土壤或弱发育古土壤,但不同剖面的沉积岩性表现出不同的特点。如HHDL剖面在约4.2 ka BP发育

弱发育古土壤或黄土,且年代出现倒置现象,这可能与年代误差有关,强风带来风沙快速堆积,使风成沙中石英颗粒晒退不充分,从而使测年结果偏

高^[32]。在8.4—4.2 ka BP期间,虽然有个别突变事件导致了岩性的差异,但总体而言都反映了相对暖湿的气候条件。



SDT和DSTK剖面为本研究剖面,KTS和KTN剖面数据来自参考文献[6],DST3、DST4和SQG剖面数据来自参考文献[29],

CGE剖面数据来自参考文献[30],QHH剖面数据来自参考文献[31],HHDL剖面数据来自参考文献[28]

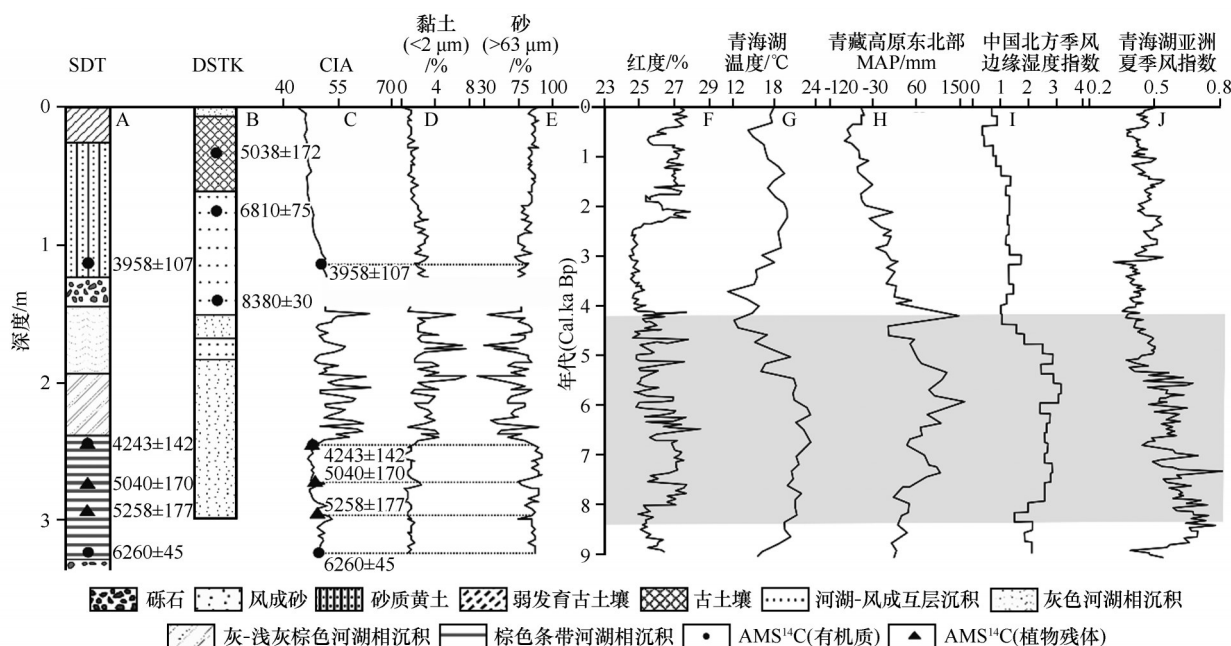
图7 青海湖湖东沙地中晚全新世以来风成剖面年代岩性序列

Fig.7 Chronological and lithologic sequence of aeolian section from the eastern sands of Qinghai Lake since the mid-late Holocene

除青海湖湖东沙地风成沉积记录外,基于不同代用指标且具有高分辨率年代数据的青海湖沉积记录(图8F、G),也与本研究具有较为一致的变化规律,均一致表明8.4—4.2 ka BP气候温暖湿润,4.2 ka BP以后气候逐渐偏干。如青海湖湖泊沉积物的红度数据,指示流域径流量大小,显示在8.4—4.2 ka BP时段流域径流量达到最大值^[33],与本研究剖面发育河湖相沉积,以及SDT剖面的CIA指数和粒度变化特征在该时段的变化规律相一致(图8A—E),表明此时段气候温暖湿润;这一结果与青海湖南岸黄土-古土壤剖面生物指标的定量分析结果相一致,在8.5—3.7 ka BP期间流域土壤呈中性至酸性的环境,指示该时段气候相对湿润^[34]。另外,基于青海湖烯酮记录的温度变化,显示在5.0—3.5 ka BP期间存在持续的温度下降期^[35],表明在此时段气候逐渐变冷,这与4.2 ka BP SDT剖面由湖相沉积演变为砾石沉积相一致。除高分辨率古气候重建序列外,干湿集成序列能消除单个指标重建所造成的误差,对全新世气候变化的解释更有说服力(图8H)。如青藏高原东北部的青海湖和达连海湖泊沉积物

孢粉数据定量重建的年平均降水量数据结果显示^[36],青藏高原东北部中晚全新世以来的最大降水量发生在约8.4—4.2 ka BP,4.2 ka BP以后降水突然下降,表明4.2 ka BP以后气候变干,这与我们的研究8.4—4.2 ka BP发育河湖相沉积,4.2 ka BP以后从砾石沉积向砂质黄土沉积转变相一致;此外,中国北方季风边缘区具有对气候变化响应敏感的特点,故该地区的湖泊沉积能够记录东亚夏季风引起的降水变化(图8I、J)。如位于中国北方季风边缘区的6个湖泊沉积记录的代用指标的集成湿度指数数据显示在约8.4—4.2 ka BP,气候的湿润程度达到最大,4.2 ka BP以后,湿度指数下降并保持较低值,表明气候干旱化显著^[37],这从基于青海湖沉积物中CaCO₃和TOC重建的亚洲夏季风指数也得到了证实^[1]。

综上所述,本研究选取的青海湖湖东沙地风成砂-古土壤沉积序列和青藏高原沉积记录以及集成重建的中国北方季风边缘区的干湿序列,从局地到区域再到整个中国北方季风边缘区,不同区域尺度的沉积记录反映的气候变化特征具有较好的一致



(A)SDT剖面岩性;(B)DSTK剖面岩性;(C)SDT剖面CIA;(D)SDT剖面黏土含量;(E)SDT剖面砂含量;(F)青海湖沉积岩心的红度记录^[33];
(G)基于青海湖烯酮的温度记录^[35];(H)基于青海湖和达连海孢粉数据的青藏高原东北部降水重建^[36];(I)基于中国北方季风
边缘区主要湖泊沉积记录集成重建的干湿序列^[37];(J)基于青海湖CaCO₃和TOC重建的亚洲夏季季风指数^[1]。

图中阴影部分为对比其他记录在8.4—4.2 ka BP期间环境和气候变化

图8 青海湖湖东沙地沉积环境和古气候演化与其他指标记录的对比

Fig.8 CIA records from SDT section and lithologic records from DSTK section comparison
with other records since the mid-late Holocene

性,表明气候变化主导了区域沉积环境的演变过程。

5 结论

青海湖湖东沙地河湖相-风成沉积主要经历了物理风化和初等化学风化阶段,部分沉积物达到了中等化学风化阶段,总体上该剖面仍处于斜长石的早期化学风化阶段。

青海湖湖东沙地8.4—4.2 ka BP发育为河湖沉积,气候最为温暖湿润。其中,8.4—6.2 ka BP,河湖沉积物中有风成砂夹层沉积出现,表明存在明显的百年尺度气候波动;6.2—4.2 ka BP,化学风化作用较强,淋溶作用较强,发育较为稳定湖泊。4.2—0 ka BP从砾石堆积到砂质黄土沉积,最后发育为弱发育古土壤沉积,化学风化作用减弱,淋溶作用较弱,降水减少,气候相对较干。

本研究与已发表的青海湖湖东沙地风成砂-古土壤沉积序列记录和青藏高原湖泊沉积记录以及集成重建的中国北方季风边缘区的干湿序列所指示的气候变化特征具有较好的一致性,表明气候变化主导了区域沉积环境的演变过程。

参考文献:

- [1] 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 Reports, 2012, 2(8): 619.
- [2] Henderson A C G, Holmes J A. Palaeolimnological evidence for environmental change over the past millennium from Lake Qinghai sediments: a review and future research prospective [J]. Quaternary International, 2009, 194(1/2): 134-147.
- [3] Liu X Q, Shen J, Wang S M, et al. A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleoclimate and paleoenvironment[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(22): 1931-1936.
- [4] 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, 136(1): 131-140.
- [5] 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.
- [6] Lu R J, Jia F F, Gao S Y, et al. Holocene aeolian activity and climatic change in Qinghai Lake basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 430: 1-10.
- [7] Chen F H, Wu D, Chen J H, et al. Holocene moisture and East Asian summer monsoon evolution in the northeastern Tibetan Plateau recorded by Lake Qinghai and its environs: a review of conflicting proxies[J]. Quaternary Science Reviews, 2016, 154:

- 111-129.
- [8] 徐叔鹰,徐德馥.青海湖东岸的风沙堆积[J].中国沙漠,1983,3(3):11-17.
- [9] Liu X J, Cong L, An F Y, et al. Downwind aeolian sediment accumulations associated with lake-level variations of the Qinghai Lake during the Holocene, Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Environmental Earth Sciences, 2019, 78(1): 1-12.
- [10] Hu G Y, Dong Z B, Zhang Z C, et al. Wind regime and aeolian landforms on the eastern shore of Qinghai Lake, northeastern Tibetan Plateau, China[J]. Journal of Arid Environments, 2021, 188: 1-13.
- [11] E C Y, Zhang J, Chen Z Y, et al. High resolution OSL dating of aeolian activity at Qinghai Lake, Northeast Tibetan Plateau[J]. Catena, 2019, 183: 1-11.
- [12] 丁之勇,鲁瑞洁,刘畅,等.环青海湖地区气候变化特征及其季风环流因素[J].地球科学进展,2018,33(3):281-292.
- [13] 朱秀莲.海晏县沙化现状调查及治理对策[J].青海草业,2009,18(2):40-42.
- [14] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP[J]. Radiocarbon, 2013, 55(4): 1869-1887.
- [15] 靳鹤龄,李明启,苏志珠,等.220 ka BP 来萨拉乌苏河流域地质剖面地球化学特征及其对全球气候变化的响应[J].冰川冻土,2005,27(6):861-868.
- [16] 苏志珠,吴宇婧,梁爱民,等.常量元素记录的毛乌素沙地东南缘全新世气候变化[J].中国沙漠,2018,38(3):516-523.
- [17] 陈骏,季峻峰,仇纲,等.陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J].中国科学D辑,1997,27(6):531-536.
- [18] Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of Intites[J]. Nature, 1982, 299(1982): 715-717.
- [19] 于英鹏,汪海斌,刘现彬.末次间冰期以来沙漠边缘黄土沉积的地球化学特征初探[J].沉积学报,2012,30(02):356-365.
- [20] McLennan S M. Weathering and global denudation[J]. Journal of Geology, 1993, 101(2): 295-303.
- [21] 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):365-371.
- [22] 杜晨,张兵,张世涛,等.浅谈湖泊沉积环境演变中元素地球化学的应用及原理[J].地质与资源,2012,21(5):487-492.
- [23] Yao Z Q, Xiao G Q, Liang M Y. Global cooling controls on the chemical weathering as evidenced from the Plio-Pleistocene deposits of the North China Plain[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 55(9): 787-790.
- [24] 吉云平,杨振京,赵华,等.河北阳原盆地井儿洼剖面常量元素地球化学特征揭示的中更新世晚期以来气候变化[J].古地理学报,2016,18(3):487-496.
- [25] 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.
- [26] Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance[J]. Geology, 1995, 23(10): 921-924.
- [27] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution[J]. The Journal of Geology, 1985, 94(4): 57-72.
- [28] 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]. The Holocene, 2010, 21(2): 297-304.
- [29] 白敏,鲁瑞洁,丁之勇,等.青海湖湖东沙地粒度端元分析及其指示意义[J].第四纪研究,2020,40(5):1203-1215.
- [30] 杜婧,鲁瑞洁,刘小楝,等.青海湖湖东沙地全新世风成沉积物磁化率特征及其环境意义[J].海洋地质与第四纪地质,2018,38(2):175-184.
- [31] 吕志强,鲁瑞洁,刘小楝,等.青海湖湖东沙地沉积记录的全新世以来风沙活动变化[J].干旱区地理,2018,41(3):536-544.
- [32] Lai Z P, Kaiser K, Brückner H. Luminescence-dated aeolian deposits of late Quaternary age in the southern Tibetan Plateau and their implications for landscape history[J]. Quaternary Research, 2017, 72(3): 421-430.
- [33] Ji J, Shen J, Balsam W, 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(1/2): 61-70.
- [34] Duan Y W, Sun Q, Werne J P, et al. Mid-Holocene moisture maximum revealed by pH changes derived from branched tetraethers in loess deposits of the northeastern Tibetan Plateau[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2019, 520: 138-149.
- [35] Hou J Z, Huang Y S, Zhao J T, et al. Large Holocene summer temperature oscillations and impact on the peopling of the northeastern Tibetan Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(3): 1323-1330.
- [36] Li J Y, Dodson J, Yan H, et al. Quantitative precipitation estimates for the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau over the last 18,000 years[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2017, 122(10): 5132-5143.
- [37] Wang W, Feng Z D. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: a synthesis of climatic records[J]. Earth-Science Reviews, 2013, 122: 38-57.

Mid-late Holocene environmental changes recorded by fluvio-lacustrine and aeolian sediments in the eastern sandy land of Qinghai Lake

Chen Dongxue¹, Lu Ruijie¹, Ding Zhiyong¹, Liu Xiaokang²

(1.MOE Engineering Research Center of Desertification and Blown-Sand Control / State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;

2.School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China)

Abstract: The numerous deposits in the eastern sandy land of Qinghai Lake recorded wealthy information of regional paleoclimate and paleoenvironmental since the Holocene. However, controversy still remains in regional climate and environmental changes on the millennial-scale. In this study, we explored aeolian deposits from the Sandaotan (SDT) and Dashuitangzuoan (DSTK) profiles in the eastern Qinghai Lake. Eight conventional radio-carbon dates were utilized to construct chronological frameworks. Furthermore, a multi-index analysis method of lithology, particle size, and major chemical element oxides with their ratios was conducted to reconstruct the environmental evolution process in study area over the past 8.4 ka BP. The results reveal that most of the sediments are at the physical weathering and primary chemical weathering stages except for a small number of sediments reach medium chemical weathering stage, which indicates that the climatic environment in the study area has been getting drier since 8.4 ka BP. Whereas evidence from the analysis of each index suggest that there are significant differences of climatic environment in different periods on the millennial-scale. Compared with other periods, the climate was warmer and more humid during 8.4–4.2 ka BP. Among that the aeolian sand interlayer appeared in the lacustrine sediments, indicating obvious centennial-scale climatic fluctuations during 8.4–6.2 ka BP; the great chemical weathering and leaching condition occurred from 6.2 to 4.2 ka BP, indicating relatively warm and humid climate conditions and the stable lacustrine sediment. After 4.2 ka BP, gravel accumulated in sandy loess deposit, and finally weakly paleosol deposit. Moreover, the comparative analysis shows that the climate change characteristics of the eastern sandy land in Qinghai Lake are consistent with other regions in the East Asian monsoon marginal region. Highlight the climate change dominate the evolution process of the regional sedimentary environment since the mid-late Holocene.

Key words: the eastern sandy land of Qinghai Lake; mid-late Holocene; elemental geochemistry; paleoclimate; fluvio-lacustrine and aeolian deposit