## 基于光释光测年研究青海湖三种沼泽 湿地的发育及沉积速率

刘德梅<sup>12</sup> 陈桂琛<sup>1</sup> 赖忠平<sup>34</sup> 刘向军<sup>4</sup> 周国英<sup>1</sup> 宋文珠<sup>1</sup> 彭敏<sup>1</sup>

(1. 中国科学院西北高原生物研究所, 青海 西宁 810008;

2. 中国科学院研究生院 北京 100039;

3. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,甘肃 兰州 730000;

4. 中国科学院青海盐湖研究所 青海 西宁 810008)

摘 要:近百年来由于受气候暖干化、青海湖湖体水位下降和周围草地退化及沙化趋势加剧等生态环境变 化 加速了湿地环境变迁的生态过程。本研究在青海湖北岸地区选取三种典型沼泽湿地(藏嵩草 kobresia tibetica、华扁穗草 Blysmus sinocompressus、盐地凤毛菊 Saussurea salsa) 建立地层的年代序列,计算得到每一测 年段内的沉积速率结合前人研究的历史气候变化,分析湿地形成的历史背景,初步揭示三种沼泽湿地的发 育和沉积规律与全球变化的耦合性。结果表明光释光测得的三种沼泽湿地其发育时期各不相同,华扁穗草 沼泽湿地发育于 8.436 ± 0.6 ka,藏嵩草沼泽湿地发育于 2.058 ± 0.11 ka,盐地凤毛菊沼泽湿地发育于 1.143 ± 0.20 ka;从整个剖面的平均沉积速率来看盐地凤毛菊湿地沉积最快(0.63 mm/a),藏嵩草湿地次之 (0.39 mm/a),华扁穗湿地最慢(0.09 mm/a)。三种沼泽湿地主要在气候由暖干向湿润期转变时形成,自形 成以来由于受到全球变化和人类因素的影响,沉积并非随时间呈线性关系发展。

关键词:青海湖湿地;湿地发育;光释光测年;沉积速率

中图分类号: P531 文献标识码: A 文章编号: 1008 - 858X(2012) 03 - 0009 - 06

前言

青海湖流域由于受到东亚季风、印度季风 和西风带的影响,形成了独特的气候特征,也形 成了独特而脆弱的湿地环境特征。青海湖流域 湿地面积达到7.346×10<sup>5</sup> hm<sup>2</sup>,占整个土地面 积的24.8%,河流湿地有45.6 hm<sup>2</sup>,沼泽湿地 27.66 hm<sup>2</sup>,其中河源和湖滨湿地分别占 92.2%、7.8%<sup>[1]</sup>。近年来青海湖在总体生态环 境退化的背景下,湿地生态系统也呈现出退化 趋势,如青海湖面积减少、湿地面积萎缩、湿地 环境质量下降、湿地生态功能减弱等方面,成为 流域日益显现的生态环境问题之一。在生态系统中历史资料对于评定现代模型和过程是必要的,它能够为预测未来的变化提供关键的信息<sup>[2]</sup>。在湿地生态系统中沉积物的积累记录了由自然过程和人类活动变化引起的过去环境和水文变化的特征<sup>[3]</sup>,沉积物记录能够为信息化管理提供一个参考框架<sup>[4]</sup>。我国沼泽湿地形成、发育、演化研究已经突破经典理论的局限,沼泽沉积与环境演变研究还没有形成完整的理论体系,在研究方法上应更多地借鉴相邻学科如第四纪地质学、湖泊沉积学的方法和手段,使之逐步成熟<sup>[5]</sup>。

建立地球年代学是检验沉积记录时间变化

收稿日期:2012-03-22

基金项目:国家"十一五"项目(2007BAC30)

作者简介: 刘德梅(1983 -), 女 博士研究生,主要研究方向为植被生态学。E - mail: liudemei83@163.com。

通信作者: 彭敏。 E - mail: pengm@ nwipb. cas. cn。

的基础<sup>[6]</sup>,而测年方法是衡量长时间尺度精度 的重要工具,多年来AMS测年作为一种普遍认 同的方法应用于湿地沉积环境<sup>[7]</sup>,然而,由于 时间尺度的限制、精确度和测年方法问题,在一 些状况下不能得到准确的沉积率结果<sup>[8]</sup>。近 年来,光释光测年也应用到沼泽环境中<sup>[9]</sup>,由 于它既能测到十几年的又能测得百万年尺度的 年代,所以这种测年方法在未来沼泽沉积环境 研究中的重大作用是无可非议的<sup>[10]</sup>。 多年来,我国湿地发育演化的研究主要集 中在东北沼泽<sup>[11-16]</sup>,而对高原沼泽湿地沉积研 究主要集中在若尔盖地区<sup>[17]</sup>,其它地区的研究 相对薄弱,尤其对青藏高原潜育性沼泽湿地方 面的研究鲜有报道。本文在青海湖流域按河系 在上、中、下游分别选取三种典型沼泽湿地(表 1),应用光释光测年研究其发育和沉积特征, 为了解青藏高原东北部的湿地发育与沉积特征 提供依据。

表1 选取样地的经纬度 海	拔及植被类型
---------------	--------

Table 1	Latitude	longitude	altitude and	the	vegetation	type of	sampling	site
---------	----------	-----------	--------------	-----	------------	---------	----------	------

样地编号	植被优势种	次优势种	经度	纬度	海拔/m
S1	藏嵩草	青藏苔草	100°14´39″	37°23′01. 8″	3 445
S2	华扁穗草	青藏苔草 + 海韭菜	100°14´26″	37°16′56. 1″	3 252
S3	盐地凤毛菊	碱茅	100°15′05.9″	37°11′30. 6″	3 199

### 1 研究区域概况及研究方法

#### 1.1 研究区域概况

青海湖地区位于青藏高原东北部,为大通 山、日月山、青海南山等高山所环绕,地理范围 为 36°32′~37°15′N;99°36′~100°46′E。全区 共有布哈河等 50 余条河流。青海湖流域气候 属典型高寒大陆性气候,具有气温低、降水少而 集中、风大等特点。气候寒冷,年平均气温在 -1.3°C(天峻)~0.5°C(江西沟)之间。 $\geq$ 0°C 的年积温为1 236.6°C(天峻)~1 491.5°C(江 西沟)。年平均降水量在 323.8 mm(江西 沟)~384.6 mm(天峻)之间,且集中在6~9月 份。年蒸发量达1 378.7 mm(江西沟)~ 1 767.7 mm(天峻)。全年以西北风和西风为 主,光照充足,太阳辐射强烈,气候特征年平均 气温为 -0.6~-5.7°C,极端最低温度可达到 -31.0°C 极端最高气温为 25.0°C。

#### 1.2 研究方法

 1)研究样地选取及采样方法 研究区位 于青海湖北岸的刚察县境内。沿伊克乌兰河选 取三种典型湿地,某样地经纬度如表 1,在所选 择的样地人工挖取剖面至见潜育层为止,藏嵩 草沼泽湿地、华扁穗沼泽湿地、盐地凤毛菊沼泽 湿地的剖面深度分别是80 cm、76 cm 和72 cm。 采集 OSL 样品时 将黑色棉布放入不锈钢钢管 (长度为20 cm,直径为6 cm)的一端,从另一端 顺地层产状打入地层。取出管子后,用不透明 胶带快速进行避光密封,并放入黑色塑料袋内。 另外,在采 OSL 样品的相应位置,采一袋全样 以备实验室测定样品的年剂量率(D)和含水 量。每个剖面共采得3~4个 OSL 样品,三种 湿地共采取11 个样品,取样编号及深度如表2 所示。

2) 室内分析 首先掏出管子内的样品,两端的用于年剂量测量,中间用于等效剂量测量。 然后取中间样品约300g用双氧水和盐酸分别 浸泡样品,除去样品中的有机质和碳酸盐类化 合物,冲洗烘干筛分选出38~63μm粒径颗粒,用氟硅酸去除长石,用10%盐酸洗去残留 的氟化物,等效剂量在中国科学院青海盐湖研究所释光实验室的RisφTL/OSL-20释光仪上测量完成。样品的铀、钍和钾含量在中国原子 能科学院以中子活化法测定完成,测试石英释 光信号的蓝光激发光源的波长为(470±30) nm 检验长石组分所用的红外激光波长为 830 nm,所有样品的前处理都在红光暗室中进

表2	青海湖湿地光释光测年结果

Table 2 Results of OSL dating of wetland in Qinghai Lake

样品编号/深度	含水量/%	K/%	Th/ $\times 10^{-6}$	U/ $\times 10^{-6}$	剂量 D/Gy	SRA De/Gy	年龄/ka
QHHS – 1/20cm	$0.2 \pm 0.05$	$1.34 \pm 0.05$	8. 56 $\pm 0.22$	2. 15 $\pm 0.15$	2. 44 $\pm 0.19$	$1.205 \pm 0.06$	$0.495 \pm 0.05$
QHHS - 1/40 cm	$0.2 \pm 0.05$	$1.62 \pm 0.06$	9.71 $\pm 0.25$	$2.28 \pm 0.15$	$2.74 \pm 0.13$	$3.524 \pm 0.24$	$1.284 \pm 0.11$
$\rm QHHS-1/60cm$	$0.2 \pm 0.05$	$2.04 \pm 0.07$	10.85 $\pm 0.27$	$2.21 \pm 0.15$	$3.12 \pm 0.15$	5. 206 $\pm 0.23$	$1.671 \pm 0.11$
QHHS - 2/22cm	$0.2 \pm 0.05$	$2.08 \pm 0.06$	11.0 $\pm$ 0.27	4. 60 $\pm 0.20$	$3.63 \pm 0.18$	$0.651 \pm 0.04$	$0.176 \pm 0.01$
QHHS - 2/45 cm	$0.2 \pm 0.05$	$2.23 \pm 0.07$	$11.09 \pm 0.28$	2.76 $\pm 0.17$	$3.4 \pm 0.23$	$3.304 \pm 0.54$	$0.972 \pm 0.17$
QHHS - 2/60cm	$0.2 \pm 0.05$	$1.64 \pm 0.06$	11.49 $\pm 0.29$	$3.13 \pm 0.20$	$2.79 \pm 0.11$	16.94 $\pm 0.98$	5. 564 $\pm 0.41$
QHHS - 2/76cm	$0.2 \pm 0.05$	$1.68 \pm 0.06$	10.89 $\pm 0.27$	2.82 $\pm 0.17$	$2.96 \pm 0.14$	24.97 $\pm 1.19$	8.436 $\pm 0.6$
QHHS - 3/10cm	$0.2 \pm 0.05$	2. 13 $\pm 0.07$	$15.73 \pm 0.38$	2. 56 $\pm$ 0. 19	$3.6 \pm 0.31$	$0.643 \pm 0.07$	$0.179 \pm 0.03$
QHHS - 3/32 cm	$0.2 \pm 0.05$	$1.21 \pm 0.05$	$7.06 \pm 0.02$	2.55 $\pm 0.15$	$2.31 \pm 0.16$	$0.716 \pm 0.07$	$0.311 \pm 0.04$
QHHS - 3/47 cm	$0.2 \pm 0.05$	$1.15 \pm 0.05$	6. 82 $\pm 0.19$	$2.33 \pm 0.15$	2. 19 $\pm 0.15$	$0.989 \pm 0.04$	$0.452 \pm 0.04$
QHHS – 3/62cm	$0.2 \pm 0.05$	$1.59 \pm 0.06$	7. 29 $\pm 0.20$	2. 51 $\pm$ 0. 15	2. 59 $\pm 0.18$	2. 25 $\pm 0.49$	$0.869 \pm 0.20$

行 石英颗粒(38~63 μm)的提取按照赖忠平 所描述的程序完成<sup>[18]</sup>。

## 2 结果与讨论

# 2.1 三种沼泽湿地发育年代及与气候变化关系

所有样品的测年结果见表 2,所有样品的 光释光信号都较强,而且 De 值均呈典型的高 斯分布,说明这些样品的晒褪情况良好,其年龄 可以代表相应地层的沉积年龄。最小的样品年 龄是( $0.179 \pm 0.03$ ) ka,最老的年龄是 ( $8.436 \pm 0.6$ ) ka,全部样品的年龄误差范围在  $0.01\% \sim 0.11\%$ 。

杨永兴等<sup>[11]</sup>在三江平原北部沼泽发育研 究表明,8.0 kaB. P. 以来,沼泽发育经历了5 个时期变化,沼泽化过程发展期→沼泽大发展 期→沼泽发育缓慢期→沼泽发育波动期→沼泽 发育萎缩期。本研究区每一剖面按照内插外推 法得到每一深度的理论年龄,最底部的年龄结 果显示,同一水系不同海拔的三种典型沼泽湿 地的剖面的发育年龄各不相同,分别是华扁穗 草沼泽湿地发育于(8.436±0.6) ka; 藏嵩草沼 泽湿地发育于(2.058±0.11) ka; 盐地凤毛菊 沼泽湿地发育于(1.143±0.20) ka。它们的形 成发育必然与流域内的地质变动和气候变化相 关联,将三种湿地的发育时期与前人研究的近 8 000年来本流域内气候特征相对比,发现三种 湿地的发育都于气候由干转湿的时期发生,如 徐国文,1992 研究表明青海湖区 8 000 ~ 3 500 aB. P. 为暖湿期<sup>[19]</sup>。距今 2 700 ~ 500 年,气候曾有转湿迹象,距今 500 年后,气候更 加趋于冷干<sup>[20]</sup>。从恢复的盐度变化序列来看, 1 160 ~1 290 年的湖水低盐度表明中世纪暖期 时该地区气候较为湿润<sup>[21]</sup>。

#### 2.2 沉积速率

根据土壤深度和年代分别计算了每一剖面 的沉积速率,如图1所示,三种湿地的平均沉积 速率从大到小的顺序是:藏嵩草沼泽湿地 (0.63 mm/a) > 盐地凤毛菊沼泽湿地 (0.39 mm/a) > 华扁穗草沼泽湿地 (0.09 mm/a)。藏嵩草沼泽湿地剖面的沉积速 率变化幅度不大,最稳定。华扁穗草沼泽湿地 剖面在底部的沉积速率很低,而近176年来的 沉积速率很大。盐地凤毛菊沼泽湿地剖面的沉 积速率变化则是两头大,中间小。

湿地的形成和维持最主要的因素是区域水 文特征,而且自然水文变化塑造了湿地环 境<sup>[22]</sup>。由于受到气候区域性变化的影响,不同 地区的湿地发育期的起止时间也有较大差别, 如研究表明进入全新世后泥炭沼泽湿地的开始 发育形成,若尔盖高原从10.2 kaB. P. 开始进入 全新世,泥炭也从此开始形成<sup>[17]</sup>。小兴安岭东 部9.0 kaB. P. 后沼泽开始发育贫营养、中营养 和富营养沼泽发育时间分别不早于 1 600 aB. P. 、4 000 aB. P. 和7 095 aB. P.<sup>[23]</sup>, 沼泽最早发育时间为7 095 aB. P. 。三江平原 沼泽湿地发育于约 8 000 年前<sup>[12]</sup>。东北平原 约距今 5 800 年以后,进入全新世沼泽萌芽发 育期,在时间上晚于三江平原。这与中全新世 东北平原气候普遍转为暖湿的区域环境变化有 关,当时三江平原正处在沼泽旺盛发育期。







三个剖面的平均沉积速率在 0.09 ~ 0.63 mm/a之间,每个测年段的沉积速率除华 扁穗草沼泽湿地中最低的 0.03 和 0.06 外,其 它在 0.25 ~ 1.67 mm/a 之间,与其它地区的湿 地沉积速率相似,如新疆湿地的平均沉积速率 是 0.265 mm/a<sup>[24]</sup>,我国东北地区全新世晚期 泥炭平均堆积速率(0.39 mm/a)<sup>[13]</sup> 松辽平原 中西部泥炭堆积速率(0.2 ~ 0.44 mm/a)<sup>[14]</sup>, 长白山地区是 0.7 mm/a<sup>[15]</sup>,最近 150 a 以来若

尔盖泥炭地的沉积速率是 1.6 mm/a<sup>[25]</sup>。晚全 新世以来巴西海滨不同类型湿地的沉积速率在 0.4~1.7 mm/a 之间<sup>[25]</sup>。但较低于其它地区 近2000多年来的湿地沉积速率,如吉林向海 沼泽湿地沉积速率 3.2 mm/a 典型的河口三角 洲4.9 mm/a<sup>[16]</sup>。所以湿地的沉积速率受区域 环境的影响而不同 相同区域的湿地环境沉积 速率也受植被群落、初级生产力、分解速率、沉 积类型等的影响 山地沼泽的植被群落与水文 变化相关<sup>[27]</sup>。从剖面的每个测年段的沉积速 率来看 沉积速率与区域气候变化呈显著相关, 如华扁穗草沼泽湿地自8000年前发育开始近 千年间的沉积速率很低(0.03~0.06 mm/a), 这与当地全新世大暖期后经历了很多次气候冷 暖大变化有关,如从 8.17~3 ka B.P. 的大约 5 000多年时间内, 气候的总体趋势是比较温暖 的 但发生过多次时间短促较冷暖波动 特别在 6.10~5.10 ka B. P. 之间 ,冷暖交替频繁 ,气温 很不稳定<sup>[28]</sup> 在此期间湿地的发育产生重大的 改变,可能在某一时段不再是单纯的沉积环境, 而发生了剥蚀现象。

## 3 结 论

青海湖流域伊克乌兰河上、中、下游的三种 沼泽湿地发育时期各不相同,但都发育于气候 湿润期,位于中游的华扁穗湿地发育最早,约为 8 000 多年前,但从整个剖面沉积演化状况来 看,其最不稳定。其次是位于上游的藏嵩草湿 地,自形成起发育较稳定,位于下游的盐地凤毛 菊湿地发育最晚,沉积速率较大,最大值出现在 300~180 a 间,近170 多年来有所减少。

近千年来青海湖流域响应了全球变化的特 点 环境变化也十分频繁 ,沼泽湿地的发育也并 非一如既往的线性关系 ,如在三种湿地的沉积 速率可以显现出来。但具体在全球变化下湿地 是如何演化的 ,我们需要结合孢粉和其它环境 指标来高分辨地分析证实。

#### 参考文献:

#### [1] 赵串串 杨晓阳 张凤臣 等.青海湖流域湿地现状调查 与分析[J].陕西林业科技 2007 (4):49-51.

- [2] Swetnam T W , Allen C D , Betancourt J L. Applied historical ecology: using the past to manage for the future [J]. Ecol. Appl. , 1999 , 9(4): 1189 – 1206.
- [3] Anderson N J. Natural versus anthropogenic change inlakes: the role of the sediment record [J]. Trends Ecol. Evo., 1993, 8(10): 356-361.
- [4] Smol J P. Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management [J]. J Aquat Eeosyst Stress Recover, 1992 (1): 49 – 58.
- [5] 王国平,刘景双,汤洁.沼泽沉积与环境演变研究进展[J].地球科学进展200520(3):304-311.
- [6] Joseph M , Smoak , Peter W , et al. Recent increases in sediment and nutrient accumulation in bearl. ake , utah/idaho , USA[J]. Hydrobiologia , 2004 525(1-3): 175-184.
- [7] Zheng B X , Li J J , et al. A discussion on quaternary glacial evolution and uplift of the Qinghai–Xizang Plateau [M]// Glaciers of Xizang (Tibet). Beijing: Science Press ,1986: 258 – 297.
- [8] Bartholdy J. Salt Marsh Sedimentation [J/OL]. Principles of Tidal Sedimentology , 2011. <u>http://www.springerlink.com/</u> content/r2061334j743423r.
- [9] Yang D Y , Kim J Y , Nahm W H. Holocene wetland environmental change based on major element concentrations and organic contents form the cheollipo coast , Korea [J]. Quaternary Inter , 2008 , 176: 143 – 155.
- [10] Madsen A T, Murray A S, Andersen T J *et al.* Spatial and temporal variability of sediment accumulation rates on two tidal flats in lister dyb tidal basin ,wadden sea , denmark [J]. Earth Surf. Process Land ,2010 , 35 (13) : 1556 – 1572.
- [11] 杨永兴,王世岩.8.0 ka B.P. 以来三江平原北部沼泽发 育和古环境演变研究[J]. 地理科学 2003 23(1):32 -38.
- [12] 杨永兴,黄锡畴,王世岩,等.西辽河平原东部沼泽发育
  与中全新世早期以来古环境演变[J].地理科学 2001,
  (3):242-249.
- [13] 夏玉梅,东北全新世泥炭孢粉组合特征及古环境的初步研究[C]//黄锡畴.中国沼泽研究.北京:科学出版社 1988:65-72.
- [14] 宋海远. 松辽平原中西部泥炭特征与古环境[C]//袭善文. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社,1990:141-145.

[15] 赵红艳,冷雪天,王升忠.长白山地泥炭分布、沉积速率 与全新世气候变化[J].山地学报 2002 20(5):513 – 518.

13

- [16] 王国平,刘景双,汤洁,等.吉林向海沼泽湿地典型剖面 沉积及年代序列重建[J].湖泊科学,2003,15(3): 221-228.
- [17] 王富葆 阎革 林本海.若尔盖高原泥炭 δ(13) C 的初 步研究[J]. 科学通报,1993(1):65 - 67.
- [18] Lai Z P. Chronology and the upper dating limit for loess samples from luochuan section in the chinese loess plateau using quartz osl sar protocol [J]. Journal of Asian Earth Sciences. 2010, 37(2): 176-185.
- [19] 徐国文.青海湖近8000年来演变及发展趋势[J].青海 地质,1992,1(1):70-72.
- [20] 周笃珺.4 200 年来青海湖盆地植被及环境的演变[J]. 青海环境,1996 6(3):109-112.
- [21] 张恩楼 ,沈吉 ,王苏民 ,等.青海湖近 900 年来气候环境 演化的湖泊沉积记录[J]. 湖泊科学 2002 ,14(1):32 -38.
- [22] Mitsch W J ,Gosselink J G. Wetlands [M]. 3rd. New York: John Wiley&Sons, 2000.
- [23] 杨永兴.小兴安岭东部全新世森林沼泽形成、发育与古 环境演变[J].海洋与湖沼 2003 34(1):74-82.
- [24] Zhang Y , Kong Z C , Ni J. pollen record and environmental evolution of caotanhu wetland in xinjiang since 4550 cal. ab. p[J]. Chinese Science Bulletin , 2008 ,53(7): 1049 – 1061.
- [25] Zhou H , Hu J , Ming L , et al. Branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers and paleoenvironmental reconstruction in zoigê peat sediments during the last 150 years [J]. Chinese Science Bulletin , 2011 , 56(23) : 24 – 56.
- [26] Cohen M , Behling H , Lara R , et al. Impact of sea-level and climatic changes on the amazon coastal wetlands during the late holocene [J]. Vegetation History and Archaeobotany , 2009 , 18(6): 425 - 433.
- [27] Rejmankova E M , Rejmanek T , Tjohan C R et al. Resistance and resilience of subalpine wetlands with respect to prolonged drought[J]. Folia Geobotanica , 1999 , 34(2): 175 - 188.
- [28] 姚檀栋,施雅风,等.祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化[C]//孔昭宸,施雅风.中国全新世大暖期气候与环境.北京:海洋出版社,1992:206-211.

## The Study of Formation and Sedimentation Rate of Three Typical Wetlands in Qinghai Lake Watershed Using Luminescence Technique

LIU De-mei<sup>12</sup>, CHEN Gui-chen<sup>1</sup>, LAI Zhong-ping<sup>3</sup>, LIU Xiang-jun<sup>3</sup>,

ZHOU Guo-ying<sup>1</sup>, SONG Wen-zhu<sup>1</sup>, PENG Min<sup>1</sup>

(1. Northwest Plateau Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining, 810008, China;

2. Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;

3. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institure,

Chinese Academy of Sciences Lanzhou 730000 ,China;

4. Qinghai Institute of Salt Lakes , Chinese Academy of Sciences , Xining , 810008 , China)

Abstract: In recent years , due to the warm and dry climate , Lake water-level decline and grassland degradation, desertification, it speeds up ecology process of wetland environment, which seriously impact on the sustainable development of Qinghai Lake watershed. In this study, sediment cores were sampled and dated using optically stimulated luminescence (OSL) dating method at three typical wetlands in north shore of Qinghai lake. Dating of sediment cores was used to establish the wetland sedimentary chrono-sequence, calculate sediment accumulation rates. Analysed wetland formation's history background from paleoclimate change of previous research in local. Preliminarily reveals three wetlands formation and sedimentary regularity, and relate to the global climate change. The results showed that all OSL samples have strong signals and De value approximate Gaussian Distribution , the estimated OSL ages of all samples match the stratigraphic sequence, which suggests that OSL dating is a reliable method for determining a chronology of Holocene marsh deposits at Qinghai Lake watershed , kobresia tibetica , Blysmus sinocompressus Saussurea salsa have existed since approximately  $8.436 \pm 0.6$  ka ,  $1.143 \pm 0.20$  ka ,  $2.058 \pm 0.11$ ka respectively. Different wetland have different sedimentation rate. The most of sediment rate is Saussurea salsa marsh(0.63 mm/a), then kobresia tibetica marsh(0.39 mm/a), the last is Blysmus sinocompressus(0.09 mm/a). Compared with the past study last 8 000 year in this region, we found that every kind of marsh developing during wet period, and the changes of the sedimentary rate suggested that there arere a Linear Relationship between deposit and time in wetland , global climate change and anthropogenic impacts seriously affect on wetland evolution.

Key words: Qinghai lake wetland; Wetland evolution; Optically stimulated luminescence dating; Sedimentation rate