

青海湖现代沉积速率空间分布及沉积通量初步研究

徐海^①, 刘晓燕^{①②}, 安芷生^①, 侯昭华^①, 董吉宝^①, 刘斌^{①②}

① 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049

E-mail: xuhai2003@263.net

2009-01-22 收稿, 2009-06-30 接受

国家科技支撑计划(编号: 2007BAC30B01)和中国科学院“西部之光”人才培养计划(编号: 2007ZD01)资助项目

摘要 考察了青海湖表层沉积物 ^{137}Cs 活度及通量时空分布, 建立了湖泊沉积速率空间分布模式. 青海湖河口/岸边区域沉积物 ^{137}Cs 通量高, 但平均 ^{137}Cs 活度低; 湖中心区域 ^{137}Cs 通量低但平均活度高. 河口/岸边区域沉积速率高, 沉积物陆源组分(如 SiO_2 , Fe_2O_3 , Ti 等)的含量及通量高. 湖中心区域沉积速率低, 化学/生物沉积组分(如次生碳酸盐)含量高. 因此, 决定青海湖沉积速率空间分布的主要因素是流域陆源物质的堆积速率. 根据本文获得的不同湖区沉积速率计算了青海湖平均质量堆积速率($0.0337 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$), 并用 Ca 质量平衡方法检验了该平均值的合理性. 在此基础上, 估算了青海湖沉积通量及流域泥沙输入和大气粉尘对湖泊沉积的贡献.

关键词

青海湖
沉积速率
 ^{137}Cs
沉积通量

湖泊沉积速率是建立沉积物可靠年代标尺的关键. 它对理解流域/大气向湖泊的物质输送以及湖泊生物地球化学过程等具有重要意义. ^{137}Cs 是人工核试验产物, 半衰期 30.17 a. 1945 年核爆炸后, 特别是 20 世纪 50 年代全球大量进行大气层核试验以后, ^{137}Cs 在大气层中浓度迅速上升. 全球 ^{137}Cs 散落通量到 1963 年达到最高值^[1~5], 因而湖泊沉积物中 ^{137}Cs 的最高峰常被用作 1963 年时间标尺. 研究表明, 对于沉积速率稳定, 水动力较弱, 人为干扰较少的湖泊, ^{137}Cs 时标法可取得较理想的定年结果^[6~9].

青海湖位于青藏高原东北部干旱半干旱带内, 其生态环境重要性及其在全球气候变化研究中的学术价值受到广泛关注. 不少工作报道过青海湖近现代沉积速率^[9~12]. 例如, 沈吉等人^[11], Xu 等人^[9]研究表明, 青海湖表层沉积物沉积过程比较稳定, 且保存良好, ^{137}Cs 时标与 ^{210}Pb 计年结果基本一致. 但是, 过去的研究大多致力于建立特定沉积岩芯的年代模式, 至今尚未见青海湖沉积速率空间分布报道. 这限制

我们对青海湖沉积速率控制因素及沉积过程的系统认识, 进而限制对流域/大气向青海湖的物质输送通量的合理估算. 例如, 观测表明布哈河输入青海湖的泥沙量约 36.1 万吨/年(1966~1970 年平均; 文献[13]), 由于布哈河流域面积占青海湖流域面积 48.3% 左右, 由此估计全流域地表径流携带的泥沙输入总量约 74.7 万吨/年. 然而一些研究报告中引用的青海湖泥沙输入通量则高达 987 万吨/年(如文献[14,15]). 这样突出的认识差异不仅影响到青海湖流域生态环境的合理评估, 而且阻碍了该区生态环境可持续发展政策的制定. 系统掌握青海湖近现代沉积速率是十分必要的.

本文调查了青海湖近现代沉积物 ^{137}Cs 活度时空分布, 揭示了青海湖沉积速率空间分布规律, 并分析了沉积速率主要控制因素. 在此基础上, 估算了青海湖的沉积通量及流域泥沙输入和大气粉尘对湖泊沉积的贡献.

英文版见: Xu H, Liu X Y, An Z S, et al. Spatial pattern of modern sedimentation rate of Qinghai lake and a preliminary estimate of the sediment flux. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-009-0580-x

1 研究方法

青海湖(36°32′~37°15′N, 99°36′~100°47′E)是我国最大的内陆咸水湖, 流域面积约 29660 km², 现代湖泊面积约 4200 km², 湖面海拔 3200 m 左右^[16]。湖区 1 月平均气温 -10.4~-14.7℃; 7 月平均气温 10.4~15.2℃^[16]。湖水温度较低, 夏季湖表温度 10℃, 湖底水温 4℃; 湖面从上年 12 月到次年 3 月封冻^[16]。年降水量 300~400 mm, 6~9 月降水量占全年降水量的 80% 以上^[17]。青海湖入湖径流呈明显的不对称分布, 布哈河、泉吉河、沙柳河、哈尔盖河等较大河流集中在青海湖西北和北边, 径流量占全湖径流量 80% 以上^[17]。布哈河是最主要的径流, 占青海湖流域总面积的 48.3% 左右^[16]。青海湖流域及周围山体岩性以变质岩、酸性岩浆岩为主, 西部有碳酸岩露头出露。青海湖流域广泛分布黄土和季节性冻土, 并对流域水化学及泥沙输送有重要贡献^[17]。

2007 年 6 月, 使用自制重力采样器采集青海湖浅层沉积物(岩芯长 20~30 cm; 采样点分布见图 1)。所采岩芯沉积物-水界面清晰, 未受扰动。现场将岩芯按 1 cm 等间距分样, 密封保存。另外, 每个采样点采集一颗岩芯, 不分层混合(后文称为“混合样”)。沉积物样品真空冷冻干燥, 研磨至 150 目。分层样品 ¹³⁷Cs 活度在中国科学院南京地理与湖泊研究所测试, 测试仪器为美国 Ortec 井式高纯锗(GWL-120)。样品元素含量的测定在中国科学院地球环境研究所 X 荧光光谱仪上完成(Philip, PW4400, XRF), 主量元素实

验误差 < 1%。包含两部分工作: (1) 测定了“混合样”平均元素含量以表征近现代沉积物元素特征。(2) 为对比相近时间层节样品的元素特征, 测定了分层岩芯 1963 年层节(¹³⁷Cs 最高峰所在层节)元素含量。另外, 测定了“混合样”全样总碳含量(total carbon, TC)及去碳酸盐样有机碳含量(total organic carbon, TOC), 并由此计算表层沉积物平均碳酸盐含量(表 1)。测定仪器为中国科学院地球环境研究所元素分析仪(Elemental Analyzer vario EL III), 实验误差 < 0.2%。

深度沉积速率(例如 mm/a)能直观反映沉积速度的快慢; 青海湖已报道的近现代沉积速率大多以深度沉积速率形式给出。但是, 由于不同湖区沉积物组分不同, 密度差异较大(表 1), 因此质量堆积速率能更真实地指示沉积速率的空间分布规律。为方便对比, 本文分别给出各岩芯的深度沉积速率和质量堆积速率(表 1)。表 1 同时还列出各岩芯 ¹³⁷Cs 通量、¹³⁷Cs 平均活度、沉积物密度、碳酸盐含量等数据(计算方法参见表 1)。图 2 给出岩芯 ¹³⁷Cs 活度垂向分布。图 3 给出岩芯主量元素含量/通量空间对比。

2 结果与讨论

2.1 青海湖 ¹³⁷Cs 垂向迁移问题

湖泊沉积物 ¹³⁷Cs 是否发生垂向迁移可能影响到 ¹³⁷Cs 时标的准确性。导致 ¹³⁷Cs 发生垂向迁移的因素主要包括两方面: 孔隙水 ¹³⁷Cs 扩散和底泥扰动导致的不同层位 ¹³⁷Cs 混合作用。自然土壤表层水有向下渗透的趋势, 元素经淋滤作用可能表现出向下迁移现象。例如, 伏介雄等人^[18]研究发现陕北一非农耕地剖面次表层 ¹³⁷Cs 含量高于表层, 表明该剖面 ¹³⁷Cs 有向下渗透的可能。但是, 蓄水湖泊沉积物与自然表土情形不同, 前者含水率高, 且湖泊沉积物孔隙水没有主动向下渗透的趋势。元素在湖泊沉积物中的迁移规律受湖泊生物地球化学过程控制。例如, 汪福顺等人^[19]研究表明: 在微生物参与作用下, Fe 和 Mn 等元素在湖泊表层通常是向上迁移的。Cs 位于元素周期表 I 主族, 其化学性质与 K 和 Rb 相似, 属于惰性元素。¹³⁷Cs 到达地表后很快就被土壤吸附, 生物/化学过程很难使吸附态的 ¹³⁷Cs 解吸^[20,21]。正是因为这种“惰性”, 使得 ¹³⁷Cs 在土壤侵蚀及环境示踪研究中得到广泛的应用^[21]。因此, 由沉积物-孔隙水 ¹³⁷Cs 交换并扩散导致的 Cs 元素垂向迁移效应可以忽略。另

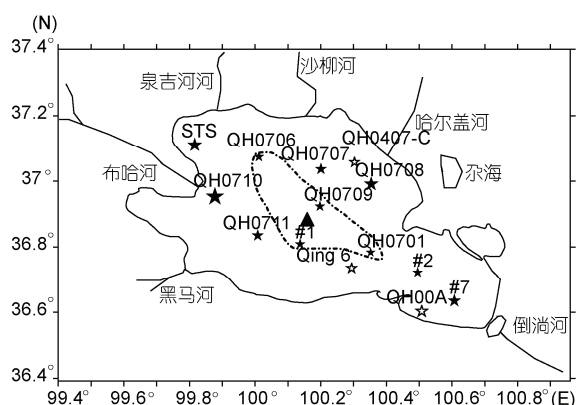


图 1 青海湖表层沉积物采样点分布

实心五角星指示本次研究采样点。空心五角星指示岩芯 QH0407-C^[9], QH00A^[11]和岩芯 Qing6^[12]位置。五角星大小指示深度沉积速率大小(根据表 1 数据绘制)。虚线框指示青海湖慢速沉积区。实心三角指示海心山位置

表1 青海湖表层沉积物沉积速率

岩芯编号	水深/m	pH	深度沉积速率 ^{a)} /mm·a ⁻¹	质量堆积速率 ^{a)} /g·cm ⁻² ·a ⁻¹	¹³⁷ Cs 通量 ^{b)} /Bq·cm ⁻²	¹³⁷ Cs 平均活度 ^{c)} /Bq·g ⁻¹	沉积物密度 ^{d)} /g·cm ⁻³	碳酸盐含量 ^{e)} (%)
#1	24.7	9.01	0.68	0.0153	0.111	0.1001	0.225	32.8
QH0709	22.7	8.81	0.68	0.0151	0.089	0.0778	0.221	33.1
QH0711	24.0	9.18	0.91	0.0198	0.145	0.1174	0.218	30.9
QH0707	25.3	9.19	0.91	0.0225	0.170	0.1000	0.248	30.2
#7	23.0	9.18	1.14	0.0284	0.172	0.0907	0.250	28.3
QH0701	24.6	8.92	0.45	0.0118	0.092	0.0888	0.261	30.5
QH0706	24.5	9.18	0.68	0.0122	0.100	0.1084	0.180	28.9
#2	24.0	9.20	0.68	0.0195	0.133	0.0868	0.286	28.6
QH0708	19.0	9.11	1.36	0.0507	0.286	0.0896	0.372	25.7
STS	6.8	9.28	1.36	0.0482	0.246	0.0560	0.354	21.4
QH0710	17.5	9.17	2.05	0.1266	0.490	0.0429	0.619	23.2

a) 深度沉积速率=¹³⁷Cs 最高峰对应的深度/(2007–1963). 质量堆积速率=¹³⁷Cs 最高峰对应的质量深度/(2007–1963). b) ¹³⁷Cs 通量为每一层节 ¹³⁷Cs 活度与沉积物质量积的累加, 即 $Inventory = \sum (Mass_{section} \times Activity_{section}) / S_{面积}$. c) 表层沉积物 ¹³⁷Cs 平均活度为 ¹³⁷Cs 最高峰到沉积物最表层 ¹³⁷Cs 活度的质量加权平均. d) 密度为沉积物干密度, 由于最表层沉积物岩性差异较大, 本文计算的密度为最表层到 ¹³⁷Cs 最高峰层节沉积物的平均密度. e) 表层沉积物碳酸盐含量根据全样含碳量(TC)和去碳酸盐样品含碳量(TOC)计算, $Carb\% = 100 \times (TC - TOC) / (12 / M_{carb} - TOC)$. Carb%代表碳酸盐含量; M_{carb} 代表碳酸盐平均分子量. 本文测定青海湖近现代沉积物 CaO 和 MgO 质量比为 4:1, 由此计算 CaCO₃ 和 MgCO₃ 物质的量比约为 2.86:1, 青海湖碳酸盐平均分子量约 95.85

一方面, 受底泥扰动等因素影响, 沉积物上下层 ¹³⁷Cs 有一定程度的“混合”, 这种混合作用可能改变 ¹³⁷Cs 峰的高度和宽度, 但不改变最高峰的位置^[9]. 青海湖湖体巨大, 水深较深, 生物活动弱, 因此底泥扰动导致的混合作用在湖中心深水慢速沉积区域很弱, 尽管在河口/岸边快速沉积区域相对较强. 沈吉等人^[11]和 Xu 等人^[9]研究发现青海湖表层沉积物 ¹³⁷Cs 定年结果与 ²¹⁰Pb 计年结果吻合, 表明 ¹³⁷Cs 在沉积物中并未受到显著的垂向迁移和底泥扰动影响. 因此, 本文将 ¹³⁷Cs 最高峰对应时间视为 1963 年.

2.2 ¹³⁷Cs 活度及通量的空间分布

青海湖地区受到西风、亚洲夏季风, 冬季风等多种大气环流影响, 大气 ¹³⁷Cs 输入量较大, 导致青海湖沉积物 ¹³⁷Cs 活度及通量较高. 曾奕等人^[22]报道青海湖地区 ¹³⁷Cs 的本底值接近 1177 Bq/m². 青海湖表层沉积物 ¹³⁷Cs 活度与 1963 峰值活度的“相对差异”较小, 这与经典的大气沉降模式不同^[1–5]. 越靠近河口/岸边, 表层沉积物 ¹³⁷Cs 活度与 1963-层节 ¹³⁷Cs 活度的“相对差异”越小(图 2). 这暗示自 1963 年大气沉降达到峰值后, 流域 ¹³⁷Cs 后期输入对沉积物 ¹³⁷Cs 形态还有较明显贡献. 这种流域 ¹³⁷Cs 输入的“滞后性”与区域植被、土壤、基岩的物理性质及流域物理/化学风化有关.

¹³⁷Cs 沉积通量与质量堆积速率表现出很好的正相关关系($r^2=0.97$; 数据见表 1). 河口岸边区域沉积

速率高, ¹³⁷Cs 通量高; 湖中心区域沉积速率低, ¹³⁷Cs 通量低. 青海湖流域面积约为湖面面积的 7 倍, 流域接收到的大气 ¹³⁷Cs 沉降远多于湖面接收到的 ¹³⁷Cs 沉降. 流域接收到的 ¹³⁷Cs 被表土吸附并经地表径流带入湖泊, 由于河口/岸边区域接收到的陆源物质多(参后文), 因此 ¹³⁷Cs 沉积通量大. 例如, 本研究揭示 QH0710 孔 ¹³⁷Cs 通量约为本底值 4 倍(表 1). 因此, 青海湖沉积物 ¹³⁷Cs 通量的空间分布由流域 ¹³⁷Cs 输入决定. 另外, 本研究还发现: 岩芯 QH0706, QH0709, #1, QH0701 ¹³⁷Cs 通量均略低于研究区本底值; 而这些岩芯都位于低沉积速率区域(图 1). 这暗示 ¹³⁷Cs 颗粒可能并未均匀地沉降到沉积物中, 而是受到湖流、水化学以及湖底地形等因素的“再分配”. 这种“再分配”作用会影响到特定区域 ¹³⁷Cs 沉积通量, 但不改变 ¹³⁷Cs 活度的垂向分布.

青海湖低沉积速率区域 ¹³⁷Cs 平均活度(1963-层节到最表层)高于快速沉积区域 ¹³⁷Cs 平均活度; ¹³⁷Cs 平均活度与沉积速率显著负相关($r=-0.77$; 数据参见表 1). 由于不同湖区水化学组成相似, ¹³⁷Cs 化学沉积对不同湖区贡献相近. 河口/岸边区域陆源碎屑物质含量高, 对化学沉降组分有稀释作用, 因而 ¹³⁷Cs 含量(活度)较低. 相反, 湖中心低沉积速率区域陆源组分贡献小, 湖泊化学/生物沉积组分的含量相对较高(参后文).

2.3 沉积速率与主量组分空间分布

本文揭示的最大质量堆积速率(QH0710, 0.1266

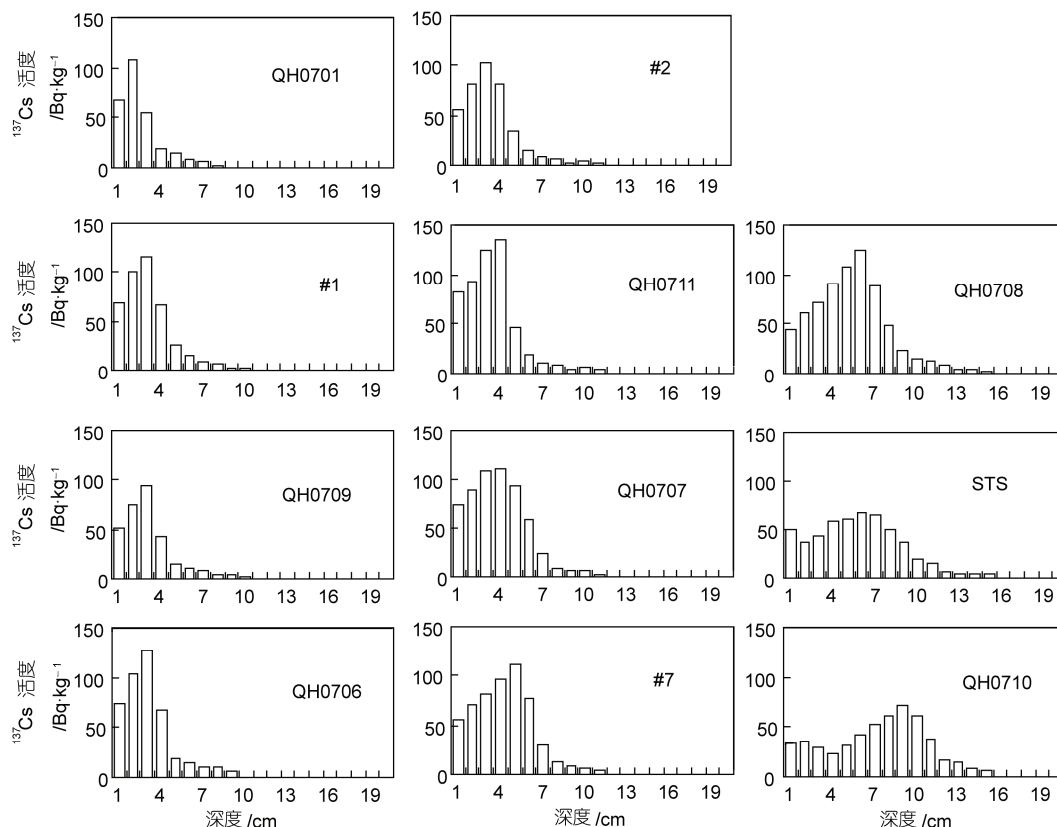


图2 青海湖表层岩芯¹³⁷Cs 活度随深度的变化
各岩芯空间分布参照图1

$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) 大约是最小质量堆积速率(QH0701, $0.0118 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) 的 10 倍; 若考察深度沉积速率, 两岩芯对应沉积速率差异约为 5 倍(表 1)。这种质量堆积速率和深度沉积速率的不一致性与沉积物密度有关, 而密度又与沉积物物质来源相关。图 3 给出了各采样点混合岩芯及分层岩芯 1963-层节沉积物 SiO_2 , Ti, Fe_2O_3 和 CaO 等主要组分的含量及通量空间分布。混合岩芯及分层岩芯 1963-层节元素含量表现出相似的空间分布规律。 SiO_2 , Ti, Fe_2O_3 等化学性质稳定, 主要来自陆源碎屑输入。沉积物 SiO_2 , Ti, Fe_2O_3 含量(图 3(c), (e), (f))及 SiO_2 通量(图 3(d))空间分布规律与质量堆积速率空间分布规律相似, 这表明青海湖近现代沉积速率的主要控制因素是陆源物质的堆积速率。陆源碎屑组分密度大于化学/生物沉积组分, 因此沉积物密度空间分布特征与陆源组分的含量及通量空间分布特征相似(表 1), 即: 靠近河口/岸边区域密度大, 靠近湖中心区域沉积物密度小。

CaO 含量的空间分布与陆源组分含量/通量(SiO_2 ,

Ti, Fe_2O_3)及质量堆积速率空间分布规律相反(图 3(g)), 即: 靠近河口/岸边区域 CaO 含量低, 湖中心低沉积速率区域 CaO 含量高。青海湖沉积物 CaO 含量与碳酸盐含量显著正相关($r^2=0.94$), 因此 CaO 含量主要反映了沉积物碳酸钙含量。研究表明青海湖沉积物碳酸盐主要系湖内化学/生物沉积^[16,23]。化学/生物沉积与陆源组分相互“稀释”, 因此 CaO 含量与陆源组分表现出相反的空间分布规律。但是 CaO 沉积通量与陆源组分沉积通量相似(图 3(h)), 这是因为青海湖不同湖区碳酸盐化学/生物沉积通量相近, 而河口/岸边区域接收到陆源碳酸盐碎屑通量高于湖中心区域, 因此河口/岸边区域碳酸盐总通量较高。

青海湖流域夏季气温升高, 同时夏季降水和雪山融水增加, 地表径流量增加, 陆源碎屑物质被大量搬运进入湖泊。Xu 等人^[17]对青海湖流域水化学调查结果暗示青海湖流域广泛分布的季节性冻土可能对流域水化学及泥沙输送有重要贡献。通常而言, 河水丰水期总溶解固体(TDS)低于枯水期, 这是因为夏季

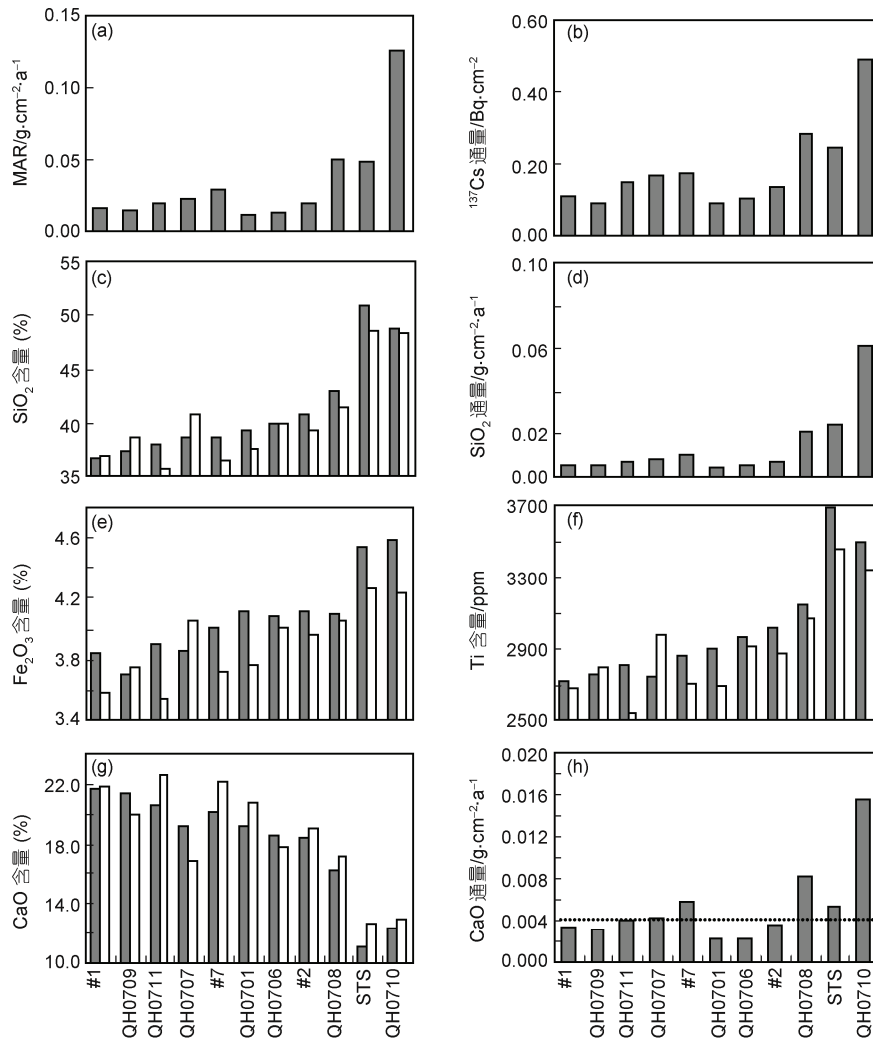


图3 沉积速率与主量组分含量(通量)对比

岩芯空间分布参图1. 灰黑色实心柱代表混合样, 空心柱代表1963层节. (a), (b)分别显示质量堆积速率(MAR, Mass Accumulation Rate)和 ^{137}Cs 通量(算法参表1). (c), (e), (f), (g)显示整岩芯及各分层岩芯1963-层节 SiO_2 , Fe_2O_3 , Ti, CaO含量. (d), (h)为 SiO_2 , CaO通量. (h)中水平虚线为非河口区域CaO沉积通量平均值(不含岩芯QH0710)

降水量及雪山融水增加对河水盐度有稀释作用. 但是, 青海湖流域河流丰水期TDS高于枯水期TDS, 这可能是因为丰水期季节性冻土解冻, 流域物理/化学风化显著加强^[17]. 由于水动力因素, 泥沙主要沉降在河口/岸边区域, 因此青海湖河口/岸边区域沉积速率高, 且以陆源碎屑物质为主; 湖中心沉积速率低, 陆源组分含量较低, 化学/生物沉积较强, 碳酸盐含量较高.

2.4 青海湖年沉积通量

根据本研究获得的11个浅层岩芯质量堆积速率

计算青海湖近现代平均质量堆积速率, 算术平均值 $0.0337 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (表2), 采用克里格插值法网格化后再平均为 $0.0346 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. 本文使用的参数(如沉积物平均有机质含量, 平均碳酸盐含量)均为算术平均值. 按照现代湖面面积 4200 km^2 计算, 青海湖每年沉积物质的总质量约为 $1.415\times 10^{12} \text{ g}$ (141.5万吨, 参数及说明见表2). 由于本研究近岸区域沉积速率数据较少, 本文获得的平均沉积速率以及由此计算的沉积通量可能存在一定的误差. 鉴于此, 我们采用 Ca^{2+} 质量平衡方法来检验上述计算的合理性. 青海湖湖水 Ca^{2+} 含量约 22.5 mg/L , 这个值低于河水和地

表 2 青海湖沉积通量计算^{a)}

参 数			数 值	资料来源及说明
青海湖基础参数	流域面积/km ²		29660	《青海湖近代环境的演化和预测》(文献[16])
	湖面面积/km ²		4200	
	湖面降水量(×10 ⁸ m ³)		15.780	
	地表径流量(×10 ⁸ m ³)		14.430	
	地下水量(×10 ⁸ m ³)		13.030	
	年均泥沙输入量/g		7.47×10 ¹¹	布哈河占青海湖流域面积 48.3%, 泥沙输入量 36.1 万吨/年(文献[13]), 由此计算全流域每年泥沙输入, 36.1/0.483=74.7 万吨, 合 7.47×10 ¹¹ g
水化学参数	湖水	[Ca ²⁺]/mg·L ⁻¹	22.5	数据来自文献[17]
		[Mg ²⁺]/mg·L ⁻¹	852.0	
	河水	[Ca ²⁺]/mg·L ⁻¹	43.8	
		[Mg ²⁺]/mg·L ⁻¹	13.9	
	地下水	[Ca ²⁺]/mg·L ⁻¹	37.5	
		[Mg ²⁺]/mg·L ⁻¹	20.4	
	雨水	[Ca ²⁺]/mg·L ⁻¹	13.1	
		[Mg ²⁺]/mg·L ⁻¹	0.9	
本次研究考察项目	质量堆积速率/g·cm ⁻² ·a ⁻¹		0.0337	平均质量堆积速率, 表 1
	计算年沉积总量/g		1.415×10 ¹²	平均质量堆积速率×湖面面积
	沉积物平均有机质含量(%)		5.36	用去除碳酸盐后测得的有机碳平均含量(3%)计算总沉积物有机物含量, 有机物分子量按照碳水化合物平均分子式计算(C·H ₂ O). (1-0.285)×3%×30/12=5.36%
	碳酸盐平均含量(%)		28.5	表层样品平均值, 数据来自表 1
	年输入溶解态 Ca 总量/g		1.328×10 ¹¹	雨水、地表水、地下水 Ca 输入总量. Ca 输入=Σ(各端元水量×[Ca ²⁺])
	Ca ²⁺ 化学/生物沉降消耗量/g·a ⁻¹		1.18×10 ¹¹	按沉积物次生碳酸盐总量计算 Ca 含量. 次生碳酸盐约占总碳酸盐 95%. 现代沉积物 CaO 和 MgO 质量百分比约 4:1, 由此计算 CaCO ₃ 和 MgCO ₃ 质量比约 3.4:1. Ca 消耗=年沉积总量×总碳酸盐含量×95%×3.4/(3.4+1)×0.4
			1.20×10 ¹¹	按化学/生物沉降 CaO 通量(参正文)计算每年沉积的 Ca. Ca 消耗=湖面面积×CaO 通量×40/56
	大气直接输入粉尘通量/g·a ⁻¹		2.09×10 ¹¹	粉尘通量=沉积物总量-次生碳酸盐总量-有机物总量-观测泥沙输入总量

a) 各参数的平均值均为算术平均

下水 Ca²⁺含量(表 2). 这是因为青海湖湖水盐度高, pH 较高, Ca²⁺因强烈的化学沉积而难以保存. 这意味着每年输入湖泊的溶解态 Ca 总量接近化学/生物沉降消耗的 Ca 总量. 计算表明青海湖每年由大气降水、地表水和地下水输入青海湖的 Ca 总量约 $1.328 \times 10^{11} \text{ g}$ (表 2). 青海湖每年因化学/生物沉积而消耗的 Ca 总量用两种方法计算. 第一, 次生碳酸盐总量法. 青海湖岩芯碳酸盐平均值约 28.5%(表 1, 2), 由此计算每年化学/生物沉降消耗的 Ca 总量约 $1.184 \times 10^{11} \text{ g}$ (计算方法参表 2). 第二种计算方法为 CaO 沉积通量法. 从图 3(h)可知, 除了河口/岸边区域外, 其他区域沉积物 CaO 通量接近, 这是因为不同区域水化学组

成相似, 碳酸盐的化学/生物沉降通量接近. 因此可将非河口岸边区域 CaO 通量的平均值视为湖泊碳酸钙化学/生物沉降通量, 本文数值约为 $0.004 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (如图 3(h)横线所示). 由此计算的 Ca 沉积总量为 $4200 \text{ km}^2 \times 0.004 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1} \times 40/56 = 1.20 \times 10^{11} \text{ g} \cdot \text{a}^{-1}$; 与用次生碳酸盐总量法计算的 Ca 消耗总量近似相等. 上述计算表明: 化学/生物沉降消耗的 Ca 与流域输入溶解态 Ca²⁺总量接近, 表明本文计算的青海湖平均沉积速率和青海湖年沉积通量是合理的.

将青海湖全湖沉积总量减去次生碳酸盐及有机物含量(计算方法参表 2)得到青海湖每年接收的陆源和大气输入总量: $141.5 \times (1-0.285 \times 0.95-0.0536) = 95.6$

万吨. 该结果(尚未扣除大气粉尘直接输入通量)与《青海湖综合考察报告》^[13]和高会军等人^[24]引用的泥沙输入通量(80 万吨/年)相比是接近的; 与韩永荣^[14]、杨修等人^[15]引用的青海湖年泥沙输入总量(987 万吨/年)相差甚远. 将本研究获得的青海湖陆源泥沙和大气粉尘输入总量减去河流泥沙输入量(约为 74.7 万吨/年, 表 2), 估计青海湖每年接收到 20.9 万吨直接的大气粉尘输入(95.6–74.7=20.9 万吨), 约占青海湖年沉积总量的 14.8%. 青海湖河流泥沙输入与大气粉尘输入比例约为 3.6:1.

3 结语

分析了青海湖表层沉积物 ^{137}Cs 活度, 建立了青

海湖沉积速率空间分布模式. 表层沉积物 ^{137}Cs 平均活度空间分布与 ^{137}Cs 通量空间分布反相关联. ^{137}Cs 通量空间分布与沉积速率及陆源组分(如 SiO_2 , Fe_2O_3 , Ti 等)含量及通量空间分布一致. 河口/岸边区域沉积速率高, 沉积物陆源组分含量高; 湖中心区域沉积速率低, 陆源组分含量低, 但化学/生物沉积组分(如次生碳酸盐)含量高. 因此, 青海湖沉积速率空间分布的决定因素是流域陆源物质的堆积速率. 计算了青海湖不同湖区平均质量堆积速率($0.0337 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$), 并用 Ca 质量平衡方法检验了上述估值的合理性. 本文计算表明: 青海湖沉积通量约 141.5 万吨/年; 流域泥沙输入通量约 74.7 万吨/年, 大气粉尘直接贡献通量约 20.9 万吨/年.

参考文献

- 1 He Q, Walling D E, Owens P N. Interpreting the ^{137}Cs profiles observed in several small lakes and reservoirs in southern England. *Chem Geol*, 1996, 129: 115–131
- 2 Lu X X, Higgitt D L. Estimating erosion rates on sloping agricultural land in the Yangtze Three Gorges, China, from caesium-137 measurements. *Catena*, 2000, 39: 33–51
- 3 Lu X. Application of the Weibull extrapolation to ^{137}Cs geochronology in Tokyo Bay and Ise Bay, Japan. *J Environ Radioact*, 2004, 73: 169–181
- 4 Bergan T D. Radioactive fallout in Norway from atmospheric nuclear weapons tests. *J Environ Radioact*, 2002, 60: 189–208
- 5 Abril J M. Constraints on the use of ^{137}Cs as a time-marker to support CRS and SIT chronologies. *Environ Pollut*, 2004, 129: 31–37
- 6 万国江. ^{137}Cs 及 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 方法湖泊沉积计年研究新进展. *地球科学进展*, 1995, 10: 188–192
- 7 徐经意, 万国江, 王长生, 等. 云南省泸沽湖洱海现代沉积物中 ^{210}Pb , ^{137}Cs 的垂直分布及其计年. *湖泊科学*, 1999, 11: 110–116
- 8 储国强, 顾兆炎, 许冰, 等. 东北四海龙湾玛珥湖沉积物纹层计年与 ^{137}Cs , ^{210}Pb 测年. *第四纪研究*, 2005, 25: 202–207
- 9 Xu H, Ai L, Tan L C, et al. Geochronology of a surface core in the northern basin of Lake Qinghai: Evidence from ^{210}Pb and ^{137}Cs radionuclides. *Chin J Geochem*, 2006, 25: 301–306
- 10 黄麒. 青海湖沉积物的沉积速率及其古气候演变的初步研究. *科学通报*, 1988, 32: 1740–1744
- 11 沈吉, 张恩楼, 夏威夷. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录. *第四纪研究*, 2001, 21: 508–513
- 12 Henderson A C G, Holmes J A, Zhang J W, et al. A carbon-and oxygen-isotope record of recent environmental change from Qinghai Lake, NE Tibetan Plateau. *Chinese Sci Bull*, 2003, 48: 1463–1468
- 13 中国科学院兰州地质研究所. 青海湖综合考察报告. 北京: 科学出版社, 1979. 75
- 14 韩永荣. 青海湖环境恶化危害与防治对策. *中国水土保持*, 2000, 8: 81–91
- 15 杨修, 孙芳, 任娜. 环青海湖地区生态环境问题及其治理对策. *地域研究与开发*, 2003, 22: 39–42
- 16 中国科学院兰州分院. 青海湖近代环境的演化和预测. 北京: 科学出版社, 1994
- 17 Xu H, Hou Z H, An Z S, et al. Major ion chemistry of waters in Lake Qinghai catchments, NE Qinghai-Tibet Plateau, China. *Quat Int*, doi: 10.1016/j.quaint.2008.11.001
- 18 伏介雄, 张信宝, 齐永青, 等. 无侵蚀非农耕地土壤 ^{137}Cs 深度分布入渗过程模型. *核技术*, 2006, 29: 189–193
- 19 汪福顺, 刘丛强, 梁小兵, 等. 湖泊沉积物中微量金属二次迁移过程中微生物作用的实验研究. *湖泊科学*, 2006, 18: 49–56
- 20 Cremers A, Elsen A, De Preter P, et al. Quantitative analysis of radio cesium retention in soil. *Nature*, 1988, 335: 247–249
- 21 Zapata F. Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publisher, 2002. 4
- 22 曾奕, 张信宝, 周卫健, 等. 青海湖表层底泥中放射性同位素 Cs 的来源. *湖泊科学*, 2007, 19: 516–521
- 23 Yu J Q, Kelts K R. Abrupt changes in climatic conditions across the Late-glacial /Holocene transition on the N. E. Tibet-Qinghai Plateau: Evidence from Lake Qinghai, China. *J Paleolimnol*, 2002, 28: 195–206
- 24 高会军, 李小强, 张峰, 等. 青海湖地区生态环境动态变化遥感监测. *中国地质灾害与防治学报*, 2005, 16: 100–103