

利用²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 和 ²⁴¹Am 计年法测算云南抚仙湖现代沉积速率*

王小雷¹, 杨浩^{1**}, 赵其国^{1,2}, 魏荣菲¹

(1: 南京师范大学地理科学学院, 南京 210046)

(2: 中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

摘要: 通过对云南抚仙湖沉积物柱芯样品的²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 和²⁴¹Am 测试表明, 柱芯剖面上有明显的 1963 年和 1986 年¹³⁷Cs 蓄积峰, 验证了 1975 年次级蓄积峰存在的可能性, 这些峰形完好的蓄积峰对抚仙湖的现代沉积环境有明显的时标意义. 利用¹³⁷Cs 计年法得到抚仙湖沉积物自 1963 年、1975 年及 1986 年以来到 2007 年的平均沉积速率分别为 0.063g/(cm²·a)、0.052g/(cm²·a) 和 0.039g/(cm²·a), 说明了过去近五十年抚仙湖沉积速率整体上经历了一个由快到慢的过程. 借助于²⁴¹Am 的 1963 年蓄积峰可以提高¹³⁷Cs 计年的准确性. 根据²¹⁰Pb CRS 计年模式, 计算出每个样品深度所对应的年代, 与¹³⁷Cs 计年法比较存在一定的偏差, 分析了两种计年方法存在差异性的原因. 通过质量深度和年代分析, 抚仙湖的沉积速率变化幅度比较大, 表明抚仙湖近 129 年来的沉积环境不稳定, 可能与相应历史时期的人类活动有密切的关系.

关键词: 环境放射性核素(²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ²⁴¹Am); 抚仙湖; 沉积速率; 人类活动

Radionuclide dating (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ²⁴¹Am) and modern sedimentation rate in Lake Fuxian

WANG Xiaolei¹, YANG Hao¹, ZHAO Qiguo^{1,2} & WEI Rongfei¹

(1: College of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210046, P. R. China)

(2: Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China)

Abstract: ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs and ²⁴¹Am were used to analyze the sediment core of Lake Fuxian. In the core, there were obvious peaks corresponding to 1963 and 1986, verifying the existence of peak recorded in 1975, which was important age mark for the Lake Fuxian sediment. The sedimentation rate of the Lake Fuxian was 0.063g/(cm²·a) by ¹³⁷Cs time marker (1963), 0.052g/(cm²·a) by ¹³⁷Cs time marker (1975) and 0.039g/(cm²·a) by ¹³⁷Cs time marker (1986), which indicated a slower process in the past 50 years. ²⁴¹Am dating can improve the accuracy of peak in 1963. ²¹⁰Pb (CRS) dating showed a little deviation from ¹³⁷Cs dating, explaining the reasons in different views. The limit mass depth was 7.366g/cm², which corresponded to the age of 1878. The average sedimentation rate from 1878 to 2007 was 0.057g/(cm²·a), which was changeable in the Lake Fuxian by analyzing the mass depth and ages, which showed that the sedimentation environment was related to human disturbance in the past 129 years.

Keywords: Radionuclide (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ²⁴¹Am); Lake Fuxian; sedimentation rate; human disturbance

湖泊沉积物记录了湖泊及其流域内环境变化的信息, 是环境演变的一种重要研究手段. 湖泊沉积物的研究对评价、预测区域环境质量, 了解湖泊演化、环境变迁等具有重要的意义. 精确确定湖泊沉积物的沉积年代, 是提取过去环境信息、评价当前环境质量以及预测未来环境变化的关键. 作为湖泊沉积学研究的一个重要方面, 沉积速率是指由重力、沉积物及流体的物理、化学特性与动力环境相互作用而产生的单位时间内沉积物沉积的厚度^[1]. 它能综合体现沉积过程的特征, 是确定沉积环境的定量指标. 长期平均的湖泊沉积速率反映了湖泊地质历史的形成与发育, 短期的湖泊沉积速率则反映本区的现代沉积动力以及水体与沉积

* 国家自然科学基金项目(40873071)、博士学科点专项基金项目(2007105SBJ0150)和南京师范大学优秀博士学位论文培育基金项目(1243211601039)联合资助. 2009-03-26 收稿; 2009-05-07 收修改稿. 王小雷, 男, 1982 年生, 博士研究生; E-mail: xlwang0718@163.com.

** 通讯作者; E-mail: yanghao@njnu.edu.cn.

物的交换过程^[2]。

环境中存在的放射性核素是研究现代地球化学侵蚀和沉积过程的理想示踪剂。近些年来,利用现代沉积物中的²¹⁰Pb、¹³⁷Cs和²⁴¹Am测定近百年来地质年龄已得到广泛的应用^[3-9],同时应用放射性同位素²¹⁰Pb、¹³⁷Cs和²⁴¹Am可以使湖泊现代沉积速率的计算定量化,三者相互印证,使沉积速率的研究更为准确。本文采用²¹⁰Pb、¹³⁷Cs和²⁴¹Am相结合的方法测定了云南抚仙湖的现代沉积速率,探讨了沉积速率变化与人类活动的关系,以期为人类合理地开发和利用抚仙湖提供参考。

1 材料与方法

1.1 抚仙湖自然概况

抚仙湖是我国第二大深水湖^[10],属云南省玉溪市辖区,跨澄江、江川、华宁3县。抚仙湖海拔高度1721m,流域面积212km²,最大水深为157.3m,平均水深87m,平均容水量 $189.3 \times 10^8 \text{ m}^3$,最宽处11.5km、最窄处3.2km,湖南北向长31.5km,东西向平均宽度6.7km,呈狭长状葫芦型。抚仙湖属珠江流域南盘江水系,湖区四面环山,沿湖有尖山河、东大河、西大河和梁王河等20多条大小溪流汇入湖中,湖东岸海口河为唯一的出水口,西南方向有条长1.0km,落差1.0m的隔河与星云湖相连,属半封闭高原湖泊。

抚仙湖流域常年平均气温15.6℃,年平均蒸发量1752mm,年平均无霜期273d,雨季旱季分明,其中83%降雨量集中在雨季5-10月,湖水主要补给除雨季湖四周河流沟溪汇水汇集外,少部分由地下水补充。抚仙湖具有饮用水源、渔业、工农业用水、旅游等功能,是当地经济发展的重要基础。20世纪80年代以来,湖泊流域工、农、旅游业的迅速发展,工业布局以磷化工、食品、造纸、钢铁、机械、有色金属、煤炭等生产为主。大量工业废水、农业退水和生活污水流入湖中,湖泊水质受到人为污染极为严重,抚仙湖已经面临富营养化的严重威胁^[11]。

1.2 样品的采集与处理

2007年10月,使用奥地利产的聚丙烯筒式沉积物取样器(内径6cm)采集抚仙湖沉积物柱芯,采得沉积物柱芯34cm(上覆水约15cm,沉积物底泥约19cm)(图1),悬浮层未受扰动,界面水清澈,采样后带回实验室放入超低温冰箱里冷冻(温度设置为-50℃,时间为48h),用自制的样品切割机按照0.5cm的间距截分沉积物样品,称湿重后将样品风干,研磨,过100目筛,105℃下烘干至恒重。

1.3 放射性核素的测量

称取10g左右样品放入同一规格的塑料容器,蜡封一个月,目的是使²²⁶Ra与²¹⁰Pb处于永久衰变平衡体系,然后进行放射性核素的测量,测试仪器为美国EG&GORTEC公司生产的高纯锗探测器、数字化谱仪及多通道分析系统。该γ谱议的主要指标为:对Co1.33MeV的能量分辨率为2.25MeV,峰康比大于60:1,相对探测效率为62%,具有良好的稳定性。每个样品的测量时间为40000s(实时),其中¹³⁷Cs和²⁴¹Am的比活度分别由661.6Kev和59.5Kev处的γ射线谱峰面积获得。样品的²¹⁰Pb_{ex}比活度为²¹⁰Pb的比活度与²²⁶Ra比活度的差值。²¹⁰Pb的比活度由46.5Kev处γ射线谱峰面积求算,²²⁶Ra比活度根据²¹⁴Pb的谱峰面积(351.9Kev)求算,半衰期极短的²¹⁴Pb是²²⁶Ra的衰变产物。其中¹³⁷Cs、²²⁶Ra和²⁴¹Am标准样品由中国原子能研究所提供,²¹⁰Pb标准样品由英国利物浦大学提供的标准样品做比对标准。样品测试分析在南京师范大学地理科学学院γ谱议实验室完成。

1.4 ²¹⁰Pb、¹³⁷Cs和²⁴¹Am 测年原理

1.4.1 ²¹⁰Pb 测年法 天然放射性铅同位素²¹⁰Pb(半衰期22.3a)是²³⁸U系列中²²⁶Ra(半衰期1622a)衰变的中间产物²²²Rn(半衰期3.8a)的α衰变子体。大气中的²¹⁰Pb通过干、湿沉降进入湖泊、海湾,并蓄积在沉积物中。沉积物中积蓄的这部分²¹⁰Pb因不与其母体²²⁶Ra共存和平衡,同称为过剩²¹⁰Pb(标记为²¹⁰Pb_{ex})。通过沉

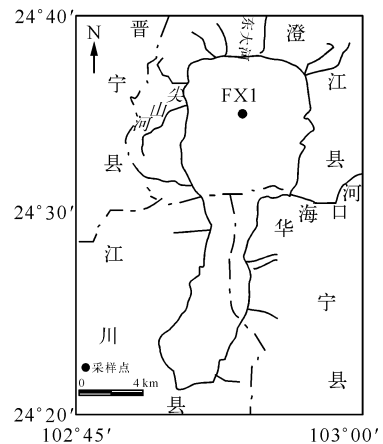


图1 采样点位置

Fig. 1 Map of the sampling site

积物中不同层节样品的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度分析,便可计算沉积速率或某一层节的沉积年龄^[12].

^{210}Pb 测年法目前一般采用 CRS(稳恒沉积通量)和 CIC(稳定初始放射性通量)两种模式. CRS 模式中 ^{210}Pb 主要来源于湖面上大气的沉降,原来由物源区携带而来的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 对其总量不产生影响. 即当 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 输入通量保持恒定,而沉积物沉积速率可能随时间而变化的条件下计算沉积物沉积速率. CIC 模式中沉积物主要来源于表层侵蚀产物,并且在湖水中滞留时间较短,Pb 含量明显受物源影响,即沉积物的增加能同时导致相应的 ^{210}Pb 的增加.

沉积年龄通过测定 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的比活度得到,在这里由于抚仙湖沉积速率是随着时间而变化的,所以我们使用 CRS 模式推算沉积物柱芯年代,建立沉积层年代序列^[12]. 沉积物某层的沉积年代为:

$$t = \ln(A_h / A_0) / \lambda \quad (1)$$

式中, A_h 为一定深度 h 以下各层沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的累计总量(Bq/cm^2), A_0 为沉积物岩芯中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的总累计输入量(Bq/cm^2), λ 为 ^{210}Pb 的放射性衰变常数($\lambda = 0.03114\text{a}^{-1}$).

由此得到沉积速率:

$$S = Z/t \quad (2)$$

式中, Z 为质量深度,某一深度 Z 以上沉积物的累计值,由孔隙度校正而得(g/cm^2); S 为沉积速率($\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$).

1.4.2 ^{137}Cs 测年法 ^{137}Cs 是 20 世纪以来人工核试验及核事故产生的放射性核素,核爆炸产生的 ^{137}Cs 通过大气沉降、降水进入水体,吸附在水中悬浮物上,随悬浮物一起沉降到水底沉积物上,并逐年积累下来,湖底沉积物的垂直分布与大气沉降 ^{137}Cs 的时间分布相关. 1963 - 1964 年全球散落高峰期在北半球的沉积物中成为重要的计年标志. 在 1963 年大规模的大气层核试验停止以后,70 年代中期很多发展中国家的核试验又使得沉降量增加,使其成为 1975 年的计年时标,但在中国的一些地区,此峰不明显^[13]. 1986 年的切尔诺贝利事件是唯一一次与核试验无关的 ^{137}Cs 在自然界中大规模的核散落,可作为 1986 年的计年时标. 因此核试验散落核素有明确的沉降量的时序分布,反映在沉积物中的 ^{137}Cs 剖面亦有基本的一致性. 利用 ^{137}Cs 的蓄积峰位置可以计算沉积物沉积速率:

$$S = D/(T_1 - T_0) \quad (3)$$

式中, S 为平均沉积速率($\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$); T_1 为采集的沉积物所对应的年代(a); T_0 为出现 ^{137}Cs 比活度峰值所对应的年代(a); D 为沉积物柱样中 ^{137}Cs 浓度分布峰值对应的质量深度(g/cm^2).

1.4.3 ^{241}Am 测年法 自然环境中的 ^{241}Am 不是核试验的直接散落核素,而是作为核试验散落核素 Pu 的衰变产物. 与 ^{137}Cs 相比, ^{241}Am 在沉积物中具有更小的迁移性,且吸附沉积物的能力更强于前者. 因此, ^{241}Am 会随着已散落在自然环境中的 ^{241}Pu 的衰减而逐步增多^[8,14]. 在未来半个世纪, ^{241}Am 在自然环境中的蓄积量还会随着 ^{241}Pu 的不断衰减而进一步增加,而且 ^{241}Am 的蓄积时段十分集中,其中,近 90% 的量集中于 1954 - 1965 年散落物中,而在 1962 - 1964 年期间就集中了 50%,因此 ^{241}Am 的比活度在沉积孔柱中的垂直分布一方面反映出核试验散落核素的沉降时序,提供测定湖泊沉积年代和速率的时间标志,另一方面可以协助识别 ^{137}Cs 在 1963 年具有最大沉降量的蓄积峰值,提高测定沉积物年代的精确性.

利用 ^{241}Am 在沉积物中 1963 年的最大蓄积峰位置,可以求出沉积物的沉积速率:

$$S = D/(T_1 - 1963) \quad (4)$$

式中, S 为平均沉积速率($\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$); T_1 为采集沉积物时所对应的年代(a); D 为沉积物柱芯中 ^{241}Am 比活度分布峰值对应的质量深度(g/cm^2).

2 结果与讨论

2.1 ^{137}Cs 和 ^{241}Am 的垂直分布与计年

^{137}Cs 的比活度随沉积物深度出现了两个明显的蓄积峰,最大峰值出现在质量深度 2.769 g/cm^2 (深度为

8.5cm)处,¹³⁷Cs的比活度为8.93Bq/kg(图2a),该蓄积峰标记了1963年的全球核素散落沉降,是全球公认的沉积峰值;²⁴¹Am的比活度主要集中在8.0-10.0cm处出现明显的蓄积峰,且在质量深度为2.769g/cm²(深度为8.5cm)处的比活度最大,其值为0.36Bq/kg(图2c),根据²⁴¹Am的沉降特征^[8],近90%的沉降量集中于1954-1965年的散落物中,而在1962-1964年中就集中了近50%,由此断定该蓄积峰为1962-1963年²⁴¹Am的最大散落沉降,进一步证实了选择质量深度为2.769g/cm²(深度为8.5cm)处作为1963年的¹³⁷Cs蓄积峰是比较准确的;另外一个较明显的蓄积峰出现在质量深度为0.814g/cm²(深度为4.0cm)处,¹³⁷Cs的比活度为7.38Bq/kg,该蓄积峰可能与1986年前苏联切尔诺贝利核泄漏事件有关.关于1975年的¹³⁷Cs次级蓄积峰仍存在一些争议^[13].在本研究中,我们发现质量深度为1.663g/cm²(深度为6.0cm)处存在一个次级蓄积峰,推测可能是1975年的中国大气核试验造成的.中国核试验始于1964年10月,尤其是20世纪60年代末与70年代中期为中国大气核试验集中时期^[15],虽然中国核试验总次数远不及美、苏^[16],对世界范围¹³⁷Cs的贡献也有限,但不排除成为局部地区¹³⁷Cs淀积的重要来源的可能性.张燕^[17]等对滇池流域¹³⁷Cs沉降受20世纪70年代中国大气核试验影响较大作了详细的报道.云南的洱海^[18]、程海^[19]、滇池^[17]和属都湖^[20]、贵州的红枫湖^[18]等均有明显的1975年¹³⁷Cs蓄积峰,本研究区距离滇池流域和上述几个研究区较近,因此将质量深度为1.663g/cm²(深度为6.0cm)处¹³⁷Cs蓄积峰作为1975年的辅助定年时标是可信的,可以用来计算抚仙湖柱芯的平均沉积速率.利用¹³⁷Cs3个蓄积峰位置作为计年时标,可以计算抚仙湖沉积物柱芯FX1自1963年、1975年及1986年以来至2007年的平均沉积速率分别为0.063g/(cm²·a)、0.052g/(cm²·a)和0.039g/(cm²·a)(表1).曾海鳌^[21]等研究抚仙湖沉积物柱芯的沉积速率为2.8mm/a(1986-2003年),平均沉积速率约为2mm/a,本研究所得的结果与该结果基本一致,认为比较可信.虽然¹³⁷Cs时标法不能给出各层节具体的沉积速率,只能给出一个阶段的平均沉积速率,但根据计算结果仍可知过去50多年以来,抚仙湖沉积速率整体上经历了一个由快到慢的过程.

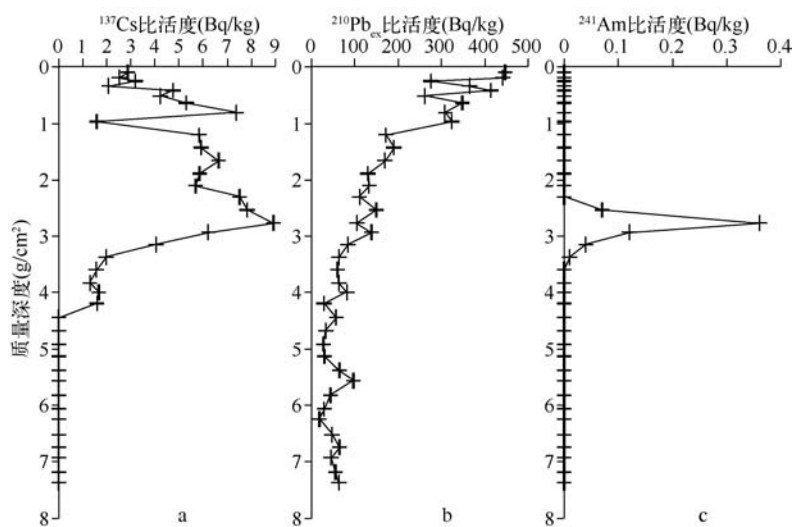


图2 抚仙湖沉积物柱芯FX1¹³⁷Cs、²¹⁰Pb_{ex}和²⁴¹Am比活度的垂直剖面

Fig. 2 The vertical profiles of ¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb_{ex} and ²⁴¹Am in sediment core FX1 of Lake Fuxian

2.2 ²¹⁰Pb的垂直分布与计年

抚仙湖沉积物柱芯FX1的²¹⁰Pb_{ex}比活度在质量深度0-0.976g/cm²之间逐步减小,在质量深度为0.976g/cm²以下变化幅度不大(图2b),总体上呈不规则的锯齿状波动而不是指数衰减,说明沉积物的沉积速率可能随时间发生变化.运用CIC模式只能得到平均沉积速率,无法得出各时段的沉积速率,因此,选择了CRS模式计年,以研究不同时间段沉积速率的变化特征.表2是CRS模式下²¹⁰Pb_{ex}所确定的年代.通过计算得出,质量深度为2.769g/cm²(深度为8.5cm)、1.663g/cm²(深度为6.0cm)、0.814g/cm²(深度为4.0cm)

所对应的年代分别为 1959 年、1972 年和 1984 年。根据 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 测定该柱芯的最大质量深度为 $7.366\text{g}/\text{cm}^2$, 由此推算出所对应的年代为 1878 年, 由此我们可以得到抚仙湖 1878 - 2007 年的平均沉积速率为 $0.057\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{a})$ 。由 ^{210}Pb 的 CRS 模式可以得到沉积物柱芯任一层节的沉积年龄(图 3)。自 19 世纪末期以来抚仙湖沉积速率波动性很大, 主要有四个阶段: 第一阶段是(1878 - 1921 年), 沉积速率上升阶段; 第二阶段是(1921 - 1956 年), 沉积速率高值段, 且变化幅度较大; 第三阶段是(1956 - 1980 年), 沉积速率低值段, 有小幅度的上升趋势; 第四阶段是(1980 - 2007 年), 沉积速率出现缓慢降低又缓慢上升的趋势。

表 1 抚仙湖沉积物柱芯 FX1 的 ^{137}Cs 时标计年结果Tab. 1 ^{137}Cs dates of sediment accumulation rates in sediment core FX1 of Lake Fuxian

时标(年)	对应层节(cm)	质量深度(g/cm^2)	计时区间年	沉积物平均沉积速率($\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{a})$)
^{137}Cs 计年法				
1963	8.5	2.769	1963 - 2007	0.063
1975	6.0	1.663	1975 - 2007	0.052
1986	4.0	0.814	1986 - 2007	0.039
^{241}Am 计年法				
1963	8.5	2.769	1963 - 2007	0.063

2.3 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 和 ^{241}Am 计年结果的对比

从 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 所确定的年代序列可以看出, 质量深度为 $2.769\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 8.5cm)、 $1.663\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 6cm) 和 $0.814\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 4cm) 所对应的年代分别为 1959 年、1972 年和 1984 年。与 ^{137}Cs 和 ^{241}Am 计年法在相同质量深度(深度)所确定的年代存在一定的偏差(表 1, 表 2)。分析其原因可能有两个方面: (1) ^{210}Pb 计年法要求比较严格, 只有在尽量不受干扰的情况下才可能真实反映沉积速率, 但抚仙湖作为当地的风景区, 一定程度上受到自然界和人类活动的强烈干扰, 而且沉积物中 ^{210}Pb 的活性较弱, ^{210}Pb 从大气沉降到底的过程和实验分离提纯中仅用 γ 谱议进行简单处理的无损坏测定, 而不是用 α 谱议的化学方法测

表 2 抚仙湖沉积物柱芯 FX1 的 ^{210}Pb 剖面年龄Tab. 2 The age of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profiles in sediment core FX1 of Lake Fuxian

质量深度(g/cm^2)	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度(Bq/kg)	年代	沉积速率($\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{a})$)	质量深度(g/cm^2)	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度(Bq/kg)	年代	沉积速率($\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{a})$)
0.099	447.43	2004	0.037	3.371	63.51	1951	0.113
0.193	441.77	2001	0.031	3.596	60.20	1949	0.114
0.253	275.49	1999	0.031	3.830	63.14	1947	0.106
0.341	364.78	1997	0.032	3.998	81.66	1944	0.054
0.418	413.30	1993	0.022	4.197	29.19	1943	0.169
0.519	261.81	1991	0.042	4.447	57.22	1941	0.102
0.640	347.70	1987	0.035	4.679	33.39	1939	0.153
0.814	308.42	1984	0.051	4.915	27.50	1938	0.180
0.976	324.23	1980	0.040	5.135	30.13	1936	0.147
1.208	172.10	1978	0.099	5.382	64.71	1933	0.071
1.434	190.70	1975	0.081	5.564	96.74	1927	0.030
1.663	169.65	1972	0.084	5.820	43.71	1924	0.082
1.895	130.30	1970	0.103	6.068	29.64	1921	0.107
2.111	133.29	1967	0.087	6.244	18.86	1920	0.113
2.307	111.22	1965	0.088	6.520	47.63	1916	0.064
2.534	149.89	1962	0.069	6.745	64.55	1909	0.032
2.769	104.55	1959	0.095	6.931	45.31	1903	0.031
2.934	138.56	1956	0.045	7.185	55.49	1893	0.027
3.150	84.37	1954	0.089	7.366	63.01	1878	0.011

定,因此存在的干扰因素也可能较多,尤其是处于沉积物-水界面以及界面附近存在着强烈的 Fe、Mn 循环,沉积物界面上非碳酸盐相铅可能转移到可溶性碳酸盐中,并通过孔隙水产生扩散迁移,沉积后的再迁移与 Fe 有关,造成²¹⁰Pb 发生沉积后扩散再迁移过程^[12,22-23]。(2) ¹³⁷Cs 是大气核试验和核事故的产物,在湖水中具有较高的溶解度和活性,由于潮流、波浪的扰动作用,¹³⁷Cs 解析作用显著,造成了¹³⁷Cs 的再迁移和重新分布,使¹³⁷Cs 出现在比预期更深的层段,但也有学者认为这种作用并不影响最大值层位^[24]。另外,朱立平^[25]等对西昆仑山南红山湖的研究也发现¹³⁷Cs 具有向下垂直迁移的现象。在本研究的抚仙湖柱芯中,作为时标的 3 个蓄积峰峰形十分完好,且 1963 年的峰值比较突出,与²⁴¹Am 所确定的 1963 峰值基本相吻合,比较有利于年代序列定位,容易得到准确的结果。因此,作者认为借助于²⁴¹Am 计年法可以断定¹³⁷Cs 法测定的结果更接近实际些。

2.4 沉积物柱芯的沉积速率分析

在过去的 100 多年间抚仙湖沉积速率是不稳定的,发生了较大变化,不但有长期缓慢的变化,还有短期的急剧变化,推测可能与相应历史时期的人类活动有密切的关系(图 3)。

质量深度为 7.366 - 6.068g/cm² (1878 - 1921 年),沉积速率呈现上升的趋势。该段时期抚仙湖的基本状况为湖面宽阔,湖水清洁,湖泊流域植被发育好,水土流失轻微,湖区人口稀少,生产力水平低下,基本上未对湖泊构成大的扰动,湖泊生态处于原始自然状态。推测可能是遇到暴雨或特大暴雨的年份,大量的颗粒物质搬入湖中,造成抚仙湖沉积速率增大。

质量深度为 6.068 - 2.934g/cm² (1921 - 1956 年),沉积速率高值段,且呈现大幅度的波动。1923 年,蒙自道尹秦光第主持开凿隔河、清水河、星云湖水位下降 2.5m^[26]。由于星云湖与抚仙湖仅一河之隔,致使抚仙湖也受到强烈的人为干扰。水位的大幅下降,湖大面积萎缩,给湖泊生态带来了巨大破坏,大量生物栖息场所被毁,湖岸侵蚀加剧导致高速的充填淤塞。伴随着湖区人口增多^[27],人们开始对周围环境产生一定的破坏作用,因此导致沉积速率出现较大的波动性。

质量深度为 2.934 - 0.976g/cm² (1956 - 1980 年),沉积速率低值段,呈现小幅度的上升趋势化。1956 年再次开凿隔河,星云湖水位又下降 1m^[27],因与星云湖仅一河之隔的缘故,同时可能造成抚仙湖水位也相应下降。1958 年“大跃进”期间,沿岸人们肆意开发抚仙湖,沿湖乡村围湖造田、围堵养鱼。由于围湖造田和多次疏浚开凿隔河,湖水位降低,沿湖农田面积不断扩大。湖泊四周山坡毁林开荒,森林覆盖率急剧下降,造成泥沙入湖量增大。

质量深度为 0.976 - 0.099g/cm² (1980 - 2007 年),沉积速率出现缓慢降低又缓慢上升的趋势。80 年代以后,乡镇企业的蓬勃发展,沿湖人口的增多,是抚仙湖的又一劫难。排入湖泊的工业废水、农业废水和生活污水大幅增加,严重污染了抚仙湖的水质。此外,抚仙湖流域蕴藏着丰富的磷矿资源,自 1984 年以来,抚仙湖流域开展了大规模的磷矿开采和磷化工开发,创造了较好的经济效益,同时也造成了磷矿开发严重的生态破坏和流域性环境污染,直接危及抚仙湖^[28]。20 世纪 90 年代以来,随着退耕还林、还草工程的实施以及可持续发展思想的提出,抚仙湖的生态环境得到一定程度的改善,但整体上仍不能抵消人类破坏活动产生的影响,以至于沉积速率仍呈现缓慢增长的趋势。

3 结论

云南抚仙湖沉积物柱芯受到生物与机械扰动较弱,1986 年和 1963 年的¹³⁷Cs 蓄积峰峰形完好,验证了 1975 年次级蓄积峰存在的可能性。利用¹³⁷Cs 计年法可以计算出 1963 - 1975 年、1975 - 1986 年及 1986 - 2007 年的抚仙湖沉积物平均沉积速率分别为 0.063g/(cm²·a)、0.052g/(cm²·a) 和 0.039g/(cm²·a),说明了过去近五十年抚仙湖沉积速率整体上经历了一个由快到慢的过程。本研究的结果与前人的研究结果基本一

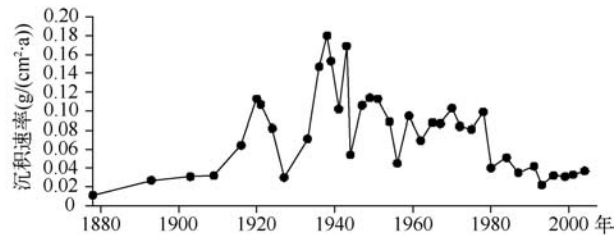


图 3 抚仙湖沉积物柱芯沉积速率

Fig. 3 The sedimentation rate of Lake Fuxian since 1878

致,认为是可信的.

由 ^{210}Pb 模式得出的沉积速率可以看出,在过去129年抚仙湖沉积速率是不稳定的,不但有长期缓慢的变化,还有短期急剧的变化. 强烈的人类活动(围湖造田、砍伐森林等)导致放射性核素在柱芯剖面上的变化,是影响湖泊沉积速率的一个重要因素. ^{210}Pb 计年法与 ^{137}Cs 计年法存在一定的偏差,分析原因可能是 ^{210}Pb 沉积后扩散再迁移或 ^{137}Cs 向下垂直迁移的结果造成的. 借助于 ^{241}Am 计年法可以提高识别1963年 ^{137}Cs 蓄积峰的精确性,因此,本研究认为 ^{137}Cs 法测定的结果更接近实际些. ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 和 ^{241}Am 3种计年方法的结合可以建立高分辨率的时间序列,对研究区域环境变化有重要的意义.

致谢:徐从安、刘磊、林加加、桑利娟等协助采集样品;陈劲松、涂华、杨本俊、王扶虹、戎静、王琳贤等协助样品测试,在此一并感谢.

4 参考文献

- [1] 霍次松 L, 杨松 M 著. 郑光膺译. 湖泊沉积学原理. 北京: 科学出版社, 1992.
- [2] 王永红, 沈焕庭. 河口海岸环境沉积速率研究方法. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(2): 115-120.
- [3] Arnaud F, Magand O, Chapron E *et al.* Radionuclide dating (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) of recent lake sediments in a highly active geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma—Chilean Lake District). *Science of the Total Environment*, 2006, 366(2006): 837-850.
- [4] 项亮, 吴瑞金, 吉磊. ^{137}Cs 和 ^{241}Am 在滇池、剑湖沉积孔柱中的蓄积分布及时标意义. 湖泊科学, 1996, 8(1): 27-34.
- [5] 王小林, 姚书春, 薛滨. 江苏固城湖近代沉积 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 计年及其环境意义. 海洋地质动态, 2007, 23(4): 21-25.
- [6] 翟正丽, 王国平, 刘景双. 乌兰泡沼泽的 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 测年与现代沉积速率. 湿地科学, 2005, 3(4): 269-273.
- [7] 赵锁志, 孔凡吉, 王喜宽等. 内蒙古乌梁素海 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 测年与现代沉积速率. 现代地质, 2008, 22(6): 909-914.
- [8] Appleby PG, Richardson N, Nolan PJ. ^{241}Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia*, 1991, 214: 35-42.
- [9] 潘少明, 郭大永, 刘志勇等. ^{137}Cs 剖面的沉积信息提取——以香港贝澳湿地为例. 沉积学报, 2008, 26(4): 655-660.
- [10] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998.
- [11] 李荫玺, 刘红, 陆娅等. 抚仙湖富营养化初探. 湖泊科学, 2003, 15(3): 285-288.
- [12] 万国江. 现代沉积的 ^{210}Pb 计年. 第四纪研究, 1997, 17(3): 230-239.
- [13] 张信宝. 有关湖泊沉积 ^{137}Cs 深度分布资料解释的探讨. 山地学报, 2005, 23(3): 294-299.
- [14] Appleby PG, Richardson N, Nolan PJ *et al.* Radiometric dating of the United Kingdom SWAP sites. *Phil Trans R Soc (London) B*, 1990, 327: 233-238.
- [15] Editorial board of science yearbook ed. China encyclopedia yearbook. Beijing: Encyclopedia of China publishing house, 1980: 645-653.
- [16] Editorial board of science yearbook ed. Science yearbook. Shanghai: Shanghai translation publishing corporation, 1992: 2-37.
- [17] 张燕, 彭补拙, 陈捷等. 借助 ^{137}Cs 估算滇池沉积量. 地理学报, 2005, 60(1): 71-78.
- [18] 万国江. 现代沉积年分辨率的 ^{137}Cs 计年——以云南洱海和贵州红枫湖为例. 第四纪研究, 1999, 44(6): 73-80.
- [19] 胥思勤, 万国江. 云南省程海现代沉积物中 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 的分布与计年研究. 地质地球化学, 2001, 29(4): 28-31.
- [20] 姚远, 张恩楼, 沈吉等. 云南属都湖流域人类活动的湖泊沉积响应. 海洋地质与第四纪地质, 2007, 27(5): 115-120.
- [21] 曾海鳌, 吴敬禄. 近50年来抚仙湖重金属污染的沉积记录. 第四纪研究, 1999, 44(6): 73-80.
- [22] 万国江. 湖泊沉积物早期成岩过程中铅的再迁移. 自然科学进展, 1992, 2(5): 447-453.
- [23] 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(2): 110-116.
- [24] 潘少明, 朱大奎, 李炎等. 河口港湾沉积物中的 ^{137}Cs 剖面及其意义. 沉积学报, 1997, 15(4): 67-71.
- [25] 朱立平, 陈玲, 李炳元等. 西昆仑山南红山湖沉积反映的过去150年湖区环境变化. 中国科学(D辑), 2001, 31(7): 601-307.
- [26] 云南省志志编撰委员会. 中华人民共和国地方志丛书, 江川县志. 昆明: 云南人民出版社, 1994: 80-110.
- [27] 张世涛, 冯明刚, 李荫玺. 近现代星云湖的环境变化与生态对策. 北京: 地质出版社, 2007.
- [28] 冯慕华, 潘继征, 柯凡等. 云南抚仙湖流域废弃磷矿区水污染现状. 湖泊科学, 2008, 20(6): 766-772.