

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*

徐经意 万国江 王长生 黄荣贵 陈敬安

(中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002)

提 要 云南省泸沽湖、洱海 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的垂直分布受 Fe、Mn 循环下 ^{210}Po 和 ^{210}Pb 沉积后再迁移的影响, 分别表现为三种不同的剖面分布特征。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 计年的沉积物堆积速率分别为 $0.050 - 0.051\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $0.044 - 0.045\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 反映百年时间尺度上的堆积结果。泸沽湖、洱海 ^{137}Cs 的垂直剖面分布虽然受分子扩散作用的影响, 但并没有改变其峰值位置。泸沽湖深水湖区 ^{137}Cs 计年的沉积物堆积速率为 $0.045 \pm 0.004\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (1964 年时标)。按不同时标, 洱海 ^{137}Cs 计年的沉积物堆积速率为: $0.048 \pm 0.003\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (1964 年时标), $0.047 \pm 0.002\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (1975 年时标), $0.046 \pm 0.005\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (1986 年时标)。三种时标给出的沉积物堆积速率一致, 其平均值为 $0.047 \pm 0.002\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 与 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 计年方法获得的数值吻合。

关键词 ^{210}Pb ^{137}Cs 沉积物堆积速率 泸沽湖 洱海

分类号 P343.3

湖泊沉积物作为地表物质运移的主要宿体, 连续、高分辨地记录了环境信息, 是研究过去环境变化的重要档案馆。提取过去环境信息, 评价当前环境质量以及预测未来可能出现的环境变化, 都需要精确地测定沉积物的类型和时序特征, 从而建立湖泊沉积物所记录的近百年时段环境信息的年谱关系^[1]。

百年时间尺度上, 广泛应用的沉积物计年方法有天然放射性核素(^{210}Pb)计年法、人工散落核素(^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{90}Sr 等)时标法和沉积纹理计年法^[2,3]。 ^{210}Pb 与 ^{137}Cs 两种方法的计年原理完全不同, 本文利用上述两种方法对泸沽湖、洱海现代沉积物堆积速率进行了测定。研究中, 力图排除湖泊物理、化学和生物因素对计年的干扰, 客观地分析其现代沉积作用过程。

1 湖区自然背景

泸沽湖、洱海位于云贵高原西部, 受印度洋西南季风和太平洋东南季风的交汇影响。泸沽湖是一个半封闭的断陷型深水湖泊, 湖区主要出露灰岩、泥岩和砂页岩, 表土以棕壤、红壤、黄棕壤、紫色土和石灰土为主; 洱海为滇西最大的断陷湖泊, 汇水区分布有片岩、片麻岩、灰岩和硅质岩, 表土以红壤、水稻土及冲积土为主。

受碳酸盐岩地质背景、土壤类型等因素的控制, 两湖水体均具相似的岩溶水化学特征: (1) 水质组成以 Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- 为主。泸沽湖为重碳酸盐类、钙组、I 型水(C_1^{a}); 洱海为重碳酸

* 国家自然科学基金资助项目(49773207, 49894170, 49333040)

收稿日期: 1997-12-22; 收到修改稿日期: 1998-06-06. 徐经意, 男, 1970年生, 硕士。

盐类、钙组、II型水($\text{C}_{\text{II}}^{\text{Ca}}$)。(2)湖水均为表现弱碱性、中硬度、低矿化度。泸沽湖和洱海在平均水深、湖水补给系数、水寄宿时间以及湖泊氧状况等方面均有明显差异(表1)。泸沽湖季节性分层现象较为明显,冬季湖水的整体含氧性良好,夏季底层湖水可能出现缺氧,是季节性缺氧湖泊。洱海是一永久性含氧湖,但深水湖区的氧化还原状况也存在一定变化^[4,5]。

表1 泸沽湖、洱海水文特征

Tab. 1 The hydrological characteristics of Lugu Lake and Erhai Lake

湖泊名称	汇水面积 /km ²	水面面积 /km ²	补给 系数	平均深度 /m	最大水深 /m	容 积 /×10 ³ km ³	湖水寄宿时间 /a	年均气温 /℃
泸沽湖	171.4	50.5	3.4	40.4	90	20.4	18.5	12.8
洱 海	2470	249.8	9.9	10.2	20.5	25.6	2.8	15.0

2 样品的采集和处理

利用湖泊沉积物-水界面装置于1991年11月和1994年7月在泸沽湖和洱海采集沉积物柱芯,样点远离河道入口和湖水出口。泸沽湖采样点的水深为50m和70m;洱海采样点的水深为10m和20m。采得的沉积物柱芯长50cm,悬浮层未受扰动,界面水清澈透明。野外现场按0.5-1.0cm间隔分截沉积物柱芯。

1991年沉积物样品在60℃下烘干,1994年沉积物样用真空冷冻干燥器(-79℃,36mT)冷冻干燥。样品研磨后分别用于γ谱仪测量和放射化学分析。

3 放射性核素的测量

^{137}Cs 的比活度用Cberra公司生产的S-100多道能谱仪进行γ谱测定。根据样品量的情况,分别用GC5019同轴锗探测器(探测器效率50%)或GCW3022井型锗探测器(探测效率30%)。 ^{137}Cs 计数峰的位置为661.6keV^[6]。

基于 ^{210}Po 是 ^{210}Pb 的β衰变子体,半衰期仅0.379a,因此, ^{210}Pb 比活度测定的放射化学α谱法是以样品中 ^{210}Po 的分析作为基础。其样品放射化学处理的基本过程如下^[2,3,7]:取约2g已研磨的干沉积物样品,加入定量的示踪剂 ^{209}Po ($\tau=103\text{d}$),用 $8\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 的 HNO_3 和30%的 H_2O_2 加热溶析;离心分离出上层清液,加入浓 NH_4OH 使 Po 与 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 共沉淀;再次离心保留沉淀,在 $1.5\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 浓度的 HCl 条件下加过量抗坏血酸屏蔽 Fe^{3+} ,于80℃在银片上自镀 Po 同位素;用去离子水和丙铜清洗,凉干后进行α计数。

α谱测量使用PIPS硅探测器,通过模数(M/D)转换和积分计算,将计数存贮在0-4096道址内。Cberra公司随机提供了ASPα谱计数计算软件,用于处理计数结果,直接输出 ^{210}Pb (= ^{210}Po)比活度。

4 沉积物中放射性核素 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 的分布特征

4.1 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 垂直剖面分布特征及其影响因素

^{210}Pb 用于沉积计年的一个基本假设是沉积物作为一个相对封闭的体系。放射性衰变是沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度变化的唯一影响因素,随质量深度增加, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度呈指数下降^[7]。机械

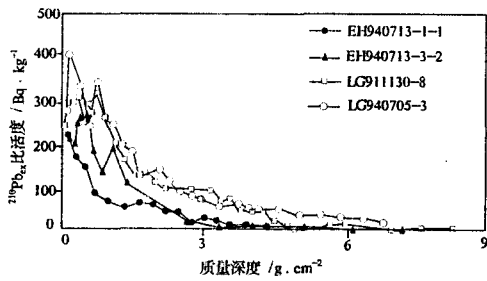


图1 泸沽湖、洱海沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的垂直剖面

Fig.1 The vertical profile of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in the sediments of Lugu Lake and Erhai Lake

混合、生物扰动及 ^{210}Pb 的沉积后再迁移等因素都可能改变 ^{210}Pb 的垂直分布剖面. 泸沽湖和洱海沉积物柱芯中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 剖面分布有如下类型: 比活度随质量深度的增加而减小; 沉积物顶部随质量深度增加比活度呈指数增加, 一定质量深度以下呈指数减小; 顶部数厘米内比活度起伏变化, 往下呈指数减小(图1).

洱海 EH940713-1-1 柱芯(覆水深度 7m)中, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度随深度呈指数衰减, 具有良好的负向指数拟合关系:

$$C = 179\exp(-0.70Z')$$

$$(Z' \geq 0 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}, r = -0.97)$$

另一沉积物柱芯 EH940713-3-2 中, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度在顶部 3cm 内(质量深度 $0-0.462\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$)呈指数增加, 往下才呈指数衰减($5.5-6.0\text{cm}$ 深度上异常). $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的这种垂直剖面类型与红枫湖沉积物柱芯的情况相似, 可能存在 ^{210}Po 的再迁移或不平衡^[8]. 其比活度随质量深度的指数变化关系如下:

$$C_1 = 192\exp(0.85Z'_1) \quad (Z'_1 = 0-0.462\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}, r_1 = 0.69)$$

$$C_2 = 226\exp(1.29Z'_2) \quad (Z'_2 \geq 0.462\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}, r_2 = -0.94)$$

泸沽湖两柱芯在顶部数厘米内, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度变化起伏不定, 一定质量深度以下表现为指数衰减.

LG911130-8 柱芯(覆水深度 70m)中, $0.7109\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以下 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 呈指数衰减, 具有显著的负向指数拟合关系:

$$C = 406\exp(-0.63Z') \quad (0.7109\text{g}\cdot\text{cm}^{-2} \leq Z' \leq 2.7078\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}, r = -0.94)$$

但 $2.7078\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}-3.1278\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ 变化不大; 再往下仍维持着较上部的负向指数拟合.

泸沽湖 LG940705-3 柱芯(覆水深度 50m)中, 自 $0.1344\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以下呈指数减小, 拟合关系如下:

$$C = 427 \exp(-0.61Z') \quad (0.1344 \leq Z' \leq 3.3316\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}, r = -0.98)$$

上述剖面分布可能与沉积物顶部存在微粒混合作用有关, 从 ^{137}Cs 的垂直剖面可以获得印证; 也可能因湖泊季节性缺氧, 而存在 ^{210}Pb 的沉积后再迁移作用和 ^{226}Rn 的丢失只可能降低表观沉积物堆积速率约 10% 左右^[9].

洱海和泸沽湖沉积物顶部存在着强烈的 Fe、Mn 循环. 泸沽湖是一个季节性缺氧湖泊, 氧化-还原界面和水-沉积物界面的相对位置变化, Fe、Mn 循环可能会导致 ^{210}Pb 和 ^{210}Po 的扩散迁移^[10-12].

洱海和泸沽湖沉积物中 Pb 在不同地球化学相中的相对含量研究表明, 铁锰氧化物相和有机质相集中了非残渣相 Pb 含量约 70% - 95%, 而碳酸盐相仅占 10% - 30%, 易交换相中极少. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 来源于大气, 通常认为没有进入矿物晶格, 主要集中在非残渣相中, 与非残渣相中的 Pb 具有相似的地球化学行为^[13]. 因此, 洱海和泸沽湖沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 主要集中在对氧化还原

状况变化十分敏感的铁锰氧化物相和有机质相中. 季节性缺氧的泸沽湖在冬季氧化还原界面位于水-沉积物界面之下, 受有机质吸附的 Pb 离子解吸附向表层迁移. 夏秋季节氧化还原界面移出沉积物, 底层水处于缺氧状况, 表层沉积物中的铁锰氧化物被还原成 Fe^{2+} 和 Mn^{2+} 离子, 被铁锰氧化物吸附的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 也随之向上覆水体扩散. EH940703-3-2 柱芯表层沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 正向指数增加可能是 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 丢失的结果. 因为该样品采集和分析时间间隔约半年, 明显低于 ^{210}Pb 与 ^{210}Po 平衡所需时间 ($t = 1.9\text{a}$), 表层沉积物实测值基本代表 $^{210}\text{Po}_{\text{ex}}$ 的比活度. 洱海虽属永久性含氧湖泊, 但该柱芯采于深水湖区 (水深 15m), 相应深度上的铁锰循环研究发现在水-沉积物界面上 Mn 的循环十分强烈而 Fe 的循环十分微弱. Po 的沉积后迁移主要受 Mn 循环的控制, 而 Pb 的扩散迁移与 Fe 的循环有关^[11,12,14]. 因此, 伴随着 Mn 的循环, ^{210}Po 完全可能向上覆水体丢失.

4.2 ^{137}Cs 垂直分布特征及其影响因素

^{137}Cs 垂直分布特征如图 2 所示. 泸沽湖 LG940706-2 (覆水深度 73m) ^{137}Cs 的最大蓄积峰值出现在 $1.3541\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ 质量深度上; 而洱海 EH940703-3-2 柱芯 (覆水深度 15m) ^{137}Cs 的最大蓄积峰值出现在 $1.4545\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ 质量深度上, 并在 $0.3700\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ 和 $0.8875\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ 质量深度上出现次级蓄积峰. 泸沽湖 LG940706-2 柱芯 ^{137}Cs 垂直剖面上最大蓄积峰之上几乎为一平台分布, 次级蓄积峰不明显. 洱海沉积物柱芯中的 ^{137}Cs 垂直剖面与贵州红枫湖情况^[15]. 其最大蓄积峰与 1964 年的散落沉降蓄积相合; 而其它两个次级蓄积峰与 1975 年的全球散落沉降和 1986 年苏联切尔诺贝利核泄漏有关.

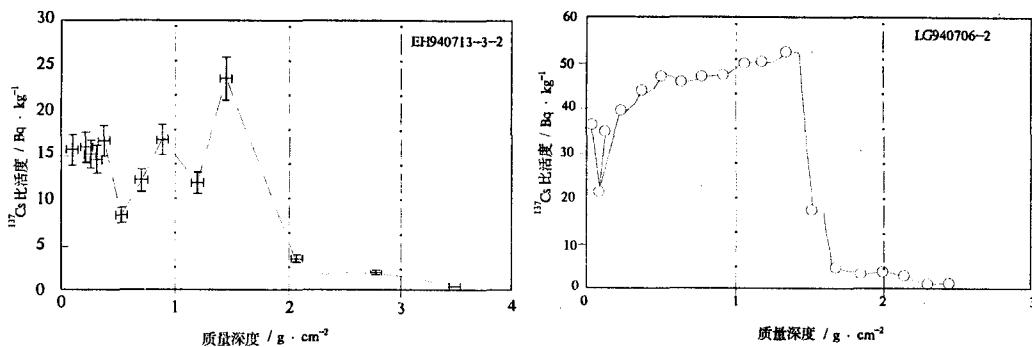


图 2 泸沽湖、洱海沉积物中 ^{137}Cs 垂直剖面

Fig. 2 The vertical profile of ^{137}Cs in the sediments of Lugu Lake and Erhai Lake

湖泊沉积物中 HCO_3^- 的后生迁移因碳酸盐的溶解而明显^[16]. 泸沽湖、洱海两柱芯 ^{137}Cs 垂直剖面特征也反映了碳酸盐不饱和溶解条件下的分子扩散作用. 泸沽湖、洱海水体和界面水中 HCO_3^- 浓度剖面基本稳定, 处于碳酸盐的过饱和状态; 在水-沉积物界面以下, 沉积物孔隙水的 HCO_3^- 浓度突然增高, 并随深度而增大, 存在明显的碳酸盐不饱和现象^[17]. 在泸沽湖和洱海沉积物中 ^{137}Cs 后生迁移的根本控制因素可能是有机质降解释放出的 CO_2 释放进入孔隙水, 并沿着浓度梯度产生向上或向下扩散. 由于泸沽湖是季节性的缺氧湖泊, 氧化还原界面的周期变化造成 ^{137}Cs 的后生迁移作用更加明显.

5 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 法在计算沉积物堆积速率上的应用

^{137}Cs 的分子扩散作用不足以改变其剖面峰值位置. 利用 ^{137}Cs 的积蓄峰位置可以计算出沉积物堆积速率 $S(\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1})$ [2,3,13]:

$$S = Z'_{\max} / (T_c - T_m)$$

其中, Z'_{\max} 为积蓄峰位置的质量深度 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; T_c 为采样日期(a); T_m 为峰值时间(a).

利用 1964 年时标, 泸沽湖沉积物柱芯平均堆积速率为 $0.045 \pm 0.004 \text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; 洱海沉积物平均堆积速率为 $0.048 \pm 0.002 \text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. 用 1975 年和 1986 年时标标定的洱海沉积物堆积速率分别为 $0.047 \pm 0.002 \text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 、 $0.046 \pm 0.005 \text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. 不同时标标定洱海沉积物堆积速率相近, 平均值为 $0.047 \pm 0.002 \text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. 说明次级蓄积峰作为时标在洱海沉积物中使用的可靠性(表 2).

表 2 泸沽湖、洱海 ^{137}Cs 时标沉积物堆积速率结果

Tab. 2 ^{137}Cs dating for sediment accumulation rates of Lugu Lake and lake Erhai Lake

湖泊名称	柱芯号	时标年代/a	质量深度/ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$	沉积物堆积速率/ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$
泸沽湖	LG940706-2	1964	1.3541	0.045 ± 0.004
洱海	EH940713-3-2	1964	1.4545	0.048 ± 0.003
		1975	0.8875	0.047 ± 0.002
		1986	0.3700	0.046 ± 0.005
		平均		0.047 ± 0.002

洱海 EH940713-1-1 柱芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的分布特征表明, 该柱芯可直接利用 ^{210}Pb 法年龄(C·I·C)模式计算沉积物堆积速率; 而另外一个柱芯和泸沽湖两个柱芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 则使用一定质量深度范围的指数衰减部分, 根据 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (C·I·C)模式, 求出沉积物的堆积速率 S.

$$S = \lambda/\alpha = \lambda \cdot \frac{Z_2 - Z_1}{\ln C_1 - \ln C_2}$$

其中, $\alpha = (\ln C_1 - \ln C_2)/(Z_2 - Z_1)$, 为指数回归的斜率, $\lambda = 0.031 \text{a}^{-1}$.

表 2 和表 3 对比可以发现洱海两柱芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法计年结果一致, 与 ^{137}Cs 时标沉积物堆积速率基本相符. 泸沽湖两个沉积物柱芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法计年结果也是一致的, 但 LG940706-2 沉积物柱芯 ^{137}Cs 计年结果略低, 很可能由于该柱芯曾发生过微粒混合作用的影响.

表 3 泸沽湖、洱海 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 计年结果

Tab. 3 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ dating for Lugu Lake and Erhai Lake

湖泊名称	柱芯号	质量深度区间/ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$	沉积物堆积速率/ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$
泸沽湖	LG911130-8	0.7109-3.7078	0.050
	LG911130-8	3.1282-8.3446	0.050
	LG940705-3	0.1344-3.3316	0.051
洱海	EH940713-1-1	全柱芯	0.044
	EH940713-3-2	0.4330-7.277	0.045

6 结论

泸沽湖、洱海沉积物柱芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 垂直剖面有三种分布特征: 沿剖面指数衰减; 在表层不稳定, 一定深度以下呈指数分布和在表层指数增加, 一定深度以后呈指数衰减. 上述剖面情况与沉积物顶部微粒混合作用、 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} - ^{210}\text{Po}_{\text{ex}}$ 不平衡及 ^{210}Pb 的沉积后再迁移和 ^{210}Rn 的丢失有关.

洱海 ^{137}Cs 的分布与年度散落投递量的分布较为接近, 而泸沽湖 ^{137}Cs 的分布与其年度散落投递量之间一定差异, 与微粒混合作用、碳酸盐的不饱和溶解导致的 ^{137}Cs 的分子扩散作用等因素有关.

泸沽湖 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 计年获得沉积物柱芯(LG911130-8、LG940705-3)堆积速率为 $0.050 - 0.051\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; 而 ^{137}Cs 时标计年获得(LG940706-2)沉积物堆积速率为 $0.045 \pm 0.004\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. 二者基本一致, 其差异既可能与LG940706-2柱芯中存在的微粒混合作用有关; 也可能与该沉积物柱芯采样点覆水较深, 沉积物堆积速率较低有关.

洱海 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 计年获得沉积物柱芯(EH940713-1-1、EH940713-3-2)堆积速率为 $0.044 - 0.045\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; 而 ^{137}Cs 时标计年获得(EH940713-3-2)沉积物堆积速率为 $0.048 \pm 0.002\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$. 二者基本一致, 其差异很可能与近30年来洱海汇水区侵蚀速率的增加有关.

参 考 文 献

- 万国江. 环境质量的地球化学原理. 北京: 中国环境科学出版社, 1998
- 万国江, P H Santschi, M Sturm 等. 放射性核素和纹理计年对比研究瑞士格莱芬湖近代沉积速率. 地球化学, 1986, (3): 259 - 269
- Wan G J, P H Santschi, M Sturm et al. Natural(^{210}Pb , ^7Be) and fallout(^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{90}Sr) radionuclides as geochemical tracers of sedimentation in Greifensee, Switzerland. *Chemical Geology*, 1987, **63**:181 - 196
- 万国江, 徐义芳, 李荪蓉, 陈振楼. 云贵高原若干湖泊水库水化学组分研究. 环境科学丛刊, 1988, **9**(3):37 - 51
- 万国江, 黄荣贵, 黎秉铭. 洱海沉积物顶部铅的同位素特征和再迁移作用. 科学通报, 1991, **36**(8):1487 - 1490
- 王长生, 魏建云. 16384 多道能谱仪介绍. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室特辑(1998 - 1994). 北京: 中国环境科学出版社, 1995. 95 - 97
- 万国江. 现代沉积的 ^{210}Pb 计年. 第四纪研究, 1997, (3):230 - 239
- 万国江, 黄荣贵, 王长生等. 红枫湖沉积物顶部 $^{210}\text{Po}_{\text{ex}}$ 垂直剖面的变异. 科学通报, 1990, **35**(8):621 - 624
- Imboden D M, M Stiller. The influence of radon diffusion on the ^{210}Pb distribution in sediments. *J Geophys Res*, 1982, **87**:557 - 565
- 陈振楼, 黄荣贵, 万国江. 红枫湖沉积物-水界面 Fe、Mn 的分布和迁移特征. 科学通报, 1992, **37**(21):1974 - 1977
- 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
- Wan Guojiang. Remobilization of Pb during the early diagenesis in the lacustrine sediments. *Internat Assoc Limno Proceedings*, 1993, **25**(1):242 - 248
- Krishnasvami S, J M Martin, M. Meybeck. Geochronology of sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 1971, **11**: 407 - 414
- Benoit G, H F Hemond. ^{210}Po and ^{210}Pb remobilization from lake sediments in relation to iron and manganese cycling. *Environ Sci Technol*, 1990, **24**: 1224 - 1234
- 万国江, 林文祝, 黄荣贵等. 红枫湖沉积物 ^{137}Cs 垂直剖面的计年特征及侵蚀示踪. 科学通报, 1990, **35**(19):1490 - 1493

- 16 Davis R B, C T Hess, S A Norton et al. Cs-137 and Pb-210 dating of sediments from soft-water lakes in New England (U. S. A) Scandinavia, A failure of Cs-137 dating. *Chem Geol*, 1984, **44**:151 - 181
- 17 唐德贵,万国江. 高原湖泊沉积物孔隙水碳酸盐体系的研究. *物理化学力学进展*, 1992, (3):60 - 75

Vertical Distribution of ^{210}Pb and ^{137}Cs and Their Dating in Recent Sediments of Lugu Lake and Erhai Lake, Yunnan Province

XU Jinyi WAN Guojiang WANG Changsheng HUANG Ronggui CHEN Jingan

(State Key Lab. of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry,
Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002)

Abstract

Two plateau lakes (Lugu Lake and Erhai Lake) with different conditions are selected to show ^{210}Pb geochemical behavior. ^{210}Pb and ^{137}Cs vertical profiles in sediments are measured by the Multichannel Analysis System (Caberria 100) in order to attain credible sediment accumulation rates. By the Fe-Mn circulation, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ vertical distribution in the sediments of Lugu Lake and Erhai Lake shows three types of distribution characteristics. But this has no influence on the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ dating result. Sediment accumulation rates of Lugu Lake and Erhai Lake are $0.050 - 0.051 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ and $0.044 - 0.045 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ respectively by $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ method which represents the average sediment accumulation result on 100-year scale. The discrepancy between the ^{137}Cs vertical distribution characteristics and the depositional fluxes is probably caused by the Cs diffusion in early-diagenesis process. However, the Cs diffusion does not change the location of Cs peaks. Sediment accumulation rate of Lugu Lake is $0.045 \pm 0.004 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ by ^{137}Cs time marker (1964), and that of Erhai Lake is $0.048 \pm 0.003 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (1964), $0.047 \pm 0.002 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (1975), and $0.046 \pm 0.005 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (1986) respectively which reflects the average sediment accumulation result.

Key Words ^{210}Pb , ^{137}Cs , Sediment accumulation rate, Lugu Lake, Erhai Lake