

## 鄱阳湖近期沉积速率的研究\*

叶崇开 张怀真 王秀玉 曾而康 万玉松 宋光华 刘小松

(江西省工业卫生研究所,南昌 330006)

尹宗贤 喻致亮

(江西省鄱阳湖水文气象实验站,星子 332800)

**提要** 应用放射性同位素 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}$ 测年法,在1985年枯水期测定了鄱阳湖的沉积速率。全湖21个取样点的沉积速率为0.5—7.0mm/a,平均为3.2mm/a。主湖区为1.0—3.2mm/a,平均为2.1mm/a。研究表明,各湖区之间、各取样点之间,沉积速率随水文、地理和地貌不同而有较大差异。还预测了鄱阳湖今后可能的演变趋势。

本文以 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}$ 放射性同位素为测试手段,分析了鄱阳湖21个取样点近期沉积物中 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}$ 的含量分布,根据 $^{137}\text{Cs}$ 的沉降特征和 $^{210}\text{Pb}$ 的衰减规律,对沉积物作了年代定位,推导出平均年沉积速率,绘制出沉积物深度剖面年代标尺图,从而可以回顾鄱阳湖近期沉积状况和预测今后可能的沉积趋势,为综合开发利用与治理鄱阳湖提供了基础资料。

### 一、基本原理及实验方法

#### 1. 布点原则、采样及样品预处理

根据 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}$ 测年法原理,考虑到鄱阳湖系季节性过水湖泊的水文特征,制订以下3项布点取样原则:(1)取样点的沉积物应是逐年形成自我封闭体系,避开对沉积物有扰动的湖区;(2)取样点位置要在1963年最高水位线以下湖区,否则不适用 $^{137}\text{Cs}$ 测年法;(3)根据鄱阳湖的地理位置、地貌形态和水文要素,将全湖分为4个湖区设23个取样点(图1)。

现场使用自行设计的直径为20cm圆筒形插入式采样器采集沉积物样芯,取样深度随取样点的水文、地形、地质及沉积物的状况而定。由于枯水期湖水浅,通过预备性试验,有些取样点可涉水操作,有些点可在小船上固定操作,因而十分有利于取得合乎测年技术要求的样芯,所取样芯长度为30—60cm。现场用分层器可切除掉样芯周围被轻微扰动的表面沉积物,同时能切取直径为17cm、厚为1cm或2cm为一层的样芯样品,装入塑料袋密封,以防水分蒸发,带回实验室,称湿重,烘干至恒重求含水量,粉碎60目过筛,装入样品袋备用。

#### 2. $^{137}\text{Cs}$ 法原理及放化分析方法

$^{137}\text{Cs}$ 是核爆炸的裂变产物,半衰期为30.174年。自从大气层核试验以来,核爆炸产

\* 陆国辉、周文琴、陈顺乐、张俊才、熊道光、徐火生、程世长等同志协助采样、样品处理、绘图的部分工作,特此志谢。

收稿日期: 1988年10月25日。

生的  $^{137}\text{Cs}$  随大气参与全球环流。大气中的  $^{137}\text{Cs}$  主要随降水进入水体, 吸附在水中悬浮粒子上, 随悬浮物一起沉降到水底沉积物中, 逐年积累在湖底。在不被扰动的原状沉积物垂直样芯中找出  $^{137}\text{Cs}$  的最大峰值层, 就是 1963 年的沉积物层位。因为 1963 年是全球性  $^{137}\text{Cs}$  最大沉降年, 北半球更为明显。在测出  $^{137}\text{Cs}$  最大峰值层位后, 就可据此求得平均年沉积速率。

取经过预处理的沉积物样品 50—100g 在  $\text{HCl-HNO}_3$  体系中浸煮提取样品液。再用 AMP 吸附。以  $\text{Cs}_3\text{Bi}_2\text{I}_9$  沉淀制源。用 FJ-2603 型弱放射性测量装置测量  $^{137}\text{Cs}$   $\beta$  活性。测量误差为  $< 20\%$ , 仪器灵敏度为  $10^{-2}$  Bq。放化回收率为 70.0—85.0%。

### 3. $^{210}\text{Pb}$ 法原理及放化分析方法

$^{210}\text{Pb}$  是天然放射性铀系元素中的一员, 半衰期 22.3 年。 $^{210}\text{Pb}$  从大气中呈均匀沉降进入水体, 在水中吸附在悬浮粒子上, 随悬浮物逐年一层层沉积在湖底形成自我封闭体系。在不被扰动的连续沉积物中,  $^{210}\text{Pb}$  的活性随深度按其半衰期呈指数衰减。根据沉积物的垂直深度与  $^{210}\text{Pb}$  活性关系, 推导出沉积物年龄和沉积速率。在沉积物中  $^{210}\text{Pb} \rightarrow ^{210}\text{Bi} \rightarrow ^{210}\text{Po}$  处于永久平衡状态。故  $^{210}\text{Pb}$  的活性相当于  $^{210}\text{Po}$  的活性。因而制源后直接测量  $^{210}\text{Po}$  便得到  $^{210}\text{Pb}$  的活性, 再扣除沉积物自身存在的铀系母体核素产生的附加的  $^{210}\text{Pb}$ , 才能真正得到从大气中沉降下来的过剩的  $^{210}\text{Pb}$  活性。

取经过预处理的沉积物样品 3g, 湿式硝化提取样品液, 在 0.5N HCl 体系中, 在恒温自沉积槽内制源, 用 FJ-332 型低本底  $\alpha$  测量仪测量  $^{210}\text{Po}$  活性。测量误差为  $< 20\%$ , 仪器灵敏度为 0.07dpm, 放化回收率为 70.0—80.0%。

### 4. 样芯深度的校正

由于沉积物逐年一层层积累, 沉积物在湖底自身会产生压实效应。必须将整个样芯归一化, 校正样芯的深度以消除压实效应对沉积速率的影响。参照文献 [1] 的方法, 以样芯表层的孔隙度为基准作出整个样芯的深度校正。

## 二、结果与讨论

### 1. 放化分析和 $\nu$ 谱测量定位的结果

全湖 4 个湖区 21 个取样点的沉积速率见表 1。为验证放化分析得到的沉积速率的准确性, 选择几个有代表性的样芯做  $\nu$  谱测量和  $^{137}\text{Cs}$  最大峰值定位, 根据定位求得的沉积速率也列于表 1。从表 1 可以看出,  $^{137}\text{Cs}$  法和  $^{210}\text{Pb}$  法测得的沉积速率基本一致。 $\nu$  谱

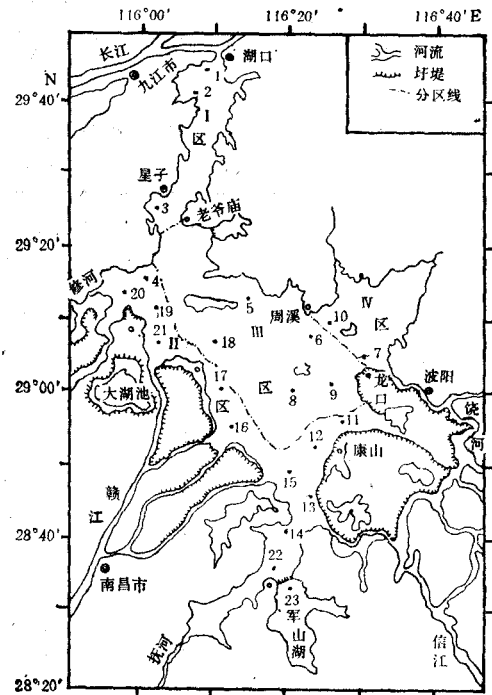


图 1 近期沉积物取样点位置

Fig. 1 Sampling points in Poyang Lake

法峰值定位得到的沉积速率与放化分析的沉积速率也基本一致,而且与 $^{137}\text{Cs}$ 法得到的沉积速率吻合得更好。通过3种测年方法互相对比验证,并对全湖21个点的沉积速率作图分析,说明所测试的数据是可信的,应用 $^{137}\text{Cs}$ 法和 $^{210}\text{Pb}$ 法测定鄱阳湖近期沉积速率是可行的。

表 1 沉积物取样点近期沉积速率 (mm/a)

Tab. 1 Recent sedimentation rate at the sampling points in Poyang Lake (mm/a)

取样点编号	沉积速率 ( $^{137}\text{Cs}$ 法)	沉积速率 ( $^{210}\text{Pb}$ 法)	沉积速率 ( $\nu$ 谱法)	采用值
2	3.9	—	3.9	3.9
8	1.0	1.4	活性很弱测不出	1.0
10	3.7	2.3	3.9	3.7
15	4.1	—	4.1	4.1
21	2.8	2.8	2.8	2.8
5	3.2	3.0	—	3.2
18	1.1	活性很弱测不出	1.1	1.1
23	1.2	1.1	—	1.2
3	7.0	—	—	7.0
4	6.0	—	—	6.0
6	2.6	—	—	2.6
9	2.8	—	—	2.8
13	3.0	—	—	3.0
16	5.3	—	—	5.3
17	3.8	—	—	3.8
20	0.5	0.5	—	0.5
22	5.9	—	—	5.9
1	—	2.8	—	2.8
7	—	1.9	—	1.9
14	—	1.1	—	1.1
19	—	3.0	—	3.0

全湖21个取样点可分为4种沉积类型(图2)。 $^{137}\text{Cs}$ 法测定的17个取样点中多数样芯1963年 $^{137}\text{Cs}$ 最大峰不在表层,如图2:10;只有少数取样点的样芯1963年 $^{137}\text{Cs}$ 最大峰在表层,而且用3种测量方法测定都说明了这一点,如图2:18。 $^{210}\text{Pb}$ 法测定的11个取样点中多数样芯 $^{210}\text{Pb}$ 活性与深度的曲线呈逐年衰减状态,如图2:5;只有少数取样点的样芯表层沉积物有轻微扰动,扰动混合层的 $^{210}\text{Pb}$ 分布虽然离散一些,但通过统计学求相关系数,用外推法可作出 $^{210}\text{Pb}$ 活性指数衰减曲线而求得沉积速率,如图2:7。

## 2. 沉积速率变化情况

各湖区沉积速率变化见表2。

**I 区(入长江水道区)** 位于鄱阳湖北部,南起老爷庙,北至湖口(图1)。湖区以主槽航道为主,主槽航道有冲有淤,对沉积物有扰动,取样时避开主槽,在两个较大的湖湾内取样。该区沉积物来自五河(赣江、抚河、信江、饶河、修河)和长江。当该区湖流呈倒灌型时,长江悬移质泥沙入湖,对沉积速率有一定影响,淤积情况比较复杂。实测得湖湾内沉积速率变幅较大,为2.8—7.0mm/a,平均为4.6mm/a。

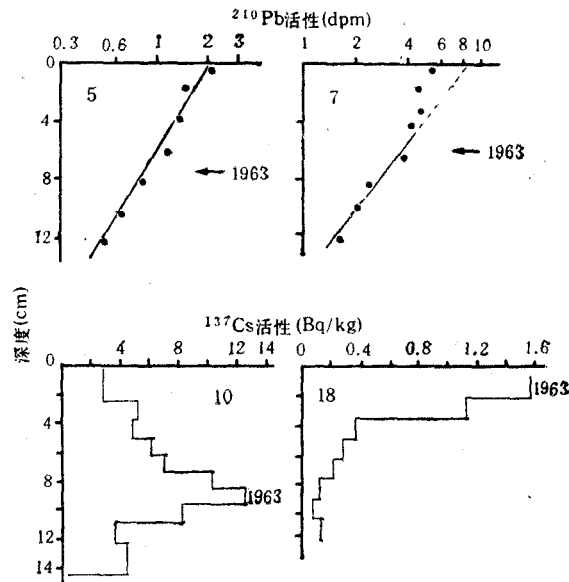
图2 沉积物样芯深度与  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}$  活性分布关系Fig. 2 Correlation of depth of sampling core with the distribution of  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in sediments in Poyang Lake

表2 各湖区沉积速率变化

Tab. 2 Variation of sedimentation rate in different area of Poyang Lake

湖区编号	沉积速率 (mm/a)	平均值 (mm/a)
I	2.8—7.0	4.6
II	0.5—6.0	3.3
III	1.0—3.2	2.1
IV	1.9—3.7	2.8

**II 区(入湖扩散区)** 位于五河河口入湖扩散区广大三角洲地区。该区自然湖(河)堤多,洲滩多,分支河道、港汊、洼地交错。地形、地貌、水文环境非常复杂。五河入湖悬移质泥沙主要沉积在该区,是全湖重淤积区。实测得该区 13 个取样点的沉积速率变幅较大,为 0.5—6.0mm/a,平均为 3.3mm/a。13 个取样点中,五河入湖扩散区的沉积速率是赣江>抚河>信江>饶河>修河。沉积较大的地带,褚溪口(4 号站)沉积速率为 6.0 mm/a,磨盘洲(16 号站)为 5.3mm/a,三江口军山湖外(22 号站)为 5.9mm/a。

**III 区(主湖区)** 位于湖的中部,是全湖最宽阔的湖区。五河入湖悬移质泥沙只有小部分沉积在此,长江倒灌的泥沙一般不到达该区。实测沉积速率在 1.0—3.2mm/a 之间,平均为 2.1mm/a,是全湖沉积速率最小的湖区。

**IV 区(东北大湖湾区)** 位于龙口至周溪以北湖区,无大的河流注入,五河入湖悬移质泥沙不经过该区,只在汛期随湖水漫入时,带入极少悬移质泥沙。当湖水第一次漫入后,水中悬移质很快沉积,湖水变清,清水阻沙,清浊水之间形成阻沙界面,把后来的湖水悬移质阻拦于湾口,形成拦门沙地带。实测沉积速率为 1.9—3.7mm/a,平均为 2.8mm/a。

从上述 4 个湖区的来水、来沙、湖流、地形综合分析,实测的沉积速率的结果表明: I 区的结果主要代表湖湾而不能代表整个入江水道区; II 区的结果只能代表取样点所在地带,而不能代表整个入湖扩散区; III 区的结果对主湖区有很好的代表性; IV 区的结果主要代表湾口拦门沙地带,而不能代表东北大湖湾。

### 3. 不同地貌类型的沉积速率

鄱阳湖的沉积速率除受沉积物来源和水文、地理要素影响外,还受取样点所在部位地貌类型的影响,不同地貌类型的沉积速率见表 3。

表 3 各湖区不同地貌类型的沉积速率

Tab. 3 Sedimentation rate on different geomorphologic patterns in the Poyang Lake regions

湖区编号	取样点数	地貌类型	沉积速率均值 (mm/a)
I	2	湖 湾 <sup>①</sup>	3.4
II	5	三 角 洲	4.4
II	3	自然湖堤	4.7
II	3	洼地内湖	0.9
III	3	主槽边滩	2.9
III	2	中心湖盆	1.1
IV	2	湾口拦门沙	2.8

① 实为湾口。

## 三、几点认识

### 1. 赣江、抚河、信江入湖扩散区三角洲向湖心推进较快

自 1963 年以来,赣江北、中支入湖扩散区三角洲后部淤高 122mm,前部淤高 87mm,湖心区淤高 25mm,后部比湖心已抬高近 100mm;信江和赣江南支三江口扩散区南部淤高 136mm,北部淤高 62mm,湖心区淤高 23mm,南部比湖心区已抬高 113mm。这说明入湖扩散区后部明显抬高,三角洲前缘明显向湖心推进,迫使湖水北撤。

### 2. 五河流域水土流失泥沙入湖是影响沉积速率的主要因素

1963—1984 年平均每年入湖泥沙量为 1834.2 万吨<sup>1)</sup>。入湖泥沙多的河流,对应的入湖扩散区三角洲地带沉积速率就大,反之则小。如每年五河入湖泥沙总量中,赣江占 62.8%,对应区平均沉积速率为 4.6mm/a;信江占 13.2%,对应区平均沉积速率为 2.7mm/a;修河占 10.7%,对应区平均沉积速率为 2.1mm/a;饶河占 4.9%,对应区平均沉积速率为 1.9mm/a。

### 3. 大型水利工程对鄱阳湖沉积速率有一定影响

**湖区围垦** 鄱阳湖按黄海高程 19.8m 计算应有湖面积 8614 km<sup>2</sup>,经历代围垦至 1985 年敞口通江的湖面积只剩 3210km<sup>2</sup>。湖容量随之减少,而入湖水量沙量并不减少且大量淤积,致使湖床抬高,改变湖流影响行洪。如 1968 年康山湖区大面积围垦后(图 1),

1) 鄱阳湖研究,1988 年,第 33 页。

使该区畅流变为束流,垦区外受到冲刷,下游则严重淤积。1983年康山垦区决堤更加剧了垦区外11号和12号取样点湖区沉积层序的扰动,用 $^{137}\text{Cs}$ 、 $^{210}\text{Pb}$ 及 $\beta$ 谱测年法都测不出其沉积速率,这使全湖的综合分析受到一定影响。

**抚河人工改道** 1958年抚河人工改道由青岚湖入鄱阳湖,军山湖口筑堤与鄱阳湖大湖体隔开。抚河大量泥沙便淤积在青岚湖和军山湖堤外湖区。测得堤外(22号)取样点沉积速率为 $5.9\text{mm/a}$ ,堤内(23号)取样点只有 $1.2\text{mm/a}$ ,两点之间距离不远而沉积速率相差5倍,可见抚河改道对自然沉积影响很大。

**建造柘林水库** 1958年开始建造柘林水库后,修河泥沙拦于库内,下泄入湖泥沙很少,1971年水文站便停止测沙,修河入湖区内20号取样点沉积速率只有 $0.5\text{mm/a}$ ,而距离不远受赣江主支泥沙影响的19号和21号取样点沉积速率比20号高5—6倍。

#### 四、预测与建议

综上所述,假设鄱阳湖的地理、水文特点不会有很大变化,如集水区域水土流失不继续加剧,湖区不再大面积围垦等情况下,鄱阳湖今后可能有如下演变趋势。

1. 全湖平均沉积速率增加不快,百年全湖平均淤高在 $320\text{mm}$ 左右(1963年最高水位线以上湖区及水道主槽区除外)。主湖区和东北大湖湾仍然是全湖沉积最小的湖区。但是局部湖区淤积不可忽视,淤积严重仍然在西南入湖三角洲和自然湖堤,而且比现在明显增高,三角洲明显向湖心推进。

2. 湖面逐渐向东北湖湾滨湖地带漫延扩大。由于五河流域水土流失,大量泥沙入湖沉积,尤其赣江入湖泥沙最多,三角洲向湖心推进也最快,致使鄱阳湖中部湖面缩小,湖水不易向有圩堤保护的西南、东南方向扩展,湖水必然向地势低平的东北湖湾滨湖地带漫延扩大。但是,全湖平均沉积速率只有 $3.2\text{mm/a}$ ,主湖区只有 $2.1\text{mm/a}$ ,以这样的速率淤积下去,鄱阳湖在未来百年内“洪水一片,枯水一线”“水高是湖,低水似河”的自然景观将不会改变。

根据上述情况,对鄱阳湖的治理提出以下几点建议。

(1) 做好五河流域的水土保护,尤其是赣江流域的水土保护。第一,严禁毁林垦荒,坚决把现存的森林保存下来;第二,造林育草提高植被覆盖率;第三,解决农村的燃料问题;第四,注意五河干流岸边护坡。不少河岸崩塌严重,崩塌的泥沙石直接被河水冲刷入湖。因而必要的河道工程措施,也是减少鄱阳湖淤积,有效途径之一。

(2) 合理解决湖滨围垦问题。首先,不能再继续盲目围垦;第二,处理好已围的垦区,经过调查研究,权衡利弊,分别对待,有些垦区“退垦还湖或退垦还渔”,有些垦区“垦蓄(洪)两用”,有些垦区确保安全,改善经营,提高效益。

(3) 五河入湖扩散区三角洲后部地带适当种植芦苇。芦苇有阻水淤沙作用,在不影响行洪的前提下适当种植芦苇,将河流入湖泥沙尽可能多地阻淤于五河入湖三角洲地带,减少泥沙向湖心推进扩散,可能对延缓湖面缩小有一些作用,也有利于渔牧、造纸业的发展。

## 参 考 文 献

- [1] 邹汉阳, 苏贤泽, 余兴光等, 1982。  $^{210}\text{Pb}$  法测定东海大陆架现代沉积速率。台湾海峡 1(2): 30。

## SURVEY OF RECENT SEDIMENTATION RATE IN POYANG LAKE

Ye Chongkai, Zhang Huaizhen, Wang Xiuyu, Zeng Erkang

Wan Yusong, Song Guanghua, Liu Xiaosong

(*Jiangxi Institute of Industrial Hygiene, Nanchang, 330006*)

Yin Zongxian and Yu Zhiliang

(*Hydrometeorological Experiments Station of Poyang Lake, Jiangxi, Xingzi, 332800*)

## ABSTRACT

Sedimentation rates of Poyang Lake were measured with radionuclide  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$  dating method in the low water season in 1985. The sedimentation rate ranges 0.5—7.0 mm/a and the arithmetic average value is 3.2 mm/a at 21 sampling sites distributed over the lake. In the main region of the lake the sedimentation rate ranges 1.0—3.2 mm/a and the arithmetic average value is 2.1 mm/a. It was found that the sediment accumulation rate at different sampling sites and different regions of the lake varies with the hydrology, geography and geomorphology of the lake. The evolution trend for Poyang Lake in the future is predicted.