

61-63

鄱阳湖现代沉积 ^{210}Pb 测年模式 的选择和沉积速率的变化

韩晓钟 朱海虹

P 512.3

(中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放研究实验室, 南京 210008)

提要 由于受到长江和入湖河流双重影响, 鄱阳湖沉积可分为南部三角洲前缘、中部开阔湖和北部入江水道三个区域。按各区特点, 采用了 C. J. C. 和 C. R. S. 不同计算模式, 分别得出其沉积速率为 0.52、0.16 和 0.34 cm/a。湖区不同沉积地貌单元沉积速率的差异, 受物源和水动力条件的影响: 水下天然堤、漫滩、堤外洼地及开阔湖沉积速率分别为 0.80、0.36、0.13 和 0.17 cm/a。

此外, 三角洲的迅速伸长, 河道分汊或改道, 流域水土流失及大型水利工程等天然和人为活动也影响到沉积速率的时空变化。

关键词 沉积速率、铅-210 鄱阳湖 变化

鄱阳湖是我国最大的淡水湖泊, 它纳赣、抚、信、修、饶五河及区间来水, 经湖口注入长江, 多年平均入湖总沙量 $2406.3 \times 10^4 \text{t}$, 其中由湖口输入长江总沙量 $1104.8 \times 10^4 \text{t}$, 湖区淤积量为 $1301.5 \times 10^4 \text{t}^{[1]}$ 。从年内分配看, 4—6 月入湖沙量占全年的 69.5%; 7—9 月长江大汛, 每年长江平均倒灌沙量 $104.5 \times 10^4 \text{t}$ 。因此, 每年 4—9 月为鄱阳湖淤积期。在空间分布上, 泥沙主要淤积在南部各入湖河流的尾间地区, 形成大面积三角洲前缘滩地^[2]。由于鄱阳湖湖床地形复杂, 季节性水动力条件和泥沙来源差异及其运移扩散的特点, 湖区不同地貌单元沉积速率存在明显差异。本文着重论述沉积速率的时空分布特点及其与水动力条件的关系, 探讨沉积机制, 预测湖泊演化趋势。

一、方 法

为了客观地认识湖区不同地貌单元的沉积速率及其与水动力条件的关系, 我们分别在通江湖口、入湖河口、开阔湖区、东部湖湾等不同区域环境采集了 11 个重力柱状岩心(图 1)。

岩芯长度一般为 50cm 左右, 按 1cm 间隔取样进行 ^{210}Pb 分析^[3]。自 70 年代 Krisknaswami 等人首次使用该方法测定湖泊沉积速率以来^[4], ^{210}Pb 已成为测定近代湖泊沉积的一种有效手段, 并获得大量数据和结果^[5]。由于 ^{210}Pb 测定结果与测年模式关系密切^[6], 致使同一测试数据, 因沉积模式和计算方法的差异而可能得到不同的计算结果^[7]。因此, 在应用 ^{210}Pb 计算沉积速率时, 模式的选择性甚为关键, 尤其是 ^{210}Pb 法所适用的近百年时间内, 人类活动不断增加, 使得湖泊沉积过程变得更为复杂。考虑到任何一种沉积模式所

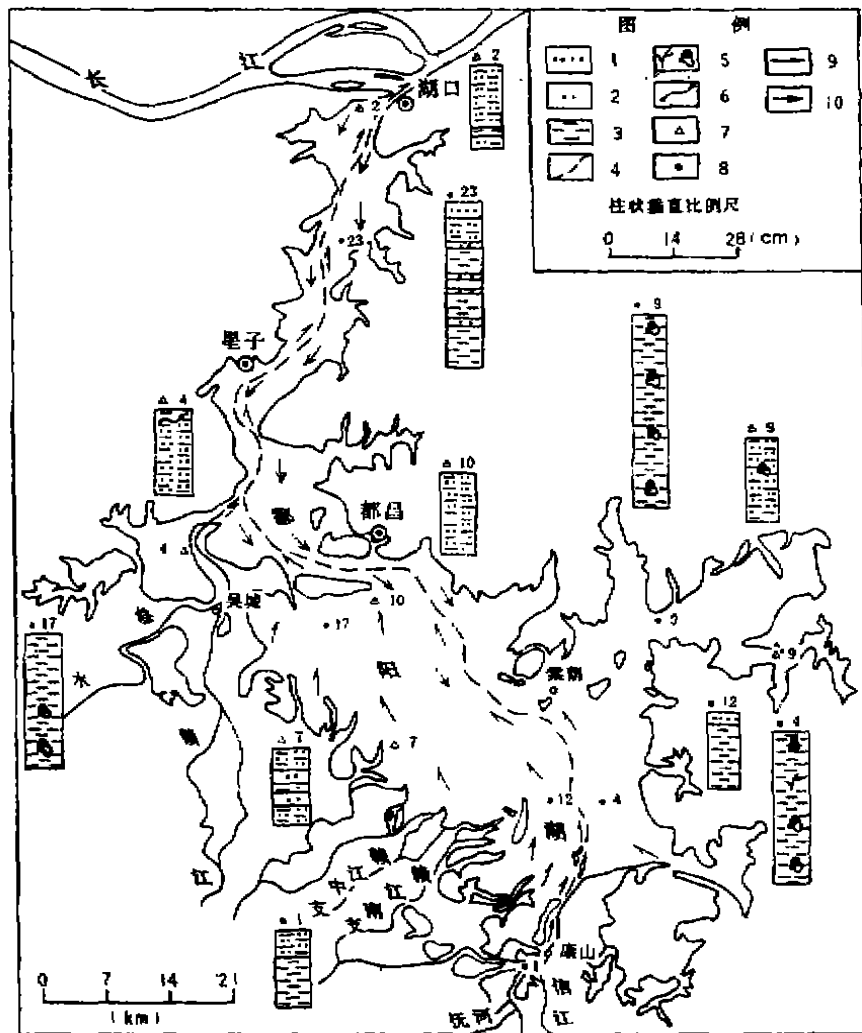


图 1 鄱阳湖柱样采样点分布图

1. 中细沙, 2. 粉沙, 3. 粘土, 4. 湖区河道主槽, 5. 植物茎叶、螺, 6. 铁结核,
7. 1986 年(6BL)采样点, 8. 1988 年(8BP)采样点, 9. 重力型湖流, 10. 倒灌型湖流

Fig. 1 Distribution of core sampling locations in Boyang Lake

要求满足的前提条件都系近乎理想的极端情况, 在实际中仅能部分得到满足^[8]。所以, 模式的选择要结合测试结果和研究地区及各测试部位的具体情况加以确定。

目前²¹⁰Pb 法常采用的沉积模式是 C. I. C. 和 C. R. S. 模式, 作为特例的还有 C. F. S. 模式。目前已有鄱阳湖沉积速度的报导^[9], 所采用的模式是 C. F. S.。此模式使用简便。但要求满足的前提条件甚为苛刻, 难以满足沉积作用十分复杂的鄱阳湖。另外, 使用 C. F. S. 模式很难反映出沉积速率随时间的变化, 而鄱阳湖近数十年来, 因种种自然和人为影响, 沉积速率有明显变化。有关上述两种模式, 作者另有阐述, 为了便于本文的论述, 在此仅作简要介

绍:

C. R. S. 模式假定在水—沉积物界面²¹⁰Pb 通量恒定,而不管沉积速率如何变化,即有:

$$A = A(0)e^{-kz} \quad (1)$$

式 $A(0)$ 为沉积物柱状样中过剩²¹⁰Pb 总和, k 为²¹⁰Pb 的衰变常数。

C. I. C. 模式假设在水—沉积物界面²¹⁰Pb 在沉积物中的初始浓度恒定,可得到公式:

$$C = C(0)e^{-kz} \quad (2)$$

式中 $C(0)$ 为表层沉积物过剩²¹⁰Pb。

从上述两种模式的前提假设可见,应用 C. R. S. 模式要求沉积物的²¹⁰Pb 来源于大气在湖面上的沉降,沉积物在湖水中滞留时间较长,且与湖水充分作用,使得沉积物由物源区带来的²¹⁰Pb 对其总量影响不大,这样可保证无论沉积物的沉积通量如何变化,²¹⁰Pb 的沉积通量不变。C. I. C. 模式适用于充分接受流域大气²¹⁰Pb 沉降的物源,该沉积物在湖水中滞留时间较短,但其²¹⁰Pb 含量明显受物源影响,即沉积物的增加能同时使相应的²¹⁰Pb 的增加,保持初始浓度不变。

从三组实测数据(图 2—4)可见,使用 C. I. C. 和 C. R. S. 模式的特例 C. F. S. 模式,来计算沉积速率显然是不合适的。由于鄱阳湖各种自然条件的复杂性,加上季节性水动力条件的影响,我们按泥沙来源、扩散和运移沉积的规律,将其分为南部三角洲前缘、中部开阔湖和北部入江水道三个区域。

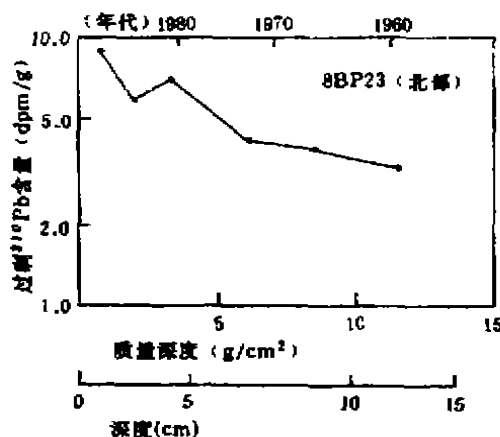


图 2 8BP23 孔中过剩²¹⁰Pb 的分布

Fig. 2 Distribution of excess²¹⁰Pb in Core 8BP23

南部湖区分布有 8BP1、8BP4、6BL4 和 6BL7 四个孔。这些孔点距河口较近,沉积物主要来自流域地面侵蚀,且在湖水中滞留时间短,过剩²¹⁰Pb 主要为大气流域中的沉降,故适合选用 C. I. C. 模式。

中部湖区有 8BP9、8BP12、8BP17、6BL9 和 6BL10 等五孔。孔位距河口较远的开阔水域,沉积物以较长时间悬浮的细物质为主,过剩²¹⁰Pb 主要来自大气沉降,适合 C. R. S. 模式。

北部湖区有 8BP23 和 6BL2 两孔,沉积物主要来自长途悬浮搬运的入江物质,也有长江洪水倒灌入湖的细粒物质,其过剩²¹⁰Pb 主要来自大气沉降,也应选用 C. R. S. 模式(表 1)。

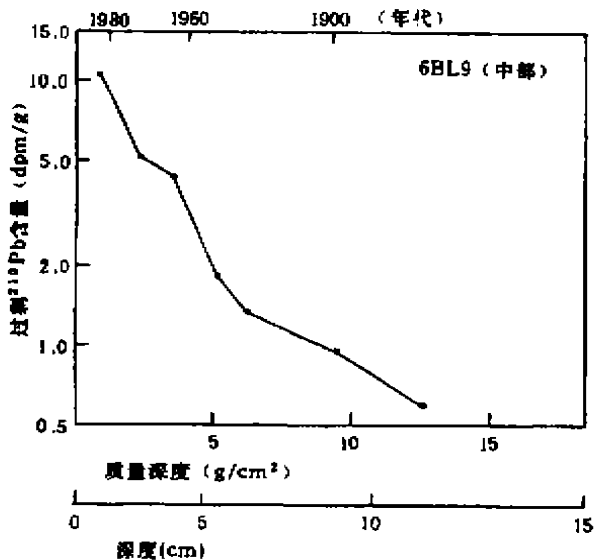


图 3 6BL4 孔中过剩²¹⁰Pb 的分布
Fig. 3 Distribution of excess²¹⁰Pb in Core 6BL4

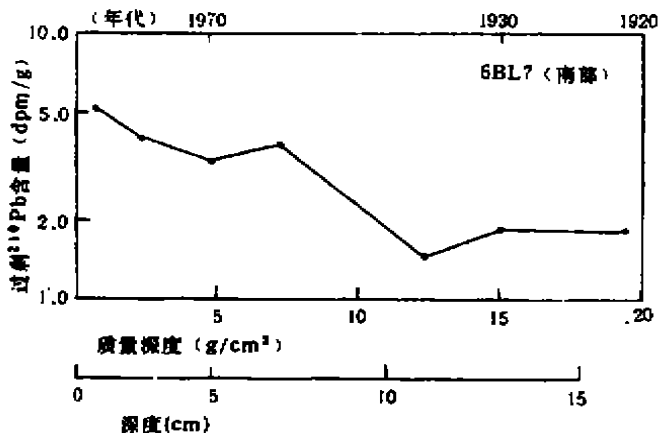


图 4 6BL7 孔中过剩²¹⁰Pb 的分布
Fig. 4 Distribution of excess²¹⁰Pb in Core 6BL7

二、空间分布

(一) 区域差异

南部河口三角洲前缘区是湖泊沉积作用最活跃地区,分布于湖泊西南、南和东南部。每年汛期,“五河”大量洪水出河口后,流速骤减,沉积物首先在邻近河口区堆积。由于洪水入湖后,因喷射流作用,继续保持陆上三角洲分支河道水流惯性力,加上鄱阳湖水位南高北低的比降所形成的重力型湖流,使入湖物质顺河口两侧向前加积延伸形成天然堤和漫滩。由分支

河道天然堤所分隔的湖湾成为堤外洼地,形成典型的鸟足状三角洲前缘沉积。由于该区沉积地貌亚类型变化大,水动力复杂,故沉积速率变化大。根据实测的4个柱状样结果(表2),三角洲前缘平均沉积速率为0.52cm/a,变化在0.10—1.19cm/a。

表1 鄱阳湖区柱状样沉积速率

Tab. 1 Sedimentation rates of cores in Boyang Lake

孔号	孔位	沉积地貌单元	沉积速率 (cm/a)
6BL2	梅家洲南部	漫滩	0.21
6L4	蚌湖	湖区洼地	0.10
6BL7	朱港农场饭河口	河口滩地	0.39
6BL9	内珠湖	湖湾	0.16
6BL10	松门山东南	开阔湖区	0.12
8BP1	三江口	三角洲前缘天然堤	0.42
8BP4	莲湖祝家与康山大围	天然堤	1.19
8BP9	南丰南	湖湾	0.21
8BP12	南山东洼地	三角洲侧缘洼地	0.16
8BP17	松门山南	开阔湖	0.17
8BP23	松门山北	河道边滩	0.47

表2 鄱阳湖各湖区沉积速率的比较

Tab. 2 Comparison of the sedimentation rates in different parts of the lake

湖区	沉积速率 (cm/a)	平均沉积速率 (cm/a)	变幅(倍)	变幅绝对值 (cm/a)
南部	0.10~1.19	0.52	11.9	1.09
中部	0.12~0.21	0.16	1.8	0.09
北部	0.21~0.47	0.34	2.2	0.28
各湖区之间	0.16~0.52	0.34	3.2	0.36

中部开阔湖区 该区位于松门山以南广大开敞水域,介于南部“五河”入湖扩散区与北部入江水道区之间。除贯穿该区的下水河道外,大面积湖床均为滩地以及浅洼地。广大滩地随着汛期和枯水期交替而呈周期性淹没和显露。4—6月,“五河”汛期,该区沉积物主要由重力型湖流搬运“剩余”的悬浮物质(大部分物质已在三角洲前缘沉积),7—9月长江大汛,江、湖洪峰在湖口遭遇顶托所形成的顶托型或倒灌型湖流,流速一般在0.1—0.3m/s,十分有利于悬浮搬运沉积,沉积物主要来自“五河”。由于“五河”泥沙首先沉积在河口区,故运移到开阔湖区时物质细,数量相对较少。该区5个孔平均沉积速率仅0.16cm/a。

北部入江水道区 南起松门山北至湖口的入江水道,水面窄、水深大,航道主槽具有一般河道水流特性。当重力型湖流影响本区时,主槽流速较大,表现为有冲有淤,若倒灌型和顶托型湖流影响时,水流滞缓,主要表现为沉积。边滩和湖湾,无论受何种流态影响,流速均较小,以淤积为主。该区物源来自“五河”来沙和长江倒灌泥沙。当7—9月份长江大汛时,江水顶托或倒灌,影响力向南逐渐减缓,虽持续时间不长,但高含沙量江流加大了该区的沉积速率。两个孔的测定结果平均为0.34cm/a,变幅为0.12—0.47cm/a。

(二)不同沉积地貌单元沉积速率的比较

通过不同样点数据的比较,显示在同一湖区的不同沉积部位,其沉积速率有着明显差异(表3)。全湖沉积速率变域在0.10—1.19cm/a,各湖区平均沉积速率变域在0.16—0.52cm/a。产生这一现象的主要原因,在于不同沉积地貌单元具有不同的沉积机制。

天然堤沉积 由于洪水漫槽,流速突然降低而形成的滨河床脊形堆积体。由河岸向外(背向河床)高程缓慢降低,逐渐倾向泛滥洼地。与边滩比较,天然堤沉积主要由粉砂和粘土薄互层组成,样品中悬浮成分占90%,中值粒径5.2—7.0 ϕ 。实测沉积速率8BP1为0.42cm/a,8BP4为1.19cm/a。

边滩和漫滩 边滩是湖床河道弯段主要沉积类型,其形成与陆上河流类似,汛期湖床河道横向水流将河床物质由凹岸推向凸岸,流速减小而沉积,以粉砂为主,河床剖面沉积向上变细,常在顶部形成薄淤泥层,漫滩是水位上升溢出河床的泛滥沉积。因漫流流速和水深小,以粘土或粉砂质粘土为主。6BL2、6BL7和8BP23孔属此类型。平均沉积速率为0.36cm/a,变幅为0.21—0.47cm/a。

表3 鄱阳湖不同地貌单元沉积速率的比较

Tab. 3 Comparison of the sedimentation rates in different sedimentary geomorphic units

地貌单元类型	沉积速率(cm/a)	平均沉积速率(cm/a)	变幅(倍)	变域绝对值(cm/a)
天然堤	0.42—1.19	0.80	2.8	0.77
边滩、漫滩	0.21—0.47	0.36	2.2	0.26
侧缘洼地	0.10—0.16	0.13	1.6	0.06
开阔湖	0.12—0.21	0.17	1.8	0.09

堤外洼地沉积 位于天然堤侧缘,又称侧缘洼地。它的形成一般由相邻分支河道天然堤向湖方向迂回延伸所分隔包围的浅洼地。汛期时,入湖洪水携带的粗物质首先在河道与天然堤沉积,而大部分细物质随着泛滥洪水在远离河床处的洼地沉淀。其粒径一般为细于7.5 ϕ 的粉质粘土或粘土。因这里水流滞缓,如遇顶托流影响,沉积速率更为缓慢,如6BL4和6BL9两孔平均沉积速率为0.13cm/a,变幅为0.10—0.16cm/a。

开阔湖沉积与湖湾沉积 前者指距河口物源较远的湖盆开敞水域;后者主要指无大河注入的东部湖湾。两者都具有水面开阔、水流平缓且均为7.5—8.5 ϕ 的悬浮沉积。江湖洪峰遭遇产生的顶托流,是大面积开阔区得以缓慢沉积的主要原因,如6BL10、6BL9、8BP17三孔平均沉积速率为0.17cm/a,变域为0.12—0.21cm/a。

三、时间分布

近数十年来入湖三角洲不断向湖延伸和决口改道,“五河”流域水土流失加剧,大型水利工程对入湖河流挟沙量的影响,使得不同时间,不同湖区和不同地貌单元沉积速率有着明显差异,下面将根据不同点位的实测结果(表4)分述如下:

表4 鄱阳湖沉积速率的时间变化

Tab. 4 Variations of sedimentation rates during the past 100 years

样点号	湖区	地貌单元	沉积速率 (cm/a)	柱样深度 (cm)	时间范围 (a)
8BP1	南部	天然堤	0.30	0—5	1970—1988
8BP4			0.54	5—16	1950—1970
6BL4		侧缘洼地	1.19	0—13	1976—1988
			0.07	0—3	1956—1986
6BL7		河口边滩	0.13	3—11	1890—1958
			0.57	0—6.75	1974—1986
			0.26	6.75—18	1941—1974
8BP9	中部	湖湾	0.21	0—10	1940—1988
8BP12		侧缘洼地	0.16	0—6	1950—1988
8BP17		开阔湖	0.17	0—11	1923—1988
6BL9		湖湾	0.11	0—4	1950—1986
			0.31	4—9	1930—1950
6BL10		开阔湖	0.12	0—7	1928—1986
8BP23	北部	河道边滩	/	0—5	/
			0.47	5—15	/
6BL2		漫滩	0.21	0—13	1924—1986

8BP1孔位于赣、抚、信三江入湖口抚河天然堤内测,表层0—5cm样品为粘土质粉砂,粒径较粗,为1970年以后沉积,平均沉积速率为0.30cm/a;5—16cm灰色粉砂质粘土,粒径较细,为1970年以前所沉积,平均沉积速率较大,达0.54cm/a,这反映1970年以后这里水流强度增大。6BL4孔位于修水三角洲前缘侧缘洼地蚌湖东侧,整个柱子岩性变化不明显,0—4cm为黄褐色细粉砂质粘土;4—20cm为黄褐色粉砂质粘土;20—50cm为黄褐色与青灰色互层粉砂质粘土,具水平层理,为汛期泛溢沉积。0—4cm沉积速率为0.07cm/a,以下为0.13cm/a,其原因是由于修河中游于1972年修建拓林水库后,使下游来沙减少,造成近二十年来沉积速率变小。6BL7孔位于赣江中支入湖分流河口边滩,上部0—34.5cm为棕黄色粉砂质淤泥,夹不同厚度粉砂共5层,分别为8—10cm,13—15cm,18.2—18.6cm,22.7—23.0cm,25.4—26.0cm;下部38—50cm为灰色粉砂质淤泥。该孔沉积物上部0—6.75cm的沉积速率为0.57cm/a,6.75—18.0cm的沉积速率为0.26cm/a。由此可推测最近十多年三角洲高速伸展使沉积速率加大。

8BP9孔位于东部大湖湾,0—2cm为黄色淤泥;2—24cm为灰色淤泥,含有植物根,虫孔及螺壳,具典型湖湾相沉积特点,沉积环境稳定,上下段沉积速率变化不大。8BP12孔位于南山东洼地,0—12cm黄色粘土,部分层位含粉砂质粘土夹层。其中0—6cm段表现为连续沉积,以下层段曲线反映有冲刷间断,反映数十年前这里受到水流冲刷影响,后来成为泛溢沉积洼地。8BP17位于松门山南3km处的开阔湖区,0—2cm为黄色粘土,2—24cm为青灰色粘土,质地纯,含有贝壳,属较典型的湖相沉积,沉积速率稳定。6BL9孔位于内珠湖,0—30cm为棕灰色细粉砂质淤泥,含螺壳及黑色和灰黑色植物碎片、腐化物,具青灰色条状水平层理,属于较为稳定的汉湖湖湾相沉积。由于近年来建坝,使得该湖与鄱阳湖大湖体分离,造成沉积物来源减少,沉积速率减缓,由4cm以下的0.31cm/a,减小到0—4cm的0.11cm/a。6BL10位于松门山东南开阔湖区,岩性以粉砂质淤泥为主,沉积速率上下稳定。

8BP23位于松门山以北河道边滩,表层0—4cm为黄色中砂,4—5cm为黄色粘土,5—

15cm 为灰色粘土,15—26cm 为灰色砂泥互层(含砂量大,为细粉砂)。其中 5—15cm 段平均沉积速率为 0.47cm/a。从岩性可看出,岩芯上部 0—5cm 为河道砂,表现出近年来沉积速率有加剧趋势。15—26cm 段的砂泥互层,即反映了河道边滩上部沉积特征,同时也反映受湖水及长江倒灌的双重影响。6BL2 孔位于湖口梅家洲南翼漫滩上,岩性为粉砂质淤泥。汛期,江水的倒灌和异重流作用,使长江泥沙倒灌,加快了该点的泥沙沉积。汛后退水时,这里又受到一定的冲刷。

参 考 文 献

- [1] 朱海虹、沈国荣、王云飞、余源盛、张立,三峡工程对鄱阳湖湖泊功能及生态环境的影响预测研究,长江三峡工程对生态与环境影响及其对策研究论文集,北京,科学出版社,1987,318—332。
- [2] 朱海虹、苏守德、王云飞、郑长芬、杨留法,鄱阳湖的成因、演变及其三角洲沉积,中国科学院南京地理研究所集刊,第 1 号,北京,科学出版社,1983,28—39。
- [3] 韩晓钟、左之正、朱海虹,鄱阳湖现代沉积物的测定分析—— ^{210}Pb 法的应用,河海大学学报,1987,15(增刊):220—225。
- [4] Krishnaswami, S. et al., Geochronology of lake sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, 41: 407—414.
- [5] Imboden, D. M. and Stiller, M., The influence of radon diffusion on the ^{210}Pb distribution in sediments, *J. Geophys. Res.*, 1982, 87: 557—565.
- [6] Appleby, P. G. et al., ^{210}Pb dating of annually laminated lake sediments from Finland, *Nature*, 1979, 280: 53—55.
- [7] Robbins, J. A., Geochemical geophysical applications of radioactive lead isotopes, In: *Biogeochemistry of Lead* (ed. J. P. Nriago), 1978, 285—393.
- [8] Mccall, P. L. et al., ^{137}Cs and Pb transport and geochronology in urbanized reservoirs with rapidly increasing sedimentation rates, *Chem. Geol.* 1984, 44: 33—65.
- [9] 叶崇开、张怀真、王秀玉、曾而康、万玉松、宋光华、刘小松、尹素贤、喻致亮,鄱阳湖近期沉积速率的研究,海洋与湖泊,1991, 22(3): 272—278。
- [10] 项亮、韩晓钟, ^{210}Pb 测年模式的比较——以巢湖现代沉积速率变化为例,中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊,第 9 号,北京,科学出版社。

RECENT SEDIMENTATION RATES OF BOYANG LAKE

Han Xiaozhong Zhu haihong

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica, Nanjing 210008)

Abstract

The process of sediment accumulation in Boyang Lake is complex due to spatial and temporal changes in environmental conditions controlled both by inlet rivers and the Changjiang River. The whole lake can be divided into three different parts according to the characteristics of sedimentation processes, i. e. southern, middle and northern parts, the average rates of which are 0.52cm/a, 0.16cm/a and 0.34cm/a, respectively. Moreover, the sedimentation rates in different sedimentary geomorphic units are varied with changes of water dynamics and material source, e. g. 0.80cm/a for levee, 0.36cm/a for flood plain, 0.13cm/a for small secondary depression and 0.17cm/a for open area.

Key words sedimentation rate, ^{210}Pb dating, Boyang Lake