

鄱阳湖泥沙淤积特征及发展趋势^①

马逸麟¹ 熊彩云² 易文萍²

(1 江西省地质调查院, 江西南昌 330201)

(2 江西省赣西地质大队, 江西南昌 330201)

摘要 在两年来的野外实地调查及大量前人资料系统综合研究的基础上, 简要的介绍了鄱阳湖的地形地貌。重点对鄱阳湖的泥沙淤积特点分五河尾间地区(赣江、抚河、信江、饶河及修水)及鄱阳湖淤积区(鄱阳湖入江水道口淤积区Ⅱ₁、赣江三角洲淤积区Ⅱ₂、青岚湖淤积区Ⅱ₃、抚河入湖口淤积区Ⅱ₄、修水入湖口淤积区Ⅱ₅、信江入湖口淤积区Ⅱ₆、饶河入湖口淤积区Ⅱ₇、鄱阳湖中心湖盆淤积区Ⅱ₈、东北湖湾淤积区Ⅱ₉、环鄱阳湖周边淤积区Ⅱ₁₀)分别进行了详细的描述。对鄱阳湖泥沙的来源进行了分析。在此基础上对鄱阳湖未来泥沙淤积的发展趋势按不同的淤积区分别进行了详细预测。提出了从被动防洪转变为积极防洪, 从“抵抗”洪水转变为顺应洪水的自然规律, 从以防为主转变为以疏导为主的鄱阳湖区水患灾害防治的基本思路。

关键词 发展趋势 泥沙淤积 水患灾害防治思路 鄱阳湖

中图分类号 X14

文献标识码 A

鄱阳湖凹地与积水的形成是第四纪地质环境变迁的产物。第四纪以来, 受北东、北北东、北西三组断裂的差异升降活动形成的鄱阳湖沉降区, 历经更新世的沉降掀斜以及侵蚀、沉积的消涨变迁, 逐渐形成这块黄海高程最低为负5 m, 一般为15 m以下的平缓舒展凹地与长江相通的断陷峡谷。这仅仅是初始形态的凹地、河谷, 尚未形成大水面的湖泊。第四纪最后一次冰期—玉木冰期(相当于庐山冰期)时期的海平面比现在的海平面要低120~130 m左右, 当时长江河段的地面坡度比现在长江水面比降要大好多倍, 溯源侵蚀在九江附近形成负40 m深槽, 从而使凹地与长江河槽之间形成落差跌水。凹地上的初始河流得以通畅下泄, 形不成积水。冰后期气候转暖, 出现了全新世海侵, 长江受高海平面顶阻, 床底加积, 水位抬升, 使凹地与长江之间的跌水缩小乃至消失。“五河”来水, 既因溯源侵蚀而大大增加, 又因入江落差消失而不能通畅下泄, 因而使凹地积水形成鄱阳湖。从那时起, 鄱阳湖便在长江水位与“五河”来水的制约平衡中, 继续发展, 成为典型的吞吐型连河湖^[1]。

① 收稿日期 2002-05-30

国家地质调查项目: 长江中游主要水患区环境地质调查评价项目江西子项目(19991230003044)资助。

第一作者简介: 马逸麟(1970~)男, 江西省萍乡市人, 助理工程师, 主要从事环境地质调查评价和1:5万野外万方数据 区域地质调查工作。

1 鄱阳湖地形地貌特征

鄱阳湖流域面积为 162 225 km² ,其中 157 086 km² 位于江西省境内 ,占全流域的 96.8% ,其余 5 139 km² ,分属闽、浙、皖、湘等省疆域 ,占全流域的 3.2%。其地势周高中低 ,由南向北、由边及里徐徐倾斜 ,宛如开口朝北的盆地。

鄱阳湖是我国最大的淡水湖 ,承纳江西省境内赣江、抚河、信江、饶河和修水五大河流的来水来沙 ,调蓄后经湖口汇入长江。根据近半个世纪的观测资料 ,鄱阳湖多年最高最低水位差达 15.79 m ,最大年变幅为 14.04 m ,最小年变幅也达 9.59 m。水位的大变幅导致了湖泊面积与容积的大变幅。低水位 9 m 标高时面积为 216.62 km² ,而高水位 20 m 标高时面积为 3218.29 km² ,是低水平时的 14.8 倍。相应 ,低水位时的容积为 4.6 亿 m³ ,而高水位时的容积为 258 亿 m³ ,是低水位时的 56 倍。这就导致了“汛期茫茫一片 ,枯期沉沉一线”鄱阳湖独特的地质地貌环境景观(图 1)。

湖盆自东向西 ,由南向北倾斜 ,高程(黄海)一般由 12 m 降至湖口约 1 m。湖底平坦 ,湖水不深 ,平均为 8.4 m。最深处在蛤蟆石附近 ,高程为负 7.5 m。滩地高程多在 12~17 m 之间。由于河床的往返摆动、分叉 ,形成了扇形冲-溢平原 ,河网、湖沼星罗棋布。河口区泥沙淤积形成砂坝、天然堤等三角洲微地貌 ,一般沿河道两侧发育 ,并向水下伸展。

整个鄱阳湖及其周边地区的地貌形态多样 ,山、丘、岗、平原相间 ,由边及里 ,由高及低 ,构成环形、层状地貌。湖岸构成 ,除湖口—都昌一线由大量的基岩组成外 ,其余地段的湖岸基本上都是由松散堆积物组成。

2 鄱阳湖泥沙淤积特征

根据江西省工业卫生研究所应用放射性¹³⁷Cs、²¹⁰Pb 测年法 ,在 1985 年枯水期采集的沉

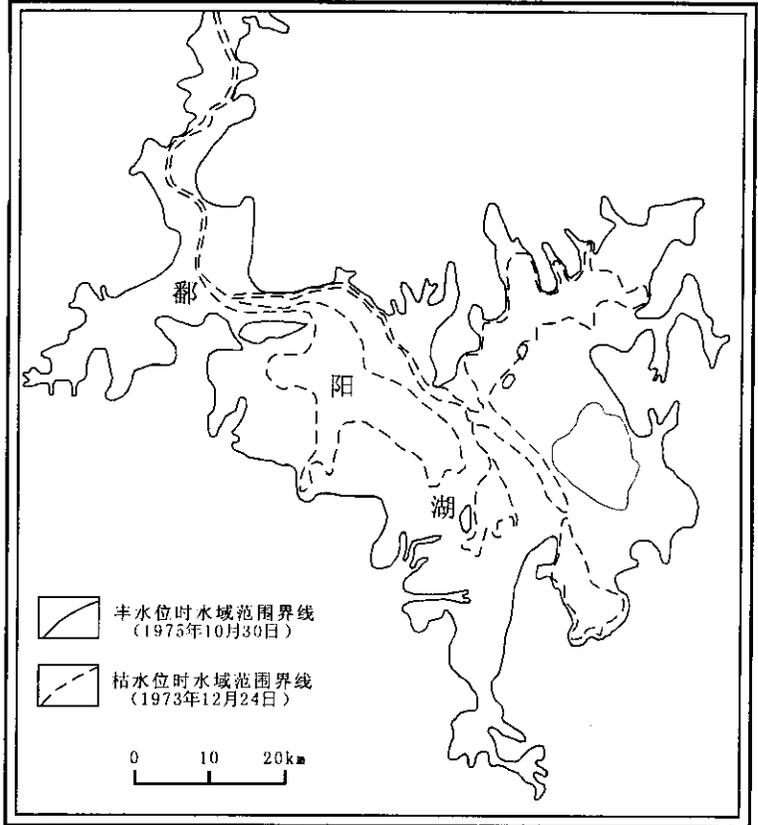


图 1 鄱阳湖丰水期与枯水期水域变化图(据 Mss 图像)

Fig.1 The variation of water area in Poyang lake

积物样芯,获得的样芯¹³⁷Cs最大峰值层或²¹⁰Pb的活性衰减曲线,得出全湖21个取样点的沉积速率为0.5~7.0 mm/a,平均为3.2 mm/a。主湖区为1.0~3.2 mm/a,平均为2.1 mm/a。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^[2]。

2.1 五河尾间地区泥沙淤积特征

2.1.1 赣江尾间泥沙淤积

赣江是注入鄱阳湖五大河流中最大的一条,自外洲站以下称为赣江尾间,赣江分南支、中支、北支和西支(主支)四口入湖。赣江尾间河道由过去的窄深河道变为现今的宽浅河道。航深已变浅、深港深潭被淤塞。河床年平均淤高2.3 cm。其冲淤变化的特征,在时序上呈汛期淤、枯期冲的明显周期性变化。但在河道的不同部位其冲淤变化差异明显。

2.1.2 抚河下游泥沙淤积

河道冲淤变化交替存在,变化显著的地方主流左、右摆动,有“十年河东、十年河西”之说,河床较之以前抬高了很多,总的趋势是淤积。荏港1958年拦河堵口后,至1985年其拦河坝前泥沙淤积竟达4.57 m,平均淤速0.18 m/a。

2.1.3 信江下游河道泥沙淤积

信江入湖河道(枫港河和江埠河)在枫港街下游约500 m处汇合后称木须河。木须河以上淤积严重,沙洲增大,河床抬高很快。1977年堵支并圩,三塘河堵口后淤积很快,至今已淤高了2~3 m,河口已淤满为洲地了。木须河自禾山以下局部河岸冲刷,河床变化缓慢,总的趋势是淤积。

2.1.4 饶河下游冲淤情况

饶河含沙量很小,淤积不严重,一般都是冲刷大于淤积,只是在进入鄱阳湖的龙口一段淤积较严重,航道部门经常用挖泥船疏浚以维持必要的航深。

2.1.5 修、潦河下游泥沙淤积

修水流域因上游柘林水库的建成和运营,泥沙含量较低,淤积作用不明显。并且由于河流坡降小、水流缓,其侵蚀作用也十分微弱。1954年以来,修河尾间地区的地形地貌总的较稳定。修水杨柳津河段平均淤积速率为10 cm/a,马口联圩潦河段三十年淤高了1.0 m,平均淤积速率为3.3 cm/a。沙湖山圩外的鄱阳湖区1963~2000年淤高了0.7 m,平均淤积速率为1.6 cm/a。造成这些地区淤积速率明显增大的原因是上游的堵口并流及河流改道。

2.2 湖区泥沙淤积特征

2.2.1 泥沙淤积特点

鄱阳湖港汊及赣江三角洲区,湖泊淤积严重。其特征主要表现为:入湖口河流消失及改道,湖区尾部沼泽化,芦苇、杂草丛生,一片荒芜,如蚌湖等;牛轭湖发育,如博阳河。

鄱阳湖4月以前为河相,比降大,流速快,而且由于“五河”涨水,入湖流量逐渐增加,所以,流域来沙能顺利通过鄱阳湖进入长江,还能冲刷淤于主航道及其附近的泥沙出湖,出湖沙量大于入湖沙量。4月起,“五河”进入汛期,流域入湖的水、沙骤增,湖水位升高,湖滩逐渐淹没,鄱阳湖呈湖相景观,比降减小,湖流变慢,入湖泥沙开始淤于湖内,出湖沙量小于入湖沙量。7月以前长江水位不高,“五河”流量大,虽然湖内大量淤沙,但出湖沙量的比重仍然较大。7~9月长江大汛期间,湖水受顶托或倒灌,流域入湖泥沙大部分淤于湖内,江沙倒灌则更增加湖口泥沙淤积量。10月以后,湖水随长江洪水退落而泄量增加,湖滩逐渐显露,鄱阳湖再成河相,湖流增大,出湖沙量大于入湖沙量,湖区主航道及其附近再次冲刷。鄱阳

湖泥沙冲淤的大概规律:从时序分,4~10月为淤积期,11~3月为冲刷期;从湖水位分,低水冲,高水淤;从湖流形态分,重力型涨淤落冲,顶托、倒灌型淤^[1]。

根据水(湖)流的特征及其作用方式将整个湖区分为冲蚀区(Ⅰ区)和淤积区(Ⅱ区)两个大区。冲蚀区位于鄱阳湖的北部,即南起都昌县的周溪镇,经老爷庙北至湖口的入江通道区。而淤积区又依据地理位置、淤积作用方式和淤积强度分为十个亚区:鄱阳湖入江水道口淤积区(Ⅱ₁)、赣江三角洲淤积区(Ⅱ₂)、青岚湖淤积区(Ⅱ₃)、抚河入湖口淤积区(Ⅱ₄)、修水入湖口淤积区(Ⅱ₅)、信江入湖口淤积区(Ⅱ₆)、饶河入湖口淤积区(Ⅱ₇)、鄱阳湖中心湖盆淤积区(Ⅱ₈)、东北湖湾淤积区(Ⅱ₉)、环鄱阳湖周边淤积区(Ⅱ₁₀) (图2)。

(1)入江水道冲蚀区(Ⅰ)。沿赣江水下入江河道区分布,其最大冲刷深度为负20 cm,一般为10~70 cm。老爷庙、星子河段水面较窄,水量集中且水深,航道主槽高程较低,边滩湖湾高程比主槽高,具有一般河道的水流特性,为冲刷较集中区。当湖流为重力型时,航道主槽流速变大,表现为以冲刷作用为主,造成河道的刷深。据1952~1984年32年来统计资料,湖口水道共刷深9.9 cm,平均每年刷深3.1 mm。造成水道冲刷的原因是水力因素的改变,包括水面比降、流速的变化及湖流风浪的影响等。

(2)入江水道口淤积区(Ⅱ₁)。位于湖口县城西侧,北东向延长约7000 m,宽约1700 m。处鄱阳湖入江口回流区。当发生倒灌顶托型湖流时,长江悬浮质泥沙入湖,在倒灌区域内湖水顶托所沉积的物质以悬浮质细颗粒为主。由于长江含沙量是鄱阳湖的6倍,因此江水倒灌与异常重力流共同作用使长江泥沙倒灌是鄱阳湖泥沙运动的一大特点。这也是加速湖区北部,尤其是河口段泥沙淤积的主要原因。据有关资料,该段湖区淤积总厚为50~100 cm,淤积速率为1.6~3.1 cm/a。

(3)赣江三角洲淤积区(Ⅱ₂)。赣江三角洲呈典型的扇形,南至天子庙,北至吴城,呈北东向向湖区延伸。三角洲的生长模式以鸟足状伸长伴生决口分汊为主,泥沙淤积特点以推移质泥沙为主,入湖口处有部分悬移质泥沙。赣江三角洲淤积厚度为2~4 m,最厚达5 m,平均每年淤高2.5 mm,构成了宽广平坦的滩地。其中三角洲前缘淤积速率更快,约每年淤高1 cm。26年来(1973~2000年)赣江中支尾闾冲积扇不断向湖心淤胀扩大,淤胀宽度最狭为1 km,最宽为2.5 km,淤胀总面积约26.6 km²,平均淤积速率为1.3 km²。

(4)青岚湖淤积区(Ⅱ₃)。抚河自1958年在荏港堵口后改道进入青岚湖,大量的泥沙在青岚湖扩散淤积。此前,青岚湖的淤积甚微,平均淤高不足0.1 cm。至1973年12月仅形成一个半隐伏湖水下的浅滩,至1996年10月则形成一露出水面约10 km²洲滩,呈不规则舌状向北东延伸,现仍在不断淤胀扩大增高。1998年洪水期洲滩淤高20 cm。1958~1984年青岚湖底平均淤高了1.79 m,平均淤积速率达6.9 cm/a。洲滩向北东延伸的速率达100 m/a。引起青岚湖强烈淤积的原因除正常的推移质及悬移质泥沙淤积外,还有因抚河河道裁弯取直,比降增大造成的河床冲刷及工程施工及清基土抛入河中冲入青岚湖等有关。

(5)抚河入湖口淤积区(Ⅱ₄)。抚河三角洲平面上呈不规则形态,在其发展过程中与赣江南支汇合形成复式三角洲,总体上呈北东向向湖区延伸。三角洲生长模式是鸟足状伸长伴生决口分汊型式。泥沙淤积特点是以推移质沙为主,入湖口处有部分悬移质沙。三角洲前缘淤积厚度为30~70 cm,淤积速率为3.0~21.8 mm/a,平均为12.4 mm/a。

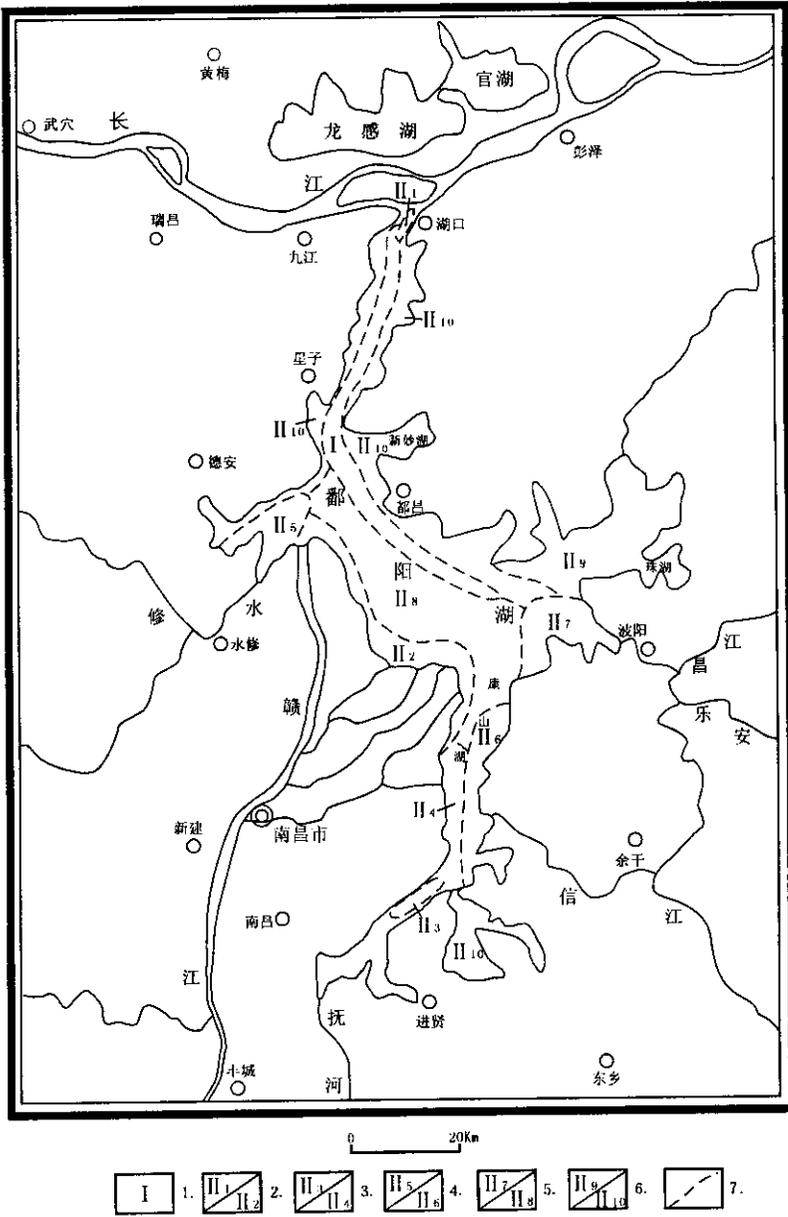


图 2 淤积分区图

Fig.2 The distribution map of deposition area

1: 鄱阳湖入江水道冲刷区 2: 鄱阳湖入江水道口淤积区/赣江三角洲入湖扩散淤积区 3: 青岚湖强烈淤积区/抚河入湖扩散淤积区 4: 修水入湖扩散淤积区/信江入湖扩散淤积区 5: 饶河入湖扩散淤积区/鄱阳湖中心湖盆淤积区 6: 东北湖湾淤积区/环鄱阳湖周边淤积区 7: 淤积区分界线

(6) 修水入湖口淤积区 (II₅)。修水河流三角洲平面上呈不规则扇形状, 与赣江三角洲主支汇合, 形成复式三角洲, 由西向东向湖区延伸。三角洲生长模式是鸟足状伸长伴生决口分汉型式。其泥沙淤积特点是以推移质沙为主, 入湖扩散区有部分悬移质泥沙淤积。三角洲前缘淤积总厚为 30~110 cm, 淤积速率为 2.8~34.4 mm/a, 平均为 18.8 mm/a。

(7) 信江入湖口淤积区 (II₆)。信江三角洲平面上呈不规则形态, 该三角洲发育历史较

短。其生长受到湖滨阶地的约束和影响,分为东、西二支。西支为信江干流,其河口段与赣江南支、抚河汇合形成复式三角洲,生长模式以鸟足状伸长和决口分汊为主。东支下游水系紊乱,水力分散,强度较弱,呈水下三角洲与饶河三角洲相连。总体上由南东向北西方向向湖区延伸。其泥沙淤积特点是河道以推移质沙为主,入湖口有部分悬移质泥沙。三角洲前缘最大淤积厚度为 90 cm,平均淤积速率为 2.8 mm/a。

(8) 饶河入湖口淤积区(Ⅱ₇)。饶河在五大河流中输水量和输沙量最小。三角洲发育历史较短,河口段的泥沙沉积速度低于湖水上升速度,三角洲加积生长相对缓慢,河口段大部分被水淹没而呈水下三角洲。与信江东支汇合后成复合水下三角洲,平面上呈不规则形态,总体呈由南东向北西向湖区延伸。沉积物以推移质沙和悬移质泥沙为主,淤积速率为 2.8 ~ 6.2 mm/a,平均淤积速率为 4.5 mm/a。

(9) 鄱阳湖中心湖盆淤积区(Ⅱ₈)。该区位于五河入湖扩散区与入江(长江)水道区之间,是全湖中部最宽阔的湖区。该区虽是五河来水来沙汇集区,但由于五河入湖后,首先经过扩散区后才到达该区。五河入湖悬移质泥沙首先在扩散区沉积,剩余部分才输送到该区。长江倒灌的悬移质泥沙除少数年份外,一般不能到达该区,能到达的也极少。沉积物均以悬移质细颗粒的泥沙为主,沉积速率在 1.0 ~ 3.2 mm/a 间,平均为 2.1 mm/a。

(10) 东北湖湾淤积区(Ⅱ₉)。该区包括龙口、周溪一线以北的湖湾区,泥沙来源很少,只有一条小河(西河)直接流入该区,且河水含沙量小,五河入湖泥沙一般达不到该区,只在汛期随湖水漫入时带入极少量悬移质泥沙。该区为滞水区,湖流为全湖最小,主要对湖水起调蓄作用。且该区湖水清沏,清水阻沙,故湖中的悬移质泥沙一般只能到达湾口地带。因此东北湖湾是全湖沙源最少、沉积最小的湖区。据在湾口取样测定结果,其湾口淤积速率为 1.9 ~ 3.7 mm/a,平均为 2.8 mm/a。

(11) 环鄱阳湖周边淤积区(Ⅱ₁₀)。该区包括了环鄱阳湖区最大洪水年(1998年)淹没区。在平水年和枯水年间一般没有淤积作用发生,只有在洪水年期间,洪水中携带的大量悬移质泥沙在洪水滞留期间,悬移质泥沙大量沉积下来。淤积厚度和淤积范围与洪水大小及洪水时间呈正比关系,一般洪水愈大、洪水期愈长,则淤积厚度愈大。淤积作用特点是以洪水带来的悬移质细颗粒的泥沙为主,淤积速率一般为 1.16 ~ 9.4 mm/a,平均为 5.28 mm/a。

2.2.2 淤积泥沙的来源

(1) 五河入湖泥沙。据 1954 ~ 1985 年资料统计,五河入湖悬沙与推沙多年平均入湖总量为 2419.8 万 t/a(悬沙 2104.2 万 t/a,推沙 315.6 万 t/a),出湖总量为 1210 万 t/a(悬沙 1052.2 万 t/a,推沙 157.8 万 t/a),淤积总量 1209.8 万 t/a,即每年平均有 50% 的泥沙沉积于湖内,全年平均淤高湖底约 2.2 mm/a。

(2) 湖区水土流失。鄱阳湖北区分布着一系列“沙山”,典型的地点有湖口县柘矶、都昌县老爷庙及星子县火焰山,这些“沙山”形成于晚更新世。全新世以来,由于鄱阳湖入江通道风扬作用,水土流失严重,使水库淤塞,湖盆淤浅,村落迁移。特别是近几十年来,沙尘暴、山洪造成的危害令人吃惊。据调查,都昌县多宝乡沙化面积达 20 km²。解放前,因风沙位移使 5 个自然村远迁他乡;1991 年 5 月 19 日流沙冲毁房屋 21 栋,沙淹农作物 5.34 km²;1971 修建的 300 万 m³ 多宝水库,至现在已被流沙淤塞 80 多万 m³;在被喻为“鄱阳湖咽喉”的老爷庙水域,已形成一明显的水下沙洲。

(3) 湖岸坍塌。鄱阳湖岸带包括易冲刷的第四纪地层岸带和耐冲刷的基岩岸带。第四

系中更新统组成的岸带,上部为网纹红土,下部为砂砾石层。洪水期由于浪蚀作用强烈,往往沿上下岩层界面掏空,岩层失稳使岸坡崩塌。新港组粘土组成的岸带,岸坡后缘则发育拉裂缝,易形成崩岸和滑坡。基岩岸带由硅质岩、红色砂岩及杂色砂页岩组成,岩性致密坚硬,抗风化能力强,但在湖水的冲刷下,沿裂隙面或岩层面易形成“湖穴”,导致岸坡陡峻、坍塌。

3 鄱阳湖淤积发展趋势分析

鄱阳湖的发展趋势受多种因素制约,主要包括构造沉降、泥沙淤积、围湖造田和长江水位的变化。鄱阳湖区现正处于一个相对稳定的构造发展阶段,构造差异升降活动微弱。据环湖形变测量资料,南北主要沉降区段的平均沉降速率为 0.35 mm/a 。因此,构造沉降因素对鄱阳湖的发展不占主导地位。

据统计,1954~1995年,鄱阳湖因围垦而湖面积减小达 1300 km^2 ,容积减少 80 亿 m^3 ,调节系数由1954年的 17.3% 减为1995年的 13.8% ,减少了 3.5% ,致使湖盆对洪水的调蓄能力削弱了近 20% 。1998年洪灾后,鄱阳湖区实行了“平垸行洪,退田还湖”,1998~2000年共“平退”圩堤234座,扩大湖面 599 km^2 。并计划3~5年内完成456座圩堤的退田还湖。长江水位的逐年上升及五河来水的影响,使鄱阳湖水位逐年抬高,湖域面积具逐渐扩大之趋势。据统计,1949~1999年50年中大于 20 m (吴淞高程)水位共15次,前30年5次,平均6年一次,后20年10次,平均2年一次。大于 21 m 水位共6次,90年代4次,其中3次超过1954年大水年水位。洪水位以每10年 0.23 m 的速度上升。据水下地形图测绘资料,鄱阳湖高水位每升高 1 m ,湖域面将扩展约 132 km^2 。

由于鄱阳湖各湖区的地理位置、地形特点、水文条件等各不相同,故其淤积速率也相差悬殊,局部湖区的泥沙淤积现象仍相当严重。

3.1 鄱阳湖入江水道口淤积区(II_1)

该区为长江悬移质泥沙重点淤积区,其淤积规模和厚度、淤积速率和发展趋势都与长江洪水年的多寡和洪水作用长短密切相关。此外入江水道上游严重的水土流失也是造成该区严重淤积的一个重要方面,如近年来星子县矿山开采就已给该区造成了严重的淤积。

3.2 五河入湖扩散区($\text{II}_2 \sim \text{II}_7$)

五河入湖扩散区的淤积发展总的趋势是,各入湖扩散区的三角洲逐渐向湖心推进。其中以赣江三角洲推进速度最快和规模最大,其推进速度达到 $1.3\text{ km}^2/\text{a}$ 。这与赣江的输水量和输沙量为五河之最密切相关。其次依次为抚河、修水、信江和饶河。由于五河三角洲向湖心推进,致使湖面缩小,湖容减小,从而迫使湖面逐渐向东北湖湾滨湖地带漫延扩大。

进入九十年代以来,湖区经济建设高速发展,人类工程活动造成大量的泥沙及废弃物直接排入江河、湖泊,泥沙淤积呈量级增长。

3.3 中心湖盆淤积区(II_8)

由于该区地处鄱阳湖中部,湖面宽阔,湖底自东向西、由南向北倾斜,平均高程低于五河入湖扩散区,湖滩枯水季节显露,汛期淹没,且洪水期间该区湖流很小,差异不大,小于五河入湖扩散区,与入江水道区湖湾的湖流平均值接近。该区沉积物主要是来自于五河经入湖扩散区后的剩余部分、少数来自长江的倒灌。淤积速率较小,仅 2.1 mm/a ,且差异不大,湖底平坦。根据数据,后一段时间内发展态势是较为平静不会有大的变化。

3.4 东北湖湾淤积区(Ⅱ₉)

该区泥沙来源较中心湖盆区更少,五河入湖泥沙一般都达不到该区,只有在汛期随着湖水侵入该区才带来极少量细颗粒的悬移质泥沙,且只是每年带入一次。该区主要对湖水起调蓄作用,当湖水第一次侵入后,由于该区湖流小,水中悬移质泥沙很快沉积,湖水变清,清水阻沙,使后来的湖水悬移物质一般只能到达该区的湾口地带。因此该区是全湖沙源最少的湖区,也是沉积最小的湖区。这种状况在今后一段时期内也不会有何大的变化。

3.5 环鄱阳湖周边淤积区(Ⅱ₁₀)

该区的淤积厚度和规模与洪水年份的多寡、洪水时间长短等因素密切相关。该区的淤积作用远不及五河入湖扩散区强烈,而且在枯水季节,会由于湖浪或降雨冲刷掉相当部分,今后的情形不会有很大的变化。

资料分析说明,鄱阳湖正处在非均衡的发展阶段,湖盆总体在淤浅,湖面逐渐向东北湖湾滨湖地带漫延扩大。这是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。在未来的发展中,鄱阳湖将维持“洪期一片”成湖;“枯期一线”成河的独特地貌景观。

4 鄱阳湖水患区灾害防治的基本思路

“98”洪灾后,国家对鄱阳湖区防洪工程进行了重点治理,险工险段得到了整治,万亩以上重点圩堤普遍加高2~3 m。湖区实行了“平垸行洪、退田还湖、移民建镇”工作,至2000年底,已累计完成投资达8.9亿元,防洪态势得到了较大的改观。但是,从长远看,随着圩堤的不断加高,这将意味着对堤基的工程地质条件要求越来越高,洪水水力梯度增大,防洪形势日趋严峻。这种高水位、高堤防格局,给防洪造成了较大隐患。洪灾威胁并未根治。据调查发现,1995、1998、1999年洪水期主要围垦区,重点圩堤有的已溃决、漫顶,多数圩堤堤顶高于洪水位仅0.5~1.0 m,内涝十分严重。即使分洪,其蓄洪能力也将十分有限。从鄱阳湖区洪灾特点看,湖区汛期为4~6月,长江汛期为7~9月,当鄱阳湖洪峰与长江洪峰相遇,且高水位持续时间长时,即发生特大洪灾;当湖峰与江峰相互错开时,则洪涝灾害仅是局部的、短暂的。因此,要根治水患,防洪策略值得思考。

(1)从被动防洪转变为积极防洪,从“抵抗”洪水转变为顺应洪水的自然规律,从以防为主转变为疏导为主,当洪水位达到一定极限时,建议利用长江北岸故道开辟新的分洪河道,从而降低鄱阳湖水位,减轻防洪压力。

(2)实行“退田还湖”,提高鄱阳湖对洪水的调蓄能力。所谓“退田还湖”就是扩大鄱阳湖的湖面,把人类盲目侵占的湖面还给鄱阳湖。对于“退田还湖”并不是搞一刀切,而是从环境地质角度出发考虑在滨湖低地实行部分的“退田还湖”,以部分的恢复鄱阳湖的调蓄能力。确定一个退田还湖的地标界线为17 m以下。

(3)实行“湖岸再造”与人工控湖相结合,为南水北调做贡献。从整体上看,我国属于缺水国家,加之时空分布不均,使得我国淡水资源矛盾非常突出。枯季北方缺水,长江流域也缺水。如果这时由南向北调水,那就是“穷人向穷人借钱”,这对我国南水北调最为不利。从长远发展来看,应该充分利用洪水资源,逐渐实施变以泄为主的防洪为以蓄为主的防洪,将

蓄洪防灾与蓄洪供水结合起来。鄱阳湖平均每年入江水量为 1457 亿 m^3 , 其中汛期充蓄的 100 多亿 m^3 淡水, 大多数在 10~11 月很快流逝, 而在长江最迫切需要补水的 12 月至次年 3 月, 却只能提供 28 亿 m^3 的水量。

“湖岸再造”就是要改善对人类生活与生产不利的自然地理状况, 增加湖区的库容, 减轻洪水对湖区人民及其土地的危害, 变不利为有利, 把汛期宝贵的 100 多亿 m^3 洪(淡)水资源蓄积起来, 在枯季排放, 补给东线南水北调。由此, 可大大缓解枯季“穷人向穷人借钱”的矛盾, 同时还可减轻长江下游的水体污染, 保证东线南水北调的水质。

(4) 鄱阳湖区防洪减灾与综合开发治理, 除了中下游的加固堤防、疏浚河湖, 还应包括上游的水土保持。它能有效地保持当地的水土, 避免耕作层的流失, 从源头上限制江河水库的泥沙淤积。虽然水土流失多发生在山区、丘陵, 但带来的则是大量泥沙, 河、湖、水库由此多被泥沙淤积, 极大地降低河床的泄洪能力。要因地制宜, 因害设防, 配置不同的水土保持措施, 才能达到理想的防护效果^[3]。

(5) 继续做好鄱阳湖 4 个蓄洪区的工程建设, 当国家需要分洪时, 确保完成规划中 25 亿 m^3 的分洪任务。

本文系江西省地质调查院长江项目组集体劳动的结晶, 在成文过程中得到了项目负责人魏源高级工程师的鼎力帮助与指导, 在此表示衷心感谢!

参考文献

- [1] 张本主编. 鄱阳湖研究 [M]. 上海: 科学技术出版社, 1988
- [2] 叶崇开, 张怀真, 王秀玉, 等. 鄱阳湖近期沉积速率的研究 [J]. 海洋与湖沼, 1991 (3): 272-277
- [3] 宋立旺, 金腊华. 鄱阳湖防洪减灾研究进展 [J]. 环境与开发, 2001 (3): 4-6

Sedimentary characteristics and developing trend of sediments in Poyang Lake, Jiangxi province

MA Yi-lin¹, XIONG Cai-yun², YI Wen-ping²

(1 Jiangxi Geological Survey, Nanchang 330201, China)

(2 Western Geological Team of Jiangxi, Nanchang 330201, China)

Abstract

The landform and sedimental features of Poyang Lake are described on the basis of synthetic analysis from the data. The source of sediment load of Poyang Lake is discussed to calculate the development of sediment load for each region suggesting flood control measures of dredging.

Key words: sedimentary load; flood control measures; Poyang Lake