

长江中下游河道冲淤与河床自动调整作用分析

石国钰, 许全喜, 陈泽方

(长江水利委员会水文局, 湖北 武汉 430010)

摘 要: 根据实测河道测图资料及水沙资料, 首次利用断面地形法和输沙平衡法较全面系统地计算分析了长江中下游河道泥沙的冲淤变化及其分布规律, 计算结果表明宜昌~大通段呈冲槽、淤滩、淤汉特征; 同时剖析和验证了长江中下游河床具有较强的自动调整作用。

关键词: 河道冲淤; 自动调整; 长江中下游

中图分类号: P343.1 **文献标识码:** A

0 前言

1998 年洪水过后, 社会各界对长江河道泥沙淤积对高洪水位的影响众说纷纭。一方面河道泥沙是水流的产物, 河道泥沙及其冲淤变化构成的河床是水体过流、输沙的直接边界, 是河道水位变化的几何因素; 另一方面, 冲积河流具有较强的趋向平衡的自动调整能力(这种自动调整能力人们往往认识不足), 它又可减弱或消除河道大淤大冲对河道水位的影响。因此, 全面研究长江中下游河道泥沙冲淤变化及其分布规律, 以及其与河床自动调整作用的关系, 对于正确认识长江江河水沙灾害和制定相应对策具有实际意义。

1 长江中下游河道基本概况

1.1 河道概述

长江中下游干流河道宜昌~大通全长约 1 611.4 km, 其中宜昌~城陵矶长约 408 km, 城陵矶~九江长约 513.2 km, 九江~大通长约 243.5 km。

宜昌~枝城段, 为顺直微弯河型, 两岸有低山丘陵和阶地控制, 河岸抗冲能力较强, 河床较粗, 稳定性较好; 枝城~城陵矶段, 通称荆江河段, 河道蜿蜒曲折, 弯道较多, 河床组成主要为中细沙, 间或有少量砾卵石, 目前河势基本稳定, 河道演变主要表现在局部河段主流有一定摆动, 相应的成型淤积体有一定变化; 城陵矶~九江段河道呈宽窄相间的藕节状

分汉型, 窄段一般有节点控制, 河道单一, 河槽较为稳定, 宽段有洲滩分布, 多形成两汉或多汉, 河床组成多为中细沙, 夹有少量砾石, 该段河道演变的主要特点表现为局部河段的深泓摆动以及主支汉的交替消长, 某些洲滩变化较大; 九江~大通, 因受地质构造影响, 河道地貌表现为南岸山丘和阶地多临江岸, 形成矶头, 河漫滩狭窄, 北岸山丘和阶地多远离江岸, 河漫滩较为宽阔, 该段河道平面形态呈藕节状, 宽窄相间, 窄段一般一岸或两岸有山矶控制, 河道窄深, 河槽较为稳定, 江心洲十分发育, 典型分汉河道一般为二汉或三汉, 少数为四汉或五汉, 河床演变较为复杂。

长江中下游干流河道两岸除山丘、矶头滨江地段以山代堤外, 均建有人工挡水堤防。

1.2 河道来水来沙

长江中下游河道的来沙主要来自宜昌以上的长江上游, 宜昌站悬移质来沙约占下游大通站悬移质来沙的 116%; 来水, 长江上游只约占下游大通站来水的 48.4%, 宜昌至大通区间来水约占大通来水的 51.6%。宜昌站多年(1950~2000 年)平均进入中下游河道的年径流量为 $4\,382 \times 10^8 \text{ m}^3$, 悬移质年输沙量为 $5.01 \times 10^8 \text{ t}$; 中游汉口站多年(1954~2000 年)平均年径流量为 $7\,112 \times 10^8 \text{ m}^3$, 年输沙量为 $4.04 \times 10^8 \text{ t}$; 下游大通站多年(1950~2000 年)平均年径流量为 $9\,051 \times 10^8 \text{ m}^3$, 悬移质年输沙量为 $4.33 \times 10^8 \text{ t}$ 。长江中下游河道沿程测站水沙分布情况参见表 1。

收稿日期: 2002-03-14。

基金项目: 国家自然科学基金会(项目编号: 50099620)和长江水利委员会联合资助项目。

作者简介: 石国钰(1955-), 湖北大冶人, 教授级高级工程师, 主要从事河道泥沙、河床演变和水土保持等方面研究。

许全喜(1974-), 武汉人, 工程师, 硕士, 主要从事河道泥沙、河床演变、水土保持等方面研究。

陈泽方(1963-), 武汉人, 工程师, 主要从事河道泥沙、河床演变、水土保持等方面研究。reserved. <http://www.cnki.net>

表 1 长江中下游河道沿程测站年均水沙量统计
Table 1 Annual water and sediment load statistics of main control stations
in Mid-and-Down stream of Changjiang River

河名	站 名	年均径流量 ($\times 10^8\text{m}^3$)	年均输沙量 ¹⁾ ($\times 10^8\text{t}$)	统计年系列 (年)
长江干流	宜 昌	4382	5.010	1950~2000
清 江	长 阳	133	0.082	1956~1998
松滋河	新江口	311	0.341	1955~1998
松滋河	沙道观	115	0.141	1955~1998
虎渡河	弥陀寺	166	0.197	1955~1998
长江干流	沙 市	3925	4.438	1956~1998 ²⁾
藕池河	管家铺	329	0.595	1955~1998
安乡河	康家岗	23.6	0.049	1955~1998
长江干流	监 利	3549	3.645	1951~1998 ³⁾
洞庭湖(出口)	城陵矶(七里山)	2940	0.431	1954~1998
长江干流	螺 山	6442	4.187	1954~1998
长江干流	汉 口	7112	4.040	1954~2000
长江干流	大 通	9051	4.330	1950~2000

1) 输沙量统计为悬移质; 2) 缺 1970 年; 3) 缺 1960~1966 年

2 长江中下游河道冲淤变化

2.1 河道泥沙的冲淤计算

2.1.1 资料基本条件

自 1959 年以来, 长江中下游干流河道宜昌~城陵矶段共进行了 10 次长程水道地形观测, 测图比例均为 1:10 000; 城陵矶至九江段共进行了 9 次长程水道地形观测, 除 1966 年测图比例为 1:25 000 外, 所有测图比例均为 1:10 000; 九江~江阴段共进行了 9 次较为完整的长程水道地形观测, 测图比例均为 1:10 000。50 年代测图, 由于当时全国性水下地形测验规范尚未颁布, 同时长江流域水准控制网尚未完全建成, 地形资料存在一定缺陷, 经分析后认为从 1966 年开始进行河道冲淤计算统计较为合理。

2.1.2 计算方法

河道冲淤计算主要采用断面地形法, 即: 根据河道地形图和河道实际情况沿程切割断面, 在相应水位条件(Z_i)下, 计算河段内上、下断面过水面积 A_i (Z_i)、 A_{i+1} (Z_i), 并由此计算断面间相应水位下河道槽蓄量

$$V_i(Z_i)=\frac{1}{3}(A_i+A_{i+1}+\sqrt{A_iA_{i+1}})\cdot\Delta L_i$$

式中 ΔL_i 为断面间距。

对各计算断面间河道槽蓄量累加, 并由此计算某时刻 t 、测次 j 全河段相应水位下河道槽蓄量

$$V_{ij}=\sum V_i$$

比较各测次河道槽蓄量大小, 从而可确定河段相应水位下两测次间河道的泥沙冲淤体积

$$\Delta V_{i(1-2)}=V_{i2}-V_{i1}$$

对于河床演变剧烈的特殊弯道河段则采用等高线容积法对其进行特殊处理计算。

2.1.3 河道冲淤量计算结果及统计

长江中下游宜昌~大通干流河道共布设 1300 余个地形切割断面, 按枯水、平均、平滩和洪水四种不同水位下的河槽进行河道冲淤量的计算与统计, 并根据河道水文测站相应不同年份(测次)的悬沙输沙平衡分析和河道不同年代纵横剖面等对河道冲淤量进行辅佐验证。长江中下游宜昌~大通干流河道枯水河槽和平滩河槽 1966~1998 年泥沙冲淤结果汇总统计详见表 2、表 3 和表 4。1998 年大洪水长江中下游干流河道冲淤情况见表 5。

2.1.4 河道悬移质输沙简要结果

根据宜昌和大通等水文控制测站长系列悬移质输沙资料统计, 1966~1998 年宜昌站累计输入长江中下游河道的悬沙量为 $163.68\times 10^8\text{t}$, 下游大通站累计输出的悬沙量为 $137.07\times 10^8\text{t}$; 扣除荆江三口分流累计分走的悬沙量 $37.02\times 10^8\text{t}$, 加入城陵矶站(洞庭湖)、仙桃站(汉江)和湖口站(鄱阳湖)等区间累计进入的悬沙量 $23.59\times 10^8\text{t}$; 宜昌至大通整个河段河道悬沙差值为 $13.18\times 10^8\text{t}$, 约合 $9.41\times 10^8\text{m}^3$ 。

表 2 长江中下游干流河道 1966~1998 年冲淤量¹⁾ 计算成果表

Table 2 Results of sluicing and silting capacity in Mid-and Down stream of Changjiang River from 1966 to 1998

计算河段 ²⁾	河段长度 (km)	河道冲淤量(10^4m^3)		单位河长冲淤强度($10^4\text{m}^3/\text{km}$)	
		枯水河槽	平滩河槽	枯水河槽	平滩河槽
宜昌~城陵矶	398	-53087	-49222	-133.4	-123.7
城陵矶~武汉	246.2	+16380	+25450	+66.5	+103.4
武汉~九江 ³⁾	267	+25319	+59299	+94.8	+222.1
九江~大通	243.5	-15838	+31610	-65.0	+129.8
宜昌~大通	1154.7	-27226	+67137	-23.6	+58.14

1) 冲、淤值分别以“-”“+”号表示,下同; 2) 计算河段起止断面为宜枝 34~大通 DTA01;
3) 武汉~九江段为 1970 年起算

表 3 长江中下游干流河道 1966~1998 年枯水河槽冲淤量计算成果表($\times 10^4\text{m}^3$)

Table 3 Results of sluicing and silting capacity in low-flow channel in Mid-and-Down stream of Changjiang River from 1966 to 1998

时段	河段				
	宜昌~城陵矶	城陵矶~武汉	武汉~九江 ¹⁾	九江~大通	宜昌~大通
1966-1975	-11071	+4740	+6755	-6632	-6208
1975-1981	-14939	+3840	-1079	-2522	-14700
1981-1986	-16750	+18050	-1807	-8519	-9026
1986-1993	-11139	-690	-3218	+11057	-3990
1993-1996	+2785	-670	+13636	+5356	+21107
1996-1998	-1973	-8890	+11032	-14578	-14409
1966-1998	-53087	+16380	+25319	-15838	-27226

1) 武汉~九江段为 1970 年起算。

表 4 长江中下游干流河道 1966~1998 年平滩河槽冲淤量计算成果表($\times 10^4\text{m}^3$)

Table 4 Results of sluicing and silting capacity in channel under beach line in Mid-and-Down stream of Changjiang River from 1966 to 1998

时段	河段				
	宜昌~城陵矶	城陵矶~武汉	武汉~九江 ¹⁾	九江~大通	宜昌~大通
1966-1975	-19554	+8030	+17251	+9331	+15058
1975-1981	-21302	+3310	-610	-1577	-20179
1981-1986	-17278	+16420	-4937	-5272	-11067
1986-1993	-5563	+8910	+8067	+22051	+33465
1993-1996	+10282	-1260	+14272	+16874	+40168
1996-1998	+4193	-9960	+25256	-9797	+9692
1966-1998	-49222	+25450	+59299	+31610	+67137

1) 武汉~九江段为 1970 年起算。

表 5 1998 年长江中下游干流河道冲淤量计算成果表

Table 5 Results of sluicing and silting capacity in Mid-and-Down stream of Changjiang River in 1998

计算河段 ¹⁾	长度 (km)	相应水位下河道冲淤量($\times 10^4\text{m}^3$)			
		低水位	平均水位	平滩水位	高水位
宜昌~城陵矶	398	-1973	-536	+4193	+11944
城陵矶~武汉	246.2	-8890	-9670	-9960	+14070
武汉~九江	267	+11032	+20976	+25256	+30797
九江~大通	243.5	-14578	-11236	-9797	-9255
宜昌~大通	1154.7	-14409	-466	+9692	+47556

1) 计算河段起止断面为宜枝 34~大通 DTA01。

此结果(数据)与 1966~1998 年河道地形断面法平滩河床冲淤计算的结果($6.714 \times 10^8 \text{ m}^3$)基本一致。若考虑到河道地形断面法平滩高程以上河床淤积的部分泥沙未计入和测站悬沙平衡分析需扣除通江湖泊和分洪溃口圩垸内淤积的沙量以及河道挖沙、引水等人为移出河道的沙量,则两者的淤积结果将更为接近。

根据长江中下游干支流河道水文控制测站近期(1987~1997 年)实测悬移质输沙同步统计资料计算分析,长江中下游(宜昌至大通)从整体看,近期多年平均河道基本处于输沙相对平衡状态(略呈微淤)。宜昌至大通整个河段,沿程冲淤相抵,最终全程年均仅微淤 $3.521 \times 10^4 \text{ t}$ 。该数据与地形断面法冲淤计算得出的宜昌至大通段平滩河床河道年均微淤强度量级基本吻合。

2.2 河道泥沙的冲淤特征及分布

由河道冲淤统计表 2 可以看出,1966~1998 年,宜昌~大通枯水基本河槽累计为冲刷,其冲刷量为 $2.7226 \times 10^8 \text{ m}^3$;平滩河槽累计为淤积,其淤积量为 $6.7137 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。从整体上讲,长江中下游河道累计呈现“冲槽淤滩”的特征;但分河段看,各河段的冲淤特征有所不同。宜昌至城陵矶,枯水与平滩河槽均累计为冲刷,但冲刷主要发生在枯水河槽,而枯水位至平滩水位之间的河床则略有微淤;城陵矶至九江,则表现为枯水与平滩河槽累计均为淤积;九江至大通,枯水河槽累计为冲刷,平滩河槽则累计为淤积。1966~1998 年各河段河道河床总的冲淤特征为:宜昌至城陵矶段河床冲槽下切明显;中游城陵矶至九江段河床滩槽均淤,但以淤支汉和宽浅洲滩为主;下游九江至大通段,河床冲槽淤滩及支汉淤积特征明显。

宜昌~大通各河段分时段看,各年代主要冲淤变化特征为:宜昌~枝城近坝段,1975~1996 年均处于冲刷状态,且冲刷量主要集中在 1975~1986 年,1996~1998 年则有所回淤;上荆江段由于 70 年代初裁弯以及葛洲坝运行影响,1966~1998 年均处于冲刷状态,但 90 年代初期后冲刷强度有所减小;下荆江段,1966~1993 年处于冲刷状态,1993 年后则有所淤积,且枯水位至平滩水位之间的河床淤积量较大;城陵矶~武汉段,受来水来沙和荆江裁弯冲刷下移泥沙等影响,1966~1993 年河床处于淤积状态,1993~1998 年河床则有所冲刷;武汉~九江段,1970~1975 年和 1993~1998 年两个时段河床淤积量较

大,1975~1993 年河床则处于微冲微淤、以枯水河槽微冲为主;九江~大通段,1966~1986 年河床微冲微淤,冲槽淤滩,1986~1996 年河床滩槽均淤,但以淤支汉和宽浅滩地为主,1996~1998 年河床则为冲刷,以冲刷枯水河槽为主。

长江中下游干流河道另一个冲淤特征是某些特大洪水年的局部时段,中游河段河床淤积强度较大(主要淤积在支汉、高水洲滩和溃口围垸内),但下游河段河床则冲刷明显。这种特大洪水年的冲淤特征主要是由于两湖(洞庭湖和鄱阳湖)以及支流洪水与长江干流洪水遭遇,水量大,历时长,高水相互顶托,导致中游水面比降减缓,流速减小,水流挟沙力降低,从而造成中游泥沙淤积量大。而下游冲刷则是由于中游淤积严重,导致输往下游的水沙是水量大,含沙量小,造成下游水流挟沙力富余,河床冲刷明显。这种特大洪水年局部时段的大淤大冲,随后年份(时段)河床将按来水来沙进行自动调整。

长江中下游干流河道泥沙冲淤量的分布,根据地形切割断面对高、中、低水位不同河槽的计算与统计,几十年(长时段)来,河道冲刷主要发生在近坝段和荆江段以及其它河段基本河槽,而淤积则主要发生在分汉河段的支汉以及高水洲滩和溃口圩垸内(常年过流的基本河槽淤积量甚少,宜昌至大通基本河槽累计为冲刷)。如汉口至九江段,根据计算统计,天兴洲、团风和龙坪三分汉河段 1970~1996 年年平均水位时,三河段淤积量之和占汉口至九江全河段总淤积量的 96%(三河段长度之和仅只占汉口至九江段总长度的 1/3);平滩水位时,三河段淤积量占全河段总淤积量的 85.8%;洪水位时,三河段淤积量占全河段总淤积量的 77.4%(参见表 6)。又如九江~大通段,1966~1996 年,张家洲、东流、安庆和贵池四分汉段其淤积量之和,平均水位时占九江至大通全河段总淤积量的 70.2%(四分汉河段长度之和仅占九江至大通段总长度的 1/2);平滩水位时,四分汉河段淤积量占全河段总淤积量的 62.8%;洪水位时,四分汉河段淤积量占全河段总淤积量的 65.4%(参见表 7)。分汉河段淤积泥沙主要落淤在支汉内。由于支汉泥沙淤积,主汉分流分沙相对增大,河段整体上过流输沙能力仍基本稳定。如汉口河段天兴洲汉道,其北汉(支汉)由于泥沙的不断淤积,目前枯季已基本断流(北汉 50 年代曾为主汉),而南汉(现过流输沙的主汉)河槽过流输沙达 90%以上。整体上汉口河段过流输沙能力变化不大,目

前汉口河段(汉口水文站)水位流量关系基本稳定。由于长江中下游干流河道泥沙淤积主要分布在分汉河段的支汉(具有塞支强干的作用)和宽浅河段的某些高水洲滩以及分洪溃口圩垸内, 且其淤积总量与长江中下游河道总槽蓄容量相比所占比例极小, 而长江中下游中枯水河床(基本河槽, 河道主要过流输沙部位)河道基本处于相对平衡状态(河道长程多年

累计略呈冲刷), 加之长江中下游冲积河床河流具有较大的趋向于平衡的自动调整能力, 因此, 长江中下游河道局部时段、局部部位的淤积或冲刷, 整体上不会对河道的过流(泄洪)输沙能力产生大的影响, 目前长江中下游河道螺山、汉口和大通等主要水文控制测站的水位流量关系基本稳定。

表 6 汉口至九江段主要分汉河段淤积量统计
Table 6 Silting capacity statistics of main braided reaches in Hankou-Jiujiang Reach

特征水位	汉道淤积量 ¹⁾ (10^4m^3)				占全河段比重(%)
	1970—1996 年	占全河段比重(%)	1970—1998 年	占全河段 ²⁾ 比重(%)	1996—1998 年
平均水位	21856	96.0	31123	71.1	9258
平滩水位	29201	85.8	40479	68.3	11278
洪水水位	33240	77.4	46747	63.4	13507

1) 汉道淤积量系指天兴洲、团风和龙坪三分汉段淤积量之和;
2) 占全河段比重(%)系指汉道淤积量占汉口至九江全河段总淤积量的比重。

表 7 九江至大通段主要分汉河段淤积量统计
Table 7 Silting capacity statistics of main braided reaches in Jiujiang-Datong Reach

特征水位	汉道淤积量 ¹⁾ ($\times 10^4\text{m}^3$)			
	1966—1996 年	占全河段比重 ²⁾ (%)	1996—1998 年	占全河段比重(%)
平均水位	14314	70.2	—4036	35.9
平滩水位	25988	62.8	—2740	28.0
洪水水位	33507	65.4	—2145	23.2

1) 汉道淤积量系指张家洲、东流、安庆和贵池四分汉河段淤积量之和;
2) 占全河段比重(%)系指汉道淤积量占九江至大通全河段总淤积量的比重。

3 河道河床的自动调整作用

3.1 河床自动调整作用的机理

一定的河床形态是挟沙水流与河床长期相互作用, 不断自动调整所形成的结果。所谓河床的自动调整作用就是河段在一定的流量下, 进出河段的沙量如果不等, 河流就要进行调整, 通过河床冲淤变化, 改变河床形态和边界物质组成来调整河道水流的挟沙能力, 以期使自河段下泄的沙量能够尽量和进入河段的沙量相等, 以使河段保持相对平衡^[2]。水流挟沙能力是自动调整的核心; 河床泥沙冲淤是调整的纽带; 水力及泥沙因子和河床组成的变化等是调整的手段及现象。

冲积河流自动调整的目的是使河流朝一定的趋向发展, 最终结果在于力求使来自上游的水沙量能通过河段下泄, 河流保持一定的相对平衡。当平衡系统中任何一个因素发生变化带来位移时, 其它因素也将发生变化产生位移, 这种其它因素的位移是

朝着能够吸收前一种位移所造成影响的方向发展。换句话说, 当河流某些因素发生变化而使河流失去平衡时, 河流的自动调整作用将使这些变化所带来的影响受到遏制, 而不是不断扩大, 从而使整个河流系统又逐步回到平衡。

冲积河流的自动调整作用不仅在于满足河流的平衡要求, 而且还使河流体系内部的能量沿程趋于按照一定规律进行分配, 并使调整后的各水力因子之间的调整量分配也保持一定的规律。

3.2 河床泥沙冲淤与河床的自动调整

河床泥沙冲淤是河床自动调整的纽带。河床泥沙冲淤的影响主要体现在对河段控制条件和河床断面水力因子以及河床泥沙组成级配等的改变上, 这些改变将使河床发生反馈, 产生自动调整作用。实测资料分析表明, 在床沙 0.098mm~0.178mm 级配变化范围内, 由于河床的粗化和细化, 在小流量时, 水流挟沙力可相差 20 多倍, 在大流量时, 挟沙力仍可差到 2 倍多; 河床形态趋于窄深, 水流挟沙力可增

大 1.5~3 倍。长江中下游河道普遍存在淤积细化和冲槽淤滩(洲)现象,河道高滩(洲)特大洪水年可淤高 1~3m,而深槽年内冲淤变幅可达 3~10 m,一些深槽冲刷坑年内冲淤变幅可达 10m 以上。如 1998 年大洪水期间,下荆江河段高水洲滩普遍淤高 1m 以上,而南京河段上元门深槽年内冲淤变幅可达 10m 以上。

在河道泥沙冲淤中,河道纵比降无疑是河流长期调整的一个重要因素。但就短时间来说,如果沿程的水流接近均匀流,河道纵比降要作出迅速的反映,则所涉及的冲淤量则十分巨大,一般不可能出现。长江中下游河道的泥沙冲淤一般多为非系统性冲刷或淤积,短期内比降的变化则受江湖洪水遭遇顶托的影响较大。河道泥沙冲淤对纵比降的影响,远不如短期内干支流以及江湖洪水相互顶托对河流纵比降的影响。

为研究长江中下游河道河床断面自动调整能力的调整速度(强度),我们对 1998-07-16~1998-

08-23 南京河段上元门断面实测水下局部河底地形变化过程进行了详细监测与分析。上元门断面局部河底河床(约 500m 宽,含河底深槽冲刷坑部分)其自动调整冲淤面积的速度十分惊人,如自 1998-07-31~1998-08-23 的 24d 时间,河床深槽部分的河底高程从-33.5m 回淤至-20.8m,其回淤幅度竟约达 13m,整个冲刷坑完全被充填(参见图 1),而且河床冲淤调整过流面积的速度十分迅速,如 1998-07-27~1998-07-31 的 4d 时间,局部河底部分实测冲刷扩充过流面积就达 965.7 m²,局部河底平均每天可冲刷扩充过流面积达 241m²;又如 1998-08-19~1998-08-23 的 4d 时间,局部河底实测回淤减少过流面积达 669.4m²,平均每天回淤减少过流面积达 167m²。由此可见河床断面在来水来沙过程的塑造下,其过流面积的自动调整速度是十分迅速的,调整强度也是较大的。因此河床断面过流面积的调整是河流自动调整作用中比较活跃和占有重要位置的因素。

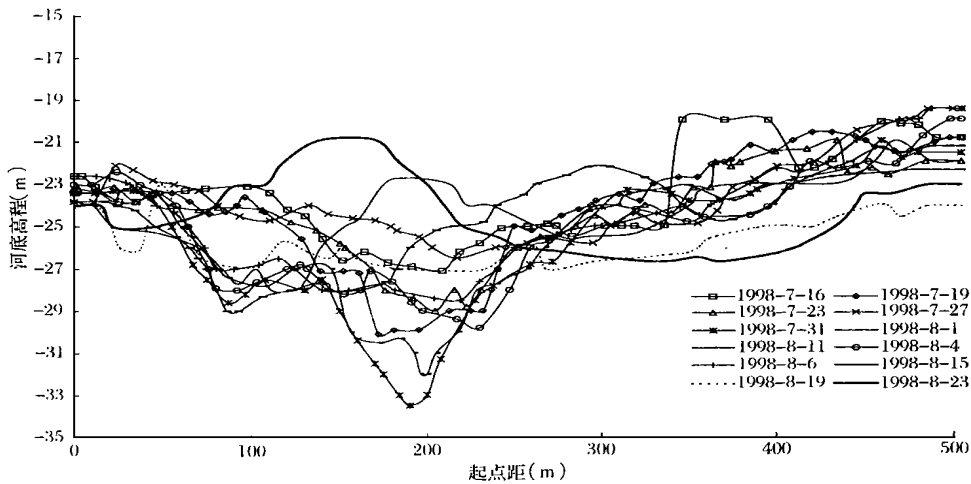


图 1 1998 年南京上元门断面局部河槽河底高程变化

Fig. 1 Variation of river bed elevation of sub-channel of Shangyuanmen cross-section in 1998

3.3 长江中下游河床自动调整的几个实例

长江中下游河床自动调整的实例资料相当丰富,这里仅选宜昌、武汉和南京等河段(分别代表长江中下游河道上、中、下的位置)的部分实测河道地形及断面资料进行简述证实。

3.3.1 当年淤积严重次年冲刷的调整

图 2 给出了宜昌河段胭脂坝尾与临江溪边滩年际间的冲淤变化图。由图可以看出,1998 年胭脂坝

尾与临江溪边滩均是大淤(胭脂坝尾 38m 高程线向下游淤积下延了近 220 余 m;临江溪边滩 35m 高程线向江中心展宽了近约 350 余 m),但 1999 年,胭脂坝尾与临江溪边滩均是大冲,胭脂坝尾 38m 高程线和临江溪边滩 35m 高程线均冲刷恢复到了原先常年的正常位置。宜昌河段的地形(断面)实测冲淤变化说明,长江河道冲积河床,其沿时间的自动调整能力是很强的。

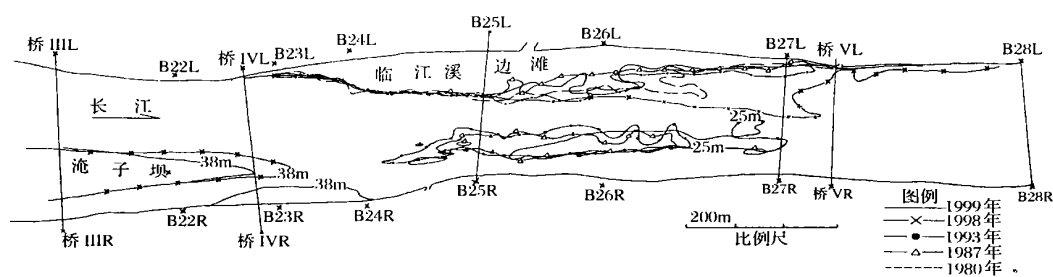


图 2 宜昌河段胭脂坝尾与临江溪边滩年际冲淤变化示意图
Fig. 2 Inter-annual variation of Yanzhiba and Linjiangxi in Yichang Reach

3.3.2 河床冲槽淤滩向窄深转化的调整

图 3 为武汉河段某横断面年际冲淤变化过程图。由图可以看出, 河床过流断面年际间冲淤互补, 河床冲右槽淤左滩, 河床由较宽浅向较窄深方向的调整特征还是比较明显的。

3.3.3 河床汛、枯期的冲淤调整

图 4 和图 5 分别给出了南京河段上元门断面年际汛、枯期的变化过程图。由图可以看出, 由于河床汛期水沙量及其变率都大大超过枯期, 故汛期河

床的冲淤调整幅度都大大强于枯期(冲积河流来水来沙塑造水下地形)。此外, 由图 4 还可以看出, 1976 年 9 月的汛期河床断面是比较宽浅的, 但至 90 年代, 由于河床冲深槽淤左滩, 河床断面已转成较为窄深。

上述河道实测地形和断面资料证明, 长江中下游河床的自动调整能力是较强的, 局部时段局部位置和局部河段的冲淤, 河道一般总会在一段时间内得到调整恢复(但少数高洲、滩因过流机会少例外)。

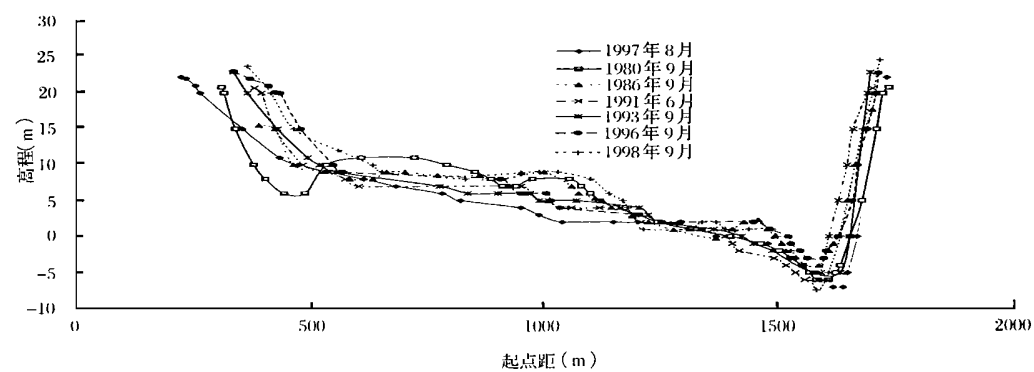


图 3 武汉河段典型断面年际变化过程图
Fig. 3 Inter-annual variation of typical section in Wuhan Reach

4 结语

1. 本文首次对长江中下游河道泥沙的冲淤进行了系统的计算与统计分析, 基本弄清了长江中下游河道泥沙的冲淤变化及其分布规律。1966 ~ 1998 年宜昌 ~ 大通枯水基本河槽累计冲刷 $2.72 \times 10^8 \text{ m}^3$; 平滩河槽累计淤积 $6.71 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。从泥沙冲淤整体分布来看, 河道基本呈冲槽淤滩、淤汉特征。具体各

河段的冲淤特征: 宜昌 ~ 城陵矶段河床冲刷下切明显; 城陵矶 ~ 九江段河床滩、槽均淤, 但以支汉和宽浅洲滩淤积为主; 九江 ~ 大通段河床冲槽淤滩、淤汉特征明显。

2. 长江中下游河道具有较强的河流自动调整能力。河流自动调整中, 水流挟沙力是调整的核心; 河床泥沙的冲淤是调整的纽带; 水力及泥沙因子和河床组成的变化是调整的手段和现象; 河床过水面

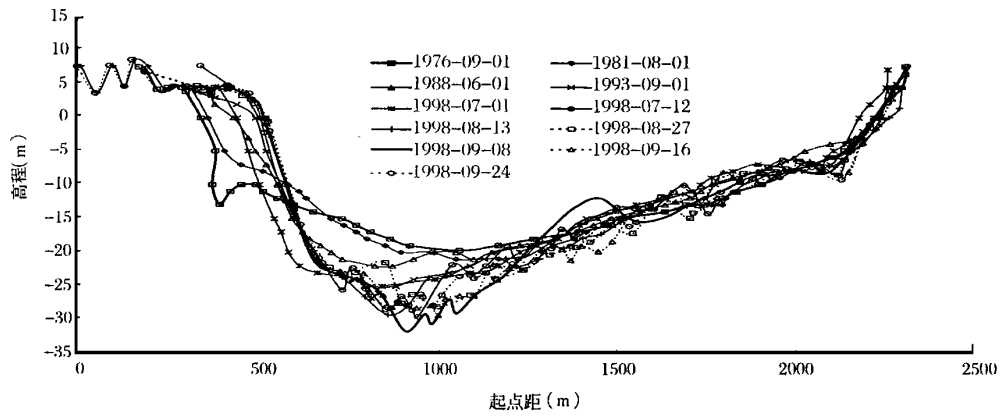


图 4 南京河段上元门横断面汛期年际变化过程图

Fig. 4 Inter-annual variation of ShangYuanMen section during flood season in NanJing Reach

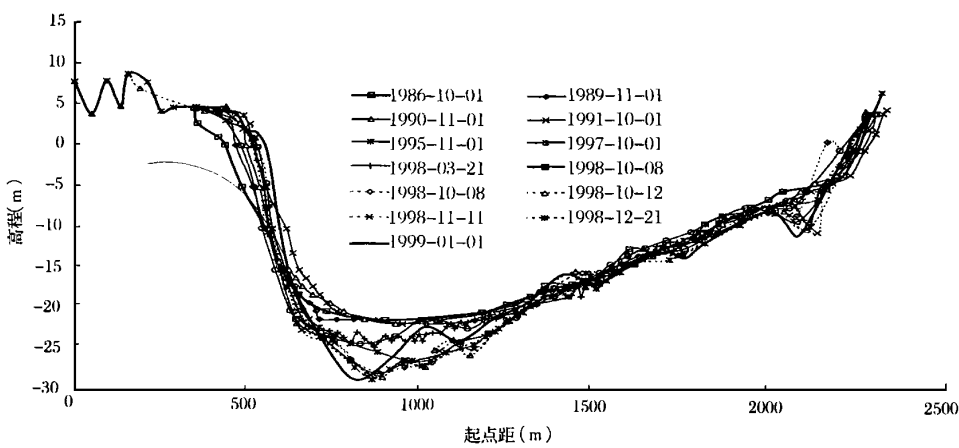


图 5 南京河段上元门横断面枯期年际变化过程图

Fig. 5 Inter-annual variation of Shangyuanmen section during low-water season in Nanjing Reach

积的调整是河流自动调整作用中比较活跃和占有重要位置的因素。长江中下游河道实测地形和断面资料分析结果证明, 长江中下游河床的自动调整能力较强, 局部时段、局部河段的冲淤, 河道一般总会在一段时间内得到调整恢复。

特别致谢: 长江水利委员会水文测验研究所、长江委荆江水文水资源勘测局、长江中游水文水资源

勘测局、长江下游水文水资源勘测局参加了河道冲淤计算工作, 特此致谢!

参考文献:

[1] (前苏联)N. B. 波波夫杨逸龙译, 河床的生命[M] . 北京: 科学技术出版社, 1957
[2] 钱宁, 张仁, 周志德. 河床演变学[M] . 北京: 科学出版社, 1989.
[3] 长江水利委员会水文局. 1998 年长江洪水及水文监测预报[R] . 北京: 中国水利水电出版社, 2000.

Analysis on Channel Scouring and Silting and Self-adjusting in Midstream and Downstream Reaches of Changjiang River

SHI Guo-yu, XU Quan-xi and CHEN Ze-fang

(*Hydrologic Bureau of Changjiang River Water Resources Commission, Wuhan 430010 China*)

Abstract: According to channel topographic and water-sediment data, using methods of cross-section survey and sediment balance, the changes and distribution law of channel scouring and silting in midstream and downstream reaches of Changjiang River are systematically studied in this paper. The results improve that main channel was scoured and flood plain and river branch were silted. And the strong capability of channel self-adjusting in Mid-and-Down stream reaches of Changjiang River is analyzed and proved.

Key words: channel scouring and silting channel self-adjusting midstream and downstream reaches in Changjiang River