

长江宜昌-武汉河段泥沙年冲淤量 对水沙变化的响应

许炯心

(中国科学院地理科学与资源研究所, 中国科学院陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101)

摘要: 运用泥沙收支平衡 (Sediment budget) 的概念确定长江中游宜昌 - 武汉河段的泥沙冲淤量, 并运用数理统计方法, 研究了泥沙冲淤过程对水沙变化的响应。研究表明, 所研究河段的输沙具有“多来多排”的特性, 在平均的意义上, 年输入沙量为年输出沙量的 1.1345 倍, 由此求得总净来沙中有 11.85% 淤积在河道中。河段出口输出沙量随时间而增大, 大致在 1980 年达到峰值, 然后再减小。1980 年以前河段出口输出沙量的增大, 与 3 口分沙减少 (等价于河段净来沙增多) 和下荆江人工裁弯 (使河道输沙能力增大, 因而可以将更多的泥沙输送到河段出口以下) 有关, 1980 年以后的减少, 则与宜昌站来沙量的显著减少有关。建立了 1980~1997 年间宜昌-汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站年来沙量之间的回归方程, 通过该方程估算出使宜昌-汉口河段不淤的宜昌站临界来沙量为 3 亿 t/a。为了定量评价宜昌站的来水量和来沙量以及 3 口分水比和分沙比、宜昌站洪峰流量的变化对于河段冲淤量的相对贡献, 我们以 1980~1997 年和 1955~1997 年两个时间系列的数据分别建立了多元回归方程。1980~1997 年间的方程表明, 宜昌站的来水量和来沙量以及 3 口分水比和分沙比、宜昌站洪峰流量的变化对宜昌-汉口河段年冲淤量的贡献率分别为 6.23%、31.56%、25.77%、32.71% 和 3.73%。

关键词: 河道泥沙淤积; 泥沙收支平衡; 水沙变化; 长江

1 引言

近 30 年来, 由于受到人类活动和气候变化的影响, 长江流域干支流的径流量和输沙量都发生了变化^[1-3]。三峡水库的修建和蓄水, 更会在很大程度上改变长江流域泥沙的时空分配状况, 进一步改变长江进入中下游的水沙条件。长江中下游是一条冲积河流, 除局部地点受到基岩山丘的影响外, 河道发育于自身堆积下来的冲积物之中。一旦输入河道的水沙条件发生变化, 河道便会通过泥沙的淤积与冲刷, 来调整自身的形态, 以适应于变化后的水沙条件。对于长江中游泥沙输移特性及河床演变, 前人已进行了大量研究, 如李义天等研究了泥沙输移对长江中游水位抬升及防洪的影响^[4, 5]以及泥沙淤积与洞庭湖调蓄量变化的关系^[6], 卢金友研究了荆江三口分流分沙变化的规律及其成因^[7], 熊治平探讨了上荆江河床演变的规律^[8]。然而, 对于水沙条件的改变所导致的长江河道冲淤过程的变化, 尚未进行过系统的研究。

侵蚀、输移和沉积是流域系统最基本的地貌过程^[9], 对于地貌过程上述 3 个环节的相互关系, 可以用泥沙收支平衡 (sediment budget) 的概念进行概括^[10, 11]。某一给定流域在某一特定时段中的产沙量, 等于各侵蚀源中侵蚀量的总和, 减去不同地貌部位上沉积泥沙量中沉积量的总和。泥沙输移可以分解成为两部分, 即坡面上的泥沙输移与沟道、河道

收稿日期: 2004-06-07; 修订日期: 2004-10-11

基金项目: 国家重点基础研究发展计划资助项目 (2003CB415202) [Foundation: National Basic Research Program of China, No.2003CB415202]

作者简介: 许炯心 (1948-), 男, 四川绵阳人, 研究员, 博士生导师, 中国地理学会会员, 长期从事河流地貌研究工作, 共发表论文 150 余篇。E-mail: xujx@igsnr.ac.cn

中的泥沙输移。着眼于河道的泥沙输移过程,可以建立以河道为单元的泥沙收支平衡,进而求得河道尺度上的泥沙冲淤量。我们运用这一概念研究了黄河下游的泥沙输移和冲淤过程,取得了一定的进展。本文将这一概念进一步运用于长江中游宜昌—武汉河段,以期阐明长江中游宜昌—武汉河段泥沙冲淤过程对水沙变化的响应。

2 河道概况

宜昌为长江中游与上游的分界点。宜昌以下,长江由山区进入长江中下游平原,河道也变为冲积性河床。宜昌—汉口河段按照河床地貌特性的不同,可以分为4个河段:①宜昌—枝城河段,为单一微弯河段,上段尚受到基岩山丘和阶地的限制,下端则发育于冲积平原之中。本河段中,河床组成由砾石变为沙质;②上荆江河段,为弯曲河段,但局部仍有江心洲发育;③下荆江河段,为蜿蜒性弯曲河段,自然裁弯频繁发生;④城陵矶—武汉河段,为稳定分汊河段,江心洲十分发育。

下荆江在历史上曾多次发生自然裁弯。1967年和1969年,分别在中洲子河段和下车湾河段实施了人工裁弯工程,1972年又发生了沙滩子自然裁弯,共缩短河长78 km,使下荆江的弯曲系数由3.0下降为2.0^[7]。人工裁弯和自然裁弯增大了局部河段的比降,因而使河道的挟沙能力增大,导致裁弯点以下的河道冲刷下切。裁弯点以下河床的下切降低,会引起逐渐向上游发展的溯源侵蚀,使得河床降低。冲刷产生的泥沙向下游搬运,并可能在下游河道中发生淤积。上述裁弯的发生,引起了河道的剧烈调整,会对河段的冲淤过程和泥沙收支平衡产生影响,对此将在后文中进行讨论。

宜昌站的水沙条件受长江上游流域因素的控制,该站的径流量和输沙量可以视为长江中下游河道的水沙输入条件。宜昌站所控制的流域面积为100.5万km²,按1950~1997年平均,宜昌站年悬移质输沙量为5.115亿t。如同世界上其他的河流一样,宜昌站和其他水文站均未进行推移质泥沙的测验。在荆江河段所进行的零星观测表明,推移质输沙量只占悬移质输沙量1%~2%。由于缺乏资料,我们在建立所研究河段的泥沙收支平衡时,依据的是悬沙资料。由于推移质泥沙只占极小的比例,不考虑推移质泥沙所导致的误差是可以忽略的。

3 研究方法与资料

由于受河道—湖泊耦合关系的影响,宜昌—汉口河段的泥沙收支平衡关系比较复杂。在长江荆江段与洞庭湖之间,历史上形成了复杂的分流河网系统,长江干流、网河和洞庭湖共同构成了一个复杂系统,即江湖耦合系统。这一系统对宜昌—汉口段的泥沙收支平衡有深远的影响。来自长江上游(以宜昌站为代表)的径流和泥沙的中一部分,经过若干分流河道分泄入洞庭湖。荆江两岸筑有高堤,河面高出地面数米至10 m。为了防洪的需要,大堤上保留有一系列的分水口,以分泄洪水,称为穴口。历史上分流口较多,1950年尚存在4个分流口,即松滋口、太平口、藕池口和调弦口。1959年在调弦口建闸,1970年调弦口封闭,仅余3口。这就是习称的“4口分流”或“3口分流”。洞庭湖水系的来水来沙,以及经4口或3口分泄入湖的水沙,经过洞庭湖的调蓄和沉积之后,再经由入江水道进入长江干流,其控制站为城陵矶站。

长江中游的主要支流汉江,在汉口汇入长江,其控制站为汉江仙桃站。由于汉江仙桃站的资料系列不完整,一般以汉江皇庄(碾盘山)站作为汉江的水沙控制站。长江汉口站为本河段的出口控制站,该站位于汉江汇口以下不远处,既可以控制该站以上的干流水沙量,又可以控制汉江汇入的水沙量。

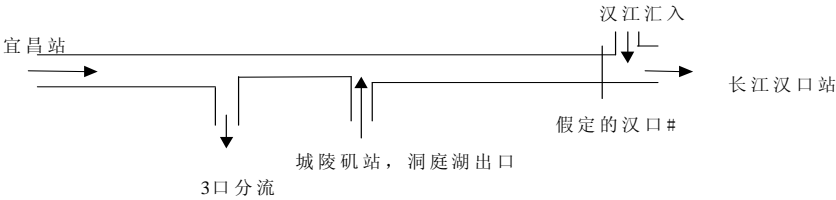


图 1 宜昌至汉口河段的输入、输出关系概化图

Fig. 1 A diagram showing input and output of the Yichang-Hankou reach of Yangtze River

枝城以上宜都处有支流清江入汇，清江多年平均年径流量为 $13.5\times10^9\text{ m}^3$ ，仅占宜昌站的 3.1%。沙市附近有支流沮漳河入汇，年径流量仅为 $2\times10^9\text{ m}^3$ 左右，对荆江的水量影响很小。清江和沮漳河的输沙量较小，分别占宜昌站的 1.7%、0.4%^[4]。由于缺少长系列资料，忽略了这两条支流的来水来沙量。

宜昌至汉口河段的输入、输出关系可以概化为图 1。

基于泥沙收支平衡的概念，可以确定宜昌—汉口河段的年冲淤量。可以写出：

$$\begin{aligned} \text{宜昌—汉口河段冲淤量 } (S_{dep,Y-H}) &= \sum \text{河段输入沙量} - \sum \text{河段输出沙量} \\ &= (Q_{s, \text{宜昌}} + Q_{s, \text{城陵矶}} + Q_{s, \text{皇庄}}) - (Q_{s, \text{三口分流}} + Q_{s, \text{长江汉口}}) \end{aligned} \tag{1}$$

由于汉江来沙汇入的地点接近于河段末端，刚刚输入后即马上输出，对整个河段的淤积几乎没有影响。考虑到这一点，为了使问题简化，我们设想在紧靠汉江汇口以上处，存在一个控制断面，设为“汉口 #”，该点可以作为宜昌—汉口河段的末端。引入汉口 # 以后，在考虑本河段的冲淤过程时，汉江的来沙即可以排除在外。在进行了上述处理以后，进行本河段泥沙输移比计算时会更为合理。

汉口 # 的输沙量为长江汉口站的输沙量减去汉江皇庄站的输沙量。引入控制点汉口 # 后，泥沙平衡方程可以简化为：

$$\begin{aligned} \text{宜昌—汉口 \# 河段冲淤量 } (S_{dep,Y-H\#}) &= \sum \text{河段输入沙量} - \sum \text{河段输出沙量} \\ &= (Q_{s, \text{宜昌}} + Q_{s, \text{城陵矶}}) - (Q_{s, \text{三口分流}} + Q_{s, \text{长江汉口 \#}}) \end{aligned} \tag{2}$$

应该指出，在这里我们将三口分流泥沙从输入泥沙扣除，而不作为输出泥沙的一项来处理，因为三口分流距河段出口尚很远，将三口分流泥沙视为输入沙量的减少量更为合理。按照上列 2 式可以计算出宜昌—汉口河段的历年泥沙冲淤量，公式中所涉及到的各个水文站的输沙资料均来自有关水文站。在确定了泥沙冲淤量之后，我们运用统计学方法，将它们与河段的水文泥沙特征值相联系，建立经验统计关系，以揭示长江中游宜昌—武汉河段泥沙冲淤过程对水沙变化的响应。

为了表征河段的水文泥沙特征，我们引入了以下指标：① 宜昌站的年径流量、年输沙量、年均含沙量；② 4 口 (3 口) 分流的年沙量、年水量、年均含沙量，以松滋河西支、松滋河东支、虎渡河、安乡河、藕池河 5 站的各年水量、沙量之和来表示年水量和年沙量，年沙量除以年水量即可得到年均含沙量；③ 3 口分沙比、分流比，分别按 3 口年分沙量和 3 口年分水量除以宜昌站的年沙量和年水量来计算；④ 洞庭湖入汇的年沙量、年水量和年均含沙量，以城陵矶站的有关特征值来代表。

4 泥沙收支平衡各分量和河段冲淤量的变化

如上文所述，宜昌—汉口 # 河段的泥沙收支平衡分量包括宜昌站输入沙量 ($Q_{s, \text{宜昌}}$)，3

口分流输出沙量 ($Q_{s,3}$ 三口分流), 洞庭湖城陵矶输入沙量 ($Q_{s,城陵矶}$) 和汉口 # 输出沙量 ($Q_{s,长江汉口#}$) (图 2)。

从图中可以看到, 宜昌站来沙量的时间变化可以分为两个阶段。从 1951 年到 1979 年, 尽管来沙量的年际波动较大, 但并没有趋势性的变化。然而, 从 1980 年到 1997 年, 呈现出明显的减小趋势。这一减少趋势与长江上游流域中水土保持措施的实施减少了侵蚀, 大量水库、塘坝的修建拦截了泥沙有密切的关系。这一时段的点子可以用下式来拟合:

$$Q_{s,宜昌} = -1918.8T + 4.0 \times 10^6 \quad (r^2 = 0.5889) \quad (3)$$

式中: T 为公元年份。

从图中还可以看到, 3 口分沙量随时间而减小的趋势十分明显, 可以用下式来拟合:

$$Q_{s,3 \text{ 口分流}} = -377.01T + 758114 \quad (r^2 = 0.6266) \quad (4)$$

上式的相关性极为显著。3 口分沙量的减少, 既与自然因素有关, 也与人为影响有着十分密切的关系。卢金友的研究表明^[7], 荆江 3 口分流分沙历年递减率多以下荆江裁弯期间最大, 3 口多数测站同流量下水位逐渐抬高。他认为, 自然影响因素中, 分流口门与干流的相对位置、口门附近干流河势变化、分流道的冲淤变化和江湖关系调整的影响是主要的; 在人为因素中, 下荆江裁弯加速了三口分流递减进程, 但其影响至 70 年代后期渐趋消失; 葛洲坝枢纽兴建对松滋口枯水期的分流有明显影响。下荆江人工裁弯后河床冲刷降低, 导致分流口附近的干流河床下降, 引起洪水时水位下降, 因而经分流口分泄的洪水量减少。为了证实这一点, 我们在图 3 中点绘了长江沙市站历年最低水位随时间的变化。年最低水位可以反映河床高程。可以看到, 1950~1967 年, 尽管年际间波动较大, 年最低水位不随时间而变化。然而, 从 1968 年开始, 年最低水位迅速降低, 接近 1980 年是才有稳定下来的趋势。1967~1969 年进行人工裁弯的年份, 可见人工裁弯导致了河床的冲刷, 使得河床高程下降。

3 口分沙减少, 意味着所研究河段的净输入沙量增大; 宜昌站自 1980 年以来输沙量的减少, 则使所研究河段的输入沙量减少。前一因素可能导致河道淤积量增大, 后一因

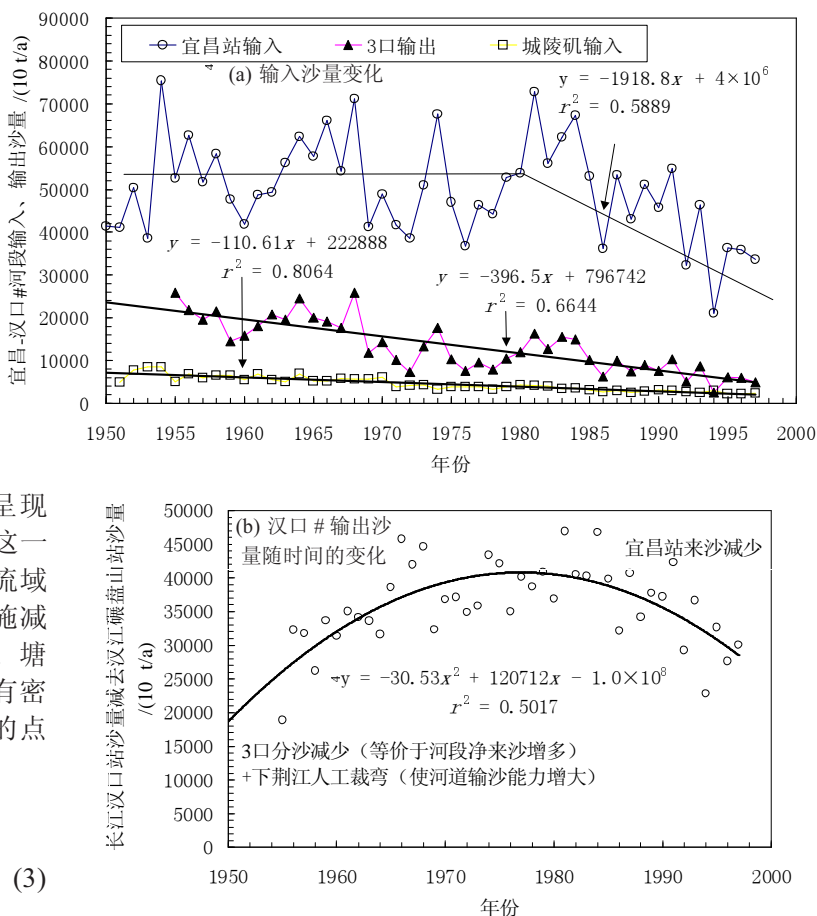


图 2 宜昌至汉口河段的泥沙收支平衡各分量随时间的变化
Fig. 2 Temporal variations in four components of the channel sediment budget of the Yichang-Hankou# reach

素可能导致河道淤积量减小。净效应则取决于二者的对比关系，即取决于上述两种变化抵消之后，河段的净来沙是增大还是减小。图 4a 点绘了宜昌站输沙量与 3 口分沙量之差即 $Q_{s, \text{宜昌}} - Q_{s, \text{三口分流}}$ 随时间的变化。可以看到，从 1955 ~ 1979 年，此值呈增大趋势，这显然是 3 口分沙量的减少所致；1980 ~ 1997 年此值呈减小趋势，说明 1980 ~ 1997 年间上游来沙量减少抵消了 3 口分沙量的减少对干流的增沙作用而有余，因而使 3 口以下的输沙量仍呈减小的趋势。

从图 2a 可以看到，城陵矶站所代表的洞庭湖入汇长江干流的沙量不大，仅为宜昌站输沙量的 8.2%。同时还可以看到，城陵矶站的年沙量呈现出显著的减少趋势，可以用下式来拟合：

$$Q_{s, \text{城陵矶}} = -110.61T + 222888$$

$(r^2 = 0.8064)$ (5)

所研究河段的总净来沙量可以表示为 $(Q_{s, \text{宜昌}} + Q_{s, \text{城陵矶}} - Q_{s, \text{三口分流}})$ ，其变化已点绘在图 4b 中，其变化趋势与图 4a 是相似的。河段出口即汉口 # 断面的输出沙量可表示为 $(Q_{s, \text{长江汉口}} - Q_{s, \text{汉江皇庄}})$ ，即长江汉口站的沙量减去汉江皇庄站的沙量 (图 2b)。河段出口沙量与总净来沙量的关系，表现出十分显著的正相关 (图 5)。若设定回归线通过原点，则得到如下的回归方程：

总净来沙量 = 1.1345 × 河段出口沙量

$(r^2 = 0.6434)$ (6)

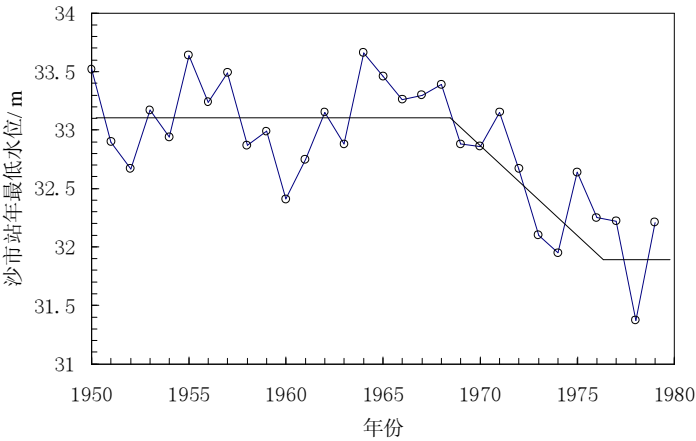


图 3 长江沙市站历年最低水位随时间的变化

Fig. 3 Yearly lowest water stage at Shashi station plotted against time

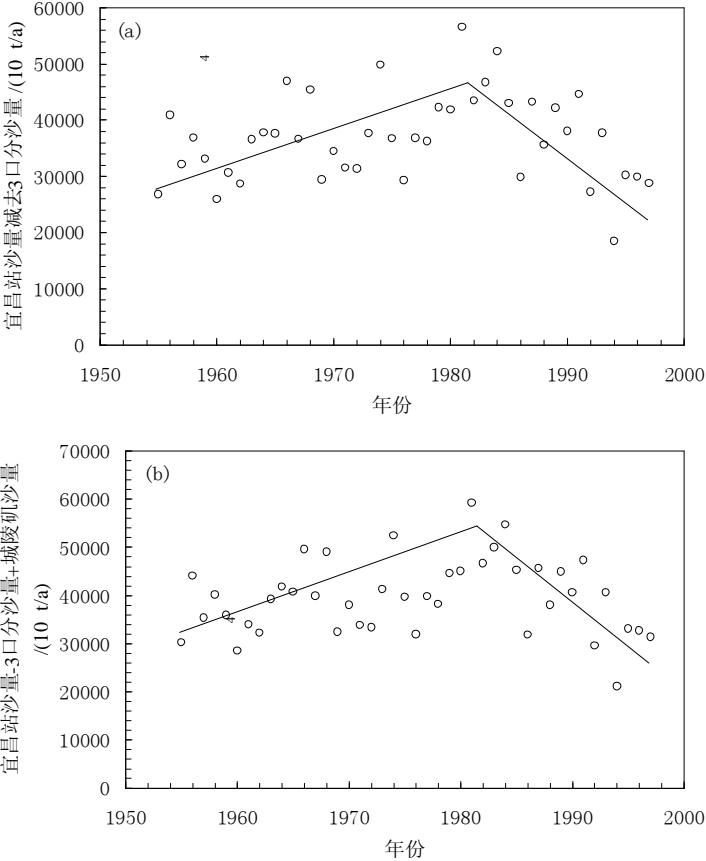


图 4 宜昌站输沙量与 3 口分沙量之差 (a) 和河段的总净来沙量 (b) 随时间的变化

Fig. 4 The temporal variations in the index $(Q_{s, \text{Yichang}} - Q_{s, \text{3outfalls}})$ (a) and the index $(Q_{s, \text{Yichang}} + Q_{s, \text{Chenglingji}} - Q_{s, \text{3outfalls}})$ (b)

上式表明, 所研究河段的输沙具有“多来多排”的功能, 在平均的意义上, 输入沙量为输出沙量的 1.1345 倍, 由此求得总净来沙中有 11.85% 淤积在河道中。

河段出口输出沙量随时间而增大, 大致在 1980 年达到峰值, 然后再减小, 呈抛物线形。这一变化可以拟合如下:

$$Q_{s, \text{汉口}} = -30.5T^2 + 120712T - 1.0 \times 10^8$$

$$(r^2 = 0.5017) \quad (7)$$

1955~1979 年间河段出口输出沙量的增大, 与 3 口分沙减少 (等价于河段净来沙增多) 和下荆江人工裁弯 (使河道输沙能力增大, 因而可以将更多的泥沙输送到河段出口以下) 有关, 1980 年以后的减少, 则与宜昌站来沙量的显著减少有关。

宜昌—汉口 # 河段历年的淤积量随时间的变化比较复杂 (图 6)。图 6 中分别给出了全部点子的回归线和 1980~1997 年间点子的回归线和回归方程。可以看到, 与全部点子相联系的相关系数

$r^2 = -0.3117$, 虽不高, 但经检验表明仍在 0.05 的水平上是显著的, 说明宜昌—汉口 # 河段的淤积量在总体上有减小的趋势。1980~1997 年间的点子呈极为显著的负相关关系, 这一时段内淤积量的减小趋势甚为显著, 显然与河段净来沙量特别是宜昌站来沙量的减少有密切的关系。值得注意的是, 1955~1979 年间的净来沙 (图 4b) 和宜昌站来沙量与 3 口分沙量之差 (图 4b) 的增大趋势并没有导致淤积量的增大, 这一时段内淤积量的变化图形较为复杂, 可能与下荆江人工裁弯后所导致的河床剧烈冲淤调整有一定的关系。

5 宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与水沙条件的关系

从宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站年来沙量和宜昌—汉口 # 河段净来沙量之间的关系可以看到 (图 7), 尽管都存在着正相关关系, 但点子较为分散。经计算, 相关系数的平方分别为 0.5425 和 0.3991, 均超过了显著性程度为 0.01 的临界值 0.1546。如上文中所指出的, 由于来沙条件和河道调整的差异, 可以分为 1955~1979 年和 1980~1997 年两个不同的时期。在图 7a 和图 7b 中以不同的符号区分不同时期的点子后可以看到, 前一

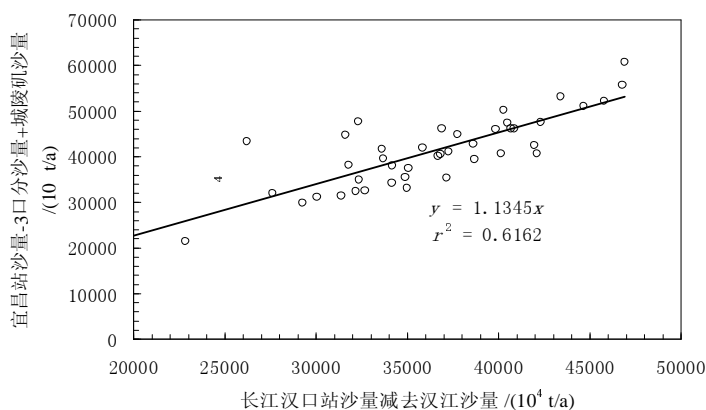


图 5 宜昌—汉口 # 河段出口沙量与总净来沙量的关系

Fig. 5 The relationship between the total net sediment input and the sediment output of the Yichang-Hankou# reach

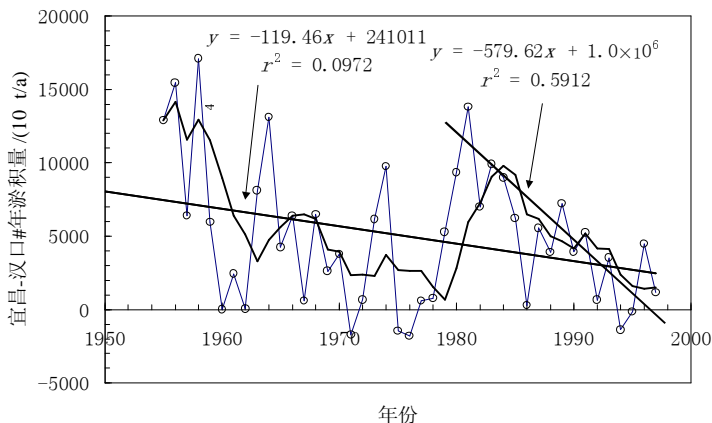


图 6 宜昌—汉口 # 河段历年的淤积量随时间的变化

Fig. 6 The temporal variation in annual sediment deposition in the Yichang-Hankou# reach

时期的点子均十分分散, 后一时期的点子则很集中, 后一时期相关系数的平方分别为 0.8716 和 0.8634, 是极为显著的。

1980~1997 年间宜昌—汉口 # 河段年冲淤量 $S_{dep,Y-H\#}$ (10^4 t/a) 与宜昌站年来沙量 $Q_{s, 宜昌}$ (10^4 t/a) 之间的回归方程如下:
 $S_{dep,Y-H} = 0.2815Q_{s, 宜昌} - 8382$
($r^2 = 0.8716$) (8)

令上式左端为 0, 解之可得 $Q_{s, 宜昌} = 29\,800$ 万 t/a ≈ 3 亿 t/a, 此即为使宜昌—汉口 # 河段不淤的宜昌站临界来沙量。应该指出, 河道冲淤量不仅与来沙量有关, 也与径流量有关。故上述临界含沙量是以径流量处于可比的水平为前提的。

图 7c 中点绘了宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站年来水量的关系, 并对 1955~1979 年和 1980~1997 年两个时段进行了区分。可以看到, 年冲淤量与年来水量之间存在着正相关关系, 但点子较为分散, 相关系数较之冲淤量—来沙量关系的相关系数要低得多, 说明来沙量对冲淤量的影响要大于来水量。从图中还看到, 1956 年、1958 年、1980 年 3 年的点子向上偏离较大。这 3 年的流量变幅 (以洪峰流量与年平均流量的比值为指标) 分别为 4.26、4.47 和 4.93, 远大于长系列流量变幅平均值 3.60。这说明, 洪水流量过程对冲淤有较大影响, 洪水漫滩后, 会强化滩地淤积, 使总淤积量增大。从所研究河段的年冲淤量与宜昌站年最大流量的关系 (图 8) 可以看到, 二者间呈较显著的正相关关

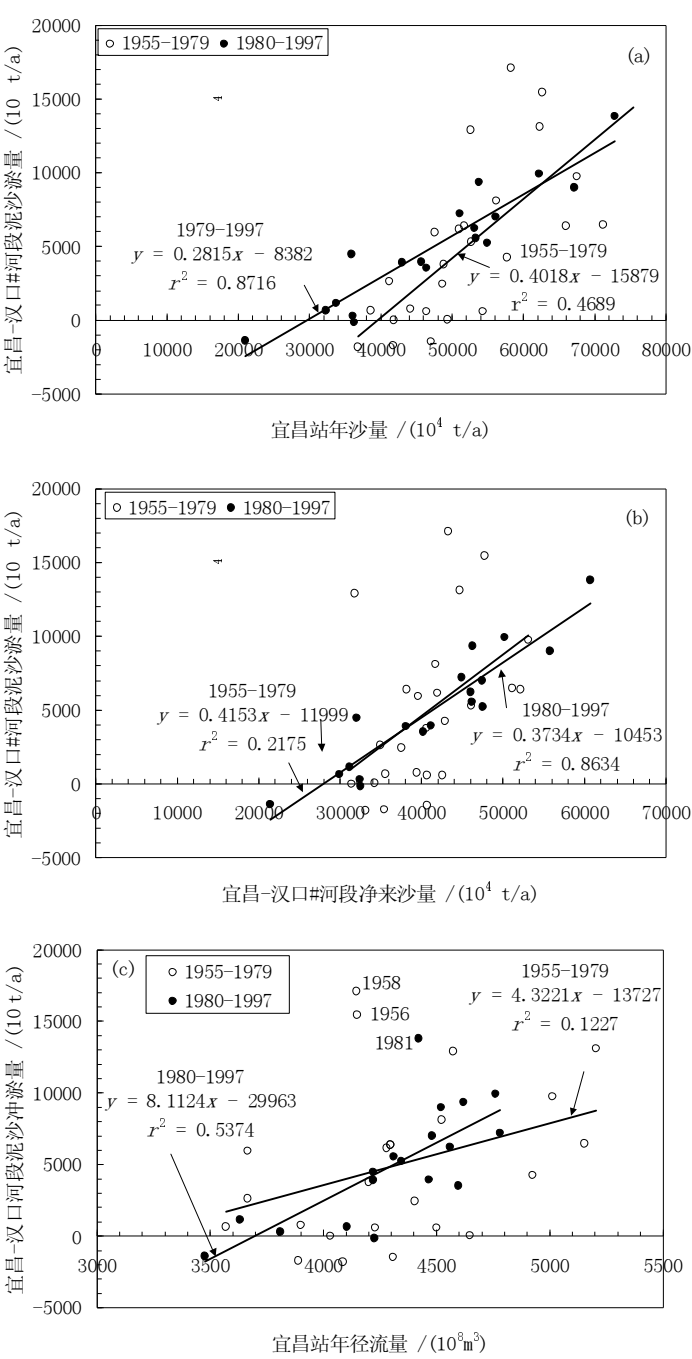


图 7 宜昌 - 汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站年来沙量 (a)、宜昌—汉口 # 河段净来沙量 (b) 以及宜昌站年来水量 (c) 之间的关系
Fig. 7 The annual amount of sediment deposition ($S_{dep,Y-H\#}$) in the Yichang-Hankou# reach plotted against the annual sediment load at Yichang station ($Q_{s, Yichang}$) (a), the net sediment input ($= (Q_{s, Yichang} - Q_{s, Xoutfalls} + Q_{s, Chenlingji)$) of the studied river reach (b) and the annual river flow at Yichang station ($Q_{w, Yichang}$) (c)

系, 相关系数的平方 $r^2 = 0.4354$ 。以不同的符号区分 1955~1979 年和 1980~1997 年两个不同时期的点子后可以看到, 前一时期的点子十分分散, 后一时期的点子则很集中, 相关系数的平方分别为 0.3647 和 0.6377。

6 多元回归分析

为揭示所研究河段冲淤量与来水来沙条件的关系, 我们采用了回归分析的方法。影响所研究河段冲淤量的主要因素是宜昌站的来水量 $Q_{w, \text{宜昌}}$ 、来沙量 $Q_{s, \text{宜昌}}$ 、年最大流量 $Q_{\max, \text{宜昌}}$ 以及 3 口分水比 $R_{w, \text{div}}$ 和分沙比 $R_{s, \text{div}}$ 。这里, 3 口分水比和分沙比分别定义为 3 口年分水量和年分沙量分别与宜昌站的年水量与年沙量之比值。此外, 还包括来自洞庭湖的水来量, 以位于洞庭湖入江水道的城陵矶站的年径流量 $Q_{w, \text{城陵矶}}$ 、年输沙量 $Q_{s, \text{城陵矶}}$ 为代表。由于受到 3 口分流分泄入洞庭湖的水沙的影响, 来自城陵矶站的水沙对宜昌—汉口 # 河段的冲淤量的影响较为复杂, 这种影响对于城陵矶以下河段的冲淤影响较大, 对于城陵矶以上河段 (例如螺山—汉口河段) 的影响较小。城陵矶水沙量对螺山—汉口河段冲淤的影响, 将另文研究。同时, 城陵矶站所代表的洞庭湖入汇长江干流的沙量仅为宜昌站输沙量的 8.2%。故回归分析中未包括城陵矶站的来水来沙量这两个因素。

如上文所示, 1980 年以前和以后, 所研究河段的冲淤有较大差异。我们按 1955~1997 年和 1980~1997 年两个系列的数据, 分别计算出了相关系数矩阵 (表 1、表 2)。

为了定量评价宜昌站的来水量 $Q_{w, \text{宜昌}}$ ($10^8 \text{ m}^3/\text{a}$) 和来沙量 $Q_{s, \text{宜昌}}$ (10^4 t/a) 以及 3 口分水比 $R_{w, \text{div}}$ 和分沙比 $R_{s, \text{div}}$ 的变化对于冲淤量 $S_{\text{dep}, Y-H}$ (10^4 t/a) 的相对贡献率, 我们以 1980~1997 年和 1955~1997 年两个时间系列的数据分别建立了多元回归方程。除了按实际数据建立多元回归方程以外, 还对数据进行了标准化, 然后建立常数项为 0 的多元回归

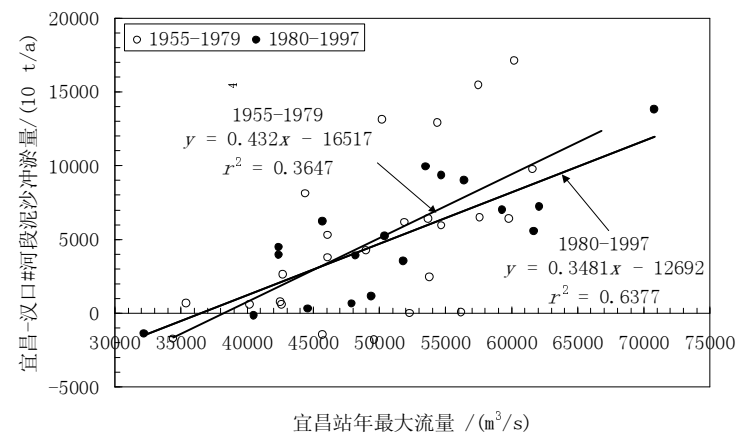


图 8 宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站年最大流量的关系
Fig. 8 The relationship between the annual amount of sediment deposition in Yichang-Hankou# reach and annual maximum water discharge at Yichang station

表 1 冲淤量 $S_{\text{dep}, Y-H}$ 与宜昌站的来水量 $Q_{w, \text{宜昌}}$ 、来沙量 $Q_{s, \text{宜昌}}$ 、年最大流量 $Q_{\max, \text{宜昌}}$ 以及 3 口分水比 $R_{w, \text{div}}$ 和分沙比 $R_{s, \text{div}}$ 之间的相关系数矩阵 (1955~1997)

Tab. 1 The correlation matrix among $S_{\text{dep}, Y-H}$ and $Q_{w, \text{Yichang}}$, $Q_{s, \text{Yichang}}$, $Q_{\max, \text{Yichang}}$, $R_{w, \text{div}}$ and $R_{s, \text{div}}$ (1955~1997)						
	$Q_{w, \text{宜昌}}$	$Q_{s, \text{宜昌}}$	$R_{w, \text{div}}$	$R_{s, \text{div}}$	$Q_{\max, \text{宜昌}}$	$S_{\text{dep}, Y-H}$
$Q_{w, \text{宜昌}}$	1.00	0.70	0.38	0.40	0.49	0.46
$Q_{s, \text{宜昌}}$	0.70	1.00	0.46	0.53	0.71	0.74
$R_{w, \text{div}}$	0.38	0.46	1.00	0.97	0.33	0.40
$R_{s, \text{div}}$	0.40	0.53	0.97	1.00	0.33	0.45
$Q_{\max, \text{宜昌}}$	0.49	0.71	0.33	0.33	1.00	0.66
$S_{\text{dep}, Y-H}$	0.46	0.74	0.40	0.45	0.66	1.00

表 2 冲淤量 $S_{\text{dep}, Y-H}$ 与宜昌站的来水量 $Q_{w, \text{宜昌}}$ 、来沙量 $Q_{s, \text{宜昌}}$ 、年最大流量 $Q_{\max, \text{宜昌}}$ 以及 3 口分水比 $R_{w, \text{div}}$ 和分沙比 $R_{s, \text{div}}$ 之间的相关系数矩阵 (1980~1997)

Tab. 2 The correlation matrix among $S_{\text{dep}, Y-H}$ and $Q_{w, \text{Yichang}}$, $Q_{s, \text{Yichang}}$, $Q_{\max, \text{Yichang}}$, $R_{w, \text{div}}$ and $R_{s, \text{div}}$ (1980~1997)						
	$Q_{w, \text{宜昌}}$	$Q_{s, \text{宜昌}}$	$R_{w, \text{div}}$	$R_{s, \text{div}}$	$Q_{\max, \text{宜昌}}$	$S_{\text{dep}, Y-H}$
$Q_{w, \text{宜昌}}$	1.00	0.76	0.75	0.82	0.57	0.73
$Q_{s, \text{宜昌}}$	0.76	1.00	0.89	0.86	0.81	0.93
$R_{w, \text{div}}$	0.75	0.89	1.00	0.97	0.68	0.86
$R_{s, \text{div}}$	0.82	0.86	0.97	1.00	0.66	0.86
$Q_{\max, \text{宜昌}}$	0.57	0.81	0.68	0.66	1.00	0.80
$S_{\text{dep}, Y-H}$	0.73	0.93	0.86	0.86	0.80	1.00

方程的方法，并依据各变量回归系数的大小来来进行判定其对因变量变化的贡献率。

以冲淤量 $S_{dep,Y-H}$ 作为因变量，以宜昌站的来水量 $Q_{w,宜昌}$ 、来沙量 $Q_{s,宜昌}$ 、年最大流量 $Q_{max,宜昌}$ 以及 3 口分水比 $R_{w,div}$ 和分沙比 $R_{s,div}$ 作为影响变量，运用 1980~1997 年的资料，经计算后得到如下方程：

$$S_{dep,Y-H} = -4341.67 - 1.8462Q_{w,宜昌} + 0.2548Q_{s,宜昌} - 86499R_{s,div} + 119891R_{w,div} + 0.04350Q_{max,宜昌} \tag{9}$$

上式的数据组数 $N = 18$ ，复相关系数 $R = 0.952$ ， F -检验结果 $F = 22.97$ ，显著性概率 $p = 9.25 \times 10^{-6}$ 剩余标准差 $SE = 1473$ 。上式表明，宜昌站来沙量越多，宜昌—汉口 # 河段年淤积量越大；宜昌站来水量越少，宜昌—汉口 # 河段年淤积量越大；3 口分沙比越小，宜昌—汉口 # 河段年淤积量越大；3 口分水比越大，宜昌—汉口 # 河段年淤积量越大；宜昌站洪水流量越大，宜昌—汉口 # 河段年淤积量越大。运用上式，可以粗略估算所研究河段年淤积量对水沙变化作出的响应。

由于上式中各变量的数量级相差很大，不能直接根据回归系数的大小来判定各变量贡献的大小。为此，我们对数据进行了标准化，使之变化在 0~1 之间，然后重新进行计算，建立常数项为 0 的回归方程如下：

$$S_{dep,Y-H} = -0.1668 Q_{w,宜昌} + 0.8451Q_{s,宜昌} - 0.6900R_{s,div} + 0.8759R_{w,div} + 0.09978Q_{max,宜昌} \tag{10}$$

上式中各变量系数绝对值的大小反映该变量对因变量贡献率的大小。由此可以求得，当 5 个变量的总贡献率为 100% 时， $Q_{w,宜昌}$ 、 $Q_{s,宜昌}$ 、 $R_{s,div}$ 、 $R_{w,div}$ 、 $Q_{max,宜昌}$ 的贡献率分别为 6.23%，31.56%，25.77%，32.71%，3.73%。

运用 1955~1997 年的资料，经计算后得到如下方程：

$$S_{dep,Y-H} = -11966.1 - 1.1778Q_{w,宜昌} + 0.2256Q_{s,宜昌} - 9983R_{s,div} + 20271R_{w,div} + 0.1772Q_{max,宜昌} \tag{11}$$

上式的数据组数 $N = 43$ ，复相关系数 $R = 0.772$ ， F -检验结果 $F = 10.91$ ，显著性概率 $p = 1.68 \times 10^{-6}$ 剩余标准差 $SE = 3258$ 。

对数据进行标准化之后重新建立的常数项为 0 的回归方程如下：

$$S_{dep,Y-H} = -0.09948Q_{w,宜昌} + 0.5255Q_{s,宜昌} - 0.1845R_{s,div} + 0.2907R_{w,div} + 0.3010Q_{max,宜昌} \tag{12}$$

上式中各变量系数绝对值的大小反映该变量对因变量贡献率的大小。由此可以求得，当 5 个变量的总贡献率为 100% 时， $Q_{w,宜昌}$ 、 $Q_{s,宜昌}$ 、 $R_{s,div}$ 、 $R_{w,div}$ 、 $Q_{max,宜昌}$ 的贡献率分别为 7.10%，37.42%，13.16%，20.75%，21.55%。与按 1980~1997 年间的资料建立的回方程相比，各变量的贡献率有一定的差异。

7 长江上游来沙量与 3 口分沙量变化对宜昌汉口河段冲淤量影响

为了进一步研究长江上游来沙量与 3 口分沙对所研究河段冲淤量的影响，我们对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与河段输入沙量 (表示为宜昌站来沙量、3 口分沙量和宜昌站来沙量减去 3 口分沙量) 的时间过程进行了比较 (图 9)。从图 9a 中可以看到，宜昌站年来沙量与宜昌—汉口 # 河段年冲淤量有着较好的同步变化关系，图中所给出的 5 年滑动平均线的同步关系更为明显。由于 3 口分沙减少了泥沙净输入，可视为负值输入，故可将其作为负值。从图 9b 中可以看到，宜昌站年来沙量与 3 口输入沙量 (以负值计) 有着较好的镜像变化关系，即二者的变化相位相反，5 年滑动平均线所表现的镜像关系更为明显。

图 9c 中宜昌站年来沙量减去 3 口分沙量与宜昌—汉口 # 河段年冲淤量具有同步关系，1970 年以后很明显，1970 年以前则不是十分明显。特别是在 1955~1960 年间，冲淤量的 5 年滑动平均线要大大低于宜昌站年来沙量减去 3 口分沙量的 5 年滑动平均线。这说明，在总体上，宜昌站年来沙量对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量的控制作用，要强于 3 口分沙的控制作用。表 1 显示，冲淤量与宜昌站来沙量和 3 口分沙量的相关系数分别为

0.74 和 0.40, 也说明了这一点。

为了进一步论证宜昌站来沙量和 3 口分沙量对冲淤量的影响, 我们分别就两个时间系列 (1955~1997 年, 1980~1997 年) 建立了宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站来沙量和 3 口分沙量之间的二元回归方程, 并按实际数据和换算到 0, 1 之间的标准化数据分别进行了计算。计算时将 3 口分沙视为负输入, 以负值表示。所获结果已列入表 3 中。从表中可以看到, 对于 1955~1997 年间, 宜昌站来沙量和 3 口分沙量变化对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量变化的贡献率分别为 79.90% 和 20.10%; 对于 1980~1997 年间, 宜昌站来沙量和 3 口分沙量变化对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量变化的贡献率分别为 51.43% 和 48.54%。两个时段有显著差异, 在 1980~1997 年间, 3 口分沙量变化对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量变化的贡献率大大增高了。这可能是由于 1980 年前下荆江裁弯所导致的河道剧烈调整尚在进行, 3 口分沙的影响与上述过程中的冲淤变化相叠加并可能部分抵消, 使得 3 口分沙对干流河段冲淤的净贡献率降低。下荆江人工裁弯后所导致的河床剧烈冲淤调整到 1980 年前已经接近完成, 故 3 口分沙对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量变化的净贡献率增高了。

8 结 论

运用泥沙收支平衡 (Sediment budget) 的概念确定长江中游宜昌—武汉河段的泥沙冲淤量, 并运用数理统计方法, 研究了泥沙冲淤过程对水

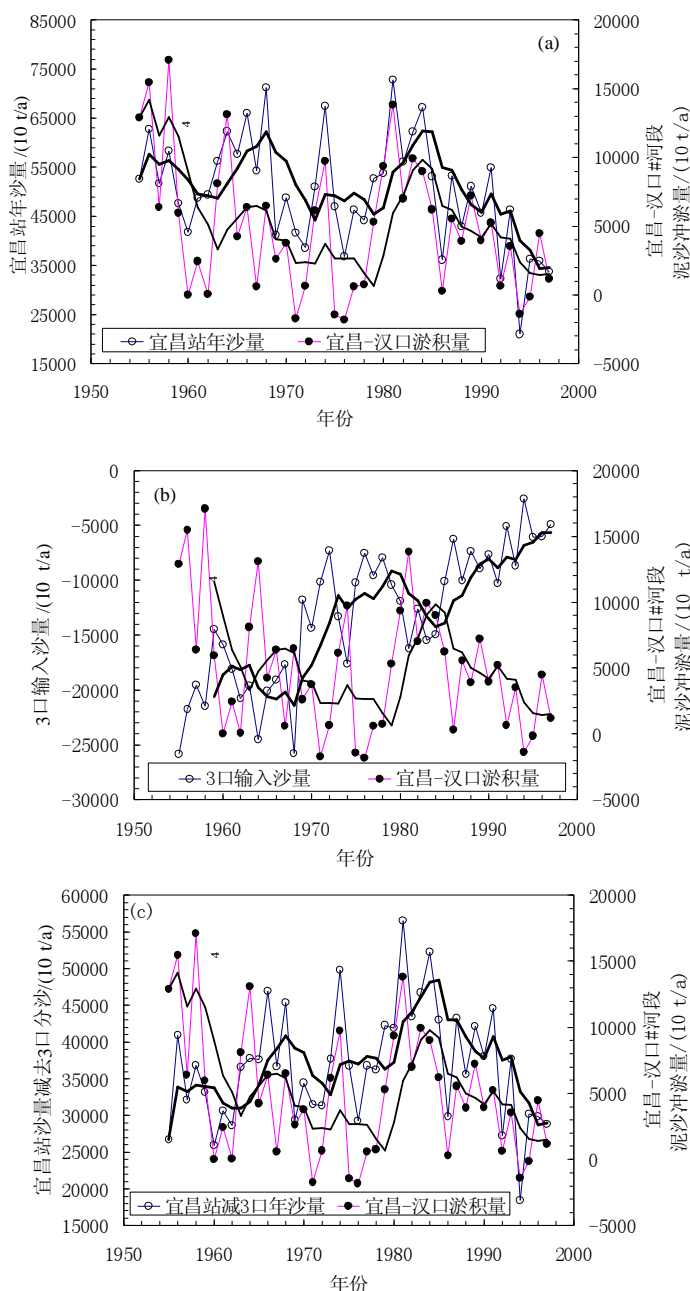


图 9 宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站来沙量 (a)、宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与 3 口分沙量 (b) 和宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站来沙量减去 3 口分沙量 (c) 的时间过程的比较

Fig. 9 Comparison of the temporal variations in the annual sediment deposition amount of the studied river reach and the suspended load at Yichang station (a), in $S_{dep, Y-H}$ and the sediment outflow through the "three outfalls" put variables including the suspended load at Yichang, the sediment outflow through distributaries, and in $S_{dep, Yichang}$ and the index (c)

表 3 宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站来沙量和 3 口“输入”沙量之间的回归方程

Tab. 3 The correlation matrix among $S_{dep,Y-H\#}$ and $Q_{w,Yichang}$ $Q_{s,Yichang}$ $Q_{max,Yichang}$

$R_{w,dw}$ and $R_{s,dw}$					
名称	回归方程	样本数	复相关系数	F 值	剩余标准差
1955-1997	$S_{de Y-H\#} = 10008 + 0.2668Q_{w宜昌} - 0.1228Q_{3口输入}$ 标准化后: $S_{de Y-H\#} = 0.6201Q_{w宜昌} - 0.1560Q_{3口输入}$	43	0.744	24.773	3294
1980-1997	$S_{de Y-H\#} = -6324 + 0.1465Q_{w宜昌} - 0.4744Q_{3口输入}$ 标准化后: $S_{de Y-H\#} = 0.4859Q_{w宜昌} - 0.4590Q_{3口输入}$	43	0.939	55.961	1472

名称	$Q_{w宜昌}$ 贡献率%	$Q_{3口输入}$ 贡献率%
1955-1997	79.90	20.10
1980-1997	51.43	48.57

沙变化的响应。研究表明，所研究河段的输沙具有“多来多排”的特性，在平均的意义上，年输入沙量为年输出沙量的 1.1345 倍，由此求得总净来沙中有 11.85%淤积在河道中。河段出口输出沙量随时间而增大，大致在 1980 年达到峰值，然后再减小。1980 年以前河段出口输出沙量的增大，与 3 口分沙减少（等价于河段净来沙增多）和下荆江人工裁弯（使河道输沙能力增大，因而可以将更多的泥沙输送到河段出口以下）有关，1980 年以后的减少，则与宜昌站来沙量的显著减少有关。建立了 1980~1997 年间宜昌—汉口 # 河段年冲淤量与宜昌站年来沙量之间的回归方程，通过该方程估算出使宜昌—汉口河段不淤的宜昌站临界来沙量为 3 亿 t/a。

为了定量评价宜昌站的来水量和来沙量以及 3 口分水比和分沙比、宜昌站洪峰流量的变化对于河段冲淤量的相对贡献，我们以 1980~1997 年和 1955~1997 年两个时间系列的数据分别建立了多元回归方程。1980~1997 年间的方程表明，宜昌站的来水量和来沙量以及 3 口分水比和分沙比、宜昌站洪峰流量的变化对宜昌—汉口河段年冲淤量的贡献率分别为 6.23%，31.56%，25.77%，32.71%，3.73%。

对于宜昌站来沙量和 3 口分沙量对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量的贡献率进行了比较。对于 1955~1997 年系列，宜昌站来沙量和 3 口分沙量对宜昌—汉口 # 河段年冲淤量的贡献率分别为 79.90%和 20.10%；对于 1980~1997 年系列，宜昌站来沙量和 3 口分沙量的贡献率分别为 51.43%和 48.54%，显示出较大差异。

本文是在宏观的尺度上，分析了宜昌—汉口 # 河段年冲淤量的变化。实际上，此河段的 4 个子河段即宜昌—枝城、上荆江、下荆江、城陵矶—汉口河段，其冲淤变化并不同步，不同位置上的冲淤变化可能会互相抵消，本文结果只是全河段的净冲淤量。

参考文献 (References)

[1] Zhang Xinbao, Wen Anbang. Variation of sediment in upper stream of Yangtze River and its tributaries. Journal of Hydraulic Engineering, 2002, (4): 56-59. [张信宝, 文安邦. 长江上游干流和支流河流泥沙近期变化及其原因. 水利学报, 2002, (4): 56-59.]

[2] Fu Renshou, Yu Zhiying. Variation of runoff and sediment load in the Yangtze River. Journal of Hydraulic Engineering, 2003, (1): 21-29. [府仁寿, 虞志英. 长江水沙变化发展趋势. 水利学报, 2003, (1): 21-29.]

[3] Xu Jiongxin. Variation of water and sediment in upper stream of Yangtze River in relation with forest construction. Journal of Hydraulic Engineering, 2000, (1): 56-59. [许炯心. 长江上中游的水沙变化及其与森林破坏的关系. 水利学报, 2000, (1): 72-80.]

[4] Li Yitian, Ni Jinren. Influence of sediment transport on water level elevation in the middle reach of Yangtze River. Journal of Applied Basic Sciences and Engineering, 1998, 6(3): 5-11. [李义天, 倪晋仁. 泥沙输移对长江中游水位抬升的影响. 应用基础与工程科学学报, 1998, 6(3): 5-11.]

[5] Li Yitian. A study of sediment transport and flood control in the middle reach of Yangtze River. Journal of Sediment Research, 2000, (3): 12-20. [李义天. 长江中游泥沙输移规律及对防洪影响研究. 泥沙研究, 2000, (3): 12-20.]

[6] Li Yitian. Sediment deposition and variation of flood storage in the Dongtinghu Lake. Journal of Hydraulic Engineering,

- 2000, (12): 48-52. [李义天. 泥沙淤积与洞庭湖调蓄量变化. 水利学报, 2000, (12): 48-52]
- [7] Lu Jinyou. Laws of runoff and sediment diverted from three outfalls on the Jingjiang reach of the Yangtze River. *Journal of Sediment Research*, 1996, (4): 54-61. [卢金友. 荆江三口分流分沙变化规律研究. 泥沙研究, 1996, (4): 54-61.]
- [8] Xiong Zhiping. A study of channel changes in the upper Jingjiang River. *Journal of Sediment Research*, 1996, (2): 39-44. [熊治平. 上荆江河床演变规律探讨. 泥沙研究, 1996, (2): 39-44.]
- [9] Schumm S A. *The Fluvial System*. New York: John Wiley and Sons, 1977. 1-338.
- [10] Dietrich W E, Dunne T. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 1978, 29: 191-205.
- [11] Trimble S W. Changes in sediment storage in Coon Creek Basin, Driftless Area, Wisconsin, 1853-1975. *Science*, 1981, 214: 181-183.
- [12] Xu Jiongxin. A study of sediment delivery by floods in the lower Yellow River, China. *Hydrological Sciences Journal*, 2003, 48(4): 553-566.
- [13] Xu Jiongxin. Relation between the erosion and sedimentation zones in the Yellow River, China. *Geomorphology*, 2002, 48(4): 365-382.

Response of Channel Sediment Budget to Flow and Sediment Inputs: An Example of the Yichang-Wuhan Reach, Yangtze River

XU Jiongxin

(*Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China*)

Abstract: The sediment deposition amount of the Yichang-Wuhan reach in the middle Yangtze River has been determined using the concept of sediment budget at channel-reach scale, based on which the fill-scour process of the middle Yangtze River in the period from 1956-1998 in response to the variation in sediment load and flow inputs has been studied. The results show that the studied river reach has a function of "more input, more output", and on average, 11.85% of the net input sediment was deposited in the studied river reach. Since 1956, the output sediment load of the studied reach had increased with time to 1980, followed by a decline. The increase before 1980 can be related with the decrease in the sediment load diverted through the three distributaries from the Yangtze main stream to the Dongtinghu Lake which is equivalent to the increase in the net sediment input, and with the man-made bend neck-cutoff, which increased the sediment-carrying ability of the river and thereby the river could transport more sediment to the outlet of the studied river reach. The decrease in the sediment load output after 1980 was directly related to the decrease in sediment load at Yichang station. A regression equation with data covering annual sediment amount of deposition in the Yichang-Hankou river reach and annual suspended load at Yichang station has been established, by which the critical suspended sediment load at Yichang station of 3×10^8 t/a was determined, and at which the Yichang-Hankou river reach might be in a non-fill, non-scour state.

Key words: sediment deposition; sediment budget; flow and sediment load; Yangtze River