

1960~1990年间渭河下游河段滩槽 冲淤动态与机理研究

邵文伟^{1,2}, 师长兴¹, 范小黎^{1,2}, 周园园^{1,2}

(1.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;

2.中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 利用河道断面测量数据计算了1960~1990年渭河下游河槽和滩地冲淤量及其分布的时空变化, 分析了变化发生的原因。结果表明: 1960~1990年间共淤积泥沙 $8.88 \times 10^8 \text{ m}^3$, 且泥沙主要分布在渭淤11断面(WY11)以下河段。滩地淤积量是河槽的1.83倍, 滩地冲淤过程以1968年和1982年为转折点分为3个阶段, 依次经历了快速淤积、缓慢淤积和侵蚀3个过程。其中淤积以滩面垂向加积为主, 侵蚀主要表现为河岸侵蚀后退或坍塌。河槽以1969年为转折点分为快速淤积和轻微淤积(冲刷淤积交替)两个阶段。年内滩地和河槽在汛期整体上淤积, 非汛期滩地侵蚀(主要以河道侧向侵蚀形式), 而河槽表现为微淤, 滩地在汛期堆积和非汛期侵蚀的倾向较河槽明显。三门峡水库在蓄水拦沙(1960年9月~1962年3月)和滞洪排沙(1962年3月~1973年10月)阶段, 泥沙淤积上延到渭淤17(WY17)和渭淤27断面(WY27)间河段; 实行蓄清排浑(1973年11月~1990年)后溯源淤积大为减弱, 淤积未再上延, 河道冲淤趋向于平衡。潼关高程是影响河槽和滩地泥沙淤积和释放的主要原因之一。此外, 滩地的冲淤量与当年汛期来沙量相关性最高, 而河槽冲淤量与当年汛期径流量相关性最高。

关键词: 渭河下游; 冲淤动态; 河漫滩; 河槽; 潼关高程

中图分类号: P931.1

文献标识码: A

文章编号: 1000-0690(2013)10-1268-09

一般河流下游河道相对宽浅, 比降较小, 是泥沙堆积相对明显的区域, 即泥沙汇。这一泥沙汇接受流域上游来沙堆积, 不仅调整其地貌特征^[1,2], 而且泥沙颗粒还可能吸附了有害物质等^[3], 造成环境的显著变化, 甚至产生巨大灾难。进入20世纪以来, 由于受人类活动, 如修筑水库, 疏通航道, 农业灌溉, 土地利用变化以及气候变化的影响, 下游河道的泥沙输移系统受干扰程度加剧, 河道泥沙冲淤动态趋于复杂。认识这种复杂性^[4], 对于人类适应和控制环境变化显得十分重要, 也是许多学科需要研究的重大问题。

近50 a来, 渭河下游的泥沙淤积十分严重, 对渭河下游的生态安全产生了重要影响。因此, 许多学者开展了关于渭河下游河段的冲淤过程的研究。主要集中在以下几方面: 一是探讨潼关高程对渭河下游泥沙冲淤的影响^[5,6]。二是水库的修建

和历次改建与渭河下游河道的冲淤关系^[7]。三是水沙条件变化对渭河下游河道泥沙冲淤的影响^[8]。但迄今为止, 大多数研究都着眼于整个河道的冲淤, 缺少对河漫滩和河槽各自的冲淤特征认识, 对滩地和河槽冲淤规律的时空变化认识不够。

本文基于黄河流域三门峡水库区水文实验资料, 将河道划分成河槽和滩地, 采用了相邻测次断面体积差法计算泥沙的淤积量, 研究不同时间和空间尺度上河槽和滩地的冲淤过程及其机理。

1 研究区概况

渭河是黄河的最大支流, 发源于甘肃省鸟鼠山, 自西向东流经甘肃、陕西两省, 于潼关进入黄河, 全长818 km, 流域面积134 767 km² (图1)。渭河下游咸阳以下全长208 km, 可分为3类河型^[9]: 咸阳铁桥(渭淤37断面, WY37)至耿镇桥段(渭淤

收稿日期: 2012-11-5; 修订日期: 2013-01-30

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(40971012)及国家重点基础研究发展计划项目(2011CB403305)资助。

作者简介: 邵文伟(1985-), 浙江金华人, 博士研究生, 主要从事河流地貌与河道演变研究。E-mail: shaoww.11b@igsnrr.ac.cn

通讯作者: 师长兴, 研究员。E-mail: shicx@igsnrr.ac.cn

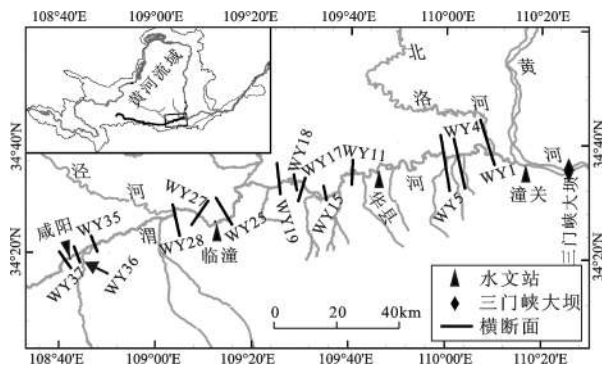


图1 渭河下游位置

Fig.1 Location of the lower reaches of the Weihe River

28断面, WY28)全长37 km,属游荡型或分汉型河段;耿镇桥至赤水河(渭淤14断面, WY14)全长63 km,属游荡型向弯曲型过渡河段;赤水河以下全长108 km,属于弯曲型河段。

渭河下游水量主要来自咸阳以上,沙量主要来自于泾河。据华县水文站资料统计,渭河年平均径流量 $87.7 \times 10^8 \text{ m}^3$,年平均输沙量 $4.12 \times 10^8 \text{ t}$ 。汛期径流量约占全年径流量的58.9%,汛期输沙量约占全年输沙量的90.0%^[10]。

渭河下游地处汾渭地堑,在地质历史时期就处于不断的沉降和淤积中^[11]。其第四纪沉积物厚度为1 200 m,平均沉积速率为0.465 mm/a。据1954~1978年地形资料测定,渭河下游华阴和华县两地的平均下沉速率为3 mm/a和2.05 mm/a^[12]。

近50 a来,水库修建,水土保持措施以及引水灌溉等人类活动的加强改变了渭河下游自然状态下的冲淤规律^[13]。渭河流域自20世纪50年代初就开展了水土保持工作,但治理程度较低。进入70年代以来,开始实施大规模水利水保措施,至2000年已经建成大、中及小型水库302座,总库容 $27.3 \times 10^8 \text{ m}^3$;蓄、引及提水工程有效灌溉面积达到 $121 \times 10^4 \text{ hm}^2$ ^[14]。对渭河下游影响最大的是三门峡水库。三门峡水库自1960年建成投入使用,1960年9月至1962年3月为蓄水拦沙阶段。1962年3月至1973年10月为滞洪排沙阶段。1973年11月开始实行蓄清排浑,非汛期蓄水发电,汛期泄洪排沙。

2 数据与方法

利用1960~1990年渭河下游主要水文站(图1)的水沙数据和实测大断面资料。1960年以来渭河下游开展了河道地形测量,自渭河入黄河口到咸

阳相继布设大断面37个(图1),平均间距5 778 m,并由河口向上依次命名为渭淤1断面(WY1),渭淤2断面(WY2)直至渭淤37断面(WY37)。大断面涵盖了河漫滩以及河槽。断面每年至少在汛前(5、6月份)和汛后(9、10月份)各测量1次,本处仅选择年内的汛前和汛后共2个测次做分析。

滩槽点(滩地和河槽的分界点)的定义和划分。本处定义河槽为河道的深槽和嫩滩;滩地为二级滩地及以上平坦区域^[15]。滩槽点可根据滩槽地貌差异人为划定。由于渭河下游在这31 a中河槽摆动幅度较大,滩槽分界点多变,若固定滩槽点,除缺失地貌学意义外,必与实际河槽和滩地上的冲淤出入较大,故采取分时段划分滩槽点的方法。对某一时间间隔内滩槽位置偏移不大的断面归为一类,做统一滩槽点处理,这样一个断面在31 a中会产生几个滩槽点。断面间距统一采用两断面间几何中心线间的长度。

采取梯形法计算相邻测次间断面的体积差来获得冲淤量^[16],公式如下:

$$V_i = \frac{S_{1i} + S_{2i}}{2} L, \quad i = 1, 2, 3, \dots \quad (1)$$

$$\Delta V = V_{i+1} - V_i, \quad i = 1, 2, 3, \dots \quad (2)$$

其中, i 为断面测次, S_{1i} 为1号断面第 i 测次的断面面积; S_{2i} 表示2号断面第 i 测次的断面面积, V_i 表示第 i 测次相邻断面间体积; ΔV 表示第 $i+1$ 测次和第 i 测次相邻断面间的冲淤量,负值表示冲刷,正值表示淤积。滩地泥沙淤积量等于河道总淤积量减去河槽淤积量。

3 结果分析

3.1 渭河下游水沙年际变化

图2点绘了华县站径流量与输沙量的年际变化,可见渭河下游的水沙年际变化幅度很大。为揭示其变化特征,运用Mann-Kendall检验法对水沙年际变化做突变和趋势分析,发现年径流量和年输沙量减小都不显著,但表现出明显的阶段变化。年径流量UF曲线和UB曲线相交于1968年,表明径流量发生突变。其中,1960~1968年平均径流量为 $99.91 \times 10^8 \text{ m}^3$;1969~1990年为 $69.79 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。年输沙量UF和UB曲线相交于1981年末,表明输沙量发生减小突变(图3b)。1981年以前年平均来沙量 $4.03 \times 10^8 \text{ t}$,1982年以后年平均来沙量 $2.67 \times 10^8 \text{ t}$ 。

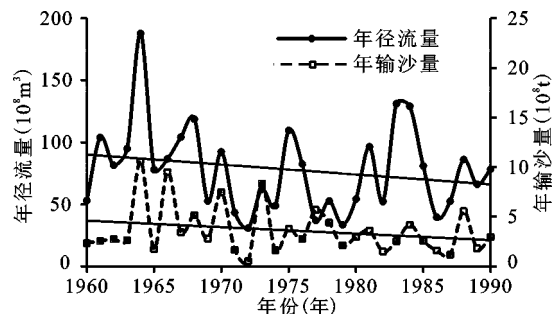


图2 华县站径流量和输沙量的年际变化

Fig.2 Changes in annual runoff and sediment discharge at Huaxian County station

3.2 河槽泥沙冲淤过程

3.2.1 河槽冲淤随时间变化

渭河下游河槽泥沙冲淤量年际变化幅度较大,年最大淤积量为 $0.73 \times 10^8 \text{ m}^3$ (1967年),最大冲刷量为 $0.98 \times 10^8 \text{ m}^3$ (1975年)。经计算渭河下游河槽内共淤积泥沙 $3.14 \times 10^8 \text{ m}^3$,整体表现为淤积,占渭河下游总淤积量的35.35%。

对年冲淤量作累积分析发现,河槽冲淤量在1969年发生突变,将其冲淤过程分为2个时段(图4a)。

① 快速淤积阶段:1960~1969年,共淤积泥沙 $2.9 \times 10^8 \text{ m}^3$,占河槽31 a总淤积量的92.5%(图

4b),此阶段内在1963年和1964年也发生了冲刷。

② 淤积与冲刷交替阶段:1970~1990年,共淤积泥沙 $0.24 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。此阶段分别以1974年、1975年、1982年和1984年为拐点将1968年后的冲淤过程划分为3升2降共5个子过程。

分析历年汛期和非汛期冲淤情况发现,在统计的31 a中,汛期有10 a发生冲刷,21 a发生淤积;而非汛期有12 a发生冲刷,19 a发生淤积。表明河槽在汛期和非汛期无固定的冲刷或淤积倾向,但从发生频率来看,汛期和非汛期河槽发生淤积的可能性都大一些。

从图4a和图4b可知,河槽汛期冲淤量与年冲淤量的累积曲线基本上是重合的,表明河槽主要在汛期发生冲淤。计算得到河槽汛期共淤积泥沙 $3.04 \times 10^8 \text{ m}^3$,占河槽总冲淤量的97.87%。河槽在汛期冲淤的时间突变点与其在年内的突变点一致,分别是1969年、1974年、1975年、1982年和1984年。整体上说,河槽在非汛期表现为淤积,共淤积泥沙 $0.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,处于微淤状态,仅占河槽冲淤量的2.13%。与汛期相比,非汛期冲淤量的年际间变化幅度不大(图4a),最大年淤积量仅为 $0.21 \times 10^8 \text{ m}^3$,1981年达到最大累积量 $0.57 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

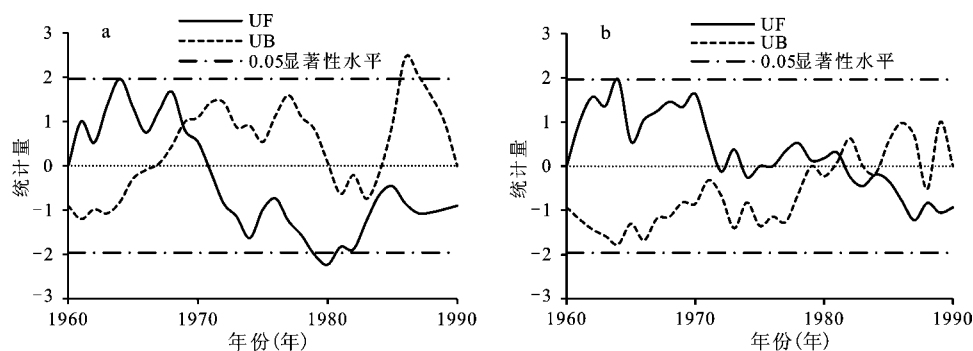


图3 年径流量(a)和年输沙量(b)的Mann-Kendall检验

Fig.3 Mann-Kendall test for the annual runoff(a) and sediment discharge(b)

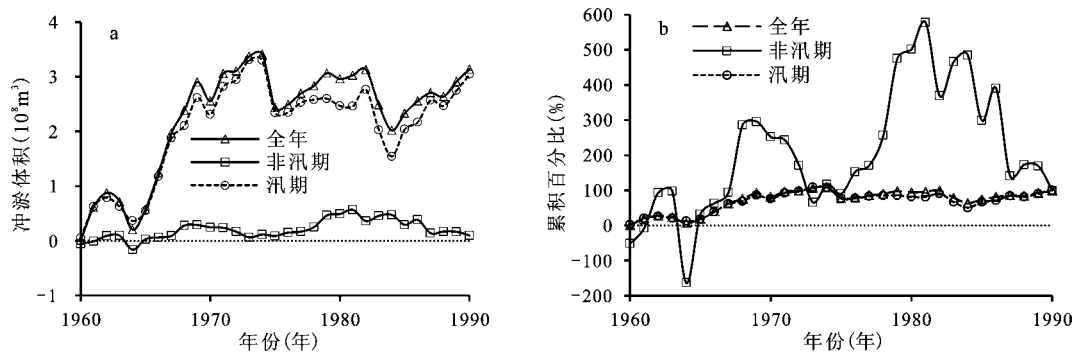


图4 渭河下游河槽内不同时间尺度上的累积冲淤量(a)及累积百分比(b)

Fig.4 Accumulative sediment storage (a) and sedimentation proportion (b) in the channel of the lower Weihe River at various temporal scales

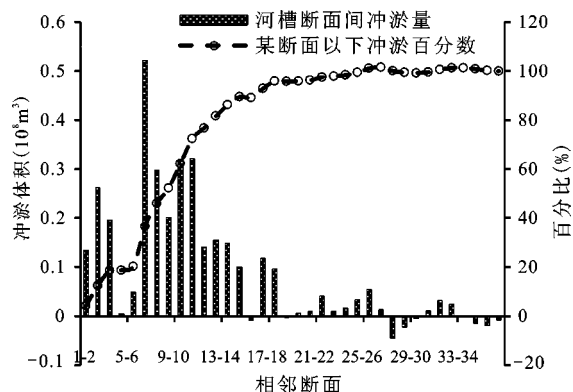


图5 相邻断面间河段河槽冲淤量及其累积淤积量比

Fig.5 Sediment storage between adjacent cross-sections and the accumulative sedimentation proportion in the channel in 1960-1990

3.2.2 河槽冲淤的空间分布

相邻断面间河段泥沙的冲淤存在明显差异(图5),由下游往上游表现出先淤积再冲刷的趋势。WY15以下相邻断面都为淤积,WY15以上断面开始有冲刷发生。最大淤积量发生在WY6~WY7之间,共淤积 $0.52 \times 10^8 \text{ m}^3$;最大冲刷量发生在WY27~WY28之间,冲刷量 $0.04 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

为进一步揭示冲淤特征随河长的变化趋势,对各断面间的冲淤量做累积分析,得到了某一断面以下河段的冲淤累积百分比。由图5可见,除断面WY4~WY5间冲淤量增量较小外,断面WY11以下河段淤积量增量最大,占总淤积量的72.35%。随后淤积量增量减小,至WY27~WY37间河段冲刷 $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

3.3 河漫滩冲淤过程

3.3.1 河漫滩冲淤的时间变化

1960~1990年间渭河下游河漫滩上共淤积泥沙 $5.74 \times 10^8 \text{ m}^3$,占全断面总淤积量的64.65%。可见,渭河下游在1960~1990年间淤积的泥沙主要分

布在滩地上且年际波动十分明显(图6)。

河漫滩泥沙的淤积特征与河槽存在一定的差异。据累积冲淤量变化曲线,冲淤量突变点为1968年和1982年,据此将河漫滩冲淤过程分为3个阶段。第一阶段:1960~1968年,属泥沙淤积强烈上升阶段,共淤积 $4.8 \times 10^8 \text{ m}^3$,占滩地总淤积量的83.5%。其中1960~1965年淤积较缓,淤积速率为 $0.14 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,占总淤积量的14.4%;1965~1968年淤积速率显著增加,达到 $1.32 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,占总淤积量的69.1%,淤积主要发生在此时段内。第二阶段:1969~1982年,累积冲淤量表现出阶梯曲线的特征,分别于1970年、1973年和1977年发生跳跃式增加,随后在一定时段内表现出微冲刷,淤积速率相对前一阶段减小很多。1969~1982年共淤积 $1.34 \times 10^8 \text{ m}^3$,平均淤积速率为 $0.1 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。第三阶段:1983~1990年,除1984年及1988年外,此时段内河漫滩持续发生冲刷,共冲刷 $0.4 \times 10^8 \text{ m}^3$,年平均冲淤速率为 $-0.05 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。需要指出的是,本文河漫滩冲刷是指河道的横向摆动引发的河岸侵蚀。

滩地汛期和非汛期的冲淤特征差异显著(图6a,图6b)。非汛期有20 a为冲刷,11 a为淤积;而汛期有8 a发生冲刷,23 a发生淤积。这表明滩地在非汛期发生冲刷的可能性较大,而在汛期一般都是淤积的,这与河槽汛期和非汛期发生淤积的可能性都较大明显不同。

从多年累积情况看,滩地在汛期总淤积量 $6.32 \times 10^8 \text{ m}^3$;而非汛期滩地受河道侧向侵蚀作用,累计侵蚀量为 $0.58 \times 10^8 \text{ m}^3$,整体上都表现为先淤积后冲刷的过程。滩地汛期累积冲淤量曲线与全年相近。以1968年和1981年为界,汛期滩地冲淤分为3个阶段。第一阶段与滩地全年冲淤类似,占汛期冲淤累积量的82.8%。第二阶段1969~1981年,

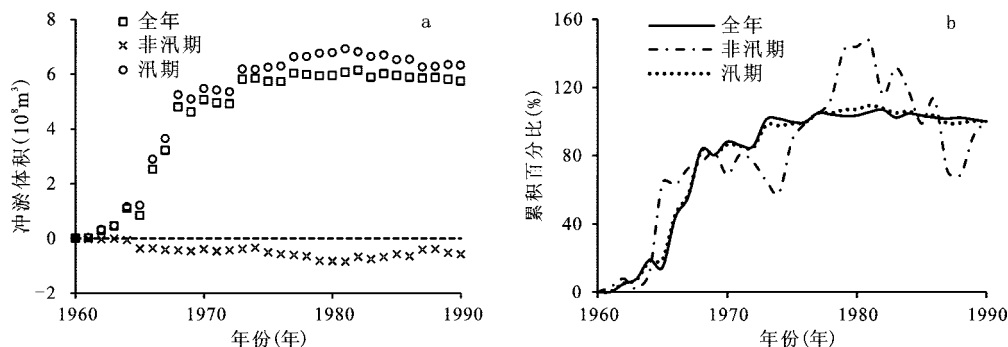


图6 河漫滩年、汛期、非汛期累积冲淤量(a)及累积比(b)

Fig.6 Accumulated sediment storage (a) and sedimentation proportion (b) in floodplain at different temporal scales

共淤积泥沙 $1.68 \times 10^8 \text{ m}^3$, 占总量的 26.6%, 淤积量在 1973 年有跳跃性增长。第三阶段则发生冲刷, 冲刷量为 $0.59 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

滩地在非汛期受到河槽水流的侧向侵蚀作用, 故河漫滩冲淤量累积曲线为一条冲刷曲线。非汛期滩地冲刷量大致以 1981 年为突变点分为两个阶段。第一阶段: 1960~1981 年, 共冲刷泥沙 $0.85 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。第二阶段: 1982~1990 年, 滩地共淤积泥沙 $0.27 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

可见, 滩地汛期和非汛期冲淤量发生突变的时刻是相同的, 而且在各个时段内的冲淤倾向(冲刷或淤积)相反, 即汛期发生淤积后, 非汛期会发生一定程度的冲刷(1960~1981 年), 而当汛期发生冲刷后, 非汛期则会发生淤积(1982~1990 年)。

3.3.2 河漫滩冲淤的空间变化

河漫滩各相邻断面间冲淤量差异显著(图 7)。在 36 个河段中, 仅有 4 个河段的滩地发生冲刷。除 WY18~WY19 断面外, WY25 以下相邻断面间河段都是淤积的, 断面 WY25 以上河漫滩淤积量则很小。WY4~WY5 间淤积量最大, 为 $0.74 \times 10^8 \text{ m}^3$, 最小为 WY35~WY36, 河漫滩不发生任何淤积。最大冲刷量发生于 WY18~WY19 间, 冲刷量为 $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

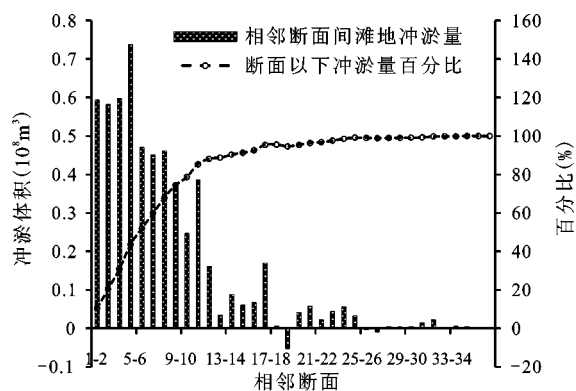


图 7 相邻断面间河漫滩部分冲淤量及其累积冲淤百分数

Fig. 7 Sediment storage between adjacent cross-sections and the accumulative sedimentation proportion in the floodplain in 1960-1990

从累积曲线可更清楚的看到, 滩地冲淤量表现出先增加后基本保持不变的趋势。图 7 显示累积曲线转折点发生在 WY11 断面。WY11 断面以下河段的累积淤积量持续增加, 淤积强度大, 占滩地总淤积量的 85.35%, 平均每相邻断面间河段淤

积量为 $0.49 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。向上累积淤积增量逐渐减少, WY25~WY37 河段平均每相邻断面间河段贡献泥沙为 $0.004 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

4 讨 论

4.1 冲淤量可信度分析

相对于输沙率法, 断面法不存在泥沙测验中可能漏测的问题, 计算河道冲淤量可靠性较高, 如有研究用断面法校正输率法计算黄河下游冲淤量^[17]。黄河下游铁谢至孙口河段断面设置平均间距为 10 100 m^[18]; 相对而言, 渭河下游断面的平均间距约为 5 800 m, 某些河段断面间距仅为 2 700 m, 比黄河下游断面间距要小, 因此, 用断面法计算渭河下游冲淤量有较高的可信度。此外, 河道的横向摆动会改变滩槽分界点, 为合理地分别计算滩槽冲淤变化, 本文选用动态的滩槽点。为减少处理工作量, 之前利用断面测量数据计算滩槽冲淤量时基本上都采用固定滩槽点的方法, 划分为河槽的部分多数情况下包含了部分滩地, 因此不能真实地反映滩地与主槽的冲淤变化过程^[19]。本文根据河道的摆动特征, 选取非固定的滩槽点, 较好地克服了这一问题。

4.2 河漫滩冲淤分析

河漫滩冲淤过程一方面表现为河岸的坍塌或者水流的冲蚀使得河漫滩朝消亡的方向发展; 另一方面表现为洪水漫滩淤积, 河槽淤塞以及河道裁弯取直导致河漫滩的生长。对此, 钱宁^[20]将河漫滩的形成过程归于边滩发育、心滩发育以及洪水漫滩加积作用 3 种不同的发育方式。河漫滩的冲淤速率取决于水沙条件, 包括水流动能、水文状况(如洪水的漫滩时间)以及含沙量等。同时, 河漫滩的地貌特征、滩地距离河槽的位置、土地利用变化以及人类活动等同样会影响滩地的冲淤过程^[21, 22]。

水沙条件是滩地发生冲淤的主要原因之一。为定量说明水沙条件的影响, 依次对滩地年冲淤量与不同时段内的来水来沙量做回归分析。结果表明滩地年冲淤量与汛期输沙量的相关性高于年输沙量(图 8), 淤积强度随着汛期输沙量的增加而增大, 而与年径流量不存在相关性。

上面分析显示滩地冲淤过程分为 3 个阶段。其中 1960~1968 年淤积量最大, 占总量的 83.5%; 1969~1982 年表现为个别年份冲淤量的突然增大; 1983~1990 年表现为冲刷。滩地冲淤过程的阶段

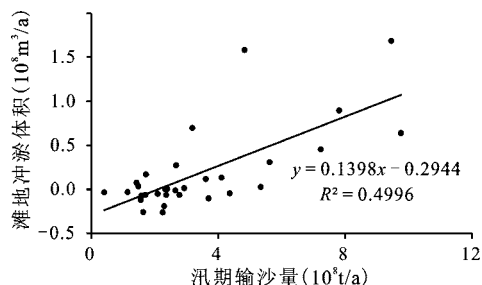


图8 汛期输沙量与滩地冲淤量的关系

Fig.8 Relationship between the amount of floodplain sedimentation and sediment discharge in flood periods

性变化受到输沙量年际变化的影响,与年输沙量的变化趋势基本一致。1960~1968年期间年平均输沙量 $4.53 \times 10^8 \text{ t}$,汛期年平均输沙量达到 $4.22 \times 10^8 \text{ t}$,总输沙量占1960~1990年总来沙量的36.2%,来沙量巨大,而且又集中于1966~1968年这3 a,故淤积十分严重。年径流量和年输沙量在20世纪70年代后发生明显的变化,主要原因是70年代在黄土高原区实施了大规模的水利水保措施,由此而产生的减沙和减水量占总减沙减水量的69.8%和78.1%^[23]。该时段内渭河下游年平均来沙量 $3.52 \times 10^8 \text{ t}$,汛期来沙量 $3.37 \times 10^8 \text{ t}$,汛期来沙量减小,故淤积量相比第一时段要小。第三阶段,M-K突变检验分析表明来沙量在1981年以后发生减小突变,平均汛期来沙量仅有 $2.67 \times 10^8 \text{ t}$,来沙量进一步减小,河岸发生坍塌,滩地泥沙存储量减小。滩地汛期泥沙的冲淤过程与年冲淤过程类似,不再重复分析。

上面分析结果还显示滩地在汛期是淤积的,而在非汛期是冲刷的,分别为一条累积淤积曲线和累积冲刷曲线,冲淤量发生突变的时刻都为1982年左右,且总体变化趋势比较一致,即滩地在汛期淤积量多时则非汛期的冲刷量也增大;当滩地在汛期淤积较少时,则非汛期的冲刷量也较少。可能原因是汛期淤积量大,往往表现为边滩淤积多,河槽明显缩窄,非汛期容易发生切滩侵蚀。小北干流段的冲淤过程也存在这一现象^[12]。

滩地冲淤还受到水库等水利措施的影响。水库的修建会对河道冲淤产生深刻影响,最直接的影响是抬高了河流的侵蚀基准面,加速泥沙在上游河段的淤积^[20]。潼关水面高程作为渭河下游河道的侵蚀基准面,三门峡水库运行方式对渭河下游侵蚀基准面的影响就直接体现在潼关高程的变

化中^[24]。

潼关高程在1960~1990年间的变化过程可分为3个时段(图9)。1960~1968年为潼关高程快速增加阶段,共增高4.91 m,而且这一时期来沙量大,因此此阶段内渭河滩地淤积量最高,占31 a滩地总淤积量的83.5%。1969~1973年受水库两次改建的影响,潼关高程降低了0.58 m,此阶段内滩地淤积减缓,占总量的17.5%,且主要由1973年输沙量较大所致,潼关高程在这一年也上升了0.72 m。1974~1990年间潼关高程表现出两次降低和两次升高的趋势,整体上降低了0.38 m,此阶段滩地冲刷。可见潼关高程影响到滩地的冲淤,从图9也可以发现潼关高程的变化趋势与滩地的累积冲淤曲线基本接近。当潼关高程迅速升高时,滩地发生剧烈淤积;当潼关高程在1968年后不再升高,转为降低并基本保持平衡时,河道侧向侵蚀加剧,河岸发生坍塌,滩地趋向于微淤或者泥沙存储量的释放。

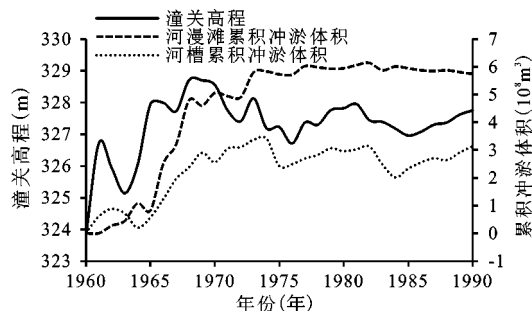


图9 潼关高程、河漫滩及河槽累积冲淤量随时间的变化

Fig.9 Variation of Tongguan elevation, floodplain and channel accumulated sedimentation amount versus time

4.3 河槽冲淤分析

渭河下游河槽泥沙淤积量占总淤积量的35.35%,远小于滩地。淤积量以1969年为突变点,1969年之前淤积,1969年之后冲刷与淤积交替发生。另外,与滩地的冲淤特征相同,河槽整体上为汛期淤积和非汛期冲刷。

回归分析表明河槽的年冲淤量与同时段内的来水量存在一定的负线性关系, p 值都小于0.05。表明河槽冲淤过程受水量影响较大(图10);当年来沙量和当年汛期来沙量与河槽冲淤量之间则不存在线性关系。

与滩地一样,潼关高程也同样影响了河槽的冲淤过程。图9比较了渭河下游河槽年累积冲淤

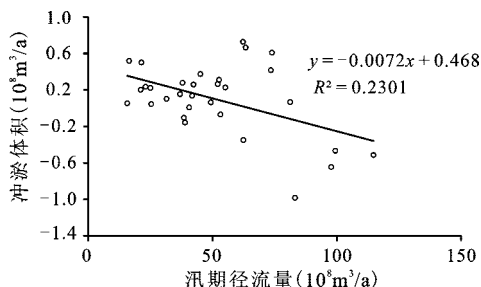


图10 河槽冲淤量与汛期径流量的关系

Fig.10 Relationship between the amount of channel sedimentation and water discharge of flood periods

量与潼关高程年变化间的关系,两者的年变化趋势十分相似,当潼关高程增加时,河槽发生淤积;当潼关高程减小时,河槽冲刷。特别是1973年后的河槽冲淤2降(冲刷)2升(淤积)过程与潼关高程变化过程基本吻合,相似度要高于滩地。这表明潼关高程对渭河河槽的影响要高于滩地,或者说河槽对潼关高程变化的响应度要高于滩地。

4.4 冲淤量空间分布特征形成原因分析

上面分析显示,WY11,WY17和WY26断面是渭河下游河道冲淤分布的空间突变点,以此分为4个河段,分别为WY1~WY11河段,WY11~WY17河段,WY17~WY26河段和WY26~WY37河段。各河段在各个运用时期的冲淤量如图11,表明泥沙冲淤的空间分布特征与三门峡水库运行方式存在密切关系。

水库修建后抬高了河流的侵蚀基准面,河流比降减小,水库上游河道产生溯源淤积^[10]。具体到渭河下游,受潼关高程抬高的影响,产生自东向西的溯源淤积。三门峡水库运行初期实行蓄水拦沙措施。汛期蓄水运行水位高达332.58 m,最大回水距离超过了WY14断面(赤水),形成溯源淤积,泥沙在渭河下游大量落淤。至1962年3月,WY1~WY11河段共淤积泥沙 $0.72 \times 10^8 \text{ m}^3$,WY11~WY17河段共淤积泥沙 $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$,溯源淤积上延到达WY17上下河段。三门峡水库于1962年3月后实行滞洪排沙措施,限定汛期水库最高洪水位,但运行水位仍较高,进一步抬高了潼关高程,溯源淤积强度进一步增加。由图11可知,在WY11~WY17河段淤积量达 $1.52 \times 10^8 \text{ m}^3$,WY17~WY26河段的淤积量大大增加,共淤积 $0.53 \times 10^8 \text{ m}^3$,溯源淤积已经延伸到该河段。1973年之后,实行蓄清排浑措施,汛期水位控制在305

m左右,非汛期水位控制在315 m左右^[24],潼关高程略有下降,溯源淤积减弱,再加上1973年之后汛期来水基本不变,而来沙量减少了29.3%,水沙的变化进一步使得各个河段淤积减少,朝冲淤平衡方向发展。此时期仅在WY1~WY11河段淤积 $0.005 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右,WY11~WY27断面间河段都是冲刷的,故可认为实行蓄清排浑后溯源淤积是减弱的,即使有影响也仅局限在WY1~WY11河段内。

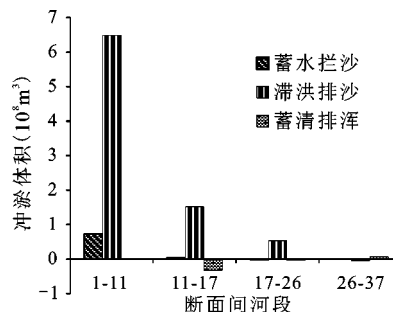


图11 各河段在水库不同运用时期的冲淤量

Fig.11 Sedimentation amount in each reach during different operation periods of dam

5 结 论

1) 渭河下游1960~1990年间共淤积泥沙 $8.88 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。滩地和河槽分别淤积 $5.74 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $3.14 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。滩地冲淤过程以1968年和1982年为突变点。1968年之前属于强烈淤积阶段,1968~1982年年淤积量大幅下降,仅在个别来沙量大的年份发生淤积。1983~1990年发生冲刷,主要与水库运行方式和来沙量的进一步减小有关。滩地在汛期淤积,在非汛期为冲刷,且汛期淤积量大时非汛期的冲刷量也会增大。

2) 河槽的冲淤变化表现出明显的阶段性。以1969年为分界点分为两个阶段。1960~1969年快速淤积阶段。1970~1990年河槽冲淤过程表现为3升2降,冲刷和淤积交替进行。河槽在汛期整体上表现为淤积,非汛期表现微淤积。但具体到特定年,汛期和非汛期无固定的冲淤倾向,但发生淤积的概率较大。

3) 潼关高程和来水来沙情况是影响滩槽冲淤的主要因素。潼关高程的升降直接影响到滩地和河槽的冲淤。年来沙量和汛期来沙量与滩地冲淤关系密切,而与来水量无相关性,同时发现滩地冲淤量与当年汛期来沙量关系最显著。当年汛期

来水量与河槽冲淤关系密切,相关性要高于年总径流量,河槽淤积与当年的来沙量无线性关系。

4) 三门峡水库的运行模式通过影响潼关高程调节了渭河下游的冲淤过程,使得渭河下游滩地和河槽的淤积都表现出比较一致的阶段性,但河槽对潼关高程的响应比滩地更灵敏。潼关高程引发了渭河下游的溯源淤积,泥沙淤积主要发生在滞洪排沙期间,主要堆积于WY11断面以下河段,在此期间淤积上延最为严重,达到WY17~WY26河段。蓄清排浑的运用极大地减弱了溯源淤积,淤积上延没有再延长。

参考文献:

- [1] Kesel R H, Yodis E G, McCraw D J. An approximation of the sediment budget of the lower Mississippi River prior to major human modification[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1992, **17**: 711-722.
- [2] Trimble S W. Fluvial processes, morphology and sediment budgets in the Coon Creek Basin, WI, USA, 1975-1993[J]. *Geomorphology*, 2009, **108**: 8-23.
- [3] Visser F, Roth C H, Wassow R, et al. A sediment budget for a cultivated floodplain in tropical North Queensland, Australia[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2007, **32**: 1475-1490.
- [4] Allison M A, Demas C H, Ebersole B A, et al. A water and sediment budget for the lower Mississippi-Atchafalaya River in flood years 2008-2010: Implications for sediment discharge to the oceans and coastal restoration in Louisiana[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, **432-433**: 84-97.
- [5] 李文学, 张翠萍, 姜乃迁, 等. 潼关高程变化及其对渭河下游淤积的影响[J]. *泥沙研究*, 2003, (3): 24-29.
- [6] 李昌志, 王兆印, 吴保生. 潼关高程下降对渭河下游河床演变的影响[J]. *泥沙研究*, 2005, (2): 45-53.
- [7] 李琦, 宋进喜, 宋令勇. 渭河下游河道泥沙淤积及其对河床比降的影响[J]. *干旱区资源与环境*, 2010, **24**(9): 110-113.
- [8] 张翠萍, 张超, 伊晓燕, 等. 渭河下游洪水冲淤特性及不淤临界流量分析[J]. *人民黄河*, 2011, **33**(2): 27-31.
- [9] 张根广, 王新宏, 冯民权. 渭河下游河道淤积发展及其萎缩的原因浅析[J]. *泥沙研究*, 2003, (3): 35-38.
- [10] 中国科学院地理研究所渭河研究组. 渭河下游河流地貌[M]. 北京: 科学出版社, 1983.
- [11] 孙继敏, 许立亮. 汾渭地堑的河流阶地对第四纪时期印度-欧亚板块碰撞带的构造响应[J]. *第四纪研究*, 2007, **27**(1): 20-26.
- [12] 许炯心. 黄河干流龙门至三门峡间泥沙沉积汇的研究[J]. *地理学报*, 2009, **64**(5): 515-530.
- [13] 许炯心. 近50年来降水变化和人类活动对黄河入海径流量的影响[J]. *水科学进展*, 2003, **14**(6): 690-695.
- [14] 栗晓玲, 康绍忠, 魏晓妹, 等. 气候变化和人类活动对渭河流域入黄径流的影响[J]. *西北农林科技大学学报(自然科学版)*, 2007, **35**(2): 153-159.
- [15] 龙毓骞, 梁国亭, 张原峰. 黄河下游断面资料数据库及冲淤分布初步分析[J]. *水文*, 2002, **22**(4): 28-31.
- [16] 舒彩文, 谈广鸣. 河道冲淤量计算方法研究进展[J]. *泥沙研究*, 2009, (4): 68-73.
- [17] 申冠卿, 姜乃迁, 张原峰, 等. 黄河下游断面法与沙量法冲淤计算成果比较及输沙率资料修正[J]. *泥沙研究*, 2006, (1): 32-37.
- [18] 程龙渊, 刘栓明, 肖俊法, 等. 黄河下游河道冲淤量计算问题研究[J]. *人民黄河*, 1998, **20**(2): 4-7.
- [19] 连惠萍, 张志林, 霍瑞敬. 黄河下游淤积测量误差分析与冲淤计算方法研究[J]. *人民黄河*, 2004, **26**(9): 1-3.
- [20] 钱宁, 张仁, 周志德. 河床演变学[M]. 北京: 科学出版社, 1987.
- [21] Gautier E, Brunstein D, Vauchel P, et al. Channel and floodplain sediment dynamics in a reach of the tropical meandering Rio Beni (Bolivian Amazonia) [J]. *Earth Surface Process and Landforms*, 2010, **35**: 1838-1853.
- [22] Benedetti M M. Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River [J]. *Geomorphology*, 2003, **56**: 271-290.
- [23] 王宏, 杨国礼, 王瑞芳. 渭河流域水土保持措施对泥沙、径流影响分析计算[J]. *水土保持学报*, 1994, **14**(5): 48-52.
- [24] 吴保生, 王光谦, 王兆印, 等. 来水来沙对潼关高程的影响及变化规律[J]. *科学通报*, 2004, **49**(14): 1461-1465.

Processes and Mechanisms of Sedimentation in Channel and Floodplain in the Lower Weihe River in 1960-1990

SHAO Wen-wei^{1,2}, SHI Chang-xing¹, FAN Xiao-li^{1,2}, ZHOU Yuan-yuan^{1,2}

(1. *Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

Abstract: Cross section measurements were used to calculate the amount and patterns of sediment accumulation and erosion on floodplains and in channel at various spatial and temporal scales in the lower reaches of the Weihe River in 1960-1990, and the causes for the changes in the amount and patterns of sediment accumulation were investigated. Result showed that the total sediment storage amounted to $8.88 \times 10^8 \text{ m}^3$ in 1960-1990. The amount of sedimentation on floodplain was 1.83 times larger than that in channel and sediment deposition mainly happened in the reaches down the cross-section WY11. By two break points in 1968 and 1982, sedimentation process on floodplain was divided into three stages characterized by fast deposition, slow deposition and sediment release in sequence, in which deposition occurred mainly in the form of vertical accumulation and sediment release mainly resulted from the retreat of river banks. The sedimentation process in channel changed abruptly in 1969. The stage before the year 1969 was featured by fast deposition and with some alternations between deposition and erosion that after the year 1969 was characterized by slight deposition. Sediment aggradation occurred in both floodplain and channel during flood periods, and sediment was released from the floodplain in the form of river bank erosion and weak aggradation took place in channel during the low flow periods. The sediment trapping and releasing was more significant in floodplain than in the channel during these two stages. The sediment deposition extended upstream to the reach between WY17-WY27 when the operation mode of Sanmenxia Dam was storing all water and sediment during 1960-1963 and detaining the floods and sluicing sediment from March 1962 to October 1973, but no more serious further headward sediment deposition occurred when the operation mode was detaining clear water and releasing muddy water from November 1973 to 1990. Sediment deposition on floodplain and in channel was affected mainly by Tongguan elevation, which is used to represent the base level of the Weihe River and is defined as the water level of discharge of $1\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ at Tongguan near the river's outlet. In addition, the sediment deposition on the floodplain was found to be highly correlated with the sediment load in flood periods, while that in channel was associated with the flood discharge.

Key words: the lower Weihe River; sediment dynamics; floodplain; channel; Tongguan elevation