

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2019.02.005

小浪底水库运用后黄河下游游荡段主槽摆动特点

王英珍, 夏军强, 周美蓉, 李洁

(武汉大学水资源与水电工程国家重点实验室, 湖北 武汉 430072)

摘要:天然冲积河流主槽摆动具有复杂的时空变化性, 分析其摆动特点对研究黄河下游游荡段河床演变规律具有重要意义。以1999—2016年黄河下游游荡段汛后卫星遥感影像与实测28个淤积断面地形资料为基础, 计算了断面及河段尺度的主槽摆动宽度及强度, 确定了小浪底水库运用后游荡段的主槽摆动特点, 并定量分析了影响游荡段主槽摆动强度的主要因素。计算结果表明: 游荡段主槽摆动方向具有往复性, 主槽摆动宽度呈现中段大、上下两段小的特点; 小浪底水库运行后, 游荡段主槽摆动宽度及强度呈逐渐减小趋势, 多年平均值分别为188 m/a和0.16; 上游来水来沙条件是影响主槽摆动强度的主要因素, 河床边界条件(滩槽高差、河床组成等)是次要因素; 建立了游荡段主槽摆动强度与前3年平均水流冲刷强度的幂函数关系, 相关系数良好。

关键词: 主槽摆动; 摆动强度; 遥感影像; 水流冲刷强度; 游荡河段; 黄河下游

中图分类号: TV143 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2019)02-0198-12

黄河下游游荡段具有水流宽浅散乱、主流摆动不定、河势变化剧烈等演变特点, 是黄河下游最难治理的河段^[1-2]。上游水沙条件、河床边界条件的改变都会引起河道主槽的摆动^[3]。已有实测资料表明: 在1954年的一次洪水过程中, 柳园口断面附近主槽在一昼夜内来回摆动6 km以上^[1]。近年来黄河来水来沙进入偏枯系列, 小浪底水库的运用使得进入游荡段的沙量剧减, 且大量河道整治工程的修建改变了河床边界条件, 新的水沙和河床边界条件下游荡段的河床调整出现了新的演变特点^[4-5]。但已有研究多侧重下游游荡段的冲淤规律与河床形态调整, 很少涉及主槽摆动方面的研究^[6-7]。因此, 研究小浪底水库运用后黄河下游游荡段的主槽摆动特点, 有助于全面掌握黄河下游游荡段的河床演变规律, 为游荡段治理提供科学依据。

河道内中常洪水经常流动的区域称为主槽, 主槽中心线是各断面主槽中心点处的连线, 其摆动特点具有复杂的时空变化规律^[8]。Lawler等^[8]通过对英格兰北部Swale-Ouse河系内11个地点的监测发现, 不同地点主槽摆动的活跃程度不同, 且均具有季节性。陈建国等^[9]指出小浪底水库运行期间(2000—2008年)主槽平均摆动幅度仅为三门峡水库拦沙运用期的16%~34%。陈绪坚和陈清扬^[10]通过卫星遥感资料研究黄河下游河势变化时发现, 在小浪底水库运行前, 游荡段主槽长度为283.31 km, 相应曲折系数为1.12; 小浪底水库运行后, 主槽长度及曲折系数分别增加到324.98 km和1.29, 故游荡型河段有向弯曲河型转化的趋势。胡一等^[11]研究表明: 小浪底水库运行前, 主槽中心线的摆动是波状的, 无连续左摆或右摆的趋势, 一般一二年后即向相反方向摆动, 其摆动总是趋向于摆幅的平均位置。关于影响主槽摆动强度的因素, Shields等^[12]计算了Fort Peck大坝运用前后密苏里河主槽的平均摆动速率, 发现水库蓄水运行后, 河道中心线长度增加, 平均主槽摆动速率仅为水库运行前的0.27倍。Richard等^[13]利用GIS地图分析了Cochiti大坝运行后Rio Grande河的河宽变化及横向摆动特点, 通过河宽的变化来量化河道横向摆动的大小, 并建立了河道横向

收稿日期: 2018-07-23; 网络出版日期: 2019-02-22

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20190221.1742.012.html>

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(51725902; 51579186)

作者简介: 王英珍(1995—), 女, 山东烟台人, 博士研究生, 主要从事河流动力学研究。

E-mail: wang_yz@whu.edu.cn

通信作者: 夏军强, E-mail: xiajq@whu.edu.cn

摆动宽度随时间变化的指数关系。MacDonald 等^[14]利用数字化的航空照片与地图分析了明尼苏达州 16 条河流的主槽摆动特性, 提出主槽摆动宽度与水深、流量存在幂函数关系, 且相关性较好, 但与河床纵比降的相关性很小。可以看出, 目前关于黄河下游游荡段主槽摆动特点研究相对较少, 且大多数还处于定性描述阶段, 因此, 有必要定量研究不同水沙及河床边界条件下黄河下游游荡段的主槽摆动特点及其影响因素。

本文以黄河下游游荡段卫星遥感影像、实测断面地形以及水沙资料为基础, 分析小浪底水库运行后黄河下游游荡段的主槽摆动特点, 探讨影响主槽摆动强度的不同因素, 从而确定出影响主槽摆动的关键因素, 并建立相应的计算关系式。

1 研究河段概况

1.1 黄河下游游荡段简介

黄河下游按河床演变特点不同, 依次可分为 3 个河段: 游荡段、过渡段和弯曲段。其中, 孟津至高村为典型的游荡型河段, 全长约 275 km, 小浪底水库运用前设有 28 个淤积观测断面及花园口、夹河滩、高村 3 个水文站, 如图 1 所示。游荡段河身比较顺直, 曲折系数平均在 1.15 左右。该河段平面外形呈宽窄相间的藕节状, 收缩段与扩张段交替出现。游荡段的滩地面积远大于主槽面积, 约占河道总面积的 80% 以上。另外该河段汛期河床冲淤幅度较大, 主流摆动频繁^[2]。

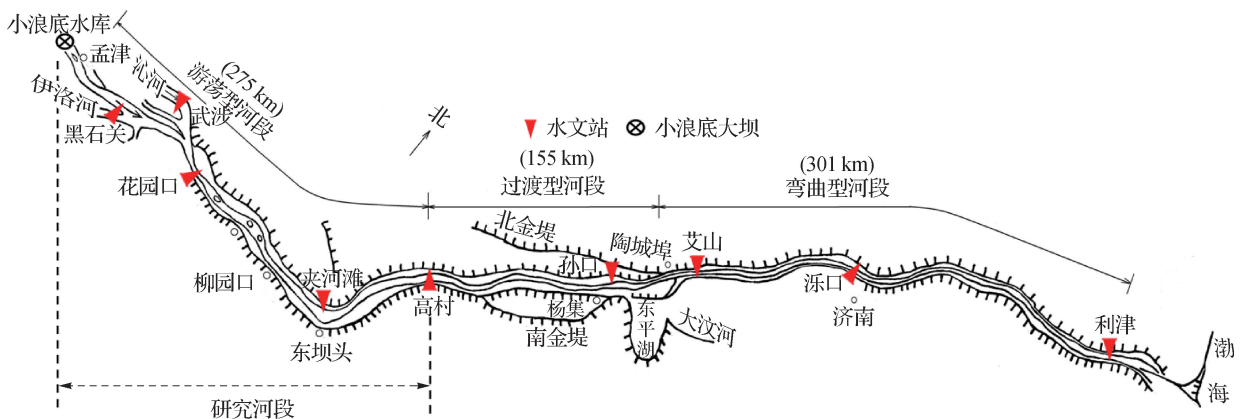


图 1 黄河下游游荡段平面示意

Fig. 1 Sketch of the braided reach in the Lower Yellow River (LYR)

考虑游荡段河道地理位置、河床边界条件以及形成特点、水文站等因素, 通常将游荡段进一步划分为 3 个子河段, 即孟津—花园口为第一段(上段), 花园口—夹河滩是第二段(中段), 夹河滩—高村是第三段(下段)。

1.2 水沙过程及河床冲淤

为研究黄河下游游荡段主槽摆动规律, 首先需要了解黄河下游水沙过程及河床冲淤特点。黄河下游一般情况下水少沙多, 河道长期处于淤积抬升状态, 尤其是游荡段两岸堤距较大、河道宽浅, 泥沙淤积严重^[15]。但在有利的水沙条件下, 下游河道冲刷也比较明显。小浪底水库投入运用后, 下游游荡段处于持续冲刷阶段。

图 2(a)、图 2(b)点绘了 1970—2016 年进入黄河下游(小浪底、黑石关及武涉 3 站之和)水量和沙量的逐年变化过程。从图 2(a)可以看出: 小浪底水库运行后, 进入黄河下游水量比水库运行前少, 多年平均来水量为 251.0 亿 m^3 , 汛期水量占全年总水量的 37%。从来沙量来看(图 2(b)): 小浪底水库运行后, 进入黄河下游的泥沙大幅度减小, 该时期多年平均来沙量仅为 0.800 亿 t/a , 相较于小浪底水库运行前(9.80 亿 t/a)减小约 92%, 这一时期汛期来沙量占全年的 96%。由此可以说明, 小浪底水库运用后下游游荡段泥沙主要

集中在汛期输送。

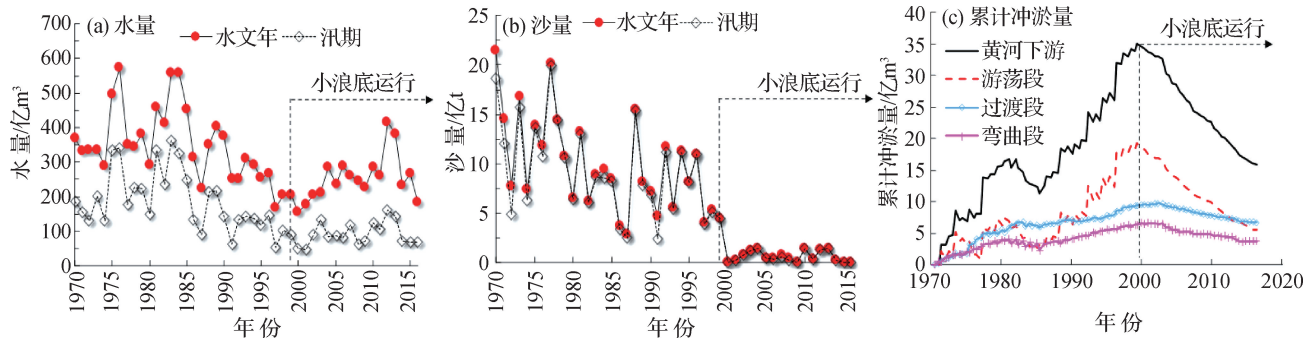


图2 黄河下游来水来沙量及累计冲淤量的变化过程

Fig. 2 Temporal variations in the flow and sediment regime and cumulative channel evolution volume in the LYR

黄河下游各河段累计冲淤量表现出游荡段大、过渡及弯曲段小的特点^[16]。图2(c)给出了黄河下游1970—2016年整个下游及分河段的累计冲淤量过程。小浪底水库运行前黄河下游基本处于持续淤积状态,至1999年累计淤积量达到最大值(35.03亿 m^3),其中游荡段累计淤积量为19.26亿 m^3 ,占整个下游淤积量的55%。下游河道的持续淤积使主槽发生萎缩,过流能力大幅降低。小浪底水库运行后,黄河下游由持续淤积状态转为持续冲刷状态,至2016年累计冲刷量为19.11亿 m^3 ,其中游荡段为13.79亿 m^3 ,占整个下游冲刷量的72%。近期河床的剧烈冲刷也使平滩面积大幅度增加,主槽过流能力大大提高^[6]。上述实测资料表明黄河下游河床演变最剧烈的河段是游荡段,因此本文仅探讨游荡段的主槽摆动特点。

2 主槽摆动与水沙条件的计算方法

2.1 主槽摆动宽度与强度的计算方法

本文提出的河道主槽摆动宽度及强度的计算方法,主要分为以下3个步骤:①根据当年及上一年汛后遥感影像资料确定各个断面的主槽摆动宽度;②根据当年及上一年汛后实测断面地形资料,确定各个淤积断面的平滩河宽;③采用基于对数转换的几何平均与断面间距加权平均相结合的方法,计算河段平均的平滩河宽、主槽摆动宽度及强度。

2.1.1 断面尺度的主槽摆动宽度计算

遥感技术具有信息实时、准确、直观的特点,地理信息系统作为图像信息处理和空间分析的有利工具,二者结合起来研究黄河下游游荡段主槽摆动具有重要意义^[17]。美国的陆地卫星具有观测数据覆盖面积广、时间序列长且存档数据容易下载等优点,故此处采用美国陆地卫星Landsat 7、Landsat 8系列遥感影像资料,其空间分辨率为30 m。相对于传统实测断面地形资料,河道遥感影像资料能够准确显示河道形态,清晰、准确及直观判别陆域与水体的分界线;再结合地理信息系统,可以将不同时期的遥感影像进行对比分析,从长时间序列及整个河段尺度上确定主槽摆动特点,大大提高主槽摆动的计算精度。

游荡型河段主槽摆动速度快、幅度大且具有季节性变化的特点。一般来说,汛期主槽摆动幅度要大于非汛期,因为汛期水流的造床作用要比非汛期强得多^[1]。由于汛期水量大,洪水漫滩后,滩槽难以区分;而汛后流量减小,主流归槽,河道内水位相对较低,能确保从遥感影像资料中提取主槽位置的计算精度,故选取黄河下游游荡段1999—2016年汛后高分辨率的卫星遥感影像资料开展汛后主槽两侧水边线的提取,如图3所示。

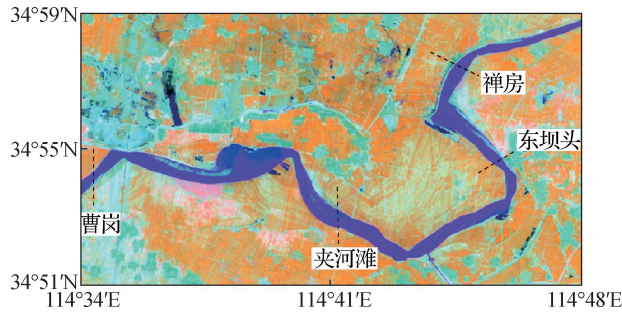


图 3 2000 年汛后夹河滩河段的局部遥感影像

Fig. 3 Local remote sensing image for the Jiahetan reach after the 2000 flood season

遥感影像资料来源于中国科学院的“地理空间数据云”(https://www.gscloud.cn/), 该数据库中每年的遥感影像资料有限(最早资料为 1999 年), 因此, 需要在有限资源条件下选出最具代表性的影像, 具体挑选过程如下: 所选取的遥感影像在 3 个水文站的水位是枯水位, 这样可保证水流在主槽内且不漫滩, 便于识别主槽; 有些年份因汛后影像存在某些问题, 选取下一年汛前影像代替; 由于该数据库遥感影像是按行政区划划分, 一段影像并不能覆盖整个研究区域, 因此采用了两幅遥感影像合并处理。遥感影像图选择完成后, 要对此进行解译, 即从图像获取信息的过程。解译应以遥感影像为依据, 做到室内解译与野外调查相互结合及相互验证^[18]。本次解译工作采用目视解译的方法, 从影像基本特征、河道空间分布以及与其他地貌景观之间的关系出发, 综合分析河道变迁的图形、图像特征和水体边界特征, 识别出主槽所在位置, 并结合实地调查资料进行对比。

考虑到 Landsat 7、Landsat 8 获取的遥感影像资料均为 Level 1T 地形矫正影像(已进行地形、系统辐射及几何矫正), 故此处采用以下步骤对遥感影像进行处理: 使用 Envi 5.1 对遥感影像中的近红外、短红外及红波段进行合成, 同时对遥感影像颜色进行调整使水体和陆地的边界更加分明; 利用 Envi 5.1 绘制出主槽与滩地的水边线, 根据游荡段 145 个统测断面的经纬度绘制出相应的断面位置; 将绘制好的水边线、断面导入到 ArcMap 10.2 软件中, 进行主槽水边线及断面坐标提取(图 4(a))。处理完遥感影像后, 编写相应的 Fortran 程序对主槽水边线进行处理: 导入提取出的坐标, 计算出主槽水边线与各断面的交点, 如图 4(a) 中典型断面标记, 其他断面类似; 用 (X_{iL}, Y_{iL}) 、 (X_{iR}, Y_{iR}) 求出各断面中心点即为主槽中心点所在位置的坐标 (X_{iC}, Y_{iC}) , 相邻两年各断面主槽中心点之间的距离即为该断面主槽摆动宽度 ΔB , 如图 4(b) 所示。

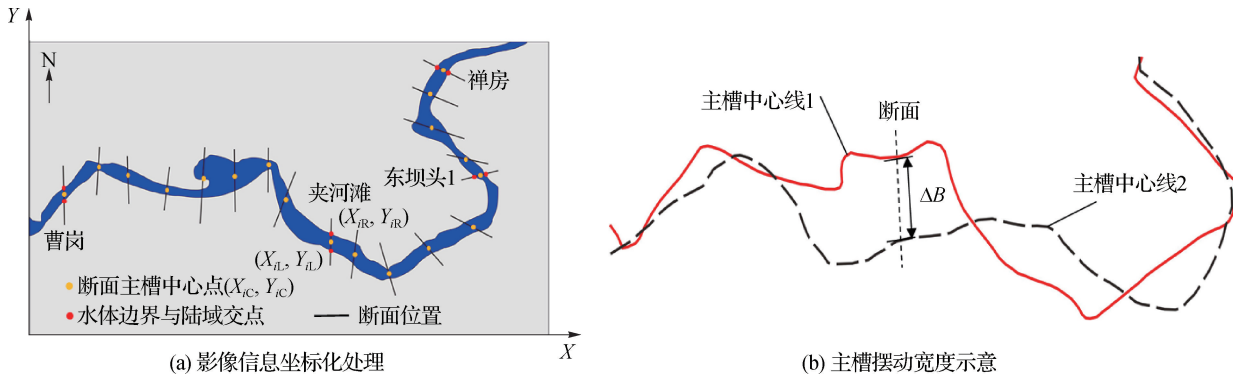


图 4 断面尺度的主槽摆动宽度的计算方法

Fig. 4 Method for determining the section-scale main-channel migration width

2.1.2 断面及河段尺度平滩河宽计算方法

(1) 断面尺度平滩河宽的确定 对于汛后遥感影像资料, 主流归槽, 水体主要集中在主槽中, 滩地出

露,因而只能辨别出陆域与水体的分界线,并不能辨认确切的滩地区域,故无法用遥感与地理信息系统结合的方法来确定平滩河宽,只能利用水文部门的实测断面地形资料。采用1999—2016年黄河下游游荡段28个淤积断面的汛后实测断面地形资料,逐一确定汛后各个断面的平滩河宽。由于黄河下游游荡段不同位置的断面形态相差较大,相邻上下游实测断面之间的间距一般也较大。因此,必须通过多个汛前与汛后测次的统测断面套绘以及相邻上下游断面之间的比较,才能较为准确地确定主槽范围及平滩河宽(W),具体确定原则可参考文献[19]。

(2) 河段尺度平滩河宽的确定 游荡段上下两相邻实测断面的间距往往相差较大,考虑到断面间距不均匀对计算结果也有影响,采用基于对数转换的几何平均与断面间距加权平均相结合的方法来计算河段平均的平滩河宽^[6]:

$$\bar{W} = \exp \frac{1}{2L_1} \sum_{i=1}^{N_1-1} (\ln W_{i+1} + \ln W_i) \Delta x_i \quad (1)$$

式中: \bar{W} 为河段平均的平滩河宽, m; W_i 、 W_{i+1} 为第*i*、*i*+1断面的平滩河宽, m; N_1 为河段内实测淤积断面数; Δx_i 为相邻两断面(*i*, *i*+1)的间距; L_1 为基于水文部门确定的研究河段总长度。

2.1.3 河段尺度的主槽摆动宽度及强度的计算方法

与计算河段尺度的平滩河宽类似,采用上述河段平均的方法计算河段尺度的主槽摆动宽度,由于个别年份的主槽摆动宽度可能为0,因此该计算公式可改写为

$$\bar{\Delta B} = \frac{1}{2L_2} \sum_{k=1}^{N_2-1} (\Delta B_{k+1} + \Delta B_k) \Delta l_k \quad (2)$$

式中: $\bar{\Delta B}$ 为河段平均的主槽摆动宽度, m; ΔB_k 、 ΔB_{k+1} 为第*k*、*k*+1断面的主槽摆动宽度, m; N_2 为河段内划分断面数; Δl_k 为相邻两断面(*k*, *k*+1)主槽中心点的间距; L_2 为基于遥感资料确定的研究河段总长度。

游荡型河段内洲滩密布,床沙组成较细,河岸抗冲性较差。在较强的水流作用下,河势变化剧烈^[1]。定义一个量纲一的参数 M_{mc} 作为主槽摆动的强度指标,即

$$M_{mc} = \frac{\bar{\Delta B}}{(\bar{W}_1 + \bar{W}_2)/2} \quad (3)$$

式中: \bar{W}_1 、 \bar{W}_2 分别为上一年及当年的河段平均的平滩宽度, m。

应当指出,河段遥感影像中布设的断面数量越多,上述河段平均的方法计算精度越高,计算结果越能反映河段的整体情况。为分析该方法的计算精度与所研究河段内断面数量的关系,以2014—2015年为例,建立了河段平均的主槽摆动宽度 $\bar{\Delta B}$ 与断面数量的关系。计算结果表明:实测断面数量越多,计算结果越接近;当断面数量为145个(当前游荡段的统测断面数)时,与165个断面的计算结果相差很小。故选取145个断面的统计结果可以反映研究河段的整体变化情况。

2.2 水沙条件的计算方法

上游来水来沙条件是指一定时期内进入下游河道的含沙量、流量及其组合过程。此处采用年平均水流冲刷强度 F_j 以及来沙系数 ξ 来表示水沙条件。来沙系数 ξ 被定义为平均含沙量与平均流量的比值^[20]。年均水流冲刷强度,其表达式为

$$F_j = (\bar{Q}_j^2 / \bar{S}_j) / 10^4 \quad (4)$$

式中: \bar{Q}_j 为第*j*年年均流量, m³/s; \bar{S}_j 为第*j*年年均含沙量, kg/m³。冲积河流在河道冲淤平衡的状态下,某一断面的输沙率 Q_s 与该断面的流量 Q 存在幂函数关系: $Q_s = aQ^b$,其中*a*为系数,*b*为指数。利用花园口、夹河滩断面1950—2015年年均输沙率和平均流量对该经验公式进行率定,发现指数*b*为2.0左右。因此,用年均流量 \bar{Q}_j 近似代表该断面的水流挟沙能力,而特定流量下挟沙力与含沙量的比值则用 \bar{Q}_j^2 / \bar{S}_j 表示。需要

注意的是, 由于黄河下游悬移质占总含沙量的 99.5%, 推移质含量很少, 可以忽略不计, 故认为黄河下游游荡段主槽摆动强度的变化主要由悬移质不平衡输移引起^[1]。

根据河床变形滞后性理论^[21], 当水沙条件发生变化时, 河床要通过冲淤调整达到新的平衡状态需要一定的时间, 河床形态参数的变化是连续多年来水来沙条件累积作用的结果。因此, 考虑到主槽摆动强度对来水来沙条件的滞后响应, 此处前期水沙条件用前 n 年平均水流冲刷强度表示, 即

$$\bar{F}_n = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \bar{F}_i \quad (5)$$

式中: \bar{F}_i 为第 i 年平均水流冲刷强度。用若干年平均水流冲刷强度 \bar{F}_n 表征前期的水沙条件, 游荡段主槽摆动强度则可以表示为 \bar{F}_n 的经验函数。

3 小浪底水库运用后游荡段河道主槽摆动特点

本文采用上述方法, 计算了黄河下游游荡段持续冲刷期(1999—2016年)断面及河段尺度的主槽摆动方向、摆动宽度、河段尺度主槽摆动强度等河床横向变形的特征参数, 下面将从以下几个方面详细阐述小浪底水库运用后游荡段的主槽摆动特点。

3.1 主槽摆动方向

以游荡段花园口、夹河滩、高村 3 个典型水文断面为例, 统计了 1999—2016 年期间 3 个断面主槽摆动方向的变化。计算结果表明: 1999—2016 年期间, 花园口、夹河滩、高村 3 个断面向左摆次数分别为 8 次、11 次、8 次; 而向右摆次数分别为 9 次、6 次、9 次。这说明从长时间序列来看, 特定断面主槽向左与向右摆动的概率基本一致。

此外还统计了 1999—2016 年期间黄河下游游荡段 145 个断面主槽平均摆动次数, 如图 5(a) 所示。通过对比相邻两年内主槽中心线的位置变化, 并定义主槽向左及向右摆动的断面总数分别为 N_L 、 N_R , 则主槽左右摆动频率(P_{LR})为 N_L/N_R 。若 $P_{LR} > 1$, 则表示游荡段主槽整体向左摆动的几率较大。游荡段 145 个断面多年平均向左摆动断面总数为 73, 向右摆动断面总数为 71, 多年平均主槽左右摆动频率为 1.02, 且各年频率均在 1.0 左右。

基于上述计算, 无论是断面尺度还是河段平均尺度, 主槽左右摆动的频率相当, 这主要是因为: 游荡段沙滩罗列, 沟汊纵横, 且河槽组成物质为细颗粒泥沙, 易冲易淤, 当上游水沙条件发生改变时, 主流有可能从一个支汊进入另一个支汊, 导致主槽发生摆动; 此外上游河势的变化也有可能也会导致游荡段主流流路的变化, 从而引起主槽摆动^[1]。由此可以说明主槽摆动方向具有往复性, 也充分体现了冲积河流的自动调整特点^[1,22]。

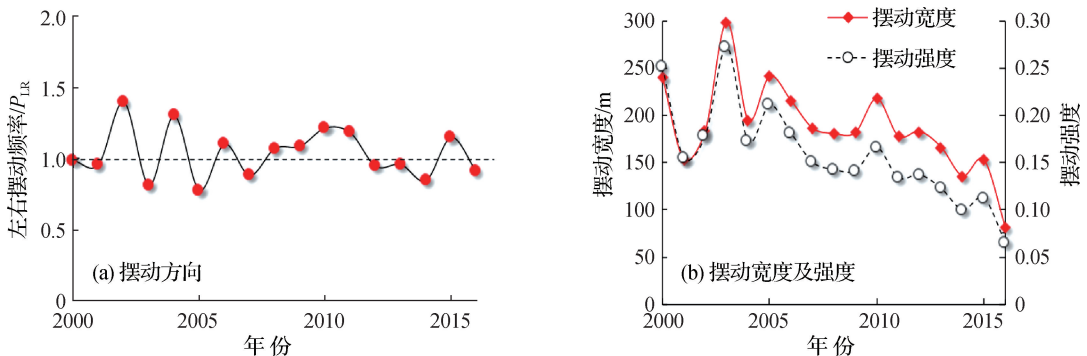


图5 河段尺度的游荡段主槽摆动特点

3.2 主槽摆动宽度

小浪底水库运行后,黄河下游河道持续冲刷,河床横向摆动幅度减小^[23]。图6(a)给出了1999—2016年游荡段3个典型水文断面花园口、夹河滩、高村的主槽摆动宽度。从图6可以看出:由于畸形河湾的消退,花园口断面2000年主槽摆动宽度达1 049 m;同样,由于畸形河湾的发展,1999—2002年夹河滩断面的主槽摆动宽度逐渐增加,并于2002年汛后达到最大值999 m,此后畸形河湾消退,主槽摆动宽度又逐渐减小。花园口和夹河滩断面的主槽摆动宽度明显大于高村,这3个断面1999—2016年的平均主槽摆动宽度分别为265 m/a、261 m/a、45 m/a。花园口与夹河滩断面的多年平均主槽摆动宽度约为高村的5倍。与其他两个断面相比,高村断面更为窄深,而且断面一岸有河道整治工程控制,可以起到控导局部河势的作用,故主槽摆动宽度较小。

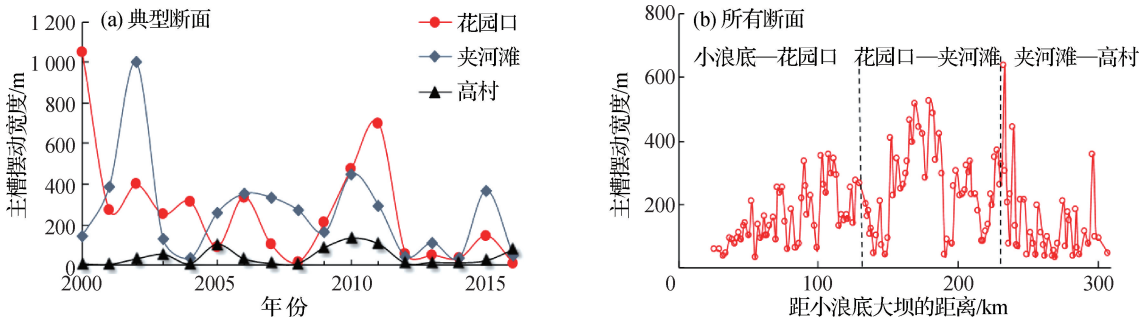


图6 断面尺度的主槽摆动宽度变化

Fig. 6 Temporal variations in the section-scale width of main-channel migration in the braided reach

受来水来沙条件、河床边界条件及河道整治工程等因素的影响,游荡段主槽摆动宽度沿程差异较大。图6(b)点绘了小浪底水库运行后游荡段各断面多年平均的主槽摆动宽度。在1999—2016年期间,摆动宽度最大值发生在三义寨断面,达到635 m/a;最小值发生在竹林断面,约32 m/a。从沿程变化来看,花园口—夹河滩段各断面平均主槽摆动宽度最大,主要是因为该河段河床宽浅散乱、床沙组成较细,缺乏有效的整治工程控制,另外滩岸易发生崩塌,使得主槽中心线有可能从一个支槽摆动到另一个支槽。图6(b)也表明游荡段沿程各断面的主槽摆动宽度差异大,单一断面或特定几个断面的主槽摆动特点难以反映整个河段的演变特点,故需要计算河段尺度的主槽摆动宽度。

采用式(2)计算了1999—2016年游荡段河段平均的主槽摆动宽度,如图5(b)所示。小浪底水库运行后,年均最大主槽摆动宽度发生在2003年,约为299 m,分析其原因,从花园口水文站1999—2016年的年均流量和含沙量来看,主要因为该年来水量与前后几年基本相同,来沙量却大幅增多。总体来说,1999—2016年多年平均主槽摆动宽度为188 m/a,其中1999—2003年平均主槽摆动宽度为219 m/a,2003—2016年平均主槽摆动宽度为178 m/a,减小约19%。前4年摆动宽度大,波动幅度亦大,此后摆动宽度呈逐渐减小趋势,且各年之间波动减小。

为进一步探讨游荡段主槽摆动特点,采用上述河段平均的方法计算游荡段3个分河段的平均主槽摆动宽度。计算结果表明:小浪底水库运行初期,各河段平均主槽摆动宽度均较大,此后基本呈逐渐减小趋势。这主要与小浪底水库运行初期水沙条件变化较大有关。从各分河段来看,多年平均主槽摆动宽度最大的河段为花园口—夹河滩段,达到253 m/a,其中2003年河段平均主槽摆动宽度最大,为443 m/a;小浪底—花园口、夹河滩—高村河段多年平均主槽摆动宽度分别为156 m/a、145 m/a。这些河段平均的统计结果与断面尺度的计算结果一致。因此小浪底水库运行后,下游游荡段主槽摆动宽度呈现中段大、上下两段小的特点。

3.3 主槽摆动强度

同样采用河段平均的方法计算游荡段的主槽摆动强度,图5(b)给出了摆动强度随时间的变化过程。对

比主槽摆动宽度及强度可以发现,主槽摆动强度变化趋势与摆动宽度相同,前4年主槽摆动强度较大,其中2003年汛后最大达到0.27;此后呈逐渐减小趋势,主槽摆动强度在0.06~0.21之间变化。1999—2016年主槽摆动强度多年平均值为0.16,其中1999—2003年主槽摆动强度多年平均值为0.21,而2003—2016年该值减小为0.14,减小约34%。主要因为小浪底水库的拦沙运用导致下游河床的持续冲刷,床沙粗化增强了河床自身的抗冲刷能力,削弱了水流塑造河床的能力。因此小浪底水库运行后游荡段的主槽摆动宽度和强度都相应减小,游荡程度降低。

分河段多年平均主槽摆动强度的计算结果表明:小浪底—花园口河段多年平均摆动强度为0.12,花园口—夹河滩河段为0.17,夹河滩—高村河段为0.19。夹河滩—高村河段多年平均主槽摆动宽度是3个河段中最小的,主要是由于该分河段平滩河宽仅为其他两个分河段的1/2,故其摆动强度最大。

4 游荡段主槽摆动强度的影响因素

天然冲积河流中,影响河床演变因素可以归纳为来水来沙的变化以及河床边界条件的改变两方面^[1]。除此之外,河道整治工程的修建也会对河床演变产生影响。下面将逐一分析这些因素对游荡段主槽摆动强度的影响。

4.1 河道整治工程的影响

黄河上的河道整治工程主要分为护滩工程、控导工程和险工3种,但习惯上常将控导工程和护滩工程归做一类,简称控导护滩工程,而黄河险工特指为防止水流淘刷堤防沿大堤修建的丁坝、垛及护岸工程^[11]。河道整治工程除了可以强化河床边界条件,提高河岸的抗冲能力,限制河岸坍塌后退;还具有控导主流的功能,但必须是位于规划治导线上的控导工程和险工。以往研究表明,修建整治工程之后,河道的游荡程度降低,主槽摆动幅度减弱^[11,22]。胡一三等^[11]发现花园口断面附近历来是游荡段主槽摆动最大的地方,修建整治工程之前每年主槽摆动宽度最大能达到7.5 km,20世纪90年代初修建整治工程之后,摆动幅度降为3 km左右。据2015年统计游荡段28个淤积断面110处河道整治工程情况显示,仅有7处河道整治工程还能对主流有一定的归顺作用^[22]。这表明修建整治工程虽然可以将主流摆动限制在相对较小的范围内,但是想要保持长期的稳定,仅靠河道整治工程的修建是不可能实现的。这主要是因为:影响主槽摆动的主要因素是水沙条件和河床边界条件,通过人为修建河道整治工程很难完全改变河流的固有特性,故河道整治工程只是起到一个辅助的作用^[24]。

4.2 河床边界条件的影响

河床边界条件泛指所在地区的地理、地质条件,包括床沙中值粒径、河相关系、滩槽高差和河床纵比降等。为了探讨游荡段主槽摆动强度与床沙粒径的关系,此处将花园口、夹河滩、高村3站每年汛后床沙中值粒径进行平均,作为河段平均的床沙中值粒径。图7(a)建立了游荡段平均的主槽摆动强度(M_{mc})与河段平均的床沙中值粒径(D_{50})的关系。主槽摆动强度随着床沙中值粒径的增大而减小,两者相关系数为0.44。尽管相关系数并不是很高,但可以定性地反映出床沙中值粒径越大主槽摆动强度越小的趋势。小浪底水库运行前,下游河床持续淤积,床沙逐渐细化;水库运行后,下游河床转而处于持续冲刷状态,床沙粗化。这也是水库运行后游荡段主槽摆动强度减小的原因之一。

一般而言,可用河相关系(\sqrt{B}/h)来反映主槽的宽浅程度,滩槽高差是其中重要的影响因素,滩槽高差的大小可以反映河势的稳定程度^[1]。因此,同样采用河段平均的方法计算游荡段的滩槽高差,图7(b)给出了主槽摆动强度与河段平均滩槽高差的关系。主槽摆动强度随滩槽高差的增大而减小,两者的相关系数为0.50,说明滩槽高差越大,则主槽摆动幅度越小,河势越稳定。类似可建立主槽摆动强度与河相关系的幂函数关系,主槽摆动强度随河相关系的增大而增大,相关系数为0.57。从上述分析中可以看出:河床越宽浅,主槽摆动强度越大;目前游荡段河床正朝窄深方向发展,有利于限制主槽的频繁摆动。同样可建立主槽摆动强度与河床纵比降的关系,两者相关系数仅为0.20。在1999—2016年期间,游荡段河床纵剖面的调整趋势为平行下切,因此,河床纵比降变化很小,故主槽摆动强度与河床纵比降关系不大。

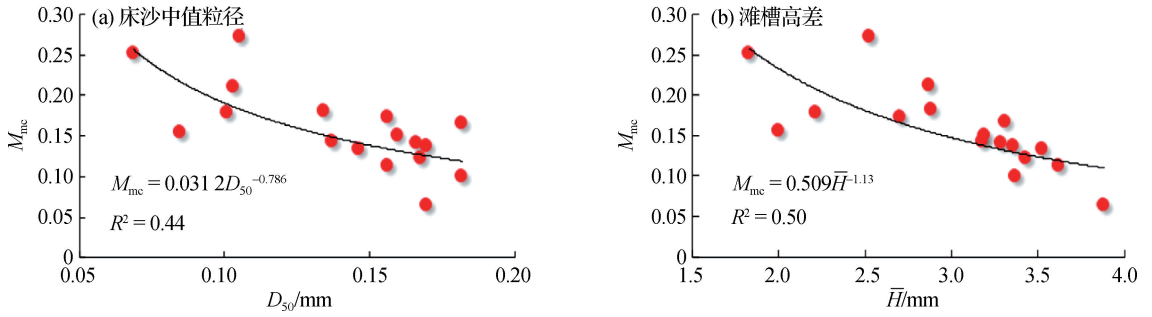


图 7 不同河床边界条件对游荡段主槽摆动强度的影响

Fig. 7 Relationships between the main channel migration intensity and various channel boundary conditions

4.3 来水来沙条件的影响

小浪底水库运行后改变了坝下游的水沙过程，进入游荡段的沙量大幅度减小。下游河道由持续淤积状态转而进入持续冲刷状态，其中游荡段的冲刷量占下游总冲刷量的一半以上。在冲刷过程中河道纵比降变化不大，河床粗化较为明显；各河段的断面形态调整均表现为向窄深方向发展，其中游荡段主槽展宽较为明显^[6]。来水来沙条件的改变是导致黄河下游河床调整的关键因素，因此，本文采用式(4)一式(5)分析来水来沙条件对主槽摆动的具体影响。应当指出，由于各水文站实测流量过程及悬沙级配等资料收集不齐全，在现阶段从泥沙角度来计算水流挟沙力等参数较为困难，因此还不能用这些参数来描述水沙条件的变化。

为研究游荡段主槽摆动强度与上游来水来沙条件之间的关系，此处采用 1999—2016 年花园口年均流量、年均含沙量、来沙系数以及年均水流冲刷强度，来分析这些水沙因素与游荡段主槽摆动强度之间的关系。计算结果表明，主槽摆动强度与年均水流冲刷强度呈幂函数关系，两者相关系数与所考虑的年数呈抛物线变化，大约在 $n = 3$ 时相关系数达最大值。图 8 给出了 1999—2016 年游荡段主槽摆动强度与年均流量、年均含沙量、来沙系数以及前 3 年平均水流冲刷强度的关系。

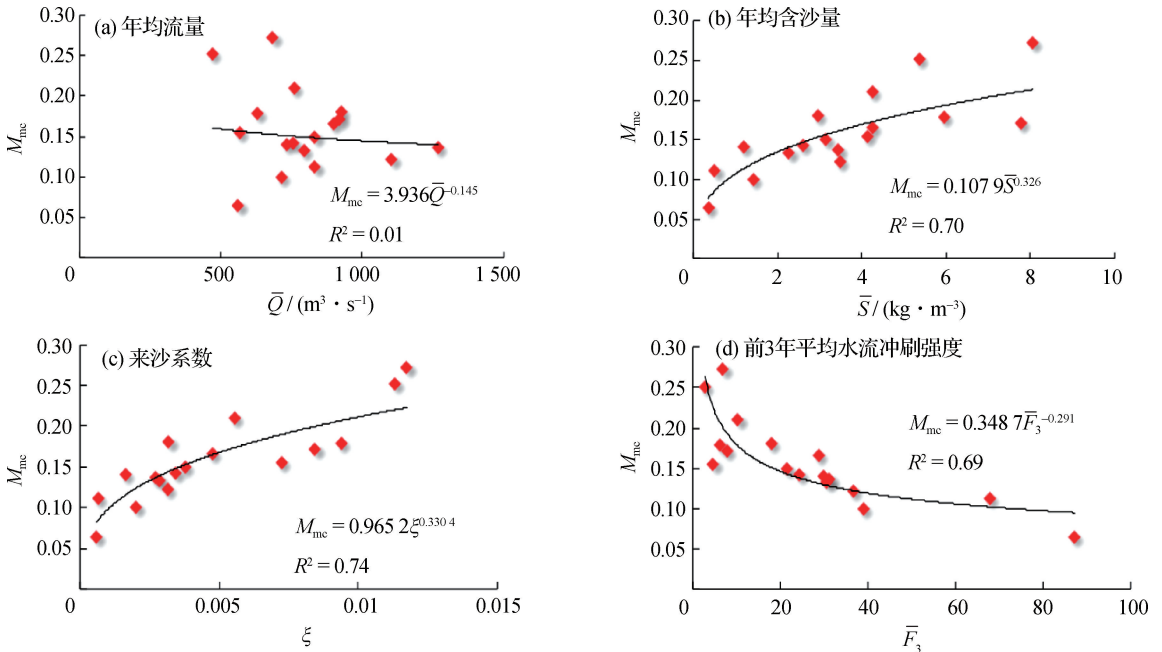


图 8 水沙条件对游荡段主槽摆动强度的影响

Fig. 8 Relationship between the main channel migration intensity and flow and sediment regime

从图8可以看出:①图8(a)点据非常散乱,直观上可以判断年均流量与主槽摆动强度的相关性不大。进一步建立年均流量与主槽摆动强度的幂函数关系,相关系数仅为0.01,说明游荡段主槽摆动强度与单一流量因素基本不相关。②游荡段主槽摆动强度随含沙量、来沙系数的增大而增大,相关系数均达到0.7以上,说明来沙条件相对于来水条件更重要。③游荡段主槽摆动强度随前3年平均水流冲刷强度的增大而减小,相关系数在0.69左右。以上分析说明来水来沙条件是影响游荡段主槽摆动强度的主要因素,其中来沙条件的影响更为重要。平均含沙量越小、来沙系数越小、平均水流冲刷强度越大,主槽摆动强度越小,游荡性越低。

由于花园口—夹河滩段平均主槽摆动宽度是游荡段3个分河段中最大的,因此,有必要单独研究这个河段主槽摆动强度与来水来沙条件之间的关系。基于上述分析,也分别建立了1999—2016年花园口断面前3年平均水流冲刷强度、来沙系数与花园口—夹河滩段主槽摆动强度的关系。该河段主槽摆动强度随前3年平均水流冲刷强度的增大而减小,随来沙系数的增大而增大,相关系数分别为0.75和0.72。由此可见,该河段主槽摆动强度与前3年平均水流冲刷强度关系更密切,同样也说明来水来沙条件是影响游荡段主槽摆动强度的主要因素,而前3年平均水流冲刷强度是影响主槽摆动强度的关键因子。

5 结 论

(1) 游荡段主槽摆动方向具有往复性,断面主槽中心线左摆或右摆的频率基本相当;游荡段沿程各断面主槽摆动宽度差异较大,呈现中段大、上下两段小的特点。

(2) 小浪底水库运行后,游荡段主槽摆动宽度与强度均呈逐渐减小趋势,多年平均值分别为188 m/a和0.16;3个分河段的多年平均主槽摆动宽度分别为156 m/a、253 m/a、145 m/a。说明小浪底水库运行后,游荡段进入持续冲刷阶段,各河段主槽摆动宽度和强度降低,游荡程度减弱。

(3) 在游荡段主槽摆动强度的影响因素中,上游来水来沙条件是主要影响因素,河床边界条件(滩槽高差、河床组成)是次要因素,各类河道整治工程也会对主槽摆动产生一定的影响。主槽摆动强度随花园口站前3年平均水流冲刷强度的增大而减小,随来沙系数、含沙量的增大而增大。建立了游荡段主槽摆动强度与花园口前3年平均水流冲刷强度的幂函数关系,采用经验公式得到的计算值与实测值总体符合较好。

参考文献:

- [1] 钱宁,周文浩. 黄河下游河床演变 [M]. 北京:科学出版社,1965:203-224. (CHIEN N, ZHOU W H. Channel evolution in the Lower Yellow River [M]. Beijing: Science Press, 1965: 203-224. (in Chinese))
- [2] 申冠卿,张原锋,张敏. 黄河下游漫滩高含沙洪水滩槽界定及泥沙时空沉积特性 [J]. 水科学进展, 2017, 28(5): 641-651. (SHEN G Q, ZHANG Y F, ZHANG M. Definition of channel and floodplain and spatio-temporal sedimentation characteristics for overbank hyperconcentrated flood in the lower Yellow River [J]. Advances in Water Science, 2017, 28(5): 641-651. (in Chinese))
- [3] 金德生,张欧阳,陈浩,等. 小浪底水库运用后黄河下游游荡性河段深泓演变趋势分析 [J]. 泥沙研究, 2000(6): 52-62. (JIN D S, ZHANG O Y, CHEN H, et al. Analysis of thalweg evolution tendency of the wandering reach in the Lower Yellow River after Xiaolangdi Reservoir operation [J]. Journal of Sediment Research, 2000(6): 52-62. (in Chinese))
- [4] 许炯心,孙季. 黄河下游游荡河道萎缩过程中的河床演变趋势 [J]. 泥沙研究, 2003(1): 10-17. (XU J X, SUN J. Tendency of channel change of the Lower Yellow River during its shrinkage [J]. Journal of Sediment Research, 2003(1): 10-17. (in Chinese))
- [5] 李向阳,朱乐奎,陈东,等. 藕节辫状河发育和演变过程的试验研究 [J]. 水科学进展, 2018, 29(6): 810-819. (LI X Y, ZHU L K, CHEN D, et al. Experimental study on the formation and evolution of a braided channel with 'lotus roots' [J]. Advances in Water Science, 2018, 29(6): 810-819. (in Chinese))
- [6] XIA J Q, LI X J, LI T, et al. Response of reach-scale bankfull channel geometry in the Lower Yellow River to the altered flow and

- sediment regime [J]. *Geomorphology*, 2014, 213: 255-265.
- [7] 夏军强, 李洁, 张诗媛. 小浪底水库运用后黄河下游河床调整规律 [J]. 人民黄河, 2016, 38(10): 49-55. (XIA J Q, LI J, ZHANG S Y. Channel adjustments in the Lower Yellow River after the operation of Xiaolangdi Reservoir [J]. *Yellow River*, 2016, 38(10): 49-55. (in Chinese))
- [8] LAWLER D M, GROVE J R, COUPERTHWAITTE J S, et al. Downstream change in river bank erosion rates in the Swale-Ouse system Northern England [J]. *Hydrological Processes*, 1999, 13(7): 977-992.
- [9] 陈建国, 周文浩, 陈强. 小浪底水库运用十年黄河下游河道的再造床 [J]. 水利学报, 2012, 43(2): 127-135. (CHEN J G, ZHOU W H, CHEN Q. Channel re-establishment of the Lower Yellow River in ten years operation of Xiaolangdi Reservoir [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2012, 43(2): 127-135. (in Chinese))
- [10] 陈绪坚, 陈清扬. 黄河下游河型转换及弯曲变化机理 [J]. 泥沙研究, 2013(1): 1-6. (CHEN X J, CHEN Q Y. Theory of river pattern transformation and change of channel sinuosity ratio in Lower Yellow River [J]. *Journal of Sediment Research*, 2013 (1): 1-6. (in Chinese))
- [11] 胡一三, 张红武, 刘贵芝, 等. 黄河下游游荡性河段河道整治 [M]. 郑州: 黄河水利出版社, 1998: 6-12. (HU Y S, ZHANG H W, LIU G Z, et al. River training in the braided reach of the Lower Yellow River [M]. Zhengzhou: the Yellow River Water Conservancy Press, 1998: 6-12. (in Chinese))
- [12] SHIELDS F D, SIMON A, STEFFEN L J. Reservoir effects on downstream river channel migration [J]. *Environmental Conservation*, 2000, 27(1): 54-66.
- [13] RICHARD G A, JULIEN P Y, BAIRD D C. Case study: modeling the lateral mobility of the Rio Grande below Cochiti Dam, New Mexico [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2005, 131(11): 931-941.
- [14] MACDONALD T E, PARKER G, LEUTHE D P. Inventory and analysis of stream meander problems in Minnesota [R]. Minneapolis: St Anthony Falls Laboratory, 1991:13-35.
- [15] 张敏, 黄河清, 张晓华. 黄河下游漫滩洪水冲淤规律 [J]. 水科学进展, 2016, 27(2): 165-175. (ZHANG M, HUANG H Q, ZHANG X H. A study of the characteristics of sedimentation in the Lower Yellow River during overbank floods [J]. *Advances in Water Science*, 2016, 27(2): 165-175. (in Chinese))
- [16] 胡春宏, 张治昊. 黄河下游河道萎缩过程中洪水水位变化研究 [J]. 水利学报, 2012, 43(8): 883-890. (HU C H, ZHANG Z H. Research on variation of floodwater stage during the atrophy process of the Lower Yellow River channel [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2012, 43(8): 883-890. (in Chinese))
- [17] YANG C, CAI X B, WANG X L, et al. Remotely sensed trajectory analysis of channel migration in Lower Jingjiang reach during the period of 1983—2013 [J]. *Remote Sensing*, 2015, 7(12): 16241-16256.
- [18] 宋志瑞, 马逸麟, 唐春花. 江西长江河道演变遥感解译 [J]. 遥感技术与应用, 2005(4): 415-419. (SONG Z R, MA Y L, TANG C H. Remote-sensing explanation of the Yangtze River channel in Jiangxi Province [J]. *Remote Sensing Technology and Application*, 2005(4): 415-419. (in Chinese))
- [19] XIA J Q, WU B S, WANG G Q, et al. Estimation of bankfull discharge in the Lower Yellow River using different approaches [J]. *Geomorphology*, 2010, 117(1/2): 66-77.
- [20] 吴保生, 申冠卿. 来沙系数物理意义的探讨 [J]. 人民黄河, 2008(4): 15-16. (WU B S, SHEN G Q. Discussion on the physical meaning of the coefficient of sand [J]. *Yellow River*, 2008(4): 15-16. (in Chinese))
- [21] WU B S, WANG G Q, XIA J Q, et al. Response of bankfull discharge to discharge and sediment load in the Lower Yellow River [J]. *Geomorphology*, 2008, 100(3/4): 366-376.
- [22] LI J, XIA J Q, ZHOU M R, et al. Variation in reach-scale thalweg-migration intensity in a braided reach of the Lower Yellow River in 1986—2015 [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2017, 42: 1952-1962.
- [23] TIAN S M, WANG W H, XIE B F, et al. Fluvial processes of the downstream reaches of the reservoirs in the Lower Yellow River [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2016, 26(9): 1321-1336.
- [24] WU B S, WANG G Q, MA J M, et al. Case study: river training and its effects on fluvial processes in the Lower Yellow River, China [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2005, 131(2): 85-96.

Characteristics of main channel migration in the braided reach of the Lower Yellow River after the Xiaolangdi Reservoir operation *

WANG Yingzhen, XIA Junqiang, ZHOU Meirong, LI Jie

(State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan 430072, China)

Abstract: The response of main channel migration to the altered flow and sediment regime is characterized by complexly temporal and spatial variations in the Lower Yellow River (LYR), and the investigation into the characteristics of main channel migration is crucial to understand the principles of river regime adjustments and fluvial processes in the LYR. In this study, widths and intensities of main channel migration at section- and reach-scales were calculated based on the data of remote sensing images and 28 observed cross-sectional profiles in the braided reach of the LYR during the period from 1999 to 2016, with the characteristics and the key influencing factor to control main channel migration intensity being identified quantitatively. It is found that the main channel processes in the braided reach migrated back and forth towards the left or right direction, and section-scale migration widths in the middle reach were generally larger than the values in the upper and lower reaches. The width and intensity of main channel migration show a gradual decreasing trend, with the average were 188 m/a and 0.16 respectively. It is confirmed that the incoming flow and sediment regime is a dominant factor to influence the main channel migration, although the channel boundary conditions can influence the intensity of main channel migration, covering the influencing factors of the level difference between main channel and floodplain, and composition of bed material. The main channel migration intensity of the braided reach can be expressed as a power function of the previous three-year average fluvial erosion intensity, and the calculated main channel migration intensities in 1999—2016 using the proposed relation generally agree with the observed data.

Key words: main channel migration; migration intensity; remote sensing images; fluvial erosion intensity; braided reach; Lower Yellow River

* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 51725902; No. 51579186).