

黄河下游河道断面沉积速率的时段变化及其原因分析

刘 慰^{1,2}, 王随继^{1,2}

(1. 中国科学院 地理科学与资源研究所 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:黄河中游的大量来沙导致其下游河道沉积升高而变成了悬河,成了防洪的潜在威胁。为了揭示半个世纪以来黄河下游的沉积态势及其沉积速率的时空变化,选取了黄河下游花园口、高村、洛口、利津 4 个典型水文站 1960 年以来的水沙和河道断面的实测资料,分析了水沙变化趋势,计算了不同时段河道断面河床沉积速率。结果表明:上述 4 个断面的沉积速率在时间上都有明显的减小趋势,这与流域逐渐增强的水土保持措施、水库调节和引水相关,而由于水库运行方式的不同,其中部分时段呈现较大的侵蚀速率,尤其自 2010 年以来侵蚀态势更为明显。断面河床沉积速率在空间上自高村以下呈现出沿程增大趋势,从沿程分布的辫状、弯曲和顺直 3 类河型来看,1960 年以来的平均沉积速率在辫状和弯曲河段相近,而顺直河段最大,这主要与河道比降逐渐变小而引起的水动力变弱有关。为了持续降低黄河下游的沉积速率,中上游水土保持措施的持续实施和小浪底水库有计划的清水冲沙仍然是未来黄河下游河道治理的最好选择。

关键词:黄河下游; 河道断面; 沉积速率; 时空变化

中图分类号: P512.2

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2019)02-0167-08

Temporal and Spatial Change of the Sedimentation Rate on the Channel Cross-sections in the Lower Reaches of Yellow River and Its Influence Factors

LIU Wei^{1,2}, WANG Suiji^{1,2}

(1. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The large amount of sediments delivered from the middle reaches of Yellow River Basin to the lower reaches has resulted in that the riverbed in lower reach is higher than ground and the lower reaches of Yellow River became a ‘hanging river’, which is a potential threat to flood control. In order to reveal the sedimentation trend in the channel of the lower reaches of Yellow River, we calculated the sedimentation rates on the channel cross-sections of Huayuankou, Gaocun, Luokou, and Lijin gauging stations in the lower reaches of Yellow River based on the measured data since 1960, and analyzed the temporal and spatial change of the sedimentation rates. The results showed that the sedimentation rate of the above cross-sections decreased obviously in different time periods, which is related to the vigorous implementation of soil-and-water conservation measures, regulation of reservoirs, and water diversion in the basin. Due to the different operation strategies of reservoirs, the erosion rate during partial periods was relatively large, especially since 2010. The spatial evolution of the sedimentation rate of channel bed showed an increasing trend in the lower reaches passing the Gaocun station. In terms of braided, meandering, and straight three channel patterns along the lower reaches of Yellow River, the sedimentation rate of the braided channel is similar to that of the meandering channel, while that of the straight channel reach is the largest among the three channel patterns. This spatial variation trend is mainly related to the weakened flow power caused by the gradual reduction of the channel gradient. For the sake of a sustainable reduction in the sedimentation rate of the lower reaches of Yellow River, the continuous implementation of soil-and-water conservation measures in the middle and upper reaches and the planned water flushing of Xiaolangdi Reservoir are still the best choices for the lower Yellow River manage-

ment in the future.

Keywords: lower reaches of Yellow River; channel cross-sections; sedimentation rate; temporal and spatial change

黄河是中国第二大长河,该河流的发育受到高度关注,尤其是下游“地上悬河”形成后,导致洪水水位偏高,威胁到滩区人民的生命安全。在黄河下游河段中存在多种不一样的河型,河道演变极为复杂。国内外很多研究者已经在河型转化^[1-3]、水文泥沙^[4-5]等方面做过一系列的研究;还有研究者探讨了人类活动对河道演变以及来水来沙的影响,包括水利工程的投入运行对河道冲淤及其演变的影响^[6-8]。

近年来一些学者基于河道断面特征对黄河下游进行了研究,在不同的水沙条件下河道断面会自动调整。范小黎等^[9]以黄河宁夏河段3个水文站为例,分析了该河段水文泥沙特征、河道断面形态和河相系数与水力半径关系,指出断面平均流速为约束该河道断面演变的主要要素。冯普林等^[10]比较了各河槽横断面形态参数在汛前、汛后的变化,并运用数学模型建立起该指标和河段口水沙的定量关系,提出增强河道行洪输沙功能的水沙治理措施。姚文艺等^[11]利用三门峡水库建成后黄河下游上段的游荡性河段河道断面形态变化及其演变趋势,发现了在清水下泄前期,河流趋于归顺,而后期会出现河势塌滩、掉沿等现象。研究表明上游水库的下泄流量变化范围应比较小,时间不宜过长。师长兴等^[12]通过水文观测和水力几何形态的研究,利用河道宽深比、河床质粒径大小和河道比降等参数,分析研究了黄河河口地区河道演变模式及河槽横断面自我调整机制。其他已有研究主要侧重于黄河上游地区河型的转化,河道水沙对上游水库的响应,以及黄河下游相关河型的分析等,而对于黄河下游河道沉积速率变化及其影响因素等方面的研究存在不足。本文利用黄河下游花园口、高村、洛口、利津4个水文站的相关数据,对黄河下游水沙变化及河道断面演变趋势进行分析的基础上,进一步计算上述河道断面上的沉积速率,并分析沉积速率的时空变化及其主要影响因素。该研究可揭示黄河下游河道断面沉积速率的变化趋势,为有效管理黄河下游河道向健康河流的发展提供理论依据。

1 数据与方法

1.1 研究区概况

黄河流域穿越中国三大阶梯,覆盖面积752 443 km²,呈“西高东低”态势。黄河西段位于青藏高原,海拔达4 000 m以上,中段以黄土高原为主体,海拔

为1 000~2 000 m,东段则处于华北大平原,地貌以平原为主。黄河多年平均径流量仅占我国河流总径流量的2%,大约为580亿m³/a。因黄河中段流经泥沙较为丰富的黄土高原区域,众多高含沙支流携带大量泥沙汇入干流,流经下游时因水动力减弱输沙能力降低,致使东段河床纵剖面抬升明显^[13]。依河流特性,以河口镇、桃花峪为分界点,将黄河划为上、中、下游三部分。从花园口至高村站,全长206.5 km,是黄河下游的主要冲积河段,也是河道变化最频繁、悬河发育、防洪形势最为严峻的河段。花园口至高村站河道平均比降为0.198‰^[14],河床心滩发育,属于辫状河型;高村至洛口站,比降略有变小,属于弯曲河型;洛口至利津站属于顺直河段,河道比降小于0.1‰,河道弯曲度为1.19^[15]。整个黄河下游的河道平均比降为0.111‰,大量中游来沙沉积于这段河道,使得河床严重淤积,河床平均每年抬高10~20 cm^[16]。

1.2 数据来源

本文选取黄河下游河段的花园口(113°39'E,34°55'N)、高村(四)(115°05'E,35°23'N)、洛口(三)(116°59'E,36°44'N)和利津(三)(118°18'E,37°31'N)4个水文站1961—1989年、2006—2014年的实测水文泥沙数据来分析下游水沙变化特征,选取1965年、1970年、1975年、1980年、1985年、1989年、2006年、2010年、2014年9个年份的河道大断面实测数据来分析河道断面演变特征,并且以上述相邻年份为给定时段分别计算各时期各断面的河道沉积速率。为了方便起见,后3个水文站本文分别简称为高村站、洛口站和利津站。这里用到的水文泥沙数据和河道大断面观测数据均收集自《黄河流域水文资料——黄河下游区》^[17]。

1.3 研究方法

本文主要采用积分方法、高程对比方法和沉积速率对比方法对黄河下游区河道演变进行了研究。运用Origin 2016对某实测河道大断面上河岸(滩唇)之间的河床断面上的一系列河床高程数据进行积分处理,从而得出河道断面面积。河道断面河床平均沉积速率计算方法如下:

$$V = \frac{A_i - A_j}{W_i - W_j} N$$

式中: V 表示河道断面河床沉积速率; A_i, A_j, W_i, W_j 分别表示第 i, j 年一定高程下河道断面面积以及其所对应的河道(河岸或者滩唇之间)宽度; N 表示总年份,即

$N=i-j; (A_i/W_i-A_j/W_j)$ 为河道河床变化高程。

2 结果与分析

2.1 水沙特征

由于气候和人类活动的作用,黄河下游地区年径流量变化较大。可从图 1A 明显看出,4 个水文观站的年径流量均呈现一致的波动下降的态势。多年平均年径流量由花园口 406.95 亿 m^3 沿程减小至利津站 334.39 亿 m^3 。年径流量在 1960s 最大,其中最高值出现在 1964 年,该年 4 个水文站观测值分别为 861.00 亿 m^3 , 873.167 亿 m^3 , 956.09 亿 m^3 , 973.07 亿 m^3 。2006—

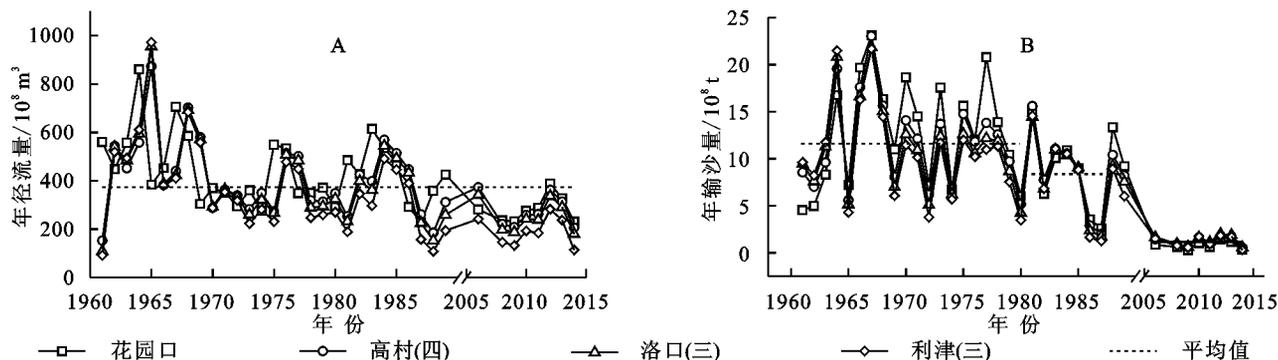


图 1 研究区各站水沙演变特征

2.2 河道断面演变特征

花园口断面处于辫状河型段,能耗率大,河道位置在大堤间摆动频繁、幅度较大,主流线变化不定,河床宽浅且侧向波动起伏较大(图 2A—2B)。距右岸 3 000~4 000 m,1965 年为主河道,河床平均高程为 91.07 m,河槽不断淤积,在 1970 年沉积为浅河道,1975 年河床升高演变为滩地,平均河床高程淤高至 94.02 m。1975—1980 年,河流向右岸摆动,河道由起点距 5 408 m 展宽至 9 809 m,侧蚀速率达 880.2 m/a。1989—2006 年在距右岸约 7 700~8 700 m 河床局部侵蚀严重,下蚀速率为 26.65 cm/a。2010—2014 年河床整体上发生冲刷。

高村断面处于弯曲河段之内,属于单河道,主河槽集中于右岸(图 2C—2D),并受到横向环流的作用易发生侧向迁移。1965 年主河槽位于距右岸 1 000~2 000 m,随着时间的推移,受到河流的侧蚀作用,深泓迁移,1970 年处于距右岸 1 000 m 之内。1970—2014 年,河道位置较为固定,均分布于近右岸 1 000 m 以内。相比于右岸河床,左岸滩地变化速率小,河漫滩整体处于淤积升高状态。

洛口站和利津站均位于顺直河段。洛口横断面(图 2E)滩地无明显起伏波动,河道侧向移动范围小,河床变化主要发生在主槽区域。1965—1975 年河道淤积抬升 5.48 m。1975—1980 年,河道较为稳定,

2014 年,年径流距平百分率 p 值为 -35.27%,黄河下游进入特枯水期。

黄河下游年输沙量波动较大,下游最大年平均输沙量在 1967 年达 22.42 亿 t,2014 年最小为 0.44 亿 t,极值比达 51.54,远远高于年均输沙量的极值比 5.43,其变幅明显大于年径流量的变幅。由图 1B 可见,年输沙量大致可以划分为 3 个不同的时期,1961—1980 年年输沙量值波动范围在 (3.47~23.11) 亿 t,起伏变化剧烈;1981—1989 年,4 个代表性断面的均值为 8.31 亿 t;2006—2014 年连续 9 a 为枯水段,年输沙量明显变小,年际变化平稳,其平均值为 1.11 亿 t。

1980—1985 年深泓线下切,1985—1989 年河床淤高。2014 年深泓点位置最低,河床高程为 19.1 m。

利津断面河床明显呈现左低右高的倾斜状态(图 2F),整体上摆动较小。从 1965—1989 年,河床近于平行抬升或下降,形态基本保持恒定状态。2006 年相比 1989 年,靠近右岸的河床淤高明显,2006—2014 年河床床面起伏较大,滩地淤积而河床整体处于冲刷状态。

2.3 河道断面河床沉积速率比较

2.3.1 河道断面河床沉积速率的时间变化 花园口河道断面变化复杂,河床起伏较大。从图 3 中可以看出,在 1965—1970 年、1970—1975 年、1975—1980 年沉积速率值均大于零,表明在 3 个时间段内花园口站的河床均淤积抬高,平均沉积速率分别为 13.38, 9.01, 0.81 cm/a,随着时间有减小趋势。1975 年开始淤积侵蚀交替发生。1965—2014 年花园口河道断面河床平均沉积速率是 2.15 cm/a。

高村断面在 1965—2014 年的河床平均沉积速率为 1.84 cm/a。在 1965—1970 年、1970—1975 年、1975—1980 年、1980—1985 年、1989—2006 年,其河床平均变化速率均为正值,该断面处河床淤高。其中 1970—1975 年河床横断面面积变化最大,为 2 133.17 m^2 ,河道断面河床平均沉积速率高达 9.28 cm/a;1985—1989 年、2006—2010 年、2010—2014 年河床受到冲刷,沉积速率分别为 -1.59, -5.2, -2.37 cm/a。

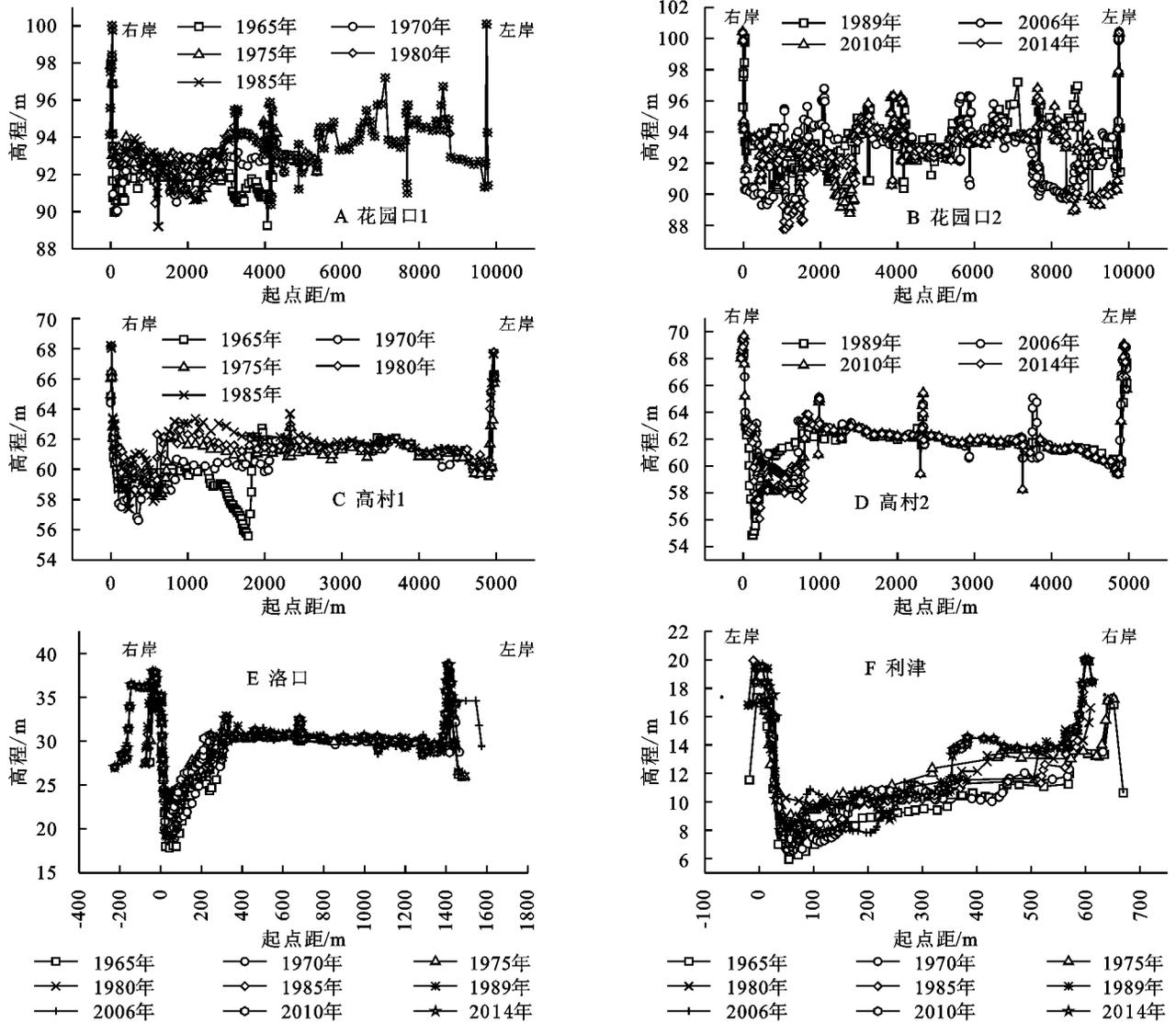


图 2 河道横断面演变趋势

洛口河道断面在 1965—2014 年的河床平均沉积速率为 2.81 cm/a, 整体处于抬升状态。但 1975—1980 年、1980—1985 年、2006—2010 年、2010—2014 年河道断面河床沉积速率分别为 -1.97, -12.92, -1.75, -27.65 cm/a, 总体上具有弱侵蚀与强侵蚀交替分布、侵蚀速率增大的特征。在 1965—1970 年、1970—1975 年、1985—1989 年、1989—2006 年其河道断面河床沉积速率分别为 10.85, 38.0, 15.36, 2.54 cm/a, 有减小趋势。

利津断面在 1965—2014 年的河床变化以淤积为主导, 其平均沉积速率为 4.44 cm/a, 其中在 1965—1970 年、1970—1975 年、1985—1989 年、1989—2006 年河道断面河床沉积速率分别为 16.3, 29.08, 18.42, 2.34 cm/a, 1975—1980 年、1980—1985 年、2006—2010 年、2010—2014 年的沉积速率分别为 -5.41, -21.77, -2.57, -0.85 cm/a, 沉积和侵蚀大致交替分布, 并且, 河床沉积速率和侵蚀速率都有明显变小趋势。

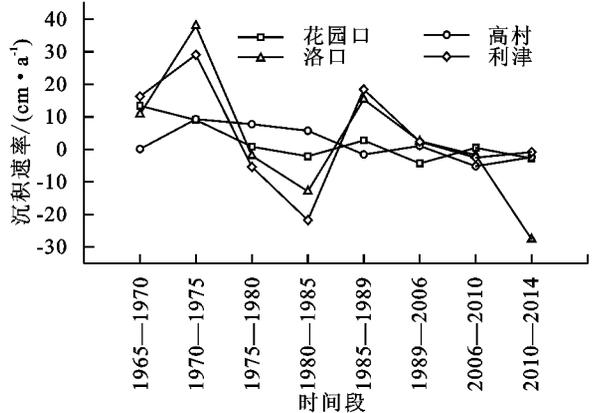


图 3 河床沉积速率的时间变化趋势

2.3.2 河床沉积速率的空间变化 1965—1970 年河道断面河床沉积速率从辫状河段的代表水文站花园口站的 13.38 cm/a 减小至弯曲河段代表性水文站——高村站的 0.11 cm/a(图 4A)。顺直河段因为比降最小, 河床沉积速率迅速增大, 洛口站为 10.85 cm/a, 利津站为 16.3 cm/a。4 站的河床沉积速率沿

程呈现出较小—很小—较大—大的变化趋势,并且自高村站起沿程增大。

1970—1975年4个断面处的河床沉积速率均大于0,其中辫状河段的花园口站与弯曲河段的高村站其河床沉积速率分别为9.01,9.28 cm/a,十分接近。顺直河段断面河床年均沉积速率明显增大,其中洛口断面处的河床年均沉积速率最大,达38 cm/a,利津站的为29.08 cm/a。4站的河床沉积速率沿程呈现大—大—极大—一次极大的变化趋势。

1975—1980年花园口与高村断面处的河床沉积速率分别为0.81,7.71 cm/a,洛口及利津断面处的河床沉积速率分别为-1.97,-5.41 cm/a。4个断面处的河床沉积速率由正转负,其变化速率沿程呈现小—较大—小—较小的变化趋势。

1980—1985年黄河下游经历侵蚀—沉积—侵蚀的过程。高村断面的河床沉积速率为5.7 cm/a,处于加积态势,而花园口、洛口和利津断面受到冲刷,河床侵蚀速率分别为-2.14,-12.92,-21.77 cm/a。该时期黄河下游河道以侵蚀作用为主导,4个断面处的河床变化速率呈现小—较小—较大—一次极大的变化趋势,其中断面侵蚀速率沿程呈现增大趋势。

1985—1989年黄河下游经历沉积—侵蚀—沉积的过程。除高村断面河床侵蚀速率为-1.59 cm/a外,沿程的其他3个断面河床沉积速率分别为2.72,15.36,18.42 cm/a。4个断面处的河床变化速率沿程呈现小—小—大—大的变化趋势。

1989—2006年黄河下游沿程发生冲刷—沉积的过程。花园口受到侵蚀,河道断面河床变化速率为-4.3 cm/a,高村、洛口和利津站均处于淤积状态,沉积速率分别为1.06,2.54,2.34 cm/a。4个断面河床变化速率均较小,但呈现沿程增大趋势。

2006—2010年花园口、高村、洛口和利津断面处的河床沉积速率分别为0.48,-5.2,-1.75,-2.57 cm/a,其中后3个断面以侵蚀为主,从4站所处位置看,辫状河段为沉积,弯曲及顺直河段为侵蚀。

2010—2014年黄河下游花园口、高村、洛口和利津断面处河床都发生侵蚀,其侵蚀速率分别为-2.75,-2.37,-27.65,-0.85 cm/a。其中辫状河段和弯曲河段的两个断面侵蚀程度较小,且前者略大于后者,顺直河段的洛口断面严重侵蚀,至利津断面变成轻微侵蚀。

在1965—2014年,黄河下游上述4个断面处的河床平均沉积速率分别为2.15,1.84,2.81,4.44 cm/a,沿程呈现逐渐增大的变化趋势(图4B),表明这

半个世纪中黄河下游河道普遍接受沉积,河床以淤积抬升为主。

以黄河下游小浪底水库在1999年建成蓄水为时间节点可将全部时间序列划分为两个时段,1965—1999年、1999—2014年。在1965—1999年,黄河下游上述4个断面处的河床沉积速率均大于3 cm/a,以淤积抬高为主(图4C);在1999—2014年,这些断面处的河床平均沉积速率为-3.42 cm/a,且都为侵蚀状态,最大和最小侵蚀速率分别出现在洛口和利津断面,而花园口和高村断面处的侵蚀速率都接近于-2 cm/a。

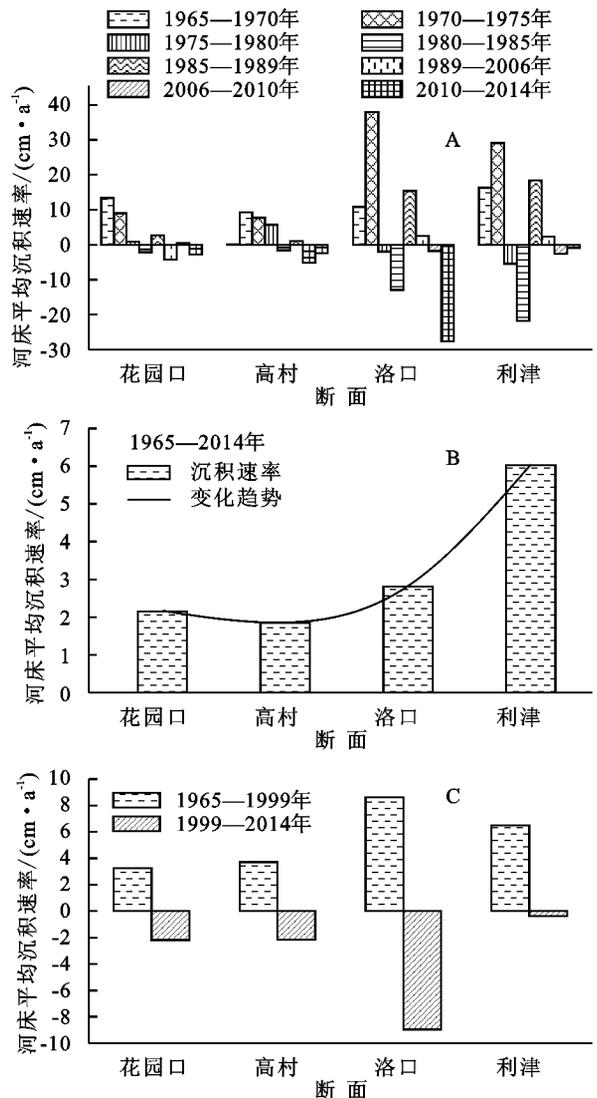


图4 河床年均沉积速率的空间变化

3 讨论

受自然和人为因素影响,黄河下游河道断面演变及河床沉积速率都随时间和空间的不同而变化,并且各主要控制因素在不同的阶段存在着彼此消长特征。其中气候变化、河道地貌特征、沉积物特性差异以及人类活动均会使河道断面、河床沉积速率发生不同程

度的变化。

3.1 天然来水来沙变化的影响

流域来水来沙是河流造床的主要驱动力,河道横断面和纵剖面会因水沙条件的改变而变化。Leopold等^[18]构建的河相关系理论表明,在冲积河流河道过水断面的水面宽(W)、平均水深(D)均与流量(Q)的某次方成正比($W=aQ^b, D=cQ^f$)。丰水期径流量和流量均较大,河流挟沙能力强,对河床冲刷改造能力大,相反,枯水期河流对河床改造能力较弱。黄河流域水沙异源,径流量年际波动大,输沙量也极不均匀。不同的时间段对应着不同的水沙组合,1961—1962年为枯水少沙型,1963年为平水平沙型,1964年为丰水多沙型,1965—1973年为枯水多沙型,1974—1979年为平水多沙型,1980—1985年为平水年,泥沙偏多。1986—1989年与2006—2014年均均为枯水枯沙型,这样的流域来水来沙及水沙组合对黄河下游的河床演变及其沉积速率影响显著。

结合图1A—1B分析,黄河下游1970—1975年年均径流量为315.87亿 m^3 ,比多年平均值382.34亿 m^3 偏少17.38%,距平百分率介于-20%~-10%,可知该时间段整体属于偏枯水年,而含沙量较多年平均值偏多29.39%,因此在该时段高村断面处河道淤积量比1965—1970年淤积量大,其河床沉积速率也相应比之前时段的大。1986—1989年水沙量、水沙脉动量减小,中小流天数增多,同时缺乏大洪水的冲刷,不利于河道输沙^[19],很大程度上致使河道萎缩,加速河道主槽淤积,使得河床沉积速率增大,导致河床抬升。

3.2 河道地貌条件影响

黄河下游河型由辫状河段经弯曲河段向顺直河段转化。4个水文站断面之间的河段中,花园口至高村的河道比降最大,高村到洛口的河道比降次之,洛口至利津的河道比降最小^[20]。在一定条件下,比降越小,河流挟沙能力越弱,水流对河床的冲刷作用就越弱。辫状河段河道比降最大,河岸极不发育,河漫滩主要为一元粗粒结构,以粉砂质为主,河流极不稳定,致使花园口站主河槽变化不定,形成宽浅河道(图2)。弯曲河流河岸中等发育,河漫滩为粉砂质和泥质二元结构^[21],而顺直河段河漫滩多为黏土和粉砂黏壤土组成,并且厚度较大,河岸抗冲刷性强,河流稳定性最高。不同的河型河道比降、河床稳定性、河道边界条件以及输水输沙效率不同,进而对河道断面形态和河床变化速率产生不同程度的影响,这尤其影响到河床沉积速率的空间变化。

3.3 人类活动影响

3.3.1 水库调控 对黄河下游有着重要的影响的第一个大型水利工程三门峡水库自1960年开始蓄水拦沙^[22],运行一年半后,已有93%的泥沙淤积于库内,除洪水期外,其余时段都下泄清水^[23]。1962—1973年改为滞洪排沙的运作方式,即时开闸迎洪。黄河下游天然情况下水沙不均衡,水库具有滞洪削峰的作用,在滞洪期,库区仍需具有一定的流动性,粗颗粒泥沙淤在水库内,排沙量减小。洪水期过后进行排沙,流量小而含沙量大,部分泥沙淤积在主槽内,导致河床沉积速率增大。该时期河床普遍抬升,浅滩和主槽高差减小,河道断面趋于宽浅^[24]。花园口站和高村站主河槽区域逐渐收缩,集中于右岸(图2)。高村到洛口站沉积速率急剧增大,河床整体处于抬升状态。

三门峡水库上游来水来沙年内分配不均,汛期所占比例较大,在1973年水库运行方式转为蓄清排洪。天然情况下,黄河下游汛期来沙量占全年的85%,水库运行后黄河下游汛期来沙量占年沙量的百分比增加了12.6%^[25]。1975年和1976年为丰水年,年均水量分别为512.09亿 m^3 ,492.22亿 m^3 。1980—1985年来水量接近于多年平均径流量,河床经历侵蚀—沉积—侵蚀的过程。但在1982年,黄河下游三门峡至花园口区间出现30a一遇的大洪水,花园口站洪峰流量为15300 m^3/s ,利津站侵蚀速率最大,高达-21.77 cm/a (图4A),整体上冲刷作用为主导。

刘家峡水库于1968年建成,龙羊峡水库在1986年建成,处于刘家峡大坝的上游160 km 处。为更有效地起到防洪防凌等作用,两库在1986年10月实现联合调度,一定程度上调节了年内和年际天然来水量,使径流量保持相对稳定,增大了中下游水流含沙浓度。1980—1985年黄河下游年均来沙系数为0.0182($kg \cdot s$)/ m^6 ,1986—1989年增至为0.0934($kg \cdot s$)/ m^6 ,1986年两库联合调度后,来沙系数较前一阶段明显增大,增幅为413.18%。1986—1989年洪峰流量降低,黄河下游沿程各站的河床沉积速率平均值除高村断面外其余均大于0,河床整体处于抬升趋势。

1999年10月小浪底水库正式投入运行,拦沙库容为75.5亿 m^3 ,水库采取下泄清水的运行方式,十多年来对黄河下游进行每年数十天的连续性人为放水冲刷,河道过流能力以及防洪能力明显增强,黄河下游河道萎缩的局面受到控制^[26]。2006—2014年黄河下游河道泥沙沉积量明显减少,上述各断面的河床平均沉积速率均小于零(图4C)。由上述可见,水库

的建设和运行对其下游河道的冲淤起着显著的影响。

3.3.2 水土保持 自20世纪60年代以来,黄土高原作为国家进行水土保持治理的重点工作区域,一系列水土保持工作在黄河流域展开,以减少径流量和土壤侵蚀量。主要措施包含修建梯田、建设淤地坝、拦沙坝以及采取林草措施等。退耕还林还草主要是采取生物措施从而实现水土保持的治理以及对自然生态的修复,该项举措在治理黄河流域水少沙多,尤其是含沙量居多的问题中起着不容忽视的作用。目前我国已全盘推进退耕还林还草的生态工程建设的实施,对水土流失严重的坡耕地进行调查规划,有计划的停止耕种,进而因地制宜加大种草造林面积,使植被覆盖率呈现出上升的趋势。陕西省位于黄河中游地区,植被稀少,水土流失严重,对黄河水沙的变化起着重要影响。从中游黄土高原地区主要省份陕西省来看,植林种草工作的推进取得了很好的生态经济效益。1999年陕西省率先作为我国启动的退耕还林还草工程的试点省份之一,从2000—2016年植被覆盖率由46%升高至67.7%,净增21.7%,在2016年,陕西省水土流失综合治理达4600 km²,占全国治理总面积56200 km²的8.18%^[27]。

随着黄河中游地区林草措施的实施,植被覆盖度显著增加^[28],相关研究表明黄河中游年均输沙量与退耕还林还草面积呈现负相关关系,自2000年以来,年均含沙量呈现波动下降的趋势,同时年径流量随着年际变化保持较低增长水平^[29],直接影响到下游的来水来沙量。水土保持治理主要是改变下垫面,增加地表覆被率和地表粗糙度,对地表水产流不利,影响水流动能,减少水沙出流量,在河床演变进程中起着制约作用。水土保持的治理效果与降雨量和降雨强度有关,只有在一定量级降雨下起作用。当降雨量大或遇大暴雨年份,水保措施的减水减沙作用变小,水土流失量反而会增加,来沙量可能会增加^[25]。80年代黄河中游段大雨次数减少,暴雨强度减弱,年均减水量(20亿~30亿)m³,减沙量(2亿~4亿)t,40%~50%的减少量为水土保持综合治理的结果^[30]。不同的水土保持措施也会对河流水动力学特性产生不同的影响^[31],进而可能会导致河流输沙率、河道断面以及河床冲淤等的变化,从而影响到下游河床沉积速率的变化。

3.3.3 农田灌溉和生活用水 随着社会经济的发展,人类对水资源需求日渐增大,农田灌溉和生活生产用水通过拦蓄引水使黄河径流量减少^[32]。黄河流域多年平均降水量为445.8 mm,大部分地区处于半

干旱区域,农田灌溉需水量大,2014年农田灌溉耗水量占地表水耗水量的72.1%。除此之外,还存在工业、居民生活和生态环境等用水需求。黄河总取水量从2001年474.55亿m³波动增加至2014年的534.78亿m³,地表用水量也呈增大趋势,从336.79亿m³耗水量增大至410.53亿m³^[33]。据最新统计,黄河流域地表水开发利用与消耗率已达86%和71%,严重超出黄河水资源承载力。结合图1可以看出,花园口、高村、洛口及利津水文站自1986年以后,水量沿程逐渐减少,沿途大量取用水致使许多年份断流。在花园口以下河段,地下水开采是影响地表水量的主要因素^[34]。总之,农田灌溉和引水使得进入黄河下游的水沙量减小,从而一定程度上影响到下游河道的冲淤及河床沉积速率变化。

4 结论

(1) 1960年以来黄河下游4个典型水文站河道断面上的河床沉积速率随着时间的变化都有明显的减小趋势,这与流域逐渐增强的水土保持措施、水库调节和引水相关,而由于水库运行方式的不同,其中部分时段呈现较大的侵蚀速率,尤其自2010年以来这一侵蚀态势更为明显。

(2) 从空间变化趋势看,1960年以来上述4个水文站河道断面上的河床沉积速率自高村以下呈现出沿程增大趋势。对比沿程分布的辫状、弯曲和顺直3类河型可以发现,平均沉积速率在辫状和弯曲河段的相近,而顺直河段的最大,这主要与河道比降逐渐变小而引起的水动力变弱有关。

(3) 黄河干流的诸多水库中,小浪底水库是1999年以来下游水沙量的直接控制枢纽,其建成和冲沙运行可以有效抑制黄河下游河床的淤积、降低了河床沉积速率,其功能是拦截了大量泥沙使之难以到达下游河段,以及清水冲沙使主河道河床相对降低。水库工程和水保措施是对河流的径流与输沙产生变化最主要的两个人为驱动因素。为了持续降低黄河下游的沉积速率,中上游水土保持措施的持续实施和小浪底水库有计划的清水冲沙仍然是未来黄河下游河道治理的最好选择。

参考文献:

- [1] 王随继. 黄河流域河型转化现象初探[J]. 地理科学进展, 2008, 27(2): 10-17.
- [2] 倪晋仁. 不同边界条件下河型成因的试验研究[D]. 北京: 清华大学, 1989.

- [3] 倪晋仁,王随继. 现代冲积河流的河型空间转化模式探讨[J]. 沉积学报, 2000, 18(1): 1-6.
- [4] 王随继. 黄河下游不同河型河道的水沙效应及演变趋势分析[J]. 沉积学报, 2009, 27(6): 1163-1171.
- [5] Liébault F, Piégay H. Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France [J]. *Geomorphology*, 2001, 36(3/4): 167-186.
- [6] 许炯心, 师长兴. 汉江丹江口水库下游游荡段河岸侵蚀及其在河床调整中的意义[J]. 科学通报, 1995, 40(18): 1689-1692.
- [7] Pohl M. Channel bed mobility downstream from the Elwha Dams, Washington [J]. *Professional Geographer*, 2004, 56(3): 422-431.
- [8] 冉立山, 王随继, 范小黎, 等. 黄河内蒙古头道拐断面形态变化及其对水沙的响应[J]. 地理学报, 2009, 64(5): 531-540.
- [9] 范小黎, 王随继, 冉立山. 黄河宁夏河段河道演变及其影响因素分析[J]. 水资源与水工程学报, 2010, 21(1): 5-11.
- [10] 冯普林, 梁志勇, 黄金池, 等. 黄河下游河槽形态演变与水沙关系研究[J]. 泥沙研究, 2005(2): 66-74.
- [11] 姚文艺, 常温花, 夏修杰. 黄河下游游荡性河段清水下泄期河道断面形态的调整过程[J]. 水利学报, 2003, 34(10): 75-80.
- [12] Shi C, Zhang D. Processes and mechanisms of dynamic channel adjustment to delta progradation: the case of the mouth channel of the Yellow River, China [J]. *Earth Surface Processes & Landforms*, 2003, 28(6): 609-624.
- [13] 朱起茂. 黄河下游河床演变与河口淤积延伸[J]. 地理研究, 1982, 1(4): 17-25.
- [14] 王随继. 黄河下游河型的特性及成因探讨[J]. 地球学报, 2003, 24(1): 73-78.
- [15] 陆中臣, 陈劭锋, 陈浩. 黄河下游游荡段河道平面形态与河势变化趋势预测[J]. 地理学报, 2000, 55(6): 729-736.
- [16] 戴英生. 黄河的形成与发育简史[J]. 人民黄河, 1983(6): 4-9.
- [17] 黄河水利委员会. 黄河流域水文资料[Z]. 北京: 黄河水利委员会, 1961—1989, 2006—2014.
- [18] Leopold L B, Maddock R T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications [J]. *Usgs Professional Paper*, 1953, 252.
- [19] 王兆印, 周静, 李昌志. 黄河下游水沙变化及河床纵横断面的演变[J]. 水力发电学报, 2006, 25(5): 42-45.
- [20] 王随继. 黄河下游辫状、弯曲和顺直河段间沉积动力特征比较[J]. 沉积学报, 2010, 28(2): 307-313.
- [21] 王随继, 任明达. 根据河道形态和沉积物特征的河流新分类[J]. 沉积学报, 1999, 17(2): 240-246.
- [22] 顾永杰. 试析三门峡工程中的“蓄水拦沙”方针[J]. 咸阳师范学院学报, 2010, 25(6): 91-95.
- [23] 张敏. 黄河下游河道横断面形态演变特点及调整规律探讨[D]. 太原: 太原理工大学, 2006.
- [24] 钱宁, 张仁, 周志德. 河床演变学[M]. 北京: 科学出版社, 1987.
- [25] 赵业安, 潘贤娣. 黄河水沙变化与下游河道发展趋势[J]. 人民黄河, 1994(2): 31-34.
- [26] 陈建国, 周文浩, 孙高虎. 论黄河小浪底水库拦沙后期的运用及水沙调控[J]. 泥沙研究, 2016(4): 1-8.
- [27] 黄河水利委员会. 黄河流域水土保持公报[R]. 北京: 黄河水利委员会, 1999—2015.
- [28] 信忠保, 余新晓, 甘敬, 等. 黄河中游河龙区间植被覆盖变化与径流输沙关系研究[J]. 北京林业大学学报, 2009, 31(5): 1-7.
- [29] 米玉良, 樊军玲. 退耕还林对黄河中游河流含沙量和输沙量的影响[J]. 陕西水利, 2013(4): 127-129.
- [30] 周静. 黄河下游近30年河道演变规律研究[D]. 北京: 清华大学, 2005.
- [31] 姚文艺, 彭乃志, 杨道富. 水土保持治理对河道系统影响研究的若干基础理论问题[J]. 泥沙研究, 1999(4): 20-25.
- [32] 王浩, 贾仰文, 王建华, 等. 人类活动影响下的黄河流域水资源演化规律初探[J]. 自然资源学报, 2005, 20(2): 157-162.
- [33] 黄河水利委员会. 黄河水资源公报[R]. 北京: 黄河水利委员会, 2001—2014.
- [34] 张俊峰, 张学成, 张新海. 黄河流域水资源量调查评价[J]. 人民黄河, 2011, 33(11): 39-40.