

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2016.05.006

2012 年洪水对黄河内蒙古段冲淤影响

李子文¹, 秦 毅¹, 陈星星¹, 王文海², 吴秋琴¹

(1. 西安理工大学西北旱区生态水利工程国家重点实验室培育基地, 陕西 西安 710048;
2. 黄河水利委员会宁蒙水文水资源局, 内蒙古 包头 014030)

摘要: 2012 年洪水是内蒙古河段 1989 年以来历时最长、洪峰流量最大的洪水过程。为了解粗泥沙对黄河内蒙古段河床冲淤变化的影响, 依据宽河谷河段巴彦高勒、三湖河口和头道拐水文站实测资料, 分析了内蒙古河道 2012 年洪水水沙特征, 通过计算推移质输沙量和比较断面河底变化, 探讨了粗泥沙对河底调整的影响。结果表明: 2012 年洪水造成粗泥沙在上游段冲刷、下游段淤积; 固定低水位下过流断面存在涨冲落淤的规律; 洪水过后, 巴彦高勒和三湖河口低水位面积分别扩大了 19 m² 和 29 m², 头道拐减小约 100 m²。由于粗泥沙排沙不平衡, 底部河床的真正高程并没有降低, 防洪风险依然存在。

关键词: 粗泥沙; 河床冲淤; 水沙特征; 黄河; 内蒙古河道

中图分类号: TV147 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2016)05-0687-09

近 50 多年来, 黄河上游内蒙河段淤积严重, 给当地汛期防洪、非汛期防凌增加了压力。首先, 黄河自 1986 年进入枯水期^[1], 即使没有水库拦蓄, 水量也会减小; 其次, 水库拦蓄洪水^[2-5], 使得进入内蒙古河段的水量减小、洪峰流量减小^[6]、水流能量减小, 挟沙能力下降; 加之, 内蒙古河段泥沙主要来自当地的乌兰布和沙漠和库不齐沙漠, 泥沙粒径较黄河下游泥沙颗粒粗。在内蒙古河段风沙入黄的粗泥沙不易形成悬移质被带走, 都淤积在河道里^[7-8]。这些因素导致河道淤积严重、平滩流量显著减小、河道排洪能力降低^[9]。侯素珍和王平^[10]指出, 内蒙古河道的排洪指标在 2 500 m³/s 左右。达到和维持该指标的径流条件为年水量 170.0 亿 m³、汛期水量 70.00 亿 m³, 并需要洪峰流量大于 1 500 m³/s、洪量大于 25.00 亿 m³ 的洪水过程。2012 年洪水经过内蒙古河段时洪峰流量均在 2 700 m³/s 以上, 洪量大于 130.0 亿 m³, 汛期水量大于 160.0 亿 m³, 年水量也超过了 170.0 亿 m³。显然 2012 年洪水的各项指标均达到并超过了这一标准, 故讨论 2012 年洪水对河床影响的意义十分重大。文献[11-14]主要从平均河底高程和过流能力分析了 2012 年洪水前后河床的变化。结果表明平均河底高程降低, 过流能力虽有所增加, 但较 1989 年仍有差距。

内蒙古河道粗泥沙来量较大, 从本质上讲, 粗泥沙运动是造成河道趋势性调整的关键要素。钱宁等^[15]河流泥沙方面的研究学者也指出: 粗泥沙的治理是治黄的症结所在, 拦阻粗泥对黄河减淤有重要意义^[16]。从文献[7-8]也可看出, 粗泥沙也是造成内蒙古河段淤积的重要因素。然而, 关于粗泥沙在洪水中的运动对河床演变的影响, 却鲜有研究涉及。加之, 2012 年洪水具有重要的研究意义, 因此, 从粗泥沙输移和其带来的河底变化探讨 2012 年洪水对河床演变产生的影响非常必要。

收稿日期: 2015-12-21; 网络出版时间: 2016-06-22

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20160622.2215.014.html>

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)资助项目(2011CB403305); 陕西省重点科技创新团队资助项目(2012KCT10)

作者简介: 李子文(1986—), 女, 山东淄博人, 博士研究生, 主要从事水水泥沙、水文水资源研究。

E-mail: cennhysxm@126.com

通信作者: 秦毅, E-mail: 13571991500@126.com

1 黄河内蒙古河段 2012 年上游洪水的水沙特征

1.1 黄河内蒙古河段概况

流经内蒙古磴口至乌拉特前旗的黄河上游河段是黄河中上游最宽的宽河谷河段，也是自古以来河床演变最为频繁的河段。内蒙古河道自石嘴山至河曲，长 673 km，分布有石嘴山、巴彦高勒、三湖河口和头道拐 4 个水文站，见图 1。该段比降接近于黄河下游河段比降，易发生淤积。据统计，1954—2000 年间内蒙古河段淤积泥沙中 77.42% 是粒径大于 0.1 mm 的粗沙，这些泥沙多来源于乌兰布和沙漠和库布齐沙漠^[7-8]。因此，探讨粗泥沙运动在洪水中对河床的作用尤为重要。

1.2 洪水特征

对黄河上游唐乃亥站的洪峰进行频率分析，确定 2012 年洪水约为 10 年一遇。该洪水经水库调蓄后进入内蒙古河段，形成了 1989 年以来历时最长、洪峰流量最大的洪水过程。从巴彦高勒、三湖河口、头道拐三站的洪水过程线(图 2)及各量级流量的洪水历时(表 1)来看，三站没有较大差距。各站大于 2 000 m³/s 流量的历时均大于 42 d，这样大流量长历时的洪水利于输沙。



图 1 黄河内蒙古河段水文站分布

Fig. 1 Distribution map of gauging station in Inner Mongolian Reach of Yellow River

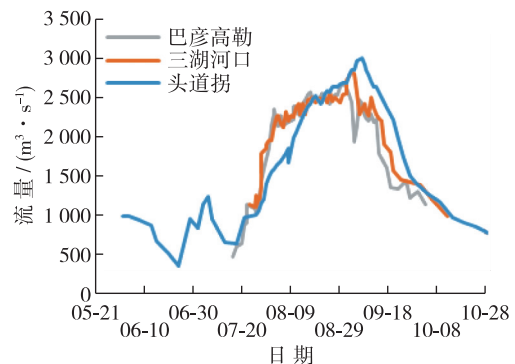


图 2 2012 年巴彦高勒、三湖河口和头道拐的洪水过程线

Fig. 2 Flood hydrographs of Bayangaole, Sanhuhekou and Toudaoguai station in 2012

1.3 含沙量特征

从 3 个站的含沙量过程线(图 3)和主要特征(表 2)来看，三站含沙量过程各有特点。巴彦高勒含沙量过程出现了两个沙峰，依形状怀疑其与三盛公枢纽排沙有关。三湖河口的含沙量随着涨水不断加大，似乎没有受到上游站含沙量的影响。头道拐站大流量时的含沙量小，退水时含沙量有所增加，表明涨洪过程中，悬移质来沙量并没有发生大的变化。相比之下，三湖河口站的洪水含沙量最高。黄河上游的多年平均含沙量为 5.67 kg/m³^[17]，此次洪水中三湖河口的含沙量与之相当，巴彦高勒和头道拐站相对偏小。通常洪水越大冲刷越严重，含沙量会相应增大，但本次洪水过程中却未表现出这一规律。

表 1 不同流量级的洪水历时 d

Table 1 Duration of different flow stages in the flood

| 流量/(m ³ · s ⁻¹) | 巴彦高勒 | 三湖河口 | 头道拐 |
|--|-------|-------|-------|
| 大于 1 000 | 73.00 | 81.10 | 81.61 |
| 大于 1 500 | 51.51 | 55.66 | 58.20 |
| 大于 2 000 | 43.67 | 45.66 | 42.40 |
| 大于 2 500 | 12.61 | 9.91 | 24.84 |
| 大于 2 800 | 0 | 1.58 | 7.89 |
| 大于 3 000 | 0 | 0 | 0.64 |

表 2 含沙量特征 kg/m^3

Table 2 Characteristics of sediment concentration

| 站名 | 最大含沙量 | 最小含沙量 | 流量在 $1\,000\text{ m}^3/\text{s}$ 以上的平均含沙量 |
|------|-------|-------|---|
| 巴彦高勒 | 11.2 | 0.800 | 3.33 |
| 三湖河口 | 7.78 | 2.52 | 5.60 |
| 头道拐 | 8.38 | 1.39 | 3.02 |

1.4 颗粒级配特征

根据水文站实测资料, 统计得各水文站汛期月平均悬移质的中值粒径 d_{50} 和 d_{90} (见表 3), 可以看到两个明显特征: ① 洪水盛行的 8、9 月份, 头道拐悬移质泥沙的 d_{50} 大于其上游巴彦高勒和石嘴山站的 d_{50} 。但此时头道拐的含沙量并不高 (见图 3), 约 $2.00\text{ kg}/\text{m}^3$, 远小于同期上游各站的含沙量, 这种现象说明此时头道拐附近河段受到强烈的冲刷。② 涨水过程的悬移质存在粒径大于 0.1 mm 的泥沙 (如 d_{90} 所示), 且巴彦高勒的 d_{90} 大于头道拐的 d_{90} , 表明粗颗粒泥沙淤积在两站之间的河段。

表 3 2012 年汛期月平均悬移质代表性粒径

mm

Table 3 Typical particle size of monthly average about suspended sediment in 2012 flood season

| 月份 | d_{50} | | | d_{90} | | |
|----|----------|-------|-------|----------|---------|---------|
| | 石嘴山 | 巴彦高勒 | 头道拐 | 石嘴山 | 巴彦高勒 | 头道拐 |
| 6 | 0.034 | 0.021 | 0.023 | 0.155 6 | 0.082 6 | 0.083 2 |
| 7 | 0.021 | 0.026 | 0.024 | 0.116 4 | 0.106 0 | 0.083 7 |
| 8 | 0.011 | 0.028 | 0.037 | 0.116 0 | 0.127 8 | 0.109 8 |
| 9 | 0.021 | 0.026 | 0.026 | 0.097 9 | 0.137 9 | 0.102 4 |
| 10 | 0.032 | 0.018 | 0.016 | 0.120 0 | 0.089 5 | 0.078 8 |

图 4 是涨水过程中流量为 $2\,250\text{ m}^3/\text{s}$ 、流速为 $1.8\text{ m}/\text{s}$ 、水深为 5.2 m 的条件下, 三湖河口河槽主流区不同水深处泥沙的颗粒级配。通过图 4 可以清楚地看到, 大量粒径为 $0.1\sim 0.25\text{ mm}$ 的泥沙在距离河底 0.53 m 的范围内悬浮, 越接近河底颗粒越粗。这表明涨水期间临河底处有大量粗泥沙运动。利用 Bagnold^[18] 的分析方法, 可得出这部分泥沙易于推悬交换 (图 5)。

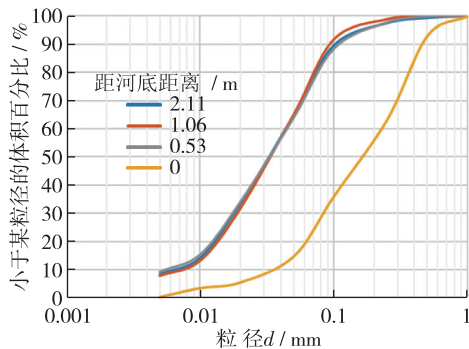


图 4 2012 年三湖河口洪水期颗粒级配

Fig. 4 Particle size distribution at Sanhuhekou station during flood period in 2012

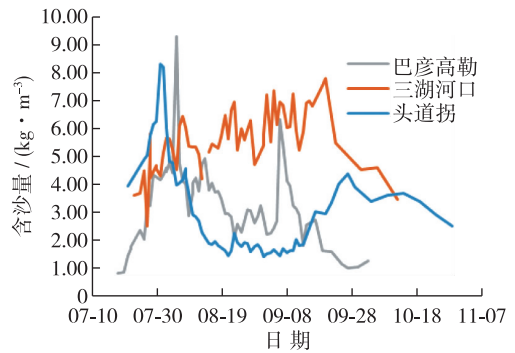


图 3 巴彦高勒、三湖河口和头道拐的含沙量过程线

Fig. 3 Sediment concentration hydrographs of Bayangaole, Sanhuhekou and Toudaoguai station

这种现象说明此时头道拐附近河段受到强烈的冲刷。② 涨水过程的悬移质存在粒径大于 0.1 mm 的泥沙 (如 d_{90} 所示), 且巴彦高勒的 d_{90} 大于头道拐的 d_{90} , 表明粗颗粒泥沙淤积在两站之间的河段。

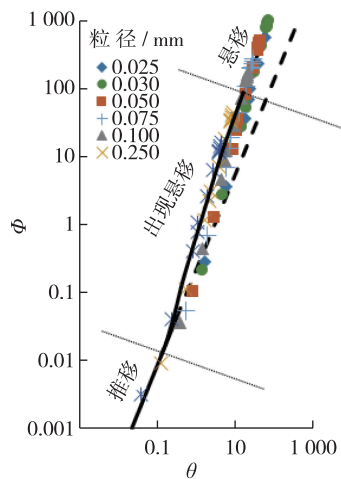


图 5 以 Bagnold 方法^[18] 分析的

三湖河口河段泥沙运动形态

Fig. 5 Sediment movement form sediment movement form in Sanhuhekou channel analyzed by Bagnold's method^[18]

2 内蒙古河道对 2012 年洪水的响应

河槽中泥沙的运动导致河床的演变,不同粒径的泥沙因其运动形态不同对河床调整的贡献也不同。细颗粒泥沙多为悬移,塑造的河床形态随来水来沙条件频繁发生变化;粗颗粒泥沙多为在河底浅表层不连续运动的推移质,造成的河床形态持续时间较长。因此,本文主要分析 2012 年洪水过程中粗泥沙运动带来的河床变化。考虑到粗泥沙主要集中在主流区运动,本研究以水流主流区内作主要推移运动的粗泥沙为对象,分析其引起的河底变化。其中主流区是指横断面中单宽流量在 $[0.9q_m, 1.1q_m]$ 内的水流区域, q_m 表示最大单宽流量。

2.1 主流区粗泥沙冲淤

张洪武等^[19]以床沙跃动图形模拟床面颗粒的运动状况,在仅考虑颗粒依惯性继续上升的受力情况下,推导出计算粗泥沙粒径的公式:

$$D_m = 0.198 \frac{u_*^2}{g} \quad (1)$$

式中: u_* 为摩阻流速, m/s ; g 为重力加速度, m/s^2 。当流量大于 $2\,500\,m^3/s$ 时,由式(1)分别计算出三湖河口和头道拐站的粗泥沙粒径 D_m 为 $0.129\,mm$ 和 $0.084\,mm$,与表 3、图 4 的实测结果基本吻合。据此,采用高建恩公式^[20]、秦荣昱公式及梅叶-彼得公式^[21]计算推移质输沙量。由于研究内容还应该包括临河底悬移颗粒,故计算中采用的颗粒粒径为 $0.125\,mm$,结果列于表 4。从表 4 可以看到,尽管 3 个公式计算出来的具体数值相差较大,且无法考证其数值的正确性,但呈现相同的河段冲淤趋势,即巴彦高勒至三湖河口河段冲刷,三湖河口至头道拐河段淤积。

表 4 流量不小于 $2\,200\,m^3/s$ 的 30 d 中水文站断面输沙量与河段冲淤量 万吨
Table 4 Section sediment runoff of gauging stations and amount of channels erosion and deposition during 30 days of the discharge no less than $2\,200\,m^3/s$

| 站点 | 时间 | 断面输沙量与河段冲淤量 | | |
|------|-------------|-------------|---------|-------|
| | | 高建恩公式 | 梅叶-彼得公式 | 秦荣昱公式 |
| 巴彦高勒 | 8月10日—9月10日 | 6.22 | 18.8 | 24.0 |
| 三湖河口 | 8月12日—9月12日 | 8.28 | 24.0 | 32.4 |
| 头道拐 | 8月17日—9月17日 | 7.08 | 20.8 | 25.0 |
| | 巴三河段 | -2.07 | -5.23 | -8.37 |
| | 三头河段 | 1.21 | 3.13 | 7.37 |
| | 巴头河段 | -0.860 | -2.10 | -1.00 |

2.2 河底冲淤变化

粗泥沙引起的河床变化主要发生在河槽底部,因此,这里采用固定低水位(低于汛期正常水位)下过流面积的变化来间接分析粗泥沙引起的河床变化。巴彦高勒站的固定低水位取 $1\,048\,m$,三湖河口取 $1\,018\,m$,头道拐取 $987\,m$ 。洪水中各站低水位过流面积的变化见图 6。

从图 6 可以清楚地看到,整个洪水过程中,巴彦高勒站低水位的河槽呈现十分明显的冲淤变化,且具有周期性,周期波的波长约为 $600\,h$ 。这种现象是沙垄运动造成的,表明该断面有大量推移质运动。三湖河口站断面也存在周期现象,由沙垄的波长增大到 $750\,h$ 可推测该断面推移质运动的速度相对缓慢。三湖河口低水位下的过流面积还具有明显的涨冲落淤。起涨流量为 $1\,150\,m^3/s$ 时低水位过流面积为 $419\,m^2$;洪水流量退至 $996\,m^3/s$ 时低水位过流面积为 $392\,m^2$,可见本次洪水对三湖河口河段河底的减淤作用有限。值得关注的是,流量为 $2\,500\sim 2\,800\,m^3/s$ 时河槽并没有出现动平床。

与三湖河口相同,头道拐站的低水位过流面积也存在涨冲落淤的现象。涨水流量小于 $1\,500\,m^3/s$ 时河底淤积;流量达到 $2\,000\,m^3/s$ 时河底开始冲刷; $3\,000\,m^3/s$ 左右时河底发生强烈冲刷,低水位过流面积甚至达到初始面积的两倍左右,但之后迅速回淤。较洪水前,洪水过后底部河床淤积,过流面积减小约 $100\,m^2$ 。这一结果与 2.1 的结论(推移质在巴—三河段被冲刷、在三—头河段淤积)一致。

与巴彦高勒和三湖河口断面不同的是, 头道拐站断面未出现大量推移质运动的痕迹, 这可能是由于推移质运动速度慢, 在洪水结束时来自三湖河口的大量推移质还未到达头道拐站。这就意味着相当数量的推移质淤积在三头河段, 不利于未来河道行洪。

2.3 底部河床形态变化

河床形态是决定河床未来冲淤的重要因素之一。宽浅形态益于粗泥沙输送而不利中细泥沙输送^[22], 窄深形态反之。原因是粗泥沙一般仅在河床表面做推移质运动, 较宽阔的床面才能增加输沙量, 同时宽阔的河道流速较低, 中细颗粒的输送量相应减小; 窄深型河床的动力区流速大, 粗泥沙易起动但输送量少, 易造成淤积。宽深比可以较好地表达河床形态, 因此, 可以从低水位断面宽深比的变化(图 6)讨论 2012 年洪水对河道减淤的意义。洪水前, 整个河段的断面形态呈现“宽浅—窄深—窄深”, 洪水过后, 巴彦高勒低水位的断面在洪水后显著变窄深, 三湖河口明显变宽浅, 而头道拐基本不发生变化, 断面呈现“窄深—宽浅—窄深”的搭配形式, 不益于粗泥沙的输出, 不利于河段减淤。

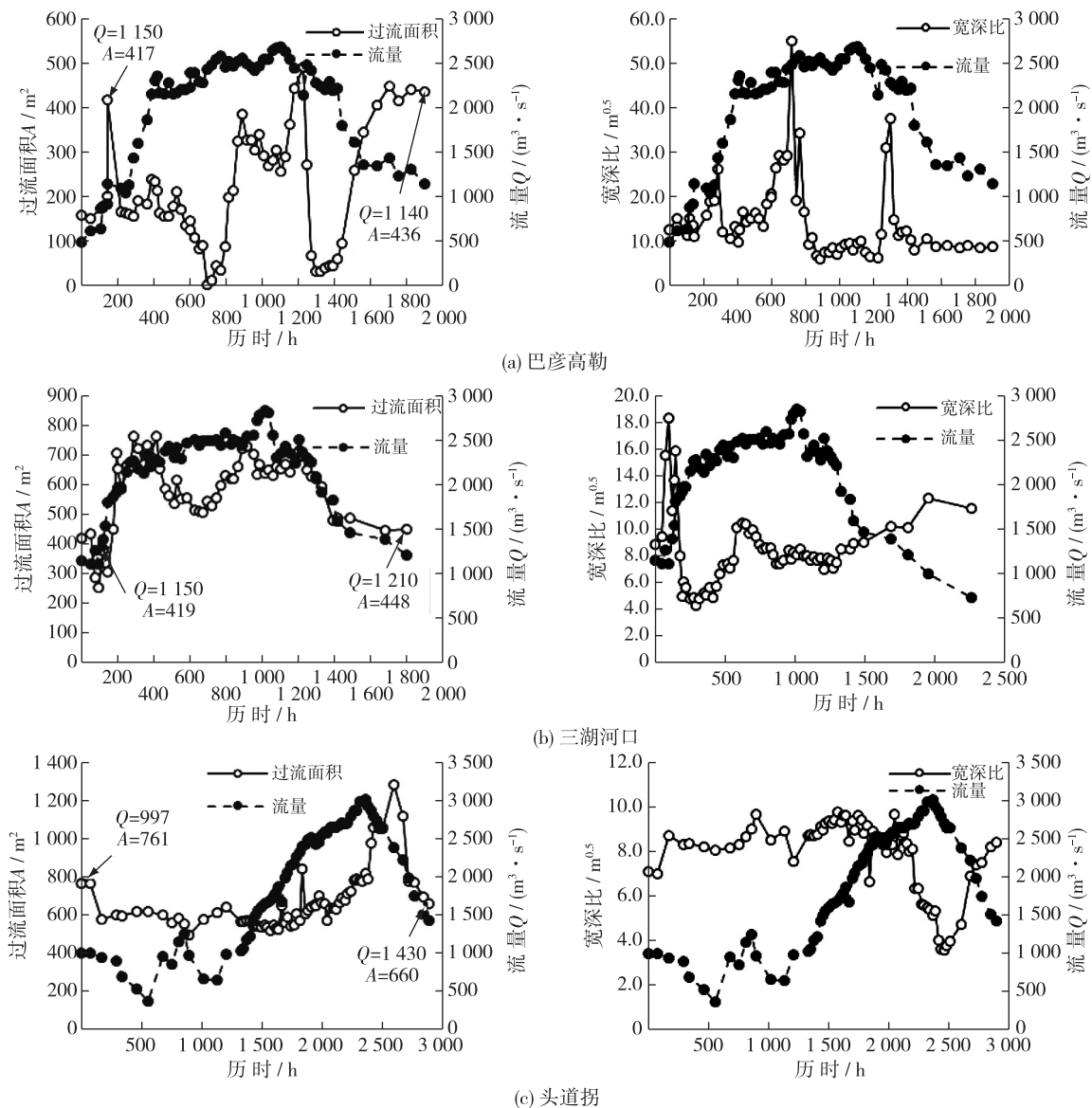


图 6 巴彦高勒、三湖河口和头道拐站洪水过程中固定低水位过流面积、底部河床宽深比的变化

Fig. 6 Open area change at the low water and the breadth depth ratio change of Bayangaole, Sanhuhekou and Toudaoguai station in the process of the flood

3 讨 论

3.1 2012 年洪水底部河床冲淤的代表性

2012 年洪水对河底的影响可以总结为：① 巴—三河段河槽冲刷，三—头河段河槽淤积；② 洪水过后，三湖河口站低水位过流面积扩大约 29 m²，头道拐则淤积了约 100 m²；③ 三湖河口低水位的断面形态变宽浅，其余两站略变为窄深。显然，底部河床并没有发生太大改变。为了证实整个历史时期内河床变化也符合上述规律，依据水流能量与河床横断面形态之间的相互作用关系，统计了 1954—2006 年所有洪水的河床横断面宽深比与流量，并得出了如下关系：

$$\frac{\sqrt{B}}{H} = K\bar{Q}^{\alpha} \left(\frac{\sqrt{B}}{H} \right)_0^{\beta} \quad (2)$$

式中： $\left(\frac{\sqrt{B}}{H} \right)_0$ 为前期宽深比； α 、 β 为经验参数。其中，利用三湖河口实测资料分析得出经验参数的数值列于表 5。根据表 5，通过分析不同量级流量对宽深比变化的贡献率来探讨流量对河床冲淤变化的影响。涨水过程中，随着流量起涨至 1 500 m³/s 时，宽深比不断加大，河床轻微易淤；当流量在 1 500~2 000 m³/s 时，河道明显变宽浅，河床明显易淤，这主要是粗泥沙开始不连续性运动、形成较大阻力的缘故；当流量增加到 2 000~3 000 m³/s 时，更多的粗泥沙开始运动，河流动力和阻力都在增强且变化随机，河床冲淤变化频繁。这种冲淤变化是在河床形态和泥沙的随机作用下发生的，与流量关系不大，整体上看，河床基本冲淤平衡；流量涨到 3 000 m³/s 以上，动力进一步增强可以挟带更多泥沙，河床明显易冲刷。退水过程中，流量从 3 000 m³/s 变化到 2 000 m³/s 时，随着流量减小，宽深比显著减小，表明河床易冲，此时动力区宽度减小，冲刷范围也较小；当流量在 2 000 m³/s 以下时，水流动力不断减小，河床再度明显易淤。巴彦高勒站受粗泥沙影响相对更大，在流量大于 1 500 m³/s 的洪水过程中河床发生剧烈冲淤变化，宽深比大幅变化。从图 6 可知，2012 年三湖河口站和头道拐站河床断面变化与上述变化一致。鉴于河床横向演变机理的唯一性，可以认为 2012 年洪水引发的河床演变具有代表性。这也证实了 Qin 等^[23]的分析结论——河床处于新的相对平衡期。2012 年洪水并不能打破这一相对稳定状态。

表 5 三湖河口不同流量级下宽深比变化

Table 5 Breadth depth ratio change of Sanhuhekou station in different discharge magnitudes

| 水情 | 流量级 (m ³ ·s ⁻¹) | 时段平均流量 因子指数 α | 前期河相系数 因子指数 β | 复相关系数 | 横断面形态变化趋势 | 样本数量 |
|----|---|-------------------------|------------------------|---------|-------------|------|
| 涨水 | <1 500 | 0.030 2 | 0.884 5 | 0.904 0 | 变宽浅/流量影响不显著 | 290 |
| | 1 500~2 000 | 0.130 6 | 0.944 1 | 0.951 0 | 变宽浅/易淤 | 127 |
| | 2 000~2 500 | -0.050 2 | 0.902 9 | 0.927 6 | 变窄深/流量影响不显著 | 115 |
| | 2 500~3 000 | 0.004 9 | 0.904 7 | 0.941 3 | 变宽浅/流量影响不显著 | 86 |
| | >3 000 | -0.231 5 | 0.868 3 | 0.818 7 | 变窄深/易冲 | 41 |
| 退水 | 3 000~2 500 | -0.021 0 | 0.969 1 | 0.950 3 | 变宽浅/流量影响不显著 | 48 |
| | 2 500~2 000 | 0.210 7 | 0.895 6 | 0.865 3 | 变窄深/易冲 | 75 |
| | 2 000~1 500 | -0.233 1 | 0.882 6 | 0.869 1 | 变宽浅/易淤 | 103 |
| | <1 500 | -0.018 7 | 0.979 2 | 0.972 1 | 变宽浅/流量影响不显著 | 270 |

3.2 粗泥沙对河床冲淤的实质意义

侯素珍等^[11]和张永平等^[14]在分析了 2012 年洪水对河床的影响后，得出比较一致的结论：内蒙古河段平均河底高程下降，内蒙古河段 1 000 m³/s 流量的水位显著降低，三湖河口断面过流能力增加约 700 m³/s；巴彦高勒—三湖河口河段冲刷泥沙 0.421 亿 t，三湖河口—头道拐河段泥沙淤积，其中主槽冲刷约 0.260 亿 t、滩地淤积约 0.725 亿 t。但是，相较于粗泥沙导致的河底变化，河床的上述变化是细泥沙运动引起的暂态结果，随着后期来水来沙，河床会迅速恢复，见图 7。因此，探讨粗泥沙引起的河床调整更有意义。

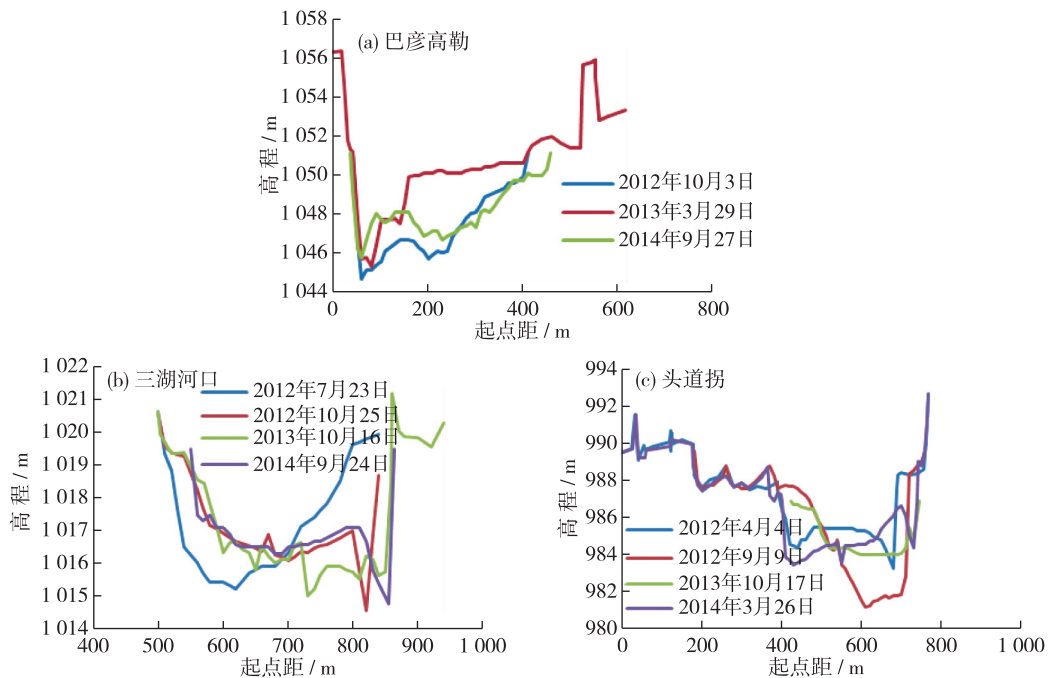


图 7 2012 年汛末到 2014 年内蒙古河道水文站断面调整情况

Fig. 7 Adjustment of gauging station cross sections in Inner Mongolia Reach from flood recessing in 2012 to pre-flood in 2014

Khan^[22] 在室内试验中采用 0.7 mm 的泥沙, 观察恒定流量下推移质输沙率的变化, 发现当推移质输沙率增大时, 河槽的比降增大, 进而断面的宽深比增加。据此, 重新审视 2012 年三站宽深比的变化, 可以看到巴彦高勒站的宽深比在 7~30 间出现高低的剧烈震荡; 三湖河口站在流量达到峰值时, 宽深比快速增加至 7~12; 而头道拐站的宽深比除洪峰期急剧减小(细颗粒泥沙冲刷的结果)外, 基本维持在 8~10。比较洪水前后的情况可以看到, 三湖河口的宽深比涨幅最大。从这些变化可以推断, 2012 年洪水过程中存在粗泥沙运动, 且三湖河口的推移质输沙率最大, 其次为巴彦高勒, 最小为头道拐。推移质间歇性运动的输移速度非常缓慢, 因此, 由三湖河口输出的粗泥沙基本淤积在三湖河口至头道拐河段, 造成河底长时间淤积。2012 年 9 月 20 日, 头道拐流量为 2 220 m³/s、含沙量为 3.00 kg/m³, 之后的含沙量最大约为 4.39 kg/m³。根据常温花等^[24]的研究, 当流量在 1 500~2 000 m³/s 时, 临界淤积含沙量为 8.50 kg/m³。按此标准, 9 月 20 日河槽底部应当不会发生淤积。然而 9 月 20 日后, 河床底部淤积迅速(见图 6), 结合整个断面冲刷量大、悬移质含沙量低这个特例考虑, 可以怀疑淤积的原因是粗泥沙来量大于排出量。从以上分析可以得出, 2012 年洪水暂时扩大了过洪能力, 但由于粗泥沙输送不平衡, 真正的河底高程没有降低, 防洪风险依然存在。

要解决防洪问题的手段之一就是防止粗泥沙大量淤积。根据过水面积在洪水中的变化, 流量小于 1 500 m³/s 时, 河底基本不发生变化, 粗泥沙运动不明显; 而流量大于 3 000 m³/s 时, 河底持续冲刷, 表明此时粗泥沙可以被输送到下游河道。因此, 防止粗泥沙淤积的方法有两种: 一是阻止大量粗泥沙运动, 即河道流量在 1 500 m³/s 左右; 二是加快粗泥沙的输移, 那就需要每年都有相对长时间的 3 000 m³/s 以上河道流量。

4 结 论

2012 年洪水过程中, 大量粗泥沙在巴彦高勒至三湖河口河段输移, 头道拐未出现该现象。洪水使粗泥沙在巴彦高勒至三湖河口河段冲刷, 三湖河口至头道拐河段间淤积。总体来看, 巴彦高勒和三湖河口的固定低水位面积分别扩大了约 19 m²和 29 m², 头道拐减小约 100 m², 洪水对河道作用有限。河道形态从“宽浅—窄深—窄深”变为“窄深—宽浅—窄深”, 更不利于粗泥沙输送。事实上至 2014 年, 内蒙古河段水文站断面形态已经基本恢复到 2012 年洪水前的状态, 河段的防洪形势仍然严峻。结论证明了粗泥沙淤积是内蒙古河床淤积的症结所在。

参考文献:

- [1] HU Y R, MASKEY S, UHLENBROOK S, et al. Streamflow trends and climate linkages in the source region of the Yellow River, China[J]. *Hydrol Process*, 2011, 25 (22): 3399-3411.
- [2] TA W Q, XIAO H L, DONG Z B. Long-term morphodynamic changes of a desert reach of the Yellow River following upstream large reservoirs operation [J]. *Geomorphology*, 2008, 97: 249-259.
- [3] 李二辉, 穆兴民, 赵广举. 1919—2010 年黄河上中游区径流量变化分析[J]. *水科学进展*, 2014, 25(2): 155-163. (LI E H, MU X M, ZHAO G J. Temporal changes in annual runoff and influential factors in the upper and middle reaches of Yellow River from 1919—2010[J]. *Advances in Water Science*, 2014, 25(2): 155-163. (in Chinese))
- [4] 胡春宏, 王延贵, 张燕菁, 等. 中国江河水沙变化趋势与主要影响因素[J]. *水科学进展*, 2010, 21(4): 524-532. (HU C H, WANG Y G, ZHANG Y J, et al. Variating tendency of runoff and sediment load in China major river and its causes[J]. *Advances in Water Science*, 2010, 21(4): 524-532. (in Chinese))
- [5] 姚文艺, 冉大川, 陈江南. 黄河流域近期水沙条件及其趋势预测[J]. *水科学进展*, 2013, 24(5): 607-616. (YAO W Y, RAN D C, CHEN J N. Recent changes in runoff and sediment regimes and future projections in the Yellow River basin[J]. *Advances in Water Science*, 2013, 24(5): 607-616. (in Chinese))
- [6] BAI P, LIU X M, LIANG K, et al. Investigation of changes in the annual maximum flood in the Yellow River basin, China[J]. *Quaternary International*, 2016, 392: 168-177.
- [7] 杨根生, 拓万全, 戴丰年, 等. 风沙对黄河内蒙古河段河道泥沙淤积的影响[J]. *中国沙漠*, 2003, 23(2): 152-159. (YANG G S, TA W Q, DAI F N, et al. Contribution of sand sources to the silting of riverbed in Inner Mongolia section of Huanghe River [J]. *Journal of Desert Research*, 2003, 23(2): 152-159. (in Chinese))
- [8] TA W Q, YANG G S, QU J J, et al. The effect of the coarse aeolian sand on siltation of the Inner Mongolian Reach of the Yellow River[J]. *Environ Geol*, 2003(43): 493-502.
- [9] 申红彬, 吴保生, 郑珊, 等. 黄河内蒙古河段平滩流量与有效输沙流量关系[J]. *水科学进展*, 2013, 24(4): 477-482. (SHEN H B, WU B S, ZHENG S, et al. Relation of bank-full discharge to effective discharge in the Inner Mongolia Reach of Yellow River[J]. *Advances in Water Science*, 2013, 24(4): 477-482. (in Chinese))
- [10] 侯素珍, 王平. 黄河宁蒙河道排洪指标及径流条件分析[J]. *人民黄河*, 2005, 27(9): 24-27. (HOU S Z, WANG P. Flood drainage index and runoff condition in Ning-Inner Mongolia reaches of Yellow River[J]. *Yellow River*, 2005, 27(9): 24-27. (in Chinese))
- [11] 侯素珍, 王平, 楚卫斌. 2012 年黄河上游洪水及河道冲淤演变分析[J]. *人民黄河*, 2013, 35(12): 15-18. (HOU S Z, WANG P, CHU W B. Study on the flood and the river bed evolution of upper Yellow River in 2012[J]. *Yellow River*, 2013, 35(12): 15-18. (in Chinese))
- [12] 张晓华, 张敏, 郑艳爽, 等. 2012 年宁蒙河段洪水特点及对河道的影 响[J]. *人民黄河*, 2014, 36(9): 31-37. (ZHANG X H, ZHANG M, ZHENG Y S, et al. Characteristics of floods in Ningxia-Inner Mongolia Reach in 2012 and the effect on the channel [J]. *Yellow River*, 2014, 36(9): 31-37. (in Chinese))
- [13] 王卫红, 于守兵, 郑艳爽, 等. 黄河内蒙古河段 2012 年洪水前后河势演变[J]. *水利水电科技进展*, 2014, 34(5): 35-38. (WANG W H, YU S B, ZHENG Y S, et al. River regime change in Inner Mongolia Reach of Yellow River by considering the 2012 flood[J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2014, 34(5): 35-38. (in Chinese))
- [14] 张永平, 李德贵, 胡跃斌, 等. 2012 年汛期黄河上游洪水对宁蒙河道的影响[J]. *人民黄河*, 2013, 35(6): 13-14. (ZHANG Y P, LI D G, HU Y B, et al. Impact on the river channel of Ningxia and Inner Mongolia Reach of the upper Yellow River floods in flood season of 2012[J]. *Yellow River*, 2013, 35(6): 13-14. (in Chinese))
- [15] 钱宁, 王可钦, 闫林德, 等. 黄河中游粗沙来源区对黄河下游冲淤的影响[C]//中国水利学会. 第一次河流泥沙国际学术讨论会论文集. 北京: 清华大学出版社, 1990: 615-621. (QIAN N, WANG K Q, YAN L D, et al. The effect of the coarse sediment sources area in the middle reaches of the Yellow River on the lower Yellow River[C]//Chinese Hydraulic Engineering Society. Paper Compilation on the First International Academic Symposium on River Sediment. Beijing: Tsinghua University Press, 1990: 615-621. (in Chinese))
- [16] 曹如轩, 秦毅, 程文, 等. 黄河泥沙粗细分治的理论与实践[M]. 北京: 科学出版社, 2015: 1-13. (CAO R X, QIN Y, CHENG W, et al. The theory and practice respective governance for coarse and fine sediments of Yellow River [M]. Beijing: Sci-

- ence Press, 2015: 1-13. (in Chinese))
- [17] 杨忠敏, 王毅, 任宏斌. 黄河上游水沙变化及冲淤分析[C]//昆明: 水电 2006 国际研讨会论文集, 2006: 1094. (YANG Z M, WANG Y, REN H B. Water and sediment change and analysis of erosion and deposition in upstream of the Yellow River [C]//Kunming: Hydropower International Symposium, 2006: 1094. (in Chinese))
- [18] BAGNOLD R A. The flow of cohesionless grains in fluids[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical Physical & Engineering Sciences: Ser A, 1956, 249: 235-297.
- [19] 张洪武, 张俊华, 吴腾. 基于河流动力学的黄河“粗泥沙”的界定[J]. 人民黄河, 2008, 30(3): 24-27. (ZHANG H W, ZHANG J H, WU T. Definition of “coarse sand” of the Yellow River based on river dynamics [J]. Yellow River, 2008, 30(3): 24-27. (in Chinese))
- [20] 高建恩. 推移质输沙规律的再探讨[J]. 水利学报, 1993(4): 62-64. (GAO J E. Further probing into law of sediment transport of bed load [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1993(4): 62-64. (in Chinese))
- [21] 涂启华, 杨赟斐. 泥沙设计手册[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2006: 317-320. (XU Q H, YANG L F. Sediment design manual [M]. Beijing: China Water & Power Press, 2006: 317-320. (in Chinese))
- [22] KHAN H R. Laboratory study of river morphology[M]. Fort Collins: Colorado State University, 1971.
- [23] QIN Y, ZHANG X F, WANG F L, et al. Scour and silting evolution and its influencing factors in Inner Mongolian Reach of the Yellow River[J]. J Geogr Sci, 2011, 21(6): 1037-1046.
- [24] 常温花, 侯素珍, 王平, 等. 黄河内蒙古段洪水对河道冲淤的影响[J]. 人民黄河, 2010, 30(3): 62-63. (CHANG W H, HOU S Z, WANG P, et al. Influence of floods to the channel scour and fill of Inner Mongolia Reach of the Yellow River [J]. Yellow River, 2010, 30(3): 62-63. (in Chinese))

Effects of the coarse sediment movement in the flood on Inner Mongolia Reach of Yellow River in 2012*

LI Ziwen¹, QIN Yi¹, CHEN Xingxing¹, WANG Wenhai², WU Qiuqin¹

(1. State Key Laboratory Base of Eco-hydraulic Engineering in Arid Area, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China;

2. Ningxia-Inner Mongolia Hydrology and Water Resources, Yellow River Conservancy Commission, Baotou 014030, China)

Abstract: Coarse sediment movement in rivers is one of the key factors in causing changes in channel characteristics. The duration of the 2012 flood in the Inner Mongolia Reach of the Yellow River (IMYR) was the longest and the peak discharge was the biggest since 1989. The aim of this study was to investigate the impact of the movement of coarse sediment during the 2012 flood on the riverbed of IMYR, a coarse sand reach. The wide valley reach of IMYR is bounded by the Bayangaole, Sanhuhekou and Toudaoguai gauging stations from upstream to downstream. The coarse sand in the channel is one of the most important factors impacting riverbed erosion and deposition. Using real observational data, we analyzed the water and sediment characteristics of IMYR during the 2012 flood. By calculating sediment discharge of the bed load and comparing the river bottom of the fixed sections during the flood, this paper assesses the effect of the movement of coarse sediment on the river bottom adjustment. The results show that, ① the coarse sediment was scoured in the upstream part of the IMYR and deposited downstream during the flood in 2012; ② the open area beneath the fixed low water level followed the rule of scouring during the flood rising period and deposition during the flood falling period; ③ the open area under the low water at Bayangaole and Sanhuhekou gauging station expanded by 19 m² and 29 m² respectively, while the same at Toudaoguai gauging station decreased by approximately 100 m². Owing to the imbalance of coarse sediment ejection after the flood, the actual elevation of the riverbed bottom did not get lower, and the flood risk remains at a similar level.

Key words: coarse sediment; erosion and deposition; flood water and sediment characteristics; Yellow River; Inner Mongolia Reach

* The study is financially supported by the National Basic Research Program of China(No. 2011CB403305).