水　利　学　报

2018年12月　　SHUILI　XUEBAO　　第49卷　第12期

文章编号:0559-9350(2018)12-1439-12

三峡水库坝下游河道断面形态调整模式与机理研究

李　明[1,2]，胡春宏[1]，方春明[1]

（1. 中国水利水电科学研究院 流域水循环模拟与调控国家重点实验室，北京　100038；
2. 长江航道规划设计研究院，湖北 武汉　430040）

摘要：2003年三峡水库蓄水运用后，长江中下游河道对新水沙条件的自适应调整十分复杂。本文重点关注河道横断面形态调整问题，分析表明，在减沙效应影响的河段内，河道总体冲刷过程中断面形态的变化可以分为3种模式：整体下切型、平移调整型和复合调整型。针对长江中下游大部分为受控型河道的现状，提出采用形心相对深度指标对断面形态变化进行定量分析。结果表明，在河道冲刷过程中，断面形态既存在冲滩为主的坦化现象，也存在冲槽为主的锐化现象。结合水沙条件变化分析，阐述了3种断面形态调整模式的水沙作用机理，指出在新水沙条件下河道转变为冲刷型后，断面形态的调整方向由主流区的强冲刷效应所主导，且因中水流量级的造床作用凸显，洪水流量级的造床作用被明显削弱。在原始深槽走向与优势流量级主流倾向位置差别较大的河段，河道横断面优先表现出平移调整模式；在深槽走向相对平顺的河段，河道横断面的调整以复合调整模式为主，呈现出冲深淤浅的锐化特征。

关键词：河床演变；造床作用；三峡工程；断面形态；水沙条件

中图分类号：TV147　　**文献标识码**：A　　**doi**：10.13243/j.cnki.slxb.20180205

1　研究背景

能够自由发展的冲积河流的河床，在水流长期作用下，有可能形成与所在河段具体条件相适应的某种均衡状态，在此均衡状态下，河道形态指标与水沙边界条件等特征物理量之间的函数关系即为河相关系，长期以来，冲积河流河相关系是对其进行演变分析与河道整治的重要依据[1]。驱动河相关系形成的内在物理机制是水沙过程的造床作用，因此，大型枢纽下游水沙变异后，其造床作用的变化直接决定河相关系的调整方向。

一般认为，枢纽下游来水条件的变化主要表现为洪峰流量减少，枯水流量增大，径流的年内年际变幅减小，以及接近恒定流状态的流量持续时间延长[2]；来沙条件的变化一般表现为枢纽建设期的增沙效应以及建成后的减沙效应[3-4]，后者是研究关注的重点。虽然枢纽对水沙条件的调节在定性上具有相对明显的一致性，但枢纽修建后下游河道河相关系发生的调整变化却千差万别，以本文重点关注的横断面形态调整为例，枢纽下游的横断面调整基本都包含了下切的共性过程[5]，不过断面宽度既有展宽的现象[6]，也有缩窄的现象[7]，还有先缩窄、后展宽的现象[8]，而且有的河流在建库后横向调整速度要小于建库前[9]，也有河流出现了建库后河道横向调整速度较建库前明显增加的情况[10]。这主要是因为，不同的河流、枢纽下游河段距坝址距离、水沙变异幅度、河床组成、河型等因素有明显差异，河床演变的基本规律必然有不同的外在表现形式。

长江三峡水库蓄水运用后，水沙条件的剧变同样也伴随着造床作用的显著调整，对此，当前关注的重点主要是来沙减少后的冲刷效应[11]，也有研究成果对不同流量级在荆江河段的冲刷效率开展

收稿日期：2018-03-10

基金项目：国家重点研发计划项目(2016YFC0402105)

作者简介：李明(1983-)，湖南常德人，博士，高级工程师，主要从事河床演变、航道工程等研究。
E-mail：84657659@qq.com

了分析[12]。但是，长江中下游沙质河段断面形态的调整变化远非“冲刷”可以简单概括，即使是位于长江沙质河段首端的太平口水道，在强烈冲刷的总体特征下，断面形态仍会发生复杂的冲淤调整。由于断面上的冲淤分布直接决定了航道条件的变化趋势，分析研究断面形态的变化特点以及新水沙条件所发挥的造床作用，对于长江干线“黄金水道”建设以及河道治理，均有十分重要的理论与实际应用价值。

2　三峡水库坝下游河道断面形态变化模式与断面形心深度分析方法

2.1　坝下游河道横断面形态总体变化特征与调整模式　三峡水库蓄水运用以后，坝下游河道冲刷十分剧烈，据实测资料统计，截至2015年，从宜昌自上而下，宜枝河段、上荆江、下荆江、城汉河段、汉口至湖口河段的累积冲刷强度分别约为262万、279万、202万、99万和138万m^3/km，如图1所示，相应累积冲刷总量分别为1.59亿、4.78亿、3.54亿、2.49亿和4.08亿m^3。

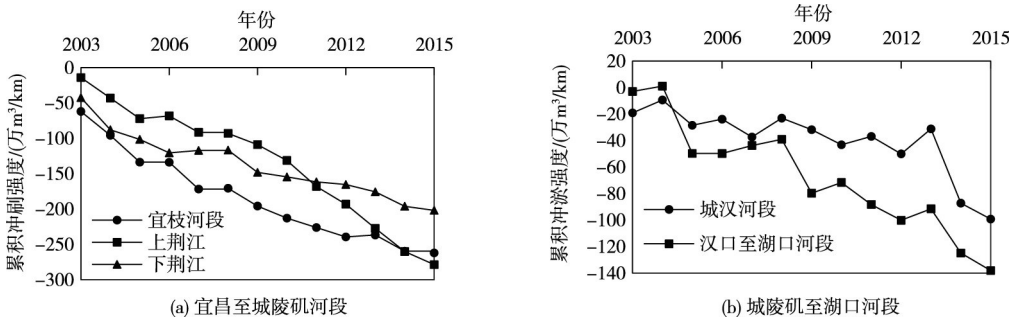


图1　三峡水库蓄水运行以来坝下游各河段累计冲淤强度变化

总体而言，距大坝较近的砂卵石河段在横断面形态的调整方面以可冲层的逐渐剥蚀为主要特点，而砂卵石河段以下的沙质河段横断面形态调整则较为复杂，滩槽调整的方式与幅度多种多样。通过归纳分析，坝下游河道在总体冲刷的过程中，断面形态的调整变化可以分为三种模式(重点考察湖口以上河段)：①整体下切型，主要表现为断面整体不均匀下切，横向冲淤调整较为少见，如图2(a)所示；②平移调整型，主要表现为断面某一侧大幅冲刷，而另一侧有一定幅度的回淤，深槽的横向调整有明显的趋向性，如图2(b)所示；③复合调整型，因其断面变化复合了断面上不同部位的冲淤调整，深槽的横向调整没有明显的趋向性，该调整模式涵盖了包括偏V型断面在内的多种断面，其中部分断面淤滩冲槽的现象较为明显，如图2(c)(d)所示。这三种调整模式在空间分布上有一定的差别，第一种模式主要出现在近坝砂卵石河段以及荆江中上段河宽较窄的河段，第二、三种模式主要出现在长江中下游的沙质河段。

一般来说，宽深比(采用$\sqrt{B}/H$)作为定量刻画河道断面形态的指标，是河相关系的重要组成部分。但是，对长江中下游河道而言，近年来因岸滩的守护控制日趋完备，河道侧蚀已受到了明显限制，洪水位河道宽度的变化是较为有限的。因此，随着河道的冲刷，平均水深增加，宽深比也就随之减小，可见对于展宽受限的受控型河道，宽深比实际上已退化为平均水深的变化指标。尤其是第二、三类调整模式，断面横向调整逐渐局限于平滩水位以下的形态调整，很难应用宽深比定量反映断面几何特征的变化。

2.2　断面形心深度分析法　为克服宽深比指标在刻画受控型河道断面形态变化上所存在的不足，准确反映新水沙条件下长江中下游受控型河道的断面变化特点，本文提出以断面形心深度H_c与平均深度H的比值H_c/H(称之为形心相对深度)来刻画断面形态的变化：H_c/H增大，说明形心深度相对加大，形心下沉；H_c/H减小，说明形心深度相对减小，形心上浮。这一指标的优势在于，因形心体现了面积矩的作用，所以形心深度的变化能在一定程度上反映断面冲淤的空间分布，深槽的冲、淤对应了相对比值的增大、减小；相应的，低矮滩地和浅水区的冲、淤则对应了相对比值的减小、增大。

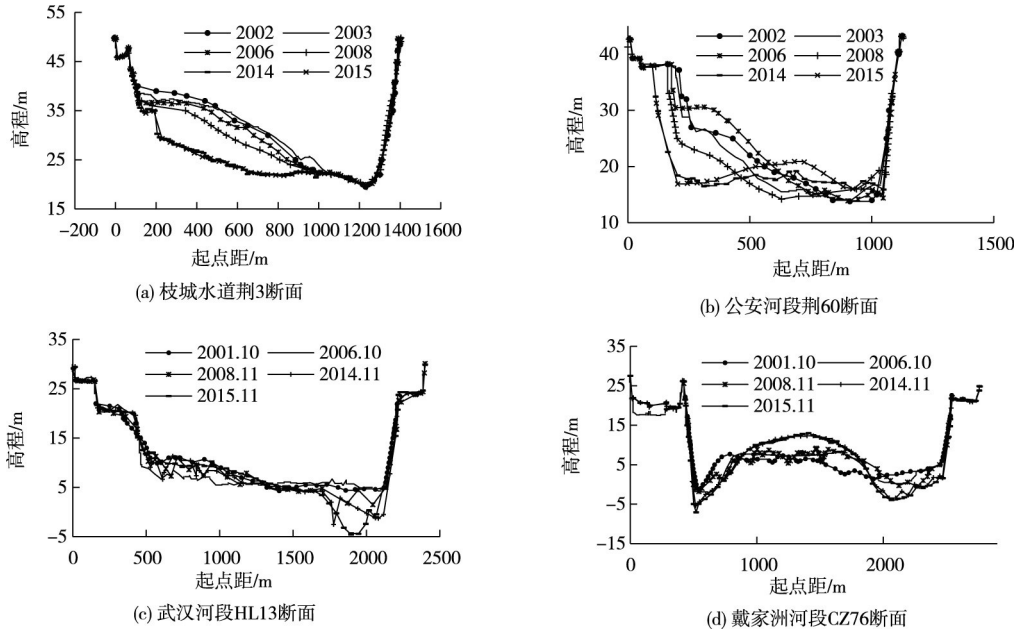


图2　三峡水库坝下游河道典型断面变化

断面形心深度H_c按如下方法进行计算：首先将特定流量下的过水断面按断面节点分割为多个条状，在本文中，断面节点间距约为20～30 m，每个条状基本可以视为矩形，单个矩形条的0.5倍水深即为其形心深度，整个过水断面的形心深度按下式计算：

$$H_c = \sum \frac{h_i}{2} \Delta A_i \Big/ \sum \Delta A_i \tag{1}$$

式中：h_i为单个矩形条的平均深度；A_i为单个矩形条的面积。

虽然H_c/H值的增大可能对应深槽的冲、或是低矮滩地和浅水区的淤两种状态，但均会引起滩槽差别加大，对这一断面形态上滩槽梯度加大的调整过程，本文将其定义为断面形态的锐化。为便于理解，比如对于V型断面和W型断面，断面形态的锐化过程类似于将断面形态做垂向拉伸。

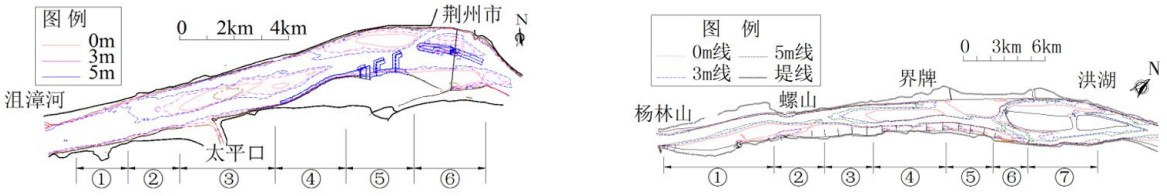
反之，虽然H_c/H值的减小可能对应深槽的淤、或是低矮滩地和浅水区的冲两种状态，但均会引起滩槽差别趋于消弭，对于这一断面形态上滩槽梯度减小的调整过程，本文将其定义为断面形态的坦化。同样的，以V型断面和W型断面为例，其坦化过程基本等同于断面形态向偏U型转化。

选择长江中游太平口水道(河段内有沙市水文站)、界牌河段(河段内有螺山水文站)作为典型河段对形心相对深度指标加以应用。两个典型河段均为沙质河床，太平口水道为微弯分汊河型，位于荆州市城区，紧邻砂卵石河段，近年来因砂卵石河段泥沙补给逐渐减少，太平口水道来沙量也随之逐年减少，河床逐渐粗化，三峡水库运行时，2003年前后床沙中值粒径为0.20 mm，2015年汛后，床沙中值粒径粗化至0.26 mm。界牌河段为顺直分汊河型，位于城陵矶以下，其上游的荆江河段提供了较为丰富的泥沙补给，三峡水库蓄水至今，床沙组成尚未出现明显的单向粗化过程，床沙中值大致在0.16～0.19 mm之间波动。为完整地展现H_c/H值的变化特点，首先对典型河段进行了密集的断面剖分(断面间距约30～50 m)，然后根据滩槽形态的具体特征，分区段计算区段内各断面H_c/H的平均值，并进行分析。两个典型河段的河势及区段划分如图3所示。

2.3　典型河段断面形态变化分析

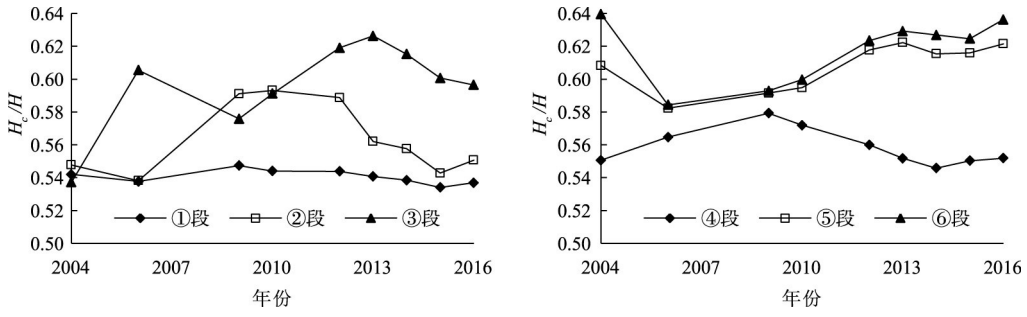
2.3.1　太平口水道　三峡水库蓄水运用以来，如图4所示，太平口水道不同区段形心相对深度指标H_c/H的变化有不同的特点，结合表1中的宽深比变化情况，可以较为清晰地勾画断面形态的变化特点：第①段H_c/H值相对稳定，但宽深比持续减小，即断面变化基本呈现为整体下切；第②、③、④段H_c/H值均先增大，再减小，形心先下沉、再上浮，即断面形态先锐化、再坦化，相应的宽深比先增大，再减小，说明断面变化先以淤滩冲槽为主，而后又以冲滩为主；第⑤、⑥段的H_c/H值在三峡

（a）典型河段地理位置



（b）太平口水道　　（c）界牌河段

图3　长江中游典型河段地理位置、河势及区段划分



（a）①段~③段　　（b）④段~⑥段

图4　太平口水道各区段 H_c/H 变化

表1　太平口水道宽深比统计（$\sqrt{B}/H$）

段号	2004年	2009年	2012年	2014年	2016年
①段	3.22	3.08	2.94	2.82	2.73
②段	3.52	3.58	3.31	3.06	2.91
③段	3.67	3.73	3.67	3.45	3.34
④段	3.40	3.48	3.36	3.10	2.95
⑤段	4.23	3.95	3.96	3.78	3.77
⑥段	5.43	4.96	4.72	4.69	4.51

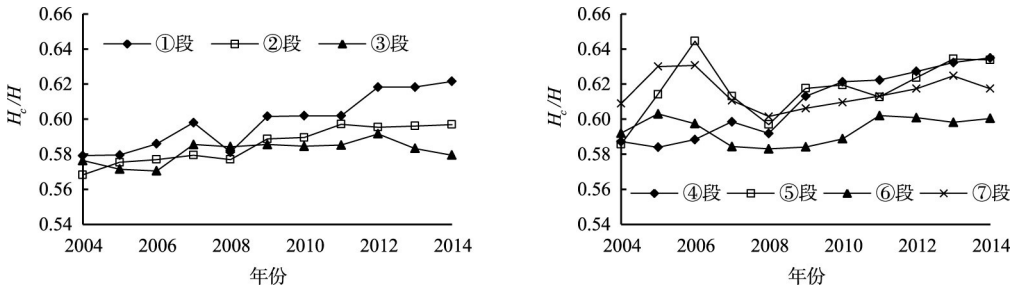
说明：按流量24 000 m^3/s时的水位进行统计，该级流量基本等同于太平口水道的平滩流量。

水库蓄水运用之初明显减小，形心上浮，随后 H_c/H 值逐渐增大，形心下沉，即断面形态先坦化、再锐化，相应的宽深比持续减小，说明断面变化先以冲滩为主，而后以淤滩冲槽为主。

上述指标统计分析较好地定量刻画了太平口水道演变过程，第①段位于太平口水道进口，紧邻砂卵石河段，且河宽不大，基本表现为断面整体不均匀下切，为前文所述的第一类调整模式。第②、③、④段位于太平口心滩分汊段，该段先是心滩淤积，心滩两侧的南、北槽冲刷下切，断面变化呈现为复合调整模式(第三类)，与断面形态指标所反映的冲槽淤滩的锐化过程相对应；随后心滩冲刷萎缩，南、北槽趋于稳定，此时断面变化主要表现为整体不均匀下切，偏向为第一类调整模式，与冲滩为主的坦化过程相对应。第⑤、⑥段位于三八滩分汊段，该段先是以三八滩大幅冲刷萎

缩，南汊深泓北移为主要演变特征，断面形态呈现为平移调整模式(第二类)，与冲滩淤槽的坦化过程对应；该段在三八滩相对稳定后，南槽大幅冲深，而杨林矶边滩与腊林洲滩尾大幅淤涨，断面形态呈现为复合调整模式(第三类)，与冲槽淤滩的锐化过程对应。

2.3.2 界牌河段 三峡水库蓄水运用以来，由图5可见，界牌河段H_c/H值变化的规律性要好于太平口水道，基本上所有区段均表现为增加，形心整体下沉，断面形态持续锐化；而界牌河段宽深比的变化幅度相对较小，部分区段宽深比减小，反映出断面有所冲刷，如表2所示，两者结合来看，界牌河段断面形态变化总体上呈现淤滩冲槽的特点。



(a) ①段~③段 (b) ④段~⑦段

图5 界牌河段各区段H_c/H变化

表2 界牌河段宽深比统计($\sqrt{B}/H$)

段号	2004年	2006年	2008年	2010年	2012年	2014年
①段	3.15	3.34	3.19	3.34	3.44	3.37
②段	3.49	3.59	3.51	3.56	3.50	3.54
③段	4.07	4.01	3.93	4.01	3.95	3.94
④段	3.95	3.94	3.70	3.89	3.85	3.85
⑤段	4.54	4.93	4.34	4.51	4.51	4.53
⑥段	4.65	4.69	4.27	4.36	4.34	4.14
⑦段	4.13	4.25	4.13	4.18	4.22	4.00

说明：按流量30 000 m^3/s时的水位进行统计，该级流量基本等同于界牌河段的平滩流量。

近年来，界牌河段螺山以上的右边滩、螺山至界牌段的心滩、界牌以下的左边滩持续淤积长高，深槽相应有所冲深，断面形态呈现为复合调整模式(第三类)，对应了断面形态指标所反映的冲槽淤滩的锐化过程。

从太平口水道、界牌河段的断面形态统计分析可见，结合宽深比的变化，形心相对深度指标H_c/H在反映断面冲淤垂向分布方面有较好的性能。就典型河段内所包含的三种断面形态调整模式而言，整体下切模式可能因冲滩为主而出现断面形态坦化，也可能滩槽均冲使得形心相对深度基本不变；平移调整模式可能因剧烈冲滩引发深槽回淤，出现断面形态坦化；复合调整模式的断面形态变化值得关注，两个典型河段均出现了这一调整模式，且断面形态均呈现出锐化特征，即倾向于冲深淤浅，甚至出现了淤滩造滩的现象。通过上述归类以及相关指标的统计，有助于结合水沙条件变化分析理解断面形态调整机理。

3 三峡水库蓄水运用以来新水沙条件造床作用变化分析

3.1 来沙条件变化分析 三峡水库运行后截断了上游的绝大部分来沙，坝下游河道水沙条件最根本的变化是来沙量的大幅减少(图6)，宜昌、沙市、汉口和大通4站近10年(2006—2015年)平均输沙量较多年平均分别偏少94 %、88 %、73 %和67 %。由于坝下游水流挟带的泥沙主要来自于河床床面的冲刷，坝下游各河段的来沙条件随大坝距离远近的不同而不同，且会随时间发生调整。因此，来沙条件的造床作用在不同河段、不同时段也是不同的，由图6可见，三峡水库蓄水运用以来，坝下游沿程各站悬沙输移量自上而下逐渐增加，同时均随时间逐渐减小。

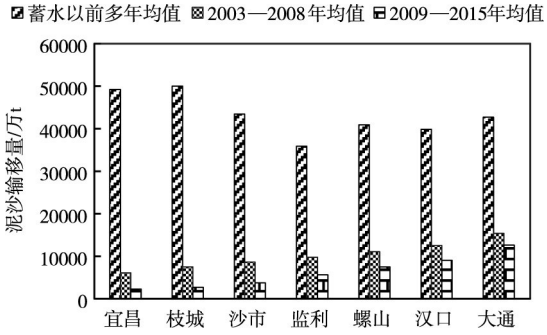


图6　三峡水库蓄水运用前后坝下游各站悬移质年平均输沙量沿程变化

从河床演变的角度来看，来沙条件的变化主要关注粒径较粗，能够有效参与造床的造床质。图7显示，三峡水库蓄水运用以后，沿程各站0.031 mm<D≤0.125 mm粒径组的泥沙输移量较三峡工程蓄水以前大幅减少，且沿程自上而下增加，基本可以认为该组泥沙沿程均处于冲刷状态；D>0.125 mm粒径组的泥沙恢复程度总体较高，蓄水之初，监利和汉口两站基本恢复至蓄水前的平均水平，且沿程自上而下各站输移量并非单向增加，而是有增减起伏，说明该组泥沙因沿程补给沙源充足，且粒径偏粗，对水流条件较为敏感，发生在河床床面的冲淤交换较为剧烈。

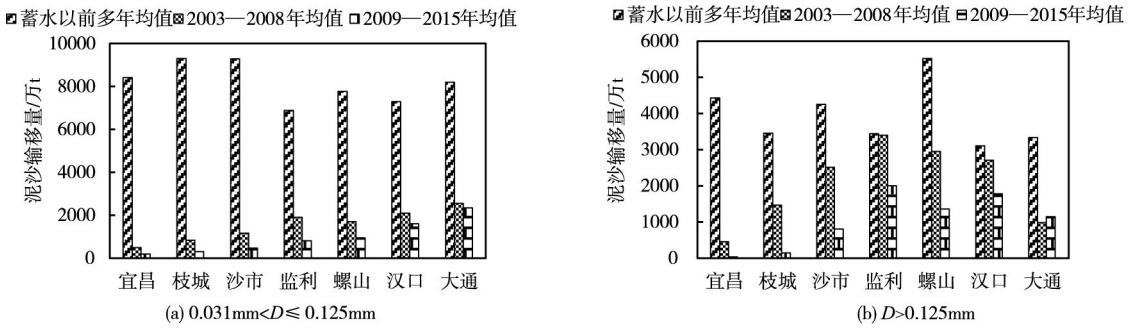


图7　三峡水库蓄水运用前后坝下游各站悬移质分组年平均输沙量沿程变化

与输沙量大幅减少的外在表现相比，D>0.125 mm粒径组的泥沙沿程输移量的变化在一定程度上能更好地表征沿程的来沙条件，一方面，结合图1所反映的累计冲淤强度变化情况来看，坝下游各河段总体冲淤状态与该组泥沙输移量的大小密切相关，例如，宜昌至城陵矶河段是D>0.125 mm粒径组泥沙的主要恢复区间，河道是持续冲刷的；而城陵矶至湖口河段因D>0.125 mm粒径组泥沙的沿程输移量有增有减，在蓄水初期，河道曾出现了冲淤交替的情况。另一方面，由于断面形态的横向调整实际上就是床沙质的横向冲淤，因此，断面形态的调整模式与D>0.125 mm粒径组泥沙的沿程输移量有着密切的关联性，这在下文中将具体分析阐述。

3.2　来水条件变化分析　一般认为，三峡水库蓄水运用以来，长江干流各主要水位控制站年平均径流量相对稳定，坝下径流过程总体呈略偏枯的状态，如图8所示。其中因蓄水运用以来荆江三口分流量较蓄水前年均值偏小，仅监利站径流量较蓄水前微增。除监利站外，坝下各站2003—2008年平均径流量较蓄水前多年均值偏小4.9 %～9.7 %；2009—2015年平均径流量较蓄水前多年均值偏小4.2 %～7.8 %。

相对而言，受上游来水条件变化及三峡水库汛前消落、汛期调洪、汛后蓄水、枯水补枯等调节方式的共同影响，坝下游各站年内径流过程的变化较为显著。由表3可见，与三峡水库蓄水运用前相比，宜昌站枯水期径流量增加，汛期及汛后径流量有所减少。尤其是进入175 m蓄水运行期后，年内径流过程的改变较为明显，枯水期的1、2、3月径流量增幅达40 %以上，退水期9、10月径流量减幅分别为21.4 %、38.1 %，反映出这一阶段三峡水库汛末蓄水量的增加以及枯水期流量补偿能力的增强。

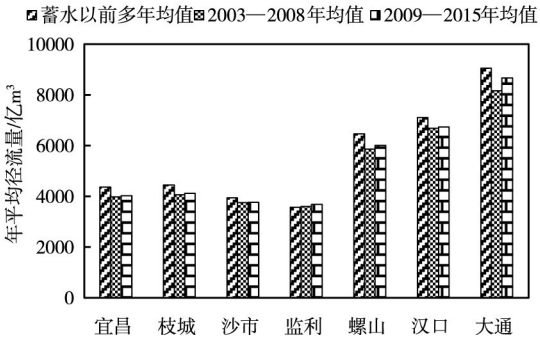


图8　三峡水库蓄水运用前后坝下游各站年平均径流量沿程变化

表3　三峡水库蓄水运用前后宜昌站各月平均径流量变化统计

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
蓄水前多年平均/亿 m^3	114	93	116	171	310	466	804	734	657	483	260	157
2003—2008年平均/亿 m^3	122	105	138	182	292	435	706	626	618	364	240	150
变率/%	7.0	12.9	19.0	6.4	−5.8	−6.7	−12.2	−14.7	−5.9	−24.6	−7.7	−4.5
2009—2015年平均/亿 m^3	164	149	169	205	345	435	732	625	516	299	223	167
变率/%	44.3	59.8	45.9	19.9	11.3	−6.7	−9.0	−14.9	−21.4	−38.1	−14.2	6.6

注：变率指较蓄水前多年均值的相对变幅。

3.3　径流造床能力变化分析　径流造床能力不仅与径流过程自身各流量级的持续时间有关，同时也与河床组成甚至是河床形态有关联，造床流量作为刻画径流造床能力的指标，实际上是对上述因素的综合反映。根据研究对象河流的情况，具体的计算方法有多种，代表性的主要有如下两大类：

(1)利用实测水位流量关系，根据平滩水位确定平滩流量，代表造床流量，这一类方法在滩槽分界较为明显的河流有较好的应用效果；

(2)基于水流输沙能力提出的一系列计算方法。马卡维耶夫法是其中的代表，应用十分广泛，长江中下游造床流量的计算多采用此法。马卡维耶夫法通过绘制各级流量 Q^mJP 与 Q 的关系曲线，取 Q^mJP 峰值对应的 Q 即为造床流量。其中，Q 为分级流量、J 为各级流量下的水面比降、P 为各级流量的频率，主要反映水流作用；m 值则反映包括河床组成等在内的河床特性，可由实测资料绘制 $G_s \sim Q$ 关系线确定，一般假定 $G_s = KQ^{m_1}$，拟合出的 m_1 就可以作为 Q^mJP 中的 m 值。另外，韩其为[13]以变动流量过程输沙能力的等价流量作为造床流量，相应的计算方法在黄河下游的研究中应用较多。

对于长江中下游河道而言，三峡水库蓄水运行至今，坝下游河道基本已进入总体冲刷的状态，且远未实现冲淤平衡，在当前阶段，水流动力条件的强弱是主导性因素。笔者认为，每一级流量的 Q^mJP 值都在一定程度上表征了该级流量的造床作用，三峡水库对来水过程的调度虽然不影响年内径流总量，但对各流量级持续时间的改变必然会引起径流造床能力的调整。考虑到径流过程变化后，各级流量造床作用的变化可能很难全然反映在 Q^mJP 峰值流量的变化上(通过人为控制，实现 Q^mJP 峰值流量不变也是有可能的)，对此，本文主要尝试通过分析 $Q \sim Q^mJP$ 曲线的整体变化来探讨三峡水库蓄水运用前后径流造床能力的变化情况，且重点关注各流量级因持续时间变化而导致的造床能力相对变化，精确计算造床流量不在本文的讨论范围之内。基于上述考虑，本文的计算对马卡维耶夫法进行了适当简化，一方面，鉴于长江中下游比降平缓，且比降 J 的确定较为复杂，将 $Q \sim Q^mJP$ 曲线简化为 $Q \sim Q^mP$ 曲线；另一方面，以位于太平口水道与界牌河段之间的监利站的 $G_s \sim Q$ 关系作为 m 值拟合依据，2003年至2014年实测资料拟合表明，m 值大致在1.7～2.3之间，为简便计，同时也便于中下游各站横向对比，统一将 m 值取为2。

通过上述简化处理，计算并绘制了长江中下游沙市、螺山、汉口和大通4站的 $Q \sim Q^2P$ 曲线，如图9所示。其中，流量数据的统计范围在三峡水库蓄水运用前为1950年代至2002年，蓄

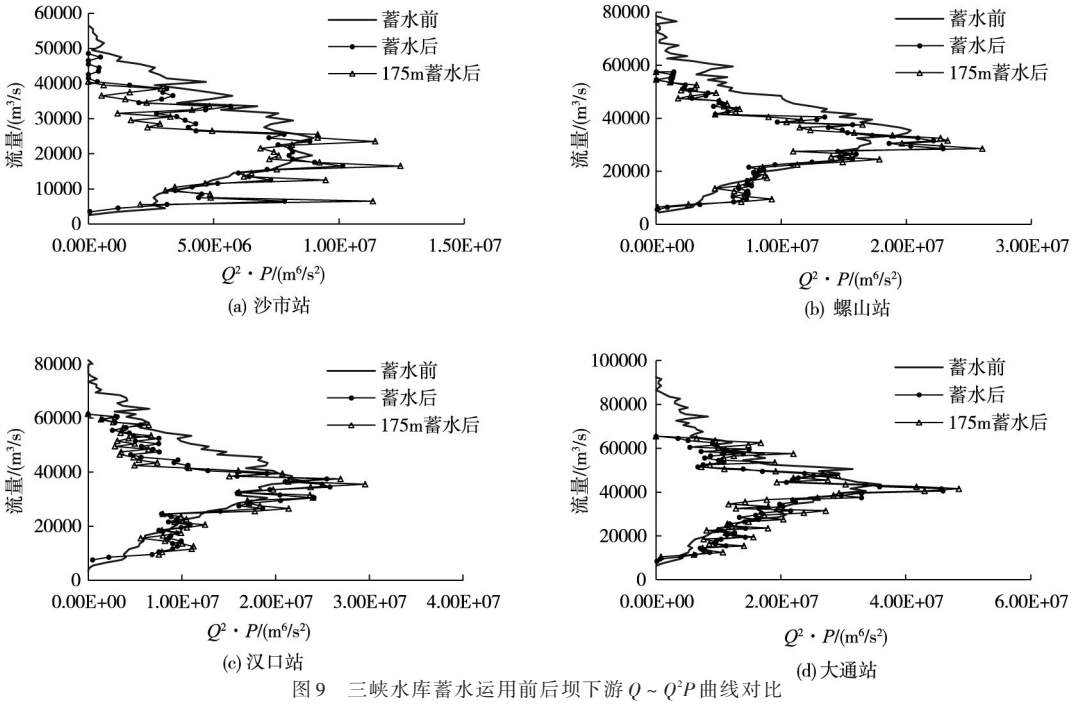


图9　三峡水库蓄水运用前后坝下游 $Q \sim Q^2P$ 曲线对比

水运用后为2003年至2015年，175 m蓄水后为2009年至2015年。简化后绘制的 $Q \sim Q^2P$ 曲线显示，三峡水库蓄水运用前沙市、螺山、汉口和大通4站 Q^2P 峰值流量级分别为25 000、35 000、37 000和44 000 m^3/s，与文献[14]各站造床流量的计算成果基本一致，这在一定程度上说明，就长江中下游水沙条件及河道特点而言，适当的简化不会明显改变 $Q \sim Q^mJP$ 曲线的形态。

从三峡水库蓄水运用后的情况来看，Q^2P 峰值流量有不同程度的变小：沙市站距离三峡水库最近，$Q \sim Q^2P$ 曲线变化最为复杂，三峡水库蓄水运用前，25 000 m^3/s 流量级对应的 Q^2P 值略大于20 000 m^3/s 流量级，蓄水运用后，20 000 m^3/s 流量级的 Q^2P 值明显增加，成为 Q^2P 峰值流量；螺山站 Q^2P 峰值流量级减小为29 000 m^3/s；汉口、大通两站 Q^2P 峰值流量级变化不大，分别为36 000 m^3/s、42 000 m^3/s。

三峡水库蓄水运用前后 $Q \sim Q^2P$ 曲线除了 Q^2P 峰值流量级发生调整，峰值流量级以上流量级的 Q^2P 值整体大幅衰减是更为显著的变化。Q^2P 包含了输沙能力的概念，大流量级 Q^2P 值的整体衰减必然关系到造床作用的变化，为此，以多年平均流量和 Q^2P 峰值流量作为统计区间分界值，通过累加各流量区间的 Q^2P 值来进一步刻画 $Q \sim Q^2P$ 曲线。其中，沙市站统计区间分界流量分别为12 000 m^3/s、25 000 m^3/s，螺山站分别为18 000 m^3/s、35 000 m^3/s，汉口站分别为21 000 m^3/s、37 000 m^3/s，大通站分别为26 000 m^3/s、44 000 m^3/s。为简单计，划分的三个统计区间分别称之为中小水区间、中洪水区间、大水区间，并将各区间的 Q^2P 累加值与蓄水前 Q^2P 值总和进行对比，如表4所示。

表4　三峡水库蓄水运用前后坝下游各站各流量区间 Q^2P 值统计

时间段	站名	SS1/SA	SS2/SA	SS3/SA	SSA/SA	站名	SS1/SA	SS2/SA	SS3/SA	SSA/SA
蓄水前		0.11	0.41	0.48	1.00		0.12	0.37	0.51	1.00
蓄水后	沙市	0.14	0.43	0.24	0.81	汉口	0.16	0.40	0.28	0.84
175m蓄水后		0.14	0.46	0.18	0.79		0.16	0.42	0.25	0.83
蓄水前		0.10	0.42	0.48	1.00		0.12	0.41	0.47	1.00
蓄水后	螺山	0.13	0.43	0.23	0.80	大通	0.15	0.43	0.25	0.83
175m蓄水后		0.13	0.46	0.22	0.80		0.15	0.42	0.31	0.87

注：SS1指中小水区间 Q^2P 累加值，SS2指中洪水区间 Q^2P 累加值，SS3指大水区间 Q^2P 累加值，SSA指各阶段全流量区间 Q^2P 总和，SA特指三峡工程蓄水前全流量区间 Q^2P 总和。

表4的统计结果表明：①三峡水库蓄水运用后，中小水区间、中洪水区间Q^2P累加值均有所增加，但增幅不大；②三峡水库蓄水运用后大水区间Q^2P累加值明显减小，沙市、螺山和汉口三站不到蓄水运用前的一半，大通站约为蓄水运用前的三分之二；③三峡水库蓄水运用后全流量区间Q^2P总和较蓄水运用前也有较为明显的减小，减幅在15 %～20 %左右。④值得注意的是，三峡水库蓄水运用以前，沿程各站Q^2P峰值流量上下两侧Q^2P累加值各占总和的50 %，基本相当，这也在一定程度上说明了以Q^2P峰值流量作为造床流量的合理性。若将这一特点简单视为对称性，那么，三峡水库蓄水运用后，$Q \sim Q^2P$曲线的对称性发生了明显改变，因为Q^2P峰值流量以下Q^2P累加值的比重明显提升，以蓄水运行后$Q \sim Q^2P$曲线较为规则的汉口站为例，Q^2P峰值流量36 000 m^3/s以下Q^2P累加值占比约为63 %，这在某种程度上说明了新水沙条件下将造床流量曲线峰值流量作为造床流量可能是不太合适的。

综合上述统计分析可见，三峡水库蓄水运用以来，虽然总径流量变化不大，但径流过程的造床能力发生了明显改变，主要表现为蓄水运用以来整个流量序列的造床能力趋于减弱，同时大流量级的造床能力衰减十分明显，使得中水流量级的造床作用凸显。

3.4　水沙变化对断面形态调整的作用机理　三峡水库蓄水后，长江中下游受控型河道三种断面形态调整模式与水沙条件的时空特征关系密切，具体分析如下：

(1)整体下切调整模式的水沙作用机理。整体下切调整模式的水沙作用机理相对明晰，来沙量极少(粒径较粗的造床质，下同)是驱动断面整体下切模式的关键性因素。由于来沙量极少，在绝大多数流量级下，断面上大部分区域的水流挟沙均呈明显次饱和状态，断面冲刷是全断面持续进行的，不同部位的冲刷深度取决于水流挟沙的次饱和程度、床沙组成、水流作用强度等因素。三峡水库蓄水运用之初，这一模式首先在坝下游砂卵石河段出现；根据对典型河段太平口水道的分析，由于该水道紧邻砂卵石河段，近期其上段也已出现了整体下切的现象，可见这一模式伴随着近坝段泥沙补给量逐渐衰竭而逐渐向下游扩展。

(2)平移调整模式的水沙作用机理。新水沙条件下主流区的冲刷效应是平移调整模式驱动因素。当来沙大幅减少，河道逐渐转变为冲刷型后，主输沙带与主流带不匹配、沙量和水量不匹配等水沙错配所导致的主动型淤积大幅减少，河床局部淤积基本上成为了河道总体冲刷调整的伴生现象。由于少沙条件下主流区的冲刷效应具有长期持续性，断面受冲部位及其发展方向往往是相对固定的，尤其是当天然径流过程被人为调节坦化后，主流摆幅减少，优势流量级的主流倾向更易成为河道调整的方向，断面形态的变化也随之表现为深槽的单向平移调整。这种单向性是新水沙条件下平移调整模式与多沙条件下往复性平移调整模式的本质区别所在。

另外，从典型河段太平口水道三八滩分汊段在三峡水库蓄水运行初期的平移调整模式来看，在深槽平移过程中，新深槽尚未完全形成，而原深槽已逐渐淤积之时，断面形态往往还会出现一定程度的坦化，这种坦化即一般意义上的河道冲刷过程中的宽浅化。

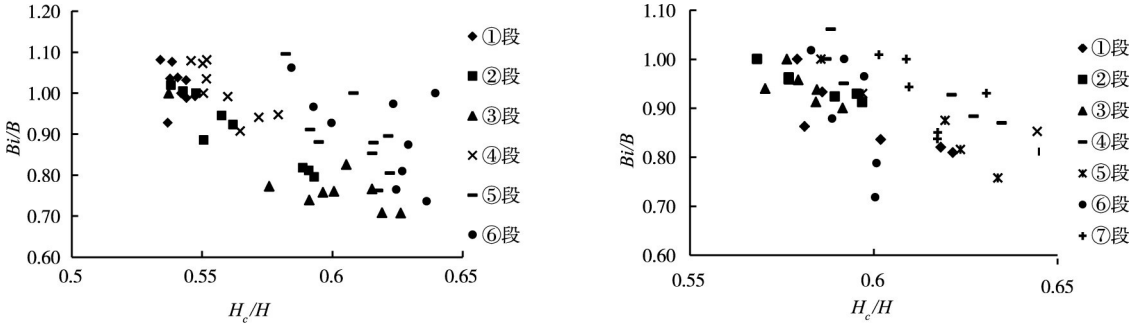
(3)复合调整模式的水沙作用机理。复合调整模式的外在表现较为复杂，分析表明该种调整模式的断面形态总体上趋于“冲深淤浅”，与径流造床作用的变化有密切关系。如前文分析指出，三峡水库蓄水运用以来，大流量级造床作用大幅削减，中水流量级的造床作用相对凸显。由于中水流量的惯性相对较弱，一般均顺应原有深槽，这无疑较为有利于原有深槽的冲刷强化。原有深槽的冲深，

表5　太平口水道主动量区间宽度变幅统计(B_i/B_{2004})

段号	2004年	2006年	2009年	2012年	2014年	2016年
①段	1.00	1.04	0.99	1.04	1.08	0.93
②段	1.00	1.02	0.81	0.92	1.00	0.89
③段	1.00	0.83	0.77	0.71	0.76	0.76
④段	1.00	0.91	0.95	1.03	1.07	1.08
⑤段	1.00	1.10	0.91	0.80	0.88	0.89
⑥段	1.00	1.06	0.97	0.87	0.76	0.74

表6　界牌河段主动量区间宽度变幅统计（B_i/B_{2004}）

段号	2004年	2006年	2008年	2010年	2012年	2014年
①段	1.00	0.93	0.86	0.84	0.82	0.81
②段	1.00	0.96	0.96	0.92	0.93	0.91
③段	1.00	0.94	0.91	0.94	0.90	0.96
④段	1.00	1.06	0.95	0.93	0.88	0.87
⑤段	1.00	0.85	0.93	0.88	0.82	0.76
⑥段	1.00	0.96	1.02	0.88	0.79	0.72
⑦段	1.00	0.93	1.01	0.94	0.84	0.85



(a) 太平口水道　　(b) 界牌河段

图10　长江中游典型河段H_c/H与B_i/B相关关系

水流条件也将随之调整。对此，笔者利用平面二维水流数学模型对太平口水道、界牌河段各年份地形下的流场进行了模拟，并定义指标主动量区间宽度B进行相应分析。具体的计算方法是：将断面上各节点的动量值自大向小排列，从大值开始累加，所占宽度也同步累加，累加动量值达到断面总动量值的50 %时的宽度值即为主动量区间宽度B。对太平口水道24 000 m^3/s流量下、界牌河段30 000 m^3/s流量下的主动量区间宽度进行统计表明，两个典型河段的主动量区间宽度B均是总体缩窄的，反映出了主流集中的现象，如表5和表6所示。

图10给出太平口水道、界牌河段断面形心的下沉均伴随着主动量区间宽度的缩窄，且相关性较好。这实际上就是两个典型河段断面形态冲深淤浅锐化现象的动力机制：伴随着H_c/H的增加，主流集中度也有所提升，主流向深槽集中必然导致低滩区域和浅水区域的水动力强度降低，使得这些区域冲刷相对偏弱，甚至出现一定程度的淤积，这又会进一步促进深槽的冲刷，如此形成循环的反馈过程。

复合调整模式中的河道淤积实际上也伴生于主流区的冲刷效应，因此，其本质与平移调整模式是基本一致的，均是河道由堆积型转变为冲刷型的外在表现。在少沙但有一定输沙量的条件下，平移调整模式首先出现，尤其是原始深槽走向弯曲，与优势流量级主流倾向位置差别较大时，该调整模式会表现得相对更加明显。由于三峡水库蓄水运用以后大流量级造床作用减弱，且中水流量级造床作用凸显，在深槽走向相对平顺的河段，河道横断面的调整会以复合调整模式为主，且会呈现出冲深淤浅的锐化特征。

总的来说，长江中下游河道由堆积型转变为冲刷型以后，优势流量级主流的倾向在断面形态重塑调整过程中起关键性作用。虽然上述认识来自于对太平口水道与界牌河段两个典型河段的统计分析研究，但对于弯曲河段或形态更为复杂的分汊河段，有关研究也反映了类似的规律。文献[15]系统分析三峡水库蓄水以来长江中下游分汊型河段汊道调整规律后指出，水动力条件占优(流程较短、或迎流条件较好)的汊道普遍发育，与汊道分流权重关系不大；对于下荆江急弯河段凸冲凹淤现象(即断面形态上的平移调整模式)，文献[16]指出，三峡水库蓄水后“流量年内过程重分配，来沙量及组成突变”是决定性因素，使得凸岸边滩冲刷动力显著增强。由此可见，本文所揭示的断面形态调整机理在长江中下游具有一定的普遍性。

4 结论与展望

4.1 结论 本文以典型河段为重点，统计归纳了三峡水库坝下游河道断面形态的调整特点，结合新水沙条件下造床作用的分析，探讨了长江中下游受控型河道断面形态的调整机理，取得了如下主要认识：

(1)三峡水库蓄水运用至今，在减沙效应影响的河段内，河道总体冲刷过程中断面形态的变化可以分为三种模式：整体下切型、平移调整型、复合调整型。这三种调整模式在空间分布上有一定的差别，第一类主要出现在近坝砂卵石河段以及荆江中上段的窄河段，第二、三类主要出现在长江中下游的沙质河段。

(2)由于长江中下游大部分为受控型河道，宽深比已基本退化为反映断面平均水深的指标，基本上只能反映出断面总体冲淤情况。本文引入了形心相对深度指标H_c/H，可以更全面的刻画断面形态的变化，分析表明，整体下切模式可能因冲滩为主而出现断面形态坦化，也可能滩槽均冲使得形心相对深度基本不变；平移调整模式可能因剧烈冲滩引发深槽回淤，出现断面形态坦化；复合调整模式在两个典型河段均呈现出了断面形态逐渐锐化的现象，即倾向于冲深淤浅，甚至出现了淤滩造滩的现象。

(3)不同的断面调整模式，反映了不同的水沙作用机理，分析表明，三峡水库蓄水运用以来，坝下游河道来沙量大幅减少，但自上而下沿程恢复，且粗沙存在恢复峰值；来流条件的变化主要表现为中水流量级的造床作用凸显，而洪水流量级的造床作用被明显削弱。来沙量极少的河段，水流挟沙次饱和程度突出，断面整体不均匀下切。经过上游河道补给，有一定来沙量的河段，主流冲刷效应决定断面形态调整方向，若原始深槽走向与优势流量级主流倾向位置差别较大时，平移调整模式表达较为充分；在深槽走向相对平顺的河段，河道横断面的调整会以复合调整模式为主，呈现出冲深淤浅的锐化特征。

4.2 展望 将形心相对深度H_c/H作为河道断面形态指标进行分析尚属首次，该指标可以较好地反映滩槽差别的变化过程，主流稳定与否对其调整变化起决定性作用，可见来水来沙条件、河型、河床组成等都构成了影响H_c/H变化的因素，该指标的变化是有规律可循的。考虑到目前多数河流的中下游基本转变为受控型河道，加大统计分析样本，深入研究H_c/H变化的物理机制，具有较高的理论价值。另外，内河航道的治理与开发重点关注滩槽演变的联动性，H_c/H值在这一方面具有较强的优势，建立H_c/H值与航道开发潜力、开发思路之间的联系，也值得开展进一步的研究工作。

参 考 文 献：

[1] 谢鉴衡，丁君松，王运辉．河床演变及整治[M]．北京：中国水利水电出版社，1990．

[2] 钱宁，周志德．河床演变学[M]．北京：科学出版社，1987．

[3] 韩其为．水库淤积[M]．北京：科学出版社，2003．

[4] 王光谦．河流泥沙研究进展[J]．泥沙研究，2007(2)：64-79．

[5] 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(10)：75-80．

[6] BEGIN Z B．The relationship between flow-shear stress and stream pattern[J]．Journal of Hydrology，1981，52(3/4)：307-319．

[7] SURIAN N，RINALDI M．Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy[J]．Geomorphology，2003，50(4)：307-326．

[8] 许炯心．汉江丹江口水库下游河床调整过程中的复杂响应[J]．科学通报，1989(6)：450-452．

[9] SHIELDS J F D，SIMON A，STEFFEN L J．Reservoir effects on downstream river channel migration[J]．Environmental Conservation，2000，27(1)：54-66．

[10] ELLIOTT J G, GYETVAI S. Channel-pattern adjustments and geomorphic characteristics of Elkhead Creek, Colorado, 1937-97[R]. USGS Water-Resources Investigations Report 99-4098, 1999.
[11] 许全喜. 三峡水库蓄水以来水库淤积和坝下游冲刷研究[J]. 人民长江, 2012, 43(7): 1-6.
[12] 许全喜, 袁晶, 伍文俊, 等. 三峡工程蓄水运用后长江中游河道演变初步研究[J]. 泥沙研究, 2011(2): 38-46.
[13] 韩其为. 第一造床流量及输沙能力的理论分析——"黄河调水调沙的根据、效益与巨大潜力"之三[J]. 人民黄河, 2009, 31(1): 1-4.
[14] 林木松, 唐文坚. 长江中下游河床稳定性系数计算[J]. 水利水电快报, 2005, 26(17): 25-27.
[15] 李明, 胡春宏. 三峡工程运用后坝下游分汊型河道演变与调整机理研究[J]. 泥沙研究, 2017, 42(6): 1-7.
[16] 朱玲玲, 许全喜, 熊明. 三峡水库蓄水后下荆江急弯河道凸冲凹淤成因[J]. 水科学进展, 2017, 28(2): 193-202.
[17] 胡春宏. 黄河水沙过程变异及河道的复杂响应[M]. 北京: 科学出版社, 2005.
[18] 胡春宏. 黄河水沙调控与下游河道中水河槽塑造[M]. 北京: 科学出版社, 2007.

Study on pattern and mechanism of river section topography adjustment in the downstream of the Three Gorges project

LI Ming[1,2], HU Chunhong[1], FANG Chunming[1]

(1. *State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basin, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing* 100038, *China*;
2. *Changjiang Waterway Institute of Planning and Design, Wuhan* 430040, *China*)

Abstract: After the use of the Three Gorges Reservoir in 2003, the adaptive adjustment of the middle and lower reaches of the Yangtze River is very complicated because of the variation of incoming flow and sediment. The analysis shows that in the influence of sand reduction, the change of the section form can be divided into three modes: the whole undercutting, the translational adjustment and the compound adjustment. For the middle and lower reaches of the Yangtze River are mostly controlled channels, the relative depth of cross section centroid is presented as a useful index of section topography to reveal the mechanism of river cross section adjustment. Through quantitative analysis, it is found that during the bed making process the sectional topography has not only the sharpening phenomenon due to deep groove scouring, but also the attenuation phenomenon due to beach scouring. Both directions are closely related to the strong scouring effect of the main flow region caused by the new flow and sediment conditions, and also up to bed-forming function of normal water has been strengthened and bed-forming function of flood water has been significantly weakened. So, in the channel where the direction of the thalweg is far different from the mainflow position of the dominant flow level, the cross sections show translational adjustment mode firstly, and in the straight channel, the cross sections mainly show compound adjustment mode, accompanied by making the sectional topography more sharp.

Keywords: river bed evolution; bed-forming function; the Three Gorges project; section topography; flow and sediment conditions

(责任编辑: 李福田)