

黄河下游清水冲刷阶段河床的调整 及其对基准面变化的反应

陆中臣

(中国科学院地理研究所)

提 要

本文采用黄河下游的实测资料,分析了三门峡水库下洩清水阶段,河床的调整及其对基准面的反应。认为在来水来沙条件变化的情况下,河床纵剖面以近于平行的方式调整;横断面形态向窄深式发展;河型的转化主要取决于地貌临界值和粉沙—粘土含量。从长时间看,下游的淤积特性不会发生根本性的变化。

三门峡水库从1960年9月15日开始蓄水,下洩清水,下游河道发生冲刷。1962年3月改为滞洪排沙运用,由于水库洩水设备的能力缩小,汛期来水较丰,水库壅水高,使排沙比偏小,下游河道仍维持冲刷。1964年汛后,水库开始大量排沙。因此,从1960年9月至1964年10月,黄河下游河道处于冲刷阶段。黄河下游转为侵蚀性的河流,河床要进行调整。由于下游河床比降大,这种调整过程,开始较快,随着时间的推移,渐趋缓慢,如果没有河口延伸的影响,最后将达到新的动态平衡。一般说来,河床通过其物质组成、纵横断面和平面形态的调整,才能重建新的动态平衡,就黄河下游来说,通过中游粗泥沙来源区的治理后,有的河段可能达到动态平衡,但能否长期保持,主要取决于河床对基准面变化的反应。因此,本文着重分析黄河下游清水冲刷阶段,河床形态的调整及其对基准面变化的反应。

一、蓄水期间黄河下游的来水来沙和河床冲淤情况

黄河下游成为强烈堆积性的河流的主要原因是水少沙多。三门峡水库在蓄水阶段,出库流量削减,大量泥沙拦截于水库,来沙量大减,黄河下游河床是在表1所列的来水来沙条件下进行新的调整。

研究得出¹⁾:影响下游冲刷的诸因素皆有其临界值,如流量的临界值为2500秒立米,大于此值时河道冲刷。含沙量和洪峰来沙系数(ρ/Q)的临界值分别为20—25公斤/立米和0.01公斤·秒/米⁶,低于此值时,河道发生冲刷,高于此值时,河道发生淤积。从表1可以看出,下游流量大于临界值,含沙量和来沙系数小于临界值,因此,河床冲刷。冲刷的时空

本文1983年1月20日收到,7月19日收到修改稿。

1) 麦乔威等:黄河下游来水来沙特性及河道冲淤规律的研究,1978年9月。

表 1 蓄水期黄河下游来水来沙情况*

Tab. 1 The conditions of water and sediments in the lower reaches of the Yellow River during the storage of water

| 年 份 | 项 目 | 三 门 峡 + 黑 石 关 + 小 董 | | | | |
|------|-----|---------------------|--------------|-------------|------------------|----------------------|
| | | 流 量 (秒立米) | 水 量 (亿立米) | 沙 量 (亿吨) | 平均含沙量 (公斤/立米) | 来沙系数 (ρ/Q) |
| 1960 | | 1443.7 | 255.7 | 7.35 | 28.8 | 0.0356 |
| 1961 | | 2703.2 | 576.2 | 1.35 | 24.0 | 0.0013 |
| 1962 | | 2050.6 | 418.2 | 3.10 | 8.9 | 0.0067 |
| 1963 | | 2706.7 | 510.3 | 6.86 | 13.4 | 0.0083 |
| 1964 | | 4500.4 | 810.2 | 15.4 | 19.0 | 0.0074 |
| 平均 | | 2680.9 | 514.1 | 6.93 | 14.5 | 0.0059 |

* 黄河水利委员会水利科学研究所泥沙室，黄河三门峡水库上下游冰沙基本资料，1977年。

表 2 三门峡蓄水期黄河下游河道冲淤表*

Tab. 2 Scouring and filling variation in the lower reaches of the Yellow River during the storage of water of Sanmenxia Reservoir

| 年 份 | 河段冲淤量 | 河 段 冲 淤 量 (亿吨) | | | | |
|---------------|-------|----------------|--------|-------|-------|---------------|
| | | 花园口以上 | 花园口—高村 | 高村—艾山 | 艾山—利津 | 艾山以上 全下游 |
| 1961 | | -3.53 | -3.48 | -0.58 | -0.96 | -7.59 -8.55 |
| 1962 | | -1.19 | -1.79 | -0.74 | -0.33 | -3.72 -4.05 |
| 1963 | | -1.11 | -0.35 | -0.40 | -0.87 | -1.86 -2.73 |
| 1964 | | -1.00 | -1.10 | -1.80 | -1.00 | -3.91 -4.90 |
| 总冲刷量 (亿吨) | | -6.83 | -6.70 | -3.50 | -3.16 | -17.07 -20.23 |
| 年平均冲刷量 (亿吨) | | -1.71 | -1.68 | -0.88 | -0.79 | -4.27 -5.06 |
| 冲刷强度 (吨/年·公里) | | -171 | -99.4 | -50.9 | -30.3 | -96.6 -72 |

* 同表1。

注：“-”为冲刷。

变化列于表2。

从1960年9月15日至1964年10月，三门峡水库淤积泥沙46亿吨¹⁾，黄河下游河道冲刷泥沙艾山以上占全下游总冲刷量的84.38%，艾山至利津冲刷占下游总冲刷量的15.62%。利津

1) 黄河水利委员会规划设计院，水利科学研究所，黄河下游河道的基本情况，1978年6月。

以上 1961 年的年平均冲刷量最大，占四年总冲淤量的 42.27%，其次是 1964 年占 24.22%，1962 年和 1963 年，分别占 20.02% 和 13.5%。花园口以上年平均冲刷量最大，以下逐渐减少。高村以上冲刷量大，除了距坝近、原始比降陡、冲刷历时长等原因之外，河床宽度大也是原因之一。正因为河床宽，下洩清水后，河床冲刷，水流集中，使游荡河型向着单一分汉型发展转化。同时，形成了大量的滩地。

二、清水冲刷阶段黄河下游河床纵剖面的调整

根据河南黄河河务局和黄河水利委员会济南水文总站的断面平均河底资料和 1964—1970 年用的断面间距，计算了长河段和分段的河床纵比降（表 3）。

表 3 黄河下游冲刷阶段不同河段纵比降变化

Tab. 3 The variation of the longitudinal gradient in different river reaches in the lower reaches of the Yellow River during the scouring

| 比降 (%) \ 年份 | 1960 | 1961 | 1962 | 1963 | 1964 |
|-------------|------|------|------|------|------|
| 河 段 | | | | | |
| 铁谢—高村 | 2.14 | 2.11 | 2.11 | 2.11 | 2.12 |
| 高村—利津 | 1.14 | 1.13 | 1.12 | 1.13 | 1.12 |
| 铁谢—利津 | 1.52 | 1.50 | 1.50 | 1.50 | 1.51 |

从表 3 可见，黄河下游各段比降的逐年变化不大。另外，用最小二乘法，将高村以下又分两段作了比降计算。不管那种方法其计算结果，比降的减小也只有 2—3 %。

采用河南黄河河务局《黄河资料手册》中的平均河底高程资料（陶城埠以上），以及用济南水文总站“大断面要素统计表”的资料（陶城埠以下），以断面冲深和距离的加权平均计算了河段的平均冲刷深度。结果表明，1960 年至 1964 年全下游累积平均冲刷深度为 1.51

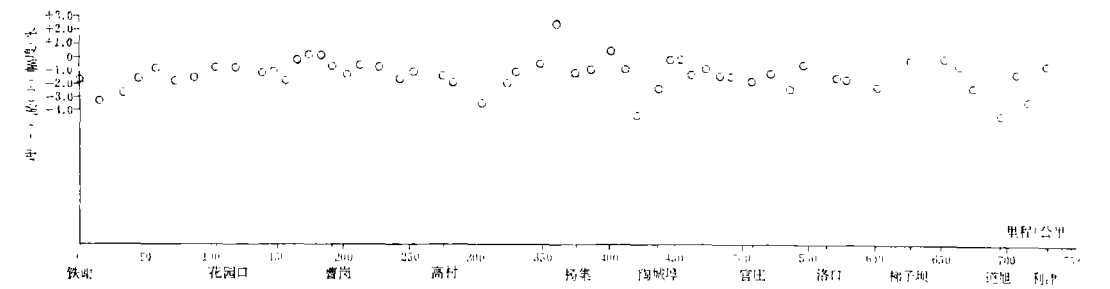


图 1 1960—1964 年黄河下游冲淤变化过程

Fig. 1 The variation process of scouring and filling in the lower reaches of the Yellow River in 1960-1964

米,铁谢至高村冲刷为1.52米,高村至利津冲刷为1.49米,由此可见,没有单向的变化(图1)。

综上所述,长河段纵剖面形态、不同河段纵比降以及沿程冲刷深度的量值变化都不大,表明河床纵剖面以近似于平行下切的方式调整,以下对此作初步分析。

从河床挟沙能力的角度看,水库下洩清水以后,下游河道要降低河槽的挟沙能力,才能与上游来沙量大幅度减少的情况相适应。过去一般认为调整挟沙能力的最有效途径是调整比降,在短距离内集中冲刷,使河床比降很快调平,甚至设想可以迅速减少到使泥沙不再起动的临界极限比降,这一段河道不再供应泥沙,然后冲刷向下游发展,随着下段的冲刷,又将引起上段的溯源冲刷,使上段河床继续保持极限比降而平行下切。

最近的研究认为¹⁾,一方面冲刷很快发展到相当大的距离;比降不容易有大幅度的调平,另一方面,挟沙能力的降低可以在相当大的程度上通过河床物质的粗化作用完成。用野外资料证明,如果河床组成物质粗到有可能形成抗冲铺盖层,则挟沙能力的降低主要通过河床粗化作用来完成,比降的调平一般并不明显。水槽试验的结果同样指出:如果床沙组成沿程比较均匀,一部分较粗的颗粒能够形成抗冲铺盖层时,河床将平行于原始的坡降整体下降。

这一点还可以从力学的角度来解释。众所周知,泥沙在运动过程中进行分选,结果上游床沙粗而下游细,不管流域的情况如何。因此,一条河流从上游到下游,床沙组成沿程分布不可能是均匀的,又由于比降和床沙粒径成正比关系,所以河床比降也是上游大而下游小。基于以上的认识,我们可以从泥沙对水流的抵抗力与水流的拖曳力间的对比关系(用洛赫钦数)来解释。当泥沙对水流的抵抗力大于水流的拖曳力时,此值大于1,且越大,河床越稳定;反之,小于1,河床极不稳定。如果上下游各河段洛赫钦数相等或接近,则河床的稳定性一样或相近,这种情况,只能是床沙粒径上粗下细和比降上大下小才有可能。如果上下各河段河床的稳定性基本相等,则在水库下洩清水时,沿程河床的下切也应接近相等,既然河床下切沿程接近相等,纵剖面就以近于平行下切的形式调整。黄河下游沿程各河段的资料证实了这个结论。黄河下游各水文站的洛赫钦数值列于表4。

表 4 黄河下游各水文站的洛赫钦数 (D/J)〔2〕
Tab. 4 The Lokhtion number (D/J) at various ganging stations in the lower reaches of the Yellow River

| 站名 | 秦厂 | 高村 | 孙口 | 艾山 | 洛口 | 利津 | 前左 |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| D/J | 0.47 | 0.40 | 0.58 | 0.56 | 0.57 | 0.58 | 0.59 |

由表4可知,黄河下游各站的洛赫钦数均小于1,这说明上下段皆不稳定。而且洛赫钦数的数值变化不大,属于同一数量级,也就是说,上下河段河床的稳定性程度基本一样,所以当清水下洩一定时间时,纵剖面呈现近于平行下切的形式调整是可以期待的。所谓纵剖面近

1) 清华大学水利系泥沙研究室,河床演变学(征求意见稿)下册,1978年。

于平行调整,是指长河段平均情况而言,如果将河段分短,同一河段虽然平行,但不同河段之间,仍然还有差别,如高村以上洛赫钦数小,即比降大,结果使得床沙粒径和比降不相适称,此段比降大的主要原因是地质过程中长期沉积作用的结果;所以游荡性河型的比降大也就是这个道理。高村以下洛赫钦数大的原因,除了此河段属弯曲性河段外,主要由于河口的不断延伸,比降变小,泥沙较细的结果。高村以上河段主要由于地形变化中的“内在”的影响,以下河段则是对基面(“外界”)影响所作的反应。

三、清水冲刷阶段黄河下游断面形态的调整

黄河下游在清水下洩期间,河床横断面形态(\sqrt{B}/H)变小,如以黄河下游游荡段,弯曲段和顺直微弯段三种河型为例,1962年和1964年与1960年相比游荡段减小了33.7%,弯曲段减小了28.6%,顺直微弯段减小了8.8%。表明河床的断面形态向窄深方向发展,也就是说,河床的下切速度快于河床的展宽速度,河床以下切为主。在给定的水流条件下,主要取决于冲刷段的冲刷强度和边界条件,具体的说,游荡性河段的比降大,河床物质以沙与细沙为主,粉沙-粘土的含量少,因此抗冲性小,又加之冲刷强度大,所以河床形态变化最明显。向下游,河床比降变小,粉沙-粘土含量增加,抗冲性亦增大,河床形态调整的幅度就小。为了定量分析黄河下游清水冲刷阶段河床形态的变化,选择了河床中粉沙-粘土含量百分数(M%)和河床比降(J‰)与河床形态(\sqrt{B}/H)进行二元回归分析,所得的回归方程为:

$$\sqrt{B}/H = -21.59 - 0.11M + 25.58J$$

全相关系数 $R = 0.9$ 。

将计算值和实测值点绘在图2上,所有点群均落在45°对角线附近。

黄河下游清水冲刷阶段,比降的调整幅度不大,纵剖面以近于平行下切的形式调整,所以比降的调整在短时间对河床形态的调整作用不大,但为什么又有明显的相关呢?从河流地貌的发育角度看,这是因为不同的河型是受不同过程的地貌单元所具有的坡度所影响, S·A·舒姆认为^[2]:坡度的变化起控制作用的是地貌临界值,在地貌系统内该值由于系统本身随时间的变化而发展,只要系统还没有演化到临界的情况之前,调整或破坏将不会发生。而黄河下游比降对河床形态调整的影响,由于河床纵剖面形态和河床比降的调整近于常数,那么只能是不同地貌单元原始地形所具有的坡度的作用,在坡度没有演化到临界以前,即使来水来沙变化了,河型也不会转化。不过河床形态沿程的变化还是受制于比降的沿程变

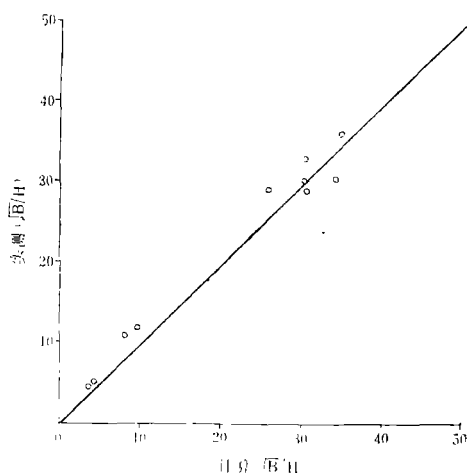


图2 河床形态(\sqrt{B}/H)的计算值和实测值比较

Fig. 2 Comparison of computed and observed values of the channel forms (\sqrt{B}/H)

化。当河床比降还没有超过（淤积）或低于（冲刷）地貌临界值之前，河型将不会转化。黄河下游虽然蓄水运用时间较短，但根据实测资料和公式的含义仍可预测不同河型转化的趋势：铁谢至高村游荡性河型，由于冲刷强度大，河床形态以下切为主，断面变得窄深，比降的调平，低于地貌临界值，河型要发生变化，加之此段本来粉沙-粘土含量就少，因此河床粗化较快，河床达到了相对稳定，此段发展成单一性分汉型的可能性较大。高村至陶城埠段，处于冲积扇的前缘，是沿程淤积和溯源淤积叠加段，地貌临界值较小，冲刷较弱，比降进一步的调整也不会太大，而且河岸粉沙-粘土含量较大，加上河岸组成的不均匀性因而有利于向弯曲发展，四年中河床在下切的同时，虽有展宽，但只是暂时现象，弯曲型不会有多大变化。陶城埠以下的山东段，河床受清水冲刷的泥沙继续进入河口，由于河口基面的负反馈作用下游河床虽然冲刷，但因两岸工程控制严密，所以河型仍保持着人工控制的顺直微弯型。

四、黄河下游河床长期不平衡的原因

地质地貌过程和基准面变化对黄河下游河道的影响，是河床长期不平衡的原因。黄河下游河道自早更新世至今一直处于一个沉积的环境之中，属于强烈的堆积性河流。众所周知，华北平原主要是黄河、海河的泥沙带入下游建造而成，平原的第四纪地层最厚可达750米，一般为290—460米，平均约380—400米。整个全新世时期古河道地区的沉积速率为0.25厘米/年；其中早全新世为0.2厘米/年，中全新世0.19厘米/年，晚全新世0.86厘米/年¹⁾。至今主槽平均每年淤高8—21厘米。解放后，河南境内的河床平均上升速度为16—21厘米/年；在过去不断决口的岁月里，这里长期平均河床上升速度仅为1.3—1.6厘米/年^[1]。又如黄河自1128年到1855年南迁期间，河口外延96公里，使下游河道累计抬高6—10米，致使大堤内外高差悬殊，导致决口改道。而黄土高原却由于水土流失，在不断剥蚀降低，如黄河中游河口镇至龙门区间及华县、河津、状头渭洛汾河等流域，按输沙模数为5757（吨·公里²·年⁻¹）计，在26.6万平方公里的流域面积上，其剥蚀率为2.88（米·千年⁻¹）；皇甫川、窟野河等下游及无定河、大理河、延河、汾河、洛渭河等流域，输沙模数为10000，在10万平方公里的流域面积上，剥蚀率为5.00。这种中游的剥蚀和下游的堆积，造成中下游高差越来越小，地面不断夷平。综上所述，给了我们如下的启示：1. 黄河下游从地质时期以来，一直是一条堆积性的河流，而且经过了历史年代至今堆积速度越来越大；2. 就是在不断决口的地区，长时期内河床仍是堆积的；3. 由于剥蚀和堆积作用地面逐渐夷平坡度变小，加上河口的不断延伸，致使下游的堆积作用加剧。这就说明，黄河下游长期不平衡的原因，是流域加诸河床的地质地貌作用的结果，而人类活动只不过加剧了下游的堆积而已。钱宁^[1]从河床自动调整作用来说明下游不平衡的原因认为：大量泥沙入海使黄河河口三角洲以0.13—0.16公里/年的速度向前延伸。侵蚀基准的不断前移使上游的坡度减缓，从而又加剧了泥沙的落淤。这样在谷口附近因河床上升而增加的标高和比降，时常因河口的延伸而抵销。谢鑑衡²⁾

1) 吴忱等：全新世时期南宫地下水库河流沉积与河型特征的初步探讨，1979年。

2) 谢鑑衡：冲积河流的纵剖面，1964年。

从淤积情况说明黄河下游不平衡的原因指出：堆积性河流上升的原因是很难依靠本身的堆积作用消除的。上述两说都意味着河床对基准面变化的感应，那么将来中游经过治理，粗泥沙来量大大减少以后，能否根本改变黄河下游的不平衡状况？有人认为¹⁾：黄河下游的淤积主要是粗泥沙来源区来沙造成的，所以，控制了粗泥沙来源区的水土流失，将有效地减少下游河道的淤积。据此提出调水调沙治理河道的方案^[3]；即为了使下游河道的淤积有所减缓，通过人造洪峰加大下游河道的挟沙能力，通过水库合理拦沙，减少下泄沙量。为了给下游河道主槽的长距离冲刷创造条件，如加大洪峰流量，使下游普遍漫滩，把洪水挟带的泥沙大量淤在滩上等等。但应当考虑到黄河中游的水土流失是地质地貌的自然演变过程，要黄河中游的泥沙大部分不下来，从长时间来看是不可能的。据统计，龙门以上占中游总产沙量的66%，六十多年来，陕县站年平均输沙量为16.2亿吨，即龙门以上的来沙量为10.76亿吨，就是水土保持发挥了效益，治好了粗沙来源区，根据目前的研究^[4]，也只能减少25%的人类加速侵蚀，即减沙约2.7亿吨。再进一步说水土保持充分发挥了效益，人类的加速侵蚀都治住了，减沙也只有4.1亿吨，所以从利津排出的沙量仍未减少，而河口还是要继续延伸，也就是说，河床对基准面的感应仍然存在。基面的影响范围将要迅速上延，（因为随着三角洲顶点的下移，三角洲的面积越来越小，因此完成一次大循环的周期越来越短，从而加快了河床稳定抬升速度，所以影响的范围就会逐渐上延）。如果黄河口附近的比降为万分之一，1964—1973年河口延伸速度以1.4公里/年计算，那么河床每年将普遍抬高14厘米。今日基准面的影响已到孙口—高村段（图3）。由于攻沙入海，下游河床对基准面的感应，到那时很可能影响整个下游，因此仍然不能改变黄河下游的河性。所以基准面的作用今日已格外突出，应特别注意。

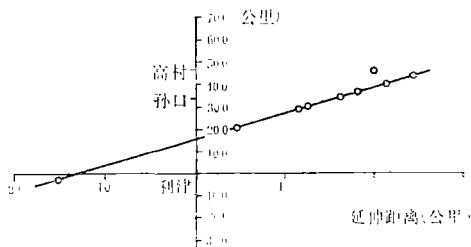


图3 河口延伸与溯源淤积的关系

Fig. 3 The relationship between the extending of the river mouth and the headward aggradation

五、治黄略谈

黄河下游淤积的主要原因是水少沙多。所以，治理黄河首先要搞清楚的几个问题是：

1. 黄河下游产沙的原因是以自然过程为主，还是人类活动的影响为主，而人类活动的影响又能占多大比重？王涌泉²⁾指出：两千年前，黄河含沙量每立方米有400公斤或700公斤的记载，五百年前又有约30%的增加。这说明在森林被覆较好的汉代，黄河早已是含沙量甚高的河流。主要是因为黄土易于侵蚀冲刷，且中游常有暴雨，前者说明抗蚀能力弱，后者表示侵蚀能力强。就在这种地貌的自然演化过程中，形成黄河下游的多泥沙。另一方面又说明，汉代以后，这30%的含沙量增大，是和森林植被的恶化有一定的关系。这两方面都应恰

1) 清华大学水利系泥沙研究室，关于黄河中游治理的意见，1979年。

2) 王涌泉：长江黄河河性不同的讨论，1981年。

如其份地加以认识。根据测验资料统计分析¹⁾,黄河泥沙的60%以上来自河口镇至潼关区间的中游支流;五十年代平均来沙量为16.3亿吨,六十年代为15.2亿吨,七十年代为12.5亿吨,由于水土保持效益七十年代与五十年代比减少了23.3%。如对中游地区沙量进行还原,即加上灌溉引沙0.7亿吨,坝地淤沙2—3亿吨,小型水库拦沙0.5亿吨,大、中水库拦沙1.0亿吨,七十年代平均来沙为12.5亿吨,还原后平均为17.2亿吨,与五十年代相比,平均超过37.6%。如果说这是人类活动的影响,此值显然偏大。实际上是其中所包含的自然加速侵蚀没有区别出来。景可等^[4]把人类活动引起的加速侵蚀和自然加速侵蚀区分开来,并估计出到现在为止,人类加速侵蚀已增加到25%,自然加速侵蚀为7.9%。据此,便可估算出水土保持的减沙作用。

2. 产沙方式是面蚀产沙为主,还是沟蚀产沙为主。有人指出^[5]:黄土高原的沟壑区,塬面侵蚀占流域侵蚀总量的12.3%,沟谷侵蚀占流域侵蚀总量的86.3%等。也有人得出^[6]:黄土丘陵沟谷区的产沙量占全流域的80%。产沙方式的不同,治理方式也就不同。塬面适于植树造林种草,沟谷适于工程拦沙等。沟谷区的侵蚀主要是重力侵蚀,采取工程措施可以收到一定的效果。但从长远看,有限的库容那能拦住无限的泥沙,工程设施只有短时间的效益。

3. 下游临背放淤的利弊问题。临背放淤,究竟是利多弊少,还是弊多利少,这与两岸次生盐碱化和沙荒的再起密切相关。

4. 不要忽视河床对基准面变化的感应。随着河口三角洲顶点不断下移,对上游河床的影响定会越来越远,整个下游河性恐怕不会改变。

黄河中游水土保持工作如果继续确见实效,人类活动的不利因素变成有利的作用,治黄定会见到更大的实效。但要看到自然过程的长期性,在目前人类还不能完全控制的情况下,只能因势利导,为此笔者建议:1. 将黄土高原划为重点保护区;2. 黄河中游的治理方针应是工程和生物措施相结合,孰为主次要因地制宜;3. 保护区的治理经费,由国家专款拨给,专款专用。4. 制订保护区的保护法;5. 在中线实施南水北调或兴建小浪底水库进行调节,尽量增加黄河的水量,这样通过拦沙和冲刷综合措施,下游河道和河口的淤积可能解决的好些。如果以上工程一时难以实现,那么河口的问题也一定要提到议事日程,设法解决好泥沙的出口问题,否则将得不偿失。

黄河下游在清水冲刷阶段河道发生冲刷,河床形态向窄深发展,纵剖面以近于平行方式调整,这是准平原化老年期河流的必然。比降对河床形态调整的影响,乃是不同地貌单元“内在”的作用。河口延伸没有停止,1961—1964年在神仙沟汊河平均延伸的距离6.25公里,延伸速率2.08公里/年²⁾,其延伸速度比建库前还大,说明基准面对上游河床的影响依然存在,并且影响更大。1964年以后水库蓄清排浑运用,黄河下游河床回淤与建库前比更甚。这是因为利用水库人工调配水沙,以利攻沙入海的治黄策略,仍与潘季驯一样没有注意

1) 赵业安、潘贤弟:人类活动对黄河环境的改变及河床演变的影响,1981年。

2) 王恺忱等:黄河口演变规律及其对下游河道的影响,1978年。

攻沙入海将会加速河口的淤积延伸，反过来自下而上产生溯源淤积并与沿程淤程相叠加，引起全下游河床的普遍抬升〔7〕。

粗泥沙来源区的治理类似于水库蓄水运用，假定粗沙来源区全治理好，下游河床可能出现短时期的平衡或少淤，但由于入海沙量仍然没变，所以基准面的影响依然存在，只要有基准面的影响，今后下游河床就要受到感应。

参 考 文 献

- 〔1〕 钱宁等：黄河下游河床演变，科学出版社，1965年。
- 〔2〕 S.A.schumm, Geomorphologic thresholds and complex response of drainage Systems, Fluvial Geomeophology, 1973.
- 〔3〕 钱宁等：从黄河下游的河床演变规律来看河道治理中的调水调沙问题，地理学报，32（1），1978年。
- 〔4〕 景可等：黄土高原侵蚀环境与侵蚀速率的初步研究，地理研究，2（2），1983年。
- 〔5〕 黄河水利委员会西峰水土保持科学试验站：从南小水沟的治理成果探讨黄土高原沟壑区的治理途径，人民黄河，1979年。
- 〔6〕 曾伯庆：晋西黄土丘陵沟壑区水土流失规律及治理效益，人民黄河，1980年2月。
- 〔7〕 朱起茂：黄河下游河床演变与河口淤积延伸，地理研究，2（4），1982年。

THE ADJUSTMENT OF THE LOWER CHANNEL OF THE YELLOW RIVER AND THE RESPONSE TO THE VARIATION OF THE BASE LEVEL DURING THE TIME-SPAN OF CLEAR-WATER SCOURING

Lu Zhongchen

(Institute of geography, Academia Sinica)

Abstract

In this paper, the adjustment of the lower channel of the yellow River and the response to the variation of the base level resulted from clear-water scouring have primarily been studied during the operation of Sanmenxia Reservoir from Septmber 1960 to October 1964.

In the variable condition of the discharge and the sediment fed into the channel, the adjustment of the longitudinal profile has been explained mainly in two ways. First, the variation of the gradient in the whole lower channel and each reaches have been analyzed. The gradients from Tiexie to Lijing,

Tiexie to Gaocun and Gaocun to Lijing in 1960 and 1964 are 1.52‰ and 1.5‰, 2.14‰ and 2.12‰ and 1.13‰ and 1.13‰, respectively. Secondly, the scoured depths have separately been calculated in the upper and lower reaches above and below Gaocun. It turns out that the accumulated average scoured depth is 1.51M in the whole lower channel from 1960 to 1964, and 1.52 M and 1.49M from Tiexie to Gaocun and from Gaocun to Lijing respectively. It shows that the scoured depth along the channel is nearly a constant, that is, the lower Yellow River adjusted its longitudinal profile in the approximately parallel deepening processes of the stage of clearwater scouring. The stabilities of the channel of the upper and lower reaches above and below Gaocun are slightly different. This difference can be illustrated by Lokhtin's number of the upper and lower reaches. The Lokhtin's number of the upper reaches is small, which means that it has a big gradient. The result is that the bed material size doesn't fit the gradient of the channel. The greater gradient in the reaches is primarily relative to the deposition in the past geological process. This is why the braided channel has a greater gradient. The lower reaches below Gaocun have a greater Lokhtin number first because of the sinuosity of the channel. Secondly, the gradient becomes smaller and the bed material size is finer under the influence of the downstream extension of the river mouth.

The adjustment of the cross section of the channel, particularly in the upper reaches at railroad-bridge makes the channel deeper and narrower. The change of channel patterns depends mostly upon the geomorphic threshold and the content of silt-clay in the channel material.

It is rather possible that the braided channel pattern from Tiexie to Gaocun will develop into a single braided pattern because scouring causes the slope of the channel close to or less than the geomorphic threshold and also causes the roughening of the channel bed material.

The principal reason of nonequilibrium of the lower channel of the Yellow River in the Long time-span is the influence of the geological and geomorphological process and the base level. Even if some area could be under control in the future by providing with rough sediments and good conservation of water and soil, natural erosion will be continued and is tremendously difficult to be controlled because of the geological process in the long-time duration. Thus, the sediment fed into the Bohai sea can't be greatly reduced and the river mouth will be continuously extended toward the sea. In fact, the distributary mouth of shenxiangou was extended toward the sea by 6.25 km. during 1961-1964, about 2.08km per year, the velocity of extension was faster than that before the construction of Sanmenxia Reservoir. This proves that the effects of the base level on the upper channel still exist. From long term view, basically the aggradation behaviour of the lower channel would not change.