

渭河下游冲积形态的研究

夏开儒 李昭淑

(西北大学地理系)

冲积形态学 (Alluvial morphology) 所研究的内容与对象,主要是泛滥平原沉积、冲积河谷的特征、河槽的型式、三角洲、三角洲沿海平原以及沙泥质冲积海岸等有关地貌问题。本文仅着重讨论渭河下游的河槽型式、河道演变及冲淤趋势。计分 (1) 渭河下游的地质、地貌大势; (2) 渭河下游的河槽型式与河道演变; (3) 渭河下游的冲淤过程; (4) 结束语等四个部分。所讨论的范围限于陕西省西安市以东的渭河谷地部分,特别是渭南至潼关之间的渭河沿岸冲积平原地区。

在野外调查及室内整理资料期间,蒙水利水电科学研究院河渠研究所、陕西省水利厅三门峡库区管理局、黄河水利委员会、西北水利科学研究所等单位的领导及有关同志予以关怀和支持,并随时提供宝贵意见。特此一并致谢。

一、渭河下游的地质、地貌大势

从地貌大势来看,关中渭河平原可分为近代冲积平原与黄土阶地平原。阶地平原以数米、几十米甚至100米以上的土壁高出近代冲积平原,其上部主要为黄土和黄土状沉积物构成,台原相接,成梯级状,所以有头道原、二道原之别。渭北的黄土阶地平原较南岸发育与完整(图1)。

近年来地质、地貌、水文地质、物理探矿等多方面的调查资料^[1-3],证明渭河谷地南北两侧都有正断层,渭河谷地的地质构造可能是复式地堑。作者在野外观察,也看到渭河下游谷地是在大的断陷谷地中,呈现地垒—地堑—地垒相间隔的阶梯状断裂情形。如蒲城、白水一带的尧山是由奥陶系及石炭二迭系所组成的断块山,位于渭河断陷谷地的北侧边缘。其在尧山东南洛惠渠源头苏坡村附近,又出现奥陶系的地垒式小丘;及至苏坡村南面温塘一带,再出现奥陶系的地垒式小丘。这些大小不等的地垒,依次排列在渭河断陷谷地中,突出在黄土阶地平原上,宛如黄土海中的小岛。在它们之间,又分别隔以大小不等的地堑。再如突出在渭河平原上的临潼骊山,也是一个较大的断块山,其南北两侧都以正断层与断陷谷地相接。

渭河是在这个复式断陷谷地中逐步发育成的水系。目前渭河下游流向为西西南—东东北,大致与秦岭构造线相吻合。南岸支流小而多,发源于秦岭北坡,路短而流急;北岸的支流则较少而较大,源远流长,比降也较为平缓。渭河谷地有巨厚的新生代松散沉积物(冲积物、洪积物、风积物,包括砾石、粗细砂、粉砂、粘土等),特别是有很厚的黄土层复盖,以致有些小地垒被埋盖在沉积物的下面;只有上升幅度较大的地垒,才能够突露地表形成小丘。谷地各部分升降幅度不一,新构造运动比较活跃,其对于渭河下游地貌的塑造过程及河流纵横剖面的发育,起着根本性的影响。

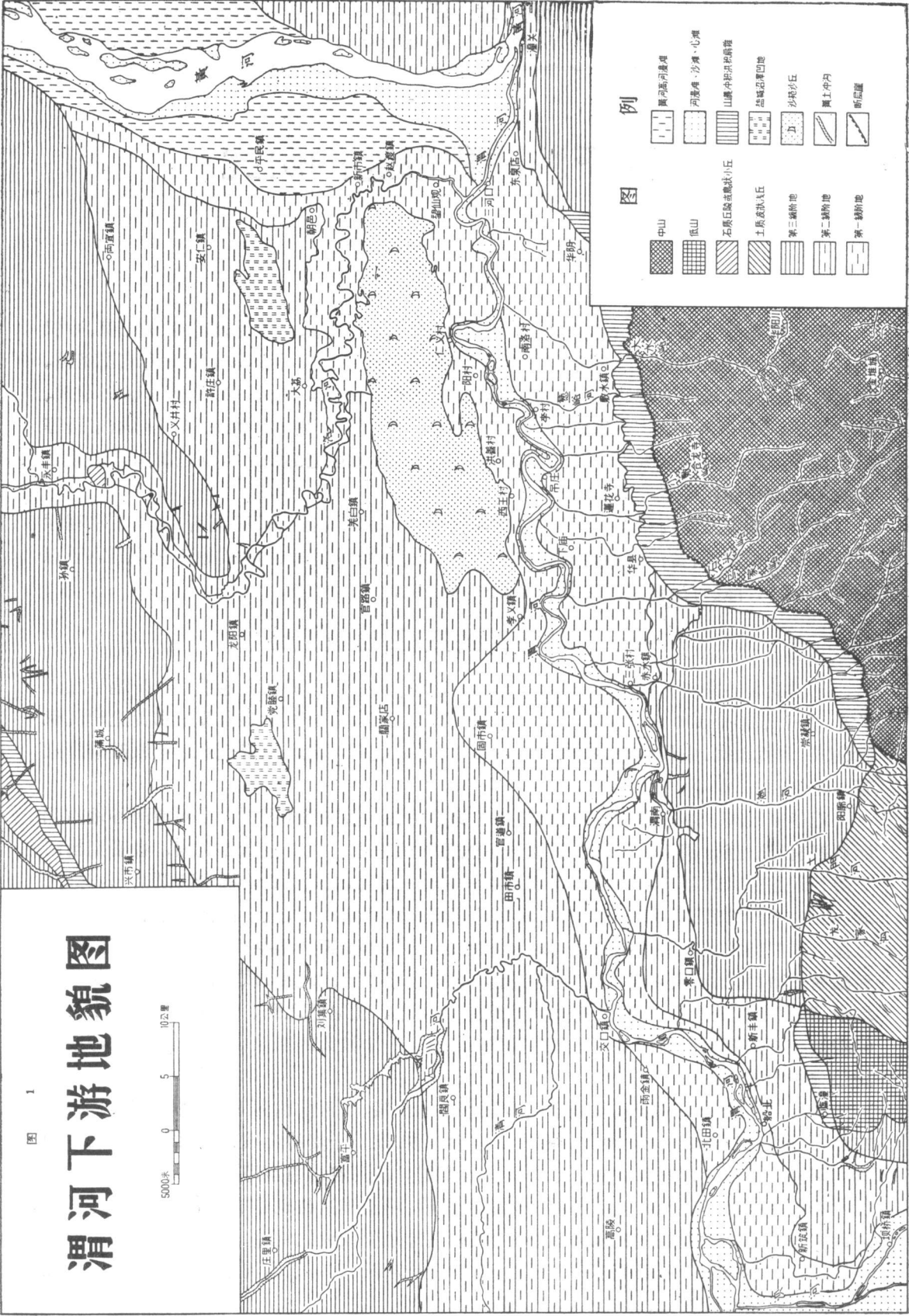


图 1 渭河下游地貌图

根据所填制的地貌图(图 1),渭河下游(西安以东)的阶地主要有三级,局部地方有因曲流作用或因滑坡作用等所造成的阶地,均不在内^[4]。南北两岸阶地大致对称,但也有程度不等的差异。第一级阶地面海拔一般 330—370 米,高出渭河平水位约 5—15 米。如渭南、潼关、朝邑都位于第一级阶地上。第二级阶地面海拔一般 360—400 米,高出渭河平水位约 35—45 米。西安、大荔都位于第二级阶地上。第三级阶地海拔一般 500 米左右,高出渭河平水位约 140—175 米。蒲城及渭南阳廓都位于第三级阶地上。渭河南岸第一级阶地比较宽;而第二级阶地则比较窄狭,在某些地段还遭到强烈的破坏,甚至有缺失的情形。至于第三级阶地,在南岸也不完整,如在华县和华阴附近,秦岭北麓排列着断续相連的冲积、洪积扇锥,很少见到第二级和第三级阶地。在渭北则第一级阶地一般分布不广,而第二级和第三级排列整齐,也远较南岸的宽广。

今以实测临潼县船北村渭河横断面图为例(图 2),来说明上述情况:南岸第三级阶地缺失,第二级阶地与骊山北麓冲积、洪积扇锥相接;北岸第二级阶地和第三级阶地(图中未表示)所占面积比较宽广。南岸第一级阶地在距地面不深的地方,出现钙质结核层(中更新统),在渭河下游其它地方,未发现类似情形。

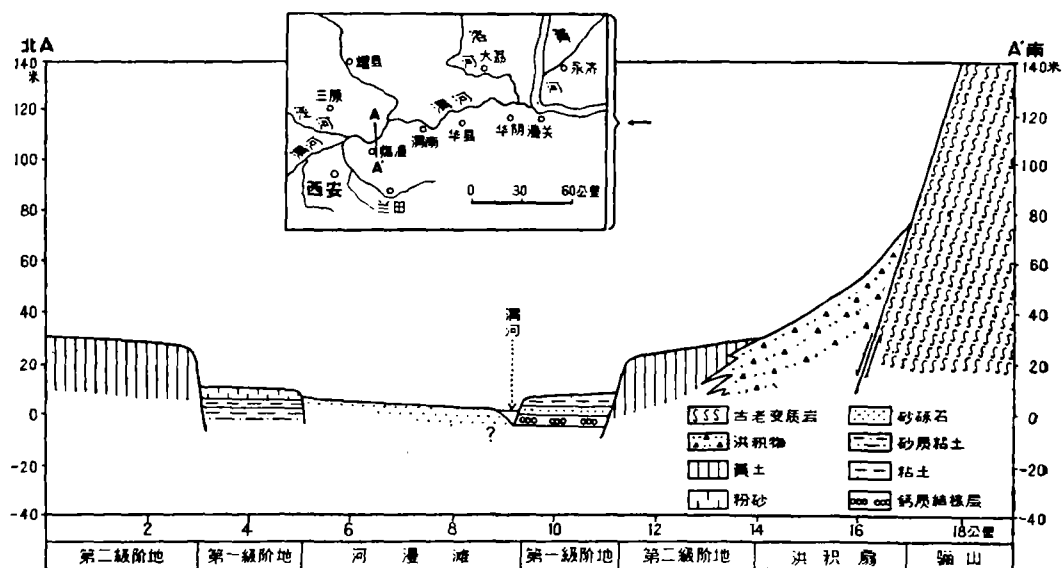


图 2 临潼船北渭河横断面图

渭河下游的河漫滩一般高出平水位约 1—5 米,凸岸滩地较广,宽度有在 5 公里以上者。黄渭洛交汇三角地带河漫滩更为宽广,最宽处在 15 公里以上。其所以造成如此宽大的河漫滩,主要由于河道的摆动迁徙与曲流作用。局部也常有河心沙洲或心滩出现。这些河漫滩(包括边滩、心滩等)的构成物质有细砂、极细砂、粉砂和粘土,偶然也可发现零星砾石。

二、渭河下游的河槽型式与河道演变

发育在冲积平原或泛滥平原上的河流,因为受不同的区域地质条件、地貌发育过程、

水文因素、水力特性以及人类活动等复杂因素的綜合影响,以致河槽发育成不同的型式。R. J. 洛塞尔 (Russell) 于 1939 年曾主张盛行堆积作用的河流可分为弯曲性与游荡性两种基本河型^[5]。随后于 1958 年他又主张分为弯曲性、游荡性及固定性三种河型^[6]。但在目前,对于冲积性河床型式的分类,一般都采用 K. И. 罗新斯基 (Росси́нский)、И. А. 庫茲明 (Кузьмин)^[7] 与 L. B. 利奥普 (Leopold)、M. G. 沃尔曼 (Wolman)^[8] 所提出的三种河型,即:(1)弯曲性河道,通常又称曲流或河曲;(2)游荡性河道,通常又称散流或辫状水系;(3)周期性增宽河道,通常又称顺直河道。

一条较大的河流,不同河段在不同的自然条件下,可具有不同的河型。上述分类,并非截然划分或相互对立的。

一般的說,在松散的冲积层(如散砂)中,因为河床与河岸易被侵蚀,每每发育成游荡性河型^[9];在抵抗侵蚀很坚强的岩层(如硬粘土)中,则河槽趋向固定;只有组成河床与河岸的冲积层既不十分坚强也不十分软弱,如粉砂、粘土质粉砂、粉砂质粘土等,才容易形成弯曲性河道^[10]。再就相对负载的观念来看,河流在通过由粉砂、粘土质粉砂和粉砂质粘土所组成的冲积平原或泛滥平原上,其负载一般不易超过其搬运能力,故容易发育成弯曲性河型。反之,河流在通过松散的砂质或砾石的冲积平原上,则很易负载过多,随着负载物的落淤,河心逐渐形成沙洲,河道断面也逐渐变得宽浅,以致发育成游荡性河型。此外,在其它的水文因素与水力特性相同的条件下,某些河段由于水力坡度或河床比降的增大,相对负载加大,纵向流速增强与横向环流较弱,将导致河槽宽浅,逐渐形成游荡性河道。反之,局部河段因水力坡度或河床比降减小,相对负载减少,纵向流速减低横向环流的作用增强,结果将形成弯曲性河型。

从河型上来看,渭河在关中大致以临潼县船北村为分界点。船北以西特别是咸阳至涇河口馬王渡一段,具备一般游荡性河道的特征,即:(1)河身宽浅,河心多沙洲,水流散乱;(2)沙洲移动迅速,河道外形经常改变;(3)断面变化大,主流的位置迁徙无常;(4)河身总的趋向比较顺直,没有显著的弯道^[11]。船北以东(下游)河型截然不同,特别是沙王渡至三河口一段形成自由曲流,有如羊肠转折,属于典型的弯曲性河道。船北至潼关一段枯水期河宽 0.1—0.5 公里,弯弯相接,共有弯道 30 余处。

形成咸阳至涇河口游荡性河段的原因,主要有列三点:

(1) 这一河段的河床比降较大,达 0.6‰ 左右。这种比降虽非形成游荡性河道的绝对指标,但却有利于游荡性河型的形成。

(2) 本河段某些地方的河岸已下切到砂砾层,河床质以中砂、细砂为主,河岸与河床容易冲刷,形成宽浅河道。

(3) 本河段的南北两岸都有较大的支流如涇河、灞河、泾河等注入,带来丰富的粗粒泥沙,淤积成许多心滩。

渭河下游曲流之所以发达,因素是很错综复杂的,但其中有如下几个重要因素:

(1) 渭河下游淤积盛行,河床比降平缓,约为 0.10‰—0.20‰,有利于形成弯曲性河道。黄河由龙门至潼关比降为 0.44‰,为游荡性河型;洛河在朝邑以下比降为 0.20‰,为弯曲性河型;渭河咸阳至涇河口比降为 0.60‰,为游荡性河型;黄河由潼关至三门峡比降为 0.38‰,未发育成弯曲性河型。从而可以得出一个印象,即在黄、渭、洛汇流区内一定的自

然条件下,河床比降如果大于 0.20‰ — 0.35‰ ,则不利于形成弯曲性河道。自从三门峡水库蓄水以来,渭河下游比降更趋平缓,如华县以下已由原来的 0.14‰ — 0.20‰ 变为 0.10 — 0.14‰ 。洛河在朝邑以下已由原来的 0.20‰ 变为 0.16‰ 。如果单从比降来衡量,今后渭河下游更加有利于弯曲性河道的发展。

(2) 渭河下游冲积平原的组成物质以次成黄土为主,其质地多为粉砂、粘土质粉砂及粉砂质粘土,在一般情况下,负载不致超过其搬运能力,故有利于形成弯曲性河道。但是黄河的龙门至潼关河段及渭河的咸阳至涇河口河段的情况则有所不同。龙门至潼关黄河段流行在宽大的黄河滩上,是龙门以下的黄河冲积扇,其组成物质主要为粗砂和中砂。同时,这一河段的左岸,已淘刷到三门峡粗砂、砾石等岩层。因此,黄河的龙门潼关河段呈现游荡性河型。渭河咸阳至涇河口段,组成河岸与河床的沉积物质地较粗,河流负载容易超过其搬运能力,故也形成游荡性河道。

(3) 受黄河顶托倒灌的影响。特别在洪水时期,由于黄河的回水,渭河纵向流速减小,对于横向环流有增强的作用,故能促进河道的弯曲。据华县水文站资料:渭河一般洪水流量 $2,000$ — $3,000$ 秒立方米,最大流速约 5 秒米;1958 年最大洪水流量达 $7,000$ 秒立方米时,流速仅 4 秒米。显受黄河顶托倒灌的影响。

(4) 黄河在潼关作 90° 的转折,河道束狭,具有“卡口”作用。由于黄河挟沙丰富,在“卡口”的渭河入黄处已形成拦门沙槛,渭河口的河底一度曾低于黄河底,下游排泄不畅,有加大曲流摆幅的作用。

(5) 近几十年来潼关以北黄河逐渐向东迁徙,渭河口已向东延长 10 公里以上。由于河口的伸延,渭河下游调整平衡比降淤积盛行,乃助长弯曲性河道的发展。

(6) 历史上人类活动的影响。如修建各项水利工程,疏浚航道,修堤筑坝、水土保持与其它的人为破坏活动等,从而改变渭河下游的来水、来沙条件,在一定的情况下,也可能助长弯曲性河道发展。

总之,渭河下游自由曲流是在一定的地质、地貌条件、水文条件以及人类活动条件下形成的。而这些多方面的影响因素又是相互联系和相互制约的。如果忽视某一因素或孤立的强调某一因素,都不可能获得满意的解释。

渭河下游自由曲流有几处河段特别显著,如孝义镇东南西李家、苏村西南北王家、北石村和仁义村等处,都有很大的河弯。今根据 L. B. 利奥普 (Leopold) 和 M. G. 沃尔曼 (Wolman) 总结曲流要素的定义^[12],将渭河下游标准弯曲段的曲流要素分别测算如表 1 (参看图 3)。

从表 1 中的数字分析,可以得出几个重要概念:(1)以各弯曲段 1962 年的河槽宽度与 1955 年的河槽宽度相比较,有明显的变窄情形。(2)仁义村、北王家及西李家三处弯曲段的曲流摆幅 1962 年较 1955 年显著增大。仅北石村因 1958 年曾裁弯取直有相反情形。(3)各弯曲段的曲率半径 1962 年较 1955 年显著减小,摆幅增大与曲率半径普遍减小都说明渭河下游自由曲流仍在继续发展。(4)各弯曲段的曲流长度 1962 年较 1955 年显著减小。(5)各弯曲段的弯曲率 1962 年较 1955 年普遍增大,也说明自由曲流继续发展。1955 年各弯曲段的弯曲率介于 1.18 — 2.05 之间;1962 年则介于 2.16 — 2.74 之间。(6)各弯曲段 1962 年的 r_m/W 值较 1955 年普遍增大,乃由于三门峡水库回水淤积的影响。

表 1 渭河下游曲流要素统计表

弯曲段	年份	曲流要素 W (米)	r_m (米)	A (米)	L (米)	L/W	L/r_m	A/W	r_m/W	S	备注
仁义村	1962	116.6	930	4300	4550	39.02	4.89	36.87	7.97	2.35	弯顶冲刷沙壳
附近	1955	463.3	1115	3800	5200	11.20	4.66	8.20	2.40	2.05	
北石村	1962	126.6	480	3650	2500	19.74	5.20	28.83	3.79	2.56	最近曾发生裁弯取直
附近	1955	370.0	1010	4000	3680	9.94	3.64	10.81	2.72	1.68	
北王家	1962	156.6	360	3050	3550	22.66	9.86	19.54	2.29	2.16	
附近	1955	480.0	810	2700	5200	10.83	6.41	5.62	1.68	1.50	
西李家	1962	128.3	840	3400	3500	27.27	4.16	26.50	6.54	2.74	
附近	1955	210.0	870	1950	3900	18.57	4.48	9.28	4.14	1.18	

W 代表河槽宽度; r_m 代表曲率半径; A 代表曲流摆幅; L 代表曲流长度;

S 代表弯曲率 ($=\frac{\text{主流线弧距}}{L/2}$)。

另以沿河三个地点 1961 年与 1962 年河宽及河深的情况来衡量 (表 2), \sqrt{B}/H 值介于 2.8—6.4 之间, 也说明渭河下游河型属于弯曲性河道^[13]。

表 2 渭河下游宽深比较表

时 期	地 点 B, H 值	陈 村			东 阳 村			南 洛 村		
		B	H	$\frac{\sqrt{B}}{H}$	B	H	$\frac{\sqrt{B}}{H}$	B	H	$\frac{\sqrt{B}}{H}$
1961 年 (汛前)		290	5.2	3.2	820	9.2	3.1	490	5.3	4.1
1962 年 (汛后)		360	6.5	2.9	480	3.4	6.4	450	7.5	2.8

B 及 H 分别代表水面宽及平均水深。单位: 米。

根据绘制的 1915—1962 年渭河下游河道变迁形势图 (图 3) 及在野外调查的结果, 发现两个重要现象, 也是渭河近期河道变迁的主要特征: 第一, 渭河下游近几十年来在纵向上不断向下游蠕移 (Sweeping); 并且, 这种蠕移作用仍在继续进行。第二, 渭河下游近几十年来在横向上向北岸摆动较为明显。

蠕移作用是促进弯曲性河道演化的主要作用。这种作用是指河弯凹岸偏下部位, 受水流的冲刷, 加剧河弯的扩大和逐渐向下游移动。近期以来, 渭河下游蠕移作用十分强盛, 从 11 个河弯顶点位置来看, 在 1955 至 1962 年期间, 平均向下游蠕移 93.6 米; 其中馮家庄和北石村蠕移距离最大, 分别为 1300 米和 1500 米 (表 3)。由于这种蠕移作用, 坍岸频繁, 河道很不稳定。自 1960 年以来, 沿河就有十余个抽水站报废, 影响了农业生产与威胁堤防的安全。

渭河下游河道横向发展以向北岸摆动为主, 即北岸弯顶 (凹岸) 向北岸推移最甚。如表 3 所列, 西马家和仓渡村曲流弯顶在 1955—1962 年期间向北岸摆动距离竟达 1,200 米。推测其向北岸摆动特别显著的原因: 第一, 渭河下游南岸有十余条支流, 自秦岭北麓

表3 1955—1962年渭河下游纵横变幅统计表(单位:米)

河弯顶点位置	纵向移动距离	横向摆动距离
仁义村	50	北移 60
北洛村	300	南移 250
陈村	—	北移 800
冯家庄	1,300	北移 750
王家庄	—	北移 500
北石村	1,500	北移 700
苏村	700	北移 100
北王家	450	北移 50
四马家	750	北移 1,200
下庙村	750	北移 250
北王里渡	—	南移 1,000
西李家	700	北移 700
北老庄	400	南移 650
赵家崖	—	北移 150
遇仙河口	810	北移 800
仓渡村	—	北移 1,200

流注渭河,在汇口附近形成砂质为主的冲积扇,对渭河北移有促进推动的作用。第二,渭河下游北岸有绵亘数十公里的沙苑,抗冲力较弱,这对渭河北移也创造了有利的条件。

渭河下游自由曲流的发展,也有其较特殊之处:裁弯取直为河道变迁的主要现象;颈断、牛轭湖较少见,尖端沙滩上微地貌不甚明显,天然堤一般不十分清楚。按裁弯取直可分为两种情况:第一种情况是由于曲流的逐渐颈断而产生裁弯取直;第二种情况是泻槽¹⁾切断而产生裁弯取直。也就是当洪水上涨期间,主流线横过尖端沙滩,冲开一条泻槽,于是逐渐将原来流路抛弃,而形成裁弯取直。以上两种裁弯取直发生后,再继续重复弯道的发展过程。根据图3及在野外调查访问的结果,渭河下游的裁弯取直以泻槽式裁弯为主,河道摆动迁徙,以致滩地宽大,群众向有“十年河南,十年河北”的说法。就目前所知,除在渭南以西吉庆屯发生一个颈断式裁弯外,其它地方的裁弯取直都属于泻槽式裁弯。渭河下游在最近期间曾发生两个明显的裁弯取直,一个是1949年洪水期,发生在吉庆屯;另一个是1958年洪水期发生在北石村。前者属于颈断式裁弯,而后者则属于泻槽式裁弯。北石村的废弃河曲已被淤无水,而吉庆屯的牛轭湖遗迹尚存,有时还可部分蓄水。关于渭河下游容易产生泻槽式裁弯的原因,推测是由于渭河下游水位变幅很大,每当洪水猛涨漫滩,流势很猛,主流线通过松散的粉砂、细砂、粉砂质粘土的滩地或尖端沙滩上,很容易冲开一条水道而形成泻槽。另一方面,根据J. F. 弗里德金(Friedkin)所作冲积性河流模型试验的结果^[14]:弯曲性河道流行在组成均匀的冲积物质上,其曲流摆幅不可能不断地增大。这一点结论,也可作为渭河下游曲流演变的参考。按渭河下游河岸的物质以粉砂、粘质粉砂与粉砂质粘土为主,一致性较大,差异性较小,故曲流摆幅很难不停地增大,故在一定的洪水条件下,便会产生泻槽式裁弯。渭南以东地区最新构造运动的性质系以沉降运动为主导趋势,渭河淤积作用盛行;每次洪水泛滥,对地面都有显著的冲刷和堆积,某些冲

1) 泻槽(Chute)或称串沟。

型的发育,有一定的影响。“卡口”的形成基本上决定于地质构造与新生代沉积物的岩性。黄渭在潼关附近的流向,必须受太华、少华构造线的控制;在黄河下切到第一级阶地以后,河道发展又受南岸上新统红粘土的抗冲,故河道急转东下。潼关至七里村一带南岸基底的红粘土,抗冲能力极强,故河型顺直狭深。

洛河下游的河型也属于弯曲性河道。据作者 1960 年在赵渡镇附近调查,河身宽仅 20 米,水深约 1 米。曲流发育十分标准。洛河在历史时期也有几次大的变迁,原来河道系在赵渡镇附近东流直接注入黄河;随后又在赵渡镇附近改道南流,在三河口注入渭河;1962 年 8 月 5 日洛河又由朝邑的东南新市镇改道东流,当时曾在平地上漫流,呈现河槽无定的状态。

三、渭河下游的冲淤过程

渭河下游的冲刷和淤积过程是十分复杂的。影响冲淤变化的因素主要有以下几方面:(1)渭河下游特别在华县、华阴一带最新构造运动的性质是以沉降为主导趋势,历史淤积过程也就是渭河下游冲积平原的建造过程。(2)渭河的逐年以及每一季的来水来沙变幅较大,故冲淤的变化差异很大。(3)黄河对渭河的顶托倒灌,对渭河下游的淤积过程有一定的影响。(4)近几十年来渭河口向东延长 10 公里以上,势必导致渭河下游纵剖面重行调整,因而对下游河床的淤积抬高有促进的作用。(5)潼关黄渭汇口处的黄河水面是渭河流域的局部侵蚀基准面。由于局部侵蚀基准面的升降,影响渭河下游产生相应的冲淤变化。(6)由于人为因素的影响,加深冲淤过程复杂化。

在上述几种主要因素的综合作用下的渭河下游冲淤过程,如果忽略其中某一因素,便不可能获得冲淤变化的正确结论。某些因素虽能导致河床淤积,但其它因素又可能导致河床的冲刷。故它们之间的关系,有些是冲淤相互促进或相互助长,但也有些是冲淤相互抵消的。即使同一因素,在不同时期内或在不同河段内,所表现的冲淤性质与幅度都是可能有程度不等的差距。

至于近几十年来渭河下游河床是以冲刷为主,抑以淤积抬高为主?关于这一问题,曾经有不同的观点和不同的结论。第一种意见认为渭河下游近几十年来河底高程有淤积抬高的趋势。第二种意见认为渭河下游在 1960 年以前河床没有明显的冲淤变化,有冲有淤,河道是基本平衡的。第三种意见主张在近代渭河下游河床不仅没有显著的淤积,而是冲多于淤。

根据水利水电科学研究院 1963 年 4 月对渭河下游河道冲淤情况所作的初步分析,指出:“渭河咸阳—华县河段,1934—1960 年间河床的淤积厚度约为 1.7 米(1934—1943 年河床计淤积 1.9 米,1944—1960 年河床计冲刷 0.2 米,1934—1960 年河床实际淤积 1.7 米),河道并不是总是保持淤积趋势的,在几个时段内有不同的冲淤趋势。1934—1943 年间河床是逐年淤高的;1944—1952 年间总的说则是冲刷的;1953—1957 年间冲淤交替,大体上冲淤平衡;1958 年以后又有淤积趋势。1934—1943 年间渭河之所以一直保持淤积趋势,主要原因初步估计是因 1933 年大水冲刷后的回淤。至于华县以下河段,没有资料,未能计算,但估计其淤积厚度大体上与华县以上河段属于同级数字”。

据作者意见:从宏观的概念出发,渭河下游在较长年代里河床以淤积抬高为总的趋

势,即淤积多于冲刷。当然也并不排斥某些河段或局部地区在较短时期内河道有冲淤平衡或冲刷略胜于淤积的情况。至于华县以下至潼关河段,因为愈近黄渭汇口,比降更趋平缓,受黄河顶托倒灌的影响也较多,加之在汇口附近又是渭河谷地沉降的中心,故可推测这一河段在近几十年来河床的淤积抬高必较咸华段更加明显,而淤积厚度也势必较大。

再就地质、地貌的历史过程与现代过程来分析:就历史过程来看,渭河谷地自白垩纪以后地塹形成以来,构造运动总的趋势是以沉降为主,而渭河下游更是沉降运动的中心。据钻井探测,估计渭河下游冲积层的淤积厚度可能在500米以上。渭河下游第一级阶地属于上迭阶地的成因类型,其构成物质为全新世的近代冲积层,下部以细砂、中砂、砾石为主,上部一般为粉砂、粉砂质粘土和极细砂。推测阶地下部大都为古河床质,而阶地上部则大都为近代河流泛滥沉积。根据第一级阶地与河漫滩的结构关系,可以确定其为堆积阶地中的上迭阶地类型。现在的河漫滩也正向未来的上迭阶地类型发展。从而可以说明渭河下游近期的沉降幅度与次一级迴返上升运动的幅度有逐渐减弱的趋势。再就现代过程来看,渭河下游属于自由曲流河型;这种河型根本上是盛行堆积作用的河流^[15],也就是建造冲积平原的河流。如果渭河下游河道盛行冲刷,则必定形成嵌入曲流河型,而非自由曲流河型。此外,黄、渭、洛三河挟沙丰富,进口泥沙多,而出口泥沙少,也正说明渭河下游断陷谷地有逐渐淤积的趋势。更由于近几十年来渭河口向东伸延10公里以上,也会程度不等的助长下游河床的淤积抬高。

在河床淤积的纵断面上,渭河下游的河床质仅是一般的(不是绝对的)向下游逐渐变细。根据1960年采样分析¹⁾:在赤水镇念头村的河床质细砂粒(0.50—0.25毫米)占31.8%,极细砂粒(0.25—0.05毫米)占57.2%;华县李庄的河床质细砂粒占36.7%,极细砂粒占42.3%;三河口的河床质细砂粒占2.5%,极细砂粒占25.8%,粗粉砂粒(0.05—0.01毫米)占67.8%;潼关渭河口(受黄河影响)的河床质中砂粒(1.00—0.50毫米)占7.7%,细砂粒占56.5%,极细砂粒占24.9%。由于渭河距秦岭坡麓较近,支流的冲积扰乱了河床纵断面上沉积的规律。就冲淤的一般情况来看,渭河下游在弯曲河段(接近凹岸部位)是涨冲落淤,过渡段则是涨淤落冲。随着水位及流量的升降,冲淤规律也有所变化^[16]。渭河下游所淤积的河心沙洲,类皆分布在弯曲段之间的过渡段,特别在支流注入渭河的河口附近,一般都呈枣核状。另一种类型的沙洲,系属单向环流鈎型,出现在渭南以下凸岸尖端沙洲的前缘,是尖端沙洲发展过程中的暂时现象。

在淤积的横断面上,渭河下游的河床质,主要是细砂、极细砂和粗粉砂。天然堤的沉积物主要为悬移质的粉砂、极细砂和粘土的混杂物质。堤后较低凹地带则以粘土为主。在地质时代中,渭河下游横向摆动无定,并逐渐淤积抬高,所以在钻井记录中出现粗细相间、上下成层的沉积剖面。以三河口附近断面为例,目前渭河下游横断面上的冲淤情况是:主槽内涨冲落淤,滩地上则是涨淤落冲。

三门峡水利枢纽的回水面,构成黄河、渭河的局部侵蚀基准面。可以预报在三门峡水库蓄水以后,由于基准面的升高,渭河下游淤积当更旺盛。及早研究渭河下游河道的整治措施,是十分必要的。

1) 王定忍、田建中两位同学曾协助标本分析工作。

四、結 束 語

根据上面对渭河下游河槽型式、河道演变与冲淤过程的初步研究,预报在今后若干年内渭河下游河床仍将繼續过去以淤积占优势的发展过程。今后渭河下游河型的发展,也势必以弯曲性河道为主,局部可能出现游荡现象。这对于今后整治渭河下游河道工作上,有参考意义。

关于整治渭河下游河道的措施方面,作者除同意应该重视黄河流域水土保持工作等措施外,再从地貌角度,提供一点参考意见:渭河下游河床逐渐淤积既是一个事实,但可否设法消灭或减缓导致淤积的某一个因素?近几十年来潼关以北黄河逐渐东移,水域冲刷松散的三门组地层,坍岸严重,威胁山西风陵渡、赵村鎮一带的农田,同时也导致渭河口向东延伸 10 公里以上,程度不等的促进渭河下游淤积更盛。如果在工程上能够设法使黄河如历史上某时期一样,向西摆动迁徙,使目前的渭河口向西后退,则对于陕晋两省都将有利。一方面山西风陵渡、赵村鎮一带沿黄河的农田可以免受威胁;另一方面,可促进渭河下游河道在一定情况下进行刷深,对河道整治比较有利。退一步想,只要能够使黄河保持住不再向山西境内迁移,也是有利无害的。上述意见是否适当,是否切实可行,尚請讀者予以研究指正。

(本稿收到日期为 1963 年 5 月 18 日)

参 考 文 献

- [1] 赵力田:有关渭河地壑区几个地质问题的讨论,中国地质学会西安分会会刊,第 6 期,1958,14—21 頁。
- [2] 张尔道、关恩威:从地质-地貌方面对西安附近地区新地质构造运动的初步研究,西北大学学报(自然科学),1959(2),83—99 頁。
- [3] 郁士元:鄂尔多斯台向斜地质发展簡史兼論渭河谷地构造,陕西省地质学会論文摘要汇编,1962,21—22 頁。
- [4] 夏开儒、李昭淑、阮 才:渭河中下游河谷地貌,中国地理学会一九六一年地貌学术討論会論文摘要,科学出版社,1962,78—80 頁。
- [5] Russell, R. J.: Louisiana Stream Patterns, Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., v. 23, 1934, p. 1199—1227.
- [6] Russell, R. J.: Geological Geomorphology, Geol. Soc. America Bull., v. 69, 1958, p. 6.
- [7] 罗新斯基, K. И., 庫茲明, И. А.: 河床,泥沙研究,1 卷 1 期,1956,114—151 頁。
- [8] Leopold, L. B., and Wolman, M. G.: River Channel Patterns—Braided, Meandering, and Straight, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 282B, 1957, p. 39—85.
- [9] Leighly, J. B.: Turbulence and Transportation of Rock Debris by Streams, Geog. Rev., v. 24, 1934, p. 453—464.
- [10] 同[6], 8 頁。
- [11] 錢 宁等,黄河下游游荡性河道的特性及其成因分析,地理学报,27 卷,1961,1—27 頁。
- [12] Leopold, L. B., and Wolman, M. G.: River Meanders, Geol. Soc. America Bull., v. 71, 1960, p. 769—794.
- [13] 同[11], 3 頁。
- [14] 同[12], 773 頁。
- [15] 同[5], 1199 頁。
- [16] 錢 宁:黄河下游河床演变中的若干理論問題,中国地理学会一九六一年地貌学术討論会論文摘要,科学出版社,1962,67 頁。

ALLUVIAL MORPHOLOGY OF THE LOWER WEI HO, SHENSI

KAI J. HSIA AND C. S. LEE

(Northwestern University)

ABSTRACT

As a main tributary of the Yellow River, the Wei Ho flows eastward in a graben, Central Shensi. The river course below Sian takes NEE direction in accordance with the Tsingling structural line.

The present paper deals primarily with the channel types, the characteristics of the channel shifting, and the processes of erosion and deposition of the Lower Wei Ho.

The Lower Wei Ho displays free meandering pattern. There are more than 30 alternating bends below Wei-Nan, while anastomosing is prevalent through certain crossings in the neighbourhood of the junctions of the Wei Ho and its tributaries.

The formation of the meandering channel of the Lower Wei Ho depends chiefly on the following physiographic conditions: (1) the hydraulic gradient of the Lower Wei Ho is rather gentle (0.1‰ — 0.2‰); (2) the sediments of the Lower Wei Ho alluvial plain are mainly sub-loess (medium or fine silt, or clay admixed with moderate amounts of silt); (3) the Yellow River during its rising stage exerts a backwater effect on the Lower Wei Ho; and (4) as the Yellow River north of Tung-Kwan shifted its course eastward during the past three decades, the Wei Ho has extended its mouth more than 10 kilometers forward and its gradient has become gentler than before.

Figure 3 (in the main text), showing the tendency of the channel shifting of the Lower Wei Ho during 1915—1962, exhibits some important aspects: first, most of the bends shift downstream vigorously due to the action of sweeping; secondly, the transverse shifting to the left bank is rather pronounced than to the right; and thirdly, the chute cut-offs were easily formed at the rising stage during the past years.

After analyzing the geomorphic processes of the Lower Wei Ho, it can be concluded that the meandering tendency is still going on, and the channel filling will develop to a certain extent in the near future.