

中国科学院
国家计划委员会 地理研究所所长基金资助课题

黄河流域地表物质迁移规律 与地貌塑造研究

叶青超 主编

地质出版社

中国科学院
国家计划委员会 地理研究所所长基金资助课题

黄河流域地表物质迁移规律 与地貌塑造研究

叶青超 主编

地质出版社

(京)新登字085号

中国科学院
国家计划委员会 地理研究所所长基金资助课题

**黄河流域地表物质迁移规律
与地貌塑造研究**

叶青超 主编

*

责任编辑：杜广慈

地质出版社出版发行

(北京和平里)

北京地质印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

*

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：9 字数：210000
1992年7月北京第一版·1992年7月北京第一次印刷
印数：1—700册 定价：6.20元
ISBN 7-116-01116-1/P·938

序

在大自然的王国里，人的认识来源于实践。人类在长期生活和治河的实践中，对于地表物质迁移现象和流水地貌的形成演变研究很早就注意到了。我国北宋沈括在《梦溪笔谈》中，就河流侵蚀、搬运和堆积作用的相互关系及其所塑造的地形，作了精辟的论述，“所谓大陆者，皆浊泥所湮耳，尧殛鲧于羽山，旧说在东海中，今乃在平陆。凡大河、漳水、滹沱、涿水、桑干之类，悉是浊流，今关陕以西，水行地中不减百余尺，其泥岁东流，皆为大陆之上，此理必然”。清代兰孙在《柳庭与地偶说》中，也提到流水的侵蚀和堆积作用，总结为“变盈流谦论”，即“因时而交者，如大雨行时，山川洗涤，洪流下注，山不崩坠，久之不穷，则高下局位”，“流久则损，损失则变，高者淘洗而日下，卑者因填塞日平，故曰变盈则流谦”。从以上这些论述中看出，沈括和兰孙先辈们不但总结了流水侵蚀和堆积作用的基本原理，而且对地表物质迁移与地貌塑造的内在联系，已经有了初步认识。诚然，由于当时测量技术和科学认识的局限，他们对于地表物质迁移的能量转换和传输规律的了解和解释仅仅是宏观的描述。尽管如此，仍对现代流水地貌研究有很大启迪。

古今中外，流水地貌的研究都具有较长的历史和较好的基础，在生产实践中发挥了充分作用，且对流水地貌基础理论研究的提高和发展起了很大的推动作用。20世纪50年代以来，我国的流水地貌研究十分广泛，结合国民经济开发、利用和改造的实践，开展了诸如长江、黄河和黄土高原等大量的科学研究，其研究领域不断扩大，研究内容也不断深化。其中，50—60年代，研究对象主要有水系发育、河谷地貌、河流的发育历史和黄土高原的形成历史及其水土流失所造成的地貌演变。这些研究成果为水利工程建设、流域规划、水土保持工作提供了科学依据。70—80年代在传统地貌过程研究的基础上，进一步加强了流水地貌现代过程的基础研究和实验研究，大量工作集中于河床演变、河流沉积过程、河口三角洲演变和黄土高原侵蚀产沙规律等环境演变研究方面。比较起来，它们与生产实践有着更加密切的联系，诸如河道防洪、河道整治、油田开发、农田保护、水土保持、流域规划和环境保护等等，都无不与流水地貌的变化、发展有密切的关系。

总的来说，近几十年来我国的流水地貌在研究领域不断扩大的形势下，取得了可喜的进展。在研究方法上日趋完善，广泛应用了数学、力学、物理、化学、模型实验和遥感技术等新的科学知识，逐步深化了流水地貌研究的手段，大大促进了我国流水地貌基础研究的提高和发展。但也要看到，长期以来人们十分重视从综合的观点来研究流水地貌现象和过程的区域分布特点，这种传统地貌学的方法通常通过大量实地考察进行定性阐述，或根据某些定点的实验资料和常规观测资料，寻求某一要素与各有关因素的统计相关规律。这些研究结果往往是一种静态的、表象的和简单的因果关系，对流水地貌现象和过程的发生、发展、演变的实质揭示是不够的，且对变化规律和各要素间的内在联系掌握不深，以致研究工作往往难以深入，难以创新，研究水平难以提高，学科发展难以飞跃。很明显，以上所反映的状况，是难以适应国家建设更高的需要和科学飞跃的发展，有必要更新研究领域，以便迎头赶上现代科学技术的发展。

“七五”期间，在我所所长基金研究不断深化，趋向更高层次的要求下，把《地表能量转换和物质迁移规律研究》，作为流水地貌基础理论研究的新的领域开拓，乃是一个新的开端。不言而喻，其研究意义是非常深远的。它强调从能量转换和物质迁移角度入手进行研究，是揭示现代流水地貌塑造的重要科学途径，也是对当代科学技术和经济发展的响应，同时又是全球环境变化和预测研究中的一个重要组成部分。显而易见，开辟这一新的研究领域，乃是现代流水地貌系统研究发展、更新和突破的努力方向，将为地貌学的创新，科学繁荣作出新的贡献。

我所地貌研究室、古地理研究室和新技术研究室的部分科技人员，在原所长左大康教授、课题负责人项月琴同志和陈永宗同志等人的支持下，重点进行了《黄河流域地表物质迁移规律与地貌塑造研究》。现将研究成果总结成册，以飨读者。研究内容包括基础研究和实验研究两部分，计有论文15篇。就流域系统来说，其研究时间尺度包括历史过程和现代过程，空间尺度包括流域上、中、下游（含河口、海域）和独特的黄土高原；就研究领域来说，强调了地表能量转换与物质迁移规律和环境的效应。总之，从物质能流系统入手，把黄河流域地表物质输移、能量转换、流动与地貌塑造过程密切联系起来，全面地、系统地、综合地揭示黄河流域侵蚀、搬运和堆积的规律，以及流域地表物质输入、输出与地貌塑造的机理，可为解决黄河流域许多科学问题提供依据。

叶青超

目 录

序

黄河流域水沙输移特性与沉积环境演化·····	叶青超 (1)
黄土高原的侵蚀及地貌发育问题讨论·····	景 可 (11)
黄土高原侵蚀产沙的环境效应研究·····	景 可、李凤新 (20)
利用粒度资料探讨近代黄河三角洲的沉积特征·····	李栓科 (31)
近代黄河三角洲海岸冲淤变化规律·····	李元芳 (41)
黄河口泥沙输移过程与拦门沙演化研究·····	叶青超 (50)
黄河口海域泥沙的沉积与悬浮运动·····	许殿元 (58)
流域来沙类型与河道输沙及河型关系的研究·····	金德生、郭庆伍 (64)
晋西黄土丘陵沟壑区入渗规律研究 ·····	马绍嘉、李 刚、蔡强国、吴淑安、陈 浩 (71)
陡坡种草对降雨径流产沙过程影响的试验研究 ·····	蔡强国、吴淑安、陈浩、马绍嘉 (80)
上坡来水来沙对坡面侵蚀产沙影响的试验研究 ·····	陈 浩、蔡强国、吴淑安、马绍嘉 (90)
土壤颗粒组成与抗蚀性关系的实验研究·····	吴淑安、马绍嘉、蔡强国、朱同新 (101)
不同河型河流地貌形态及物质的时空正态随机模型研究·····	金德生、郭庆伍 (107)
河型系统中的波型特征及其与消能率间关系的研究·····	金德生、郭庆伍 (120)
模型河道中物质群体运移的图像摄影研究·····	郭庆伍 (132)

黄河流域水沙输移特性与沉积环境演化

叶 青 超

一、流域系统的水沙特性

黄河是世界典型的多沙河流，流域面积 75 万 km^2 。按流域系统观点^{[1][2]}，黄河流域系由受水盆地、输沙通道和河口三角洲等 3 个子系统构成的统一系统。这些子系统本身及子系统之间，由于物质流和能量的输移、输出和转换，使它们维持相对稳定状态。以上各层次的子系统，以及各组成要素之间彼此相互联系，相互影响，从而构成一个完整的体系。但当某一组要素或某一子系统失控，则会导致全系统的失调，使系统由稳定状态向不稳定状态转化，这种转化往往带有突发性或突变性（图 1）。

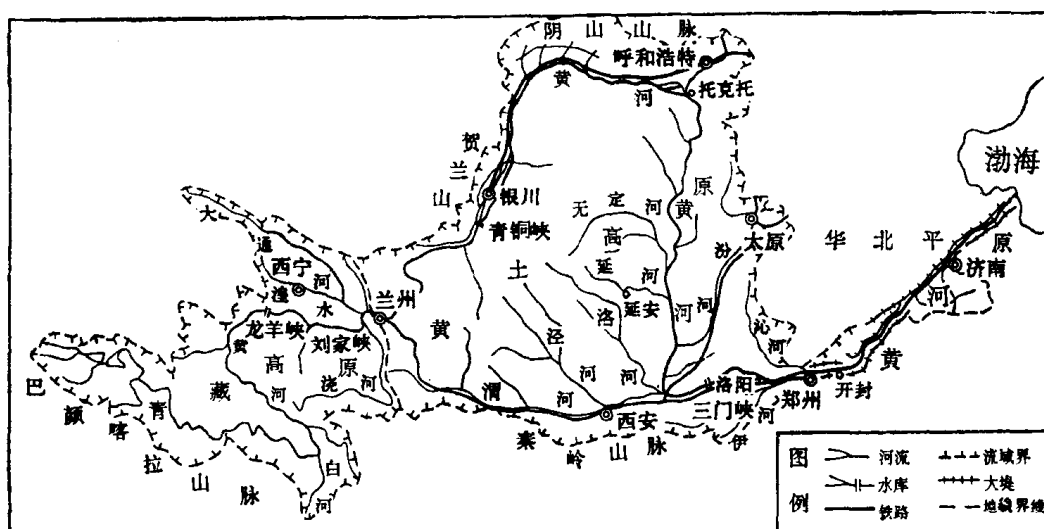


图 1 黄河流域系统略图

（一）黄河受水盆地子系统

包括上中游在内，受水盆地面积 73 万 km^2 ，该系统总的特点是，水沙异源，其上游以产水为主，中游以产沙为主，出现水沙搭配不同步的特殊现象。黄河上游流经青藏高原和内蒙古高原区，境内高山、峡谷和盆地地貌景观突出，水量丰沛，河口镇以上多年平均水量 250 亿 m^3 ，多年平均含沙量较小，仅 5.7 kg/m^3 ，是黄河径流的基流区，其水量占流域径流量的 53.4%（表 1）。

中游流经广大的黄土高原区，它是流域强烈侵蚀的产沙区，其产沙的历史很长，早在人类社会出现之前，水土流失就存在了。据近年来地球化学研究认为^[4]，黄河流域是一个特殊的地质生态系统，远在人类社会出现之前，黄土高原早已是“千沟万壑”。黄河中游

表 1 黄河流域水沙量及来源区分布⁽³⁾

河 段	项 目	水量 (亿 m ³)			沙量 (亿 t)			含沙量(kg/m ³)		
		汛期	非汛期	全年	汛期	非汛期	全年	汛期	非汛期	全年
河口镇以上	总 量	151	99	250	1.15	0.27	1.42	7.6	7.7	5.7
	占三、黑、小 (%)	54	52.7	53.4	3.3	11.2	8.7			
河口镇至 龙门区间	总 量	38.4	32.4	70.8	8.1	0.98	9.08	211	30.2	128
	占三、黑、小 (%)	13.7	17.2	15.1	58.2	40.8	55.7			
泾、渭、 北洛、汾河	总 量	62.9	40.1	103	5.12	0.42	5.54	81.5	10.5	53.8
	占三、黑、小 (%)	22.5	21.3	22	36.8	17.5	34.0			
伊洛河、 沁 河	总 量	31.2	18.8	50	0.28	0.04	0.32	9.0	2.1	6.4
	占三、黑、小 (%)	11.1	10.0	10.7	2.0	1.7	2.0			
三门峡加黑 石关加小董	总 量	280	188	468	13.9	2.4	16.3	49.6	12.8	34.9
	占三、黑、小 (%)	60	40	100	85	15	100			

注：三、黑、小是指三门峡加伊洛河的黑石关和沁河的小董站（据黄委会治黄研究组）

地区是一个一头联着黄土高原，一头联着渤海所组成的开放系统。在黄土植被遭受人类活动破坏之前，沟谷系统已在发展，水土流失的现象在黄土高原植被的生态环境中早就存在。据文献^[5]分析可知，黄土高原侵蚀模数大于 10000 t/km²·a 的地区主要分布于河口镇至延水关的支流区；大于 20000 t/km²·a 的地区在孤山川和窟野河之间地区。这些侵蚀强度很大的地区，恰好是粗泥沙（ $d > 0.05$ mm）来量最多的地区，粗泥沙的产沙面积约 15.8 万 km²，其中又集中于 8.0 万 km²。粗泥沙主要来自河口镇至龙门区间，北洛河淤头站，泾河张家山站，渭河南河川站以上流域及祖厉河流域，也是黄河下游河道沉积的主要物质流来源区，从表 1 看，河口镇以下多年平均沙量 14.88 亿 t，占流域总沙量的 91.3%。其中，河口镇至龙门区间最为突出，该区间年水量只有 70.8 亿 m³，但年沙量 9.08 亿 t，占三、黑、小总沙量的 55.7%；其次，泾、渭、北洛和汾河的年沙量为 5.54 亿 t，占三、黑、小总沙量的 34.0%。黄土高原严重的水土流失，不仅给地区国民经济发展造成巨大的危害，同时对流域环境恶化产生不良的影响，尤其泥沙是造成黄河下游河道不断淤积抬高、洪患频繁发生的祸根。

（二）黄河输沙通道子系统

干流输沙通道长约 5464 km。从河源至托克托为上游段，河长 3461.3 km，落差达 3463 m，比降 10.1‰；托克托至桃花峪为中游段，河长 1234.6 km，落差 895.9 m，比降 7.3‰；桃花峪至利津为下游段，河长 664.1 km，落差 81.7 m，比降 1.23‰^[3]。其中，黄河青铜峡至托克托、龙门至潼关、渭河下游和桃花峪至利津等 4 个河段均处于断裂拗陷构造带，它们既是黄河的输沙通道，又是泥沙沉积的主要地区。黄河下游尤其显著，泥沙淤积结果，形成长达 700 余 km 的“地上河”。该系统的特点是水少沙多，多年平均水量为长江的 1/20，沙量却为长江的 3 倍（表 1）。在河床上宽下窄，比降平缓的边界制约下，以致黄河下游河道的输沙能力有限，造成河道不断淤积抬高，甚至引起河道决口改道的发生。

(三) 河口三角洲子系统

黄河三角洲是渤海拗陷构造和海洋基准面控制的泥沙沉积区，是流域的第三子系统，河口长约 103.6 km，落差 7.4 m，比降 0.7‰。在河流径流泥沙和溺潮河口的相互制约下，进入河口的泥沙通过能量削减和转换，河口泥沙迅速淤积，使它成为一个复合的扇形三角洲^[6]。随着河口拦门沙不断淤积发展，将引起下游河道溯源淤积，加剧下游河道淤积速度，给河口地区防洪造成困难。

二、天然状态下泥沙输移特性与河道冲淤环境的演变

20 世纪 60 年代以前，黄河河道的泥沙输移过程和冲淤环境的演变，主要取决于流域自身的水沙条件和边界条件的制约，这一时期干流河道尚未受到大型水利枢纽工程的干扰，处于天然河流状态。

(一) 上游宁、蒙冲积平原河道

黄河出黑山峡后，流经比降平缓的卫宁盆地、银川平原和河套平原，至托克托全长 1048 km。除石咀山至河拐子段河道较窄出露基岩外，其余河段都是沙卵石及沙质河床，河道宽浅，滩槽高差极小。由于上游具有水量大、含沙量小的优越条件（表 1），河道径流挟沙能力强，输沙通畅。其冲淤规律是大水冲刷，小水淤积，长期以来，河床的冲淤变化不大，基本上处于冲淤动态平衡（图 2）。

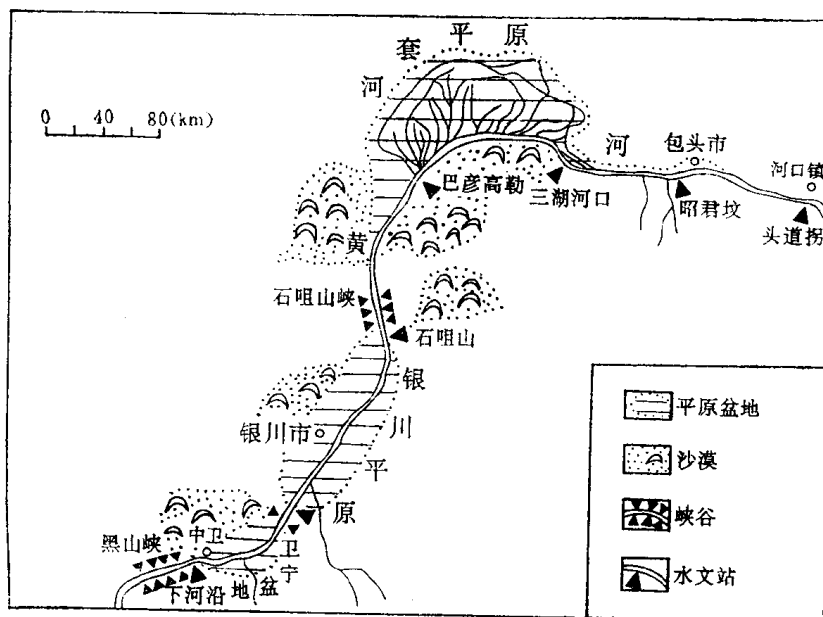


图 2 黄河上游宁夏、内蒙古冲积平原河道图（据黄委会）

(二) 中游龙门至三门峡冲积河谷

黄河龙门至三门峡河长 247.5 km，比降 3.97‰。该河段处于秦晋交接的汾渭地堑和晋豫交接的黄河地堑，两者均属沉降的断陷裂谷。

上段龙门至潼关，当黄河冲出峡谷后，河谷开阔，河谷宽约 3—15 km，天然状态下为强烈游荡的淤积河道。其泥沙输移过程与上游宁、蒙段相反，其规律是大水淤积，小水冲刷。每年汛期河口镇至龙门区间来的洪水峰高量小，含沙量大，出峡谷后大量泥沙落

淤。非汛期来自河口镇的小水，含沙量低，导致河道冲刷，年际冲淤结果，总的趋势是淤积（图 3）。据近年来研究可知^①，从三国到 1960 年该河段年均淤积厚度 0.021 m，年均沉积量 0.2966 亿 t。明朝以来，由于黄土高原侵蚀恶化，河道年均沉积量则增大到 0.415 亿 m³。

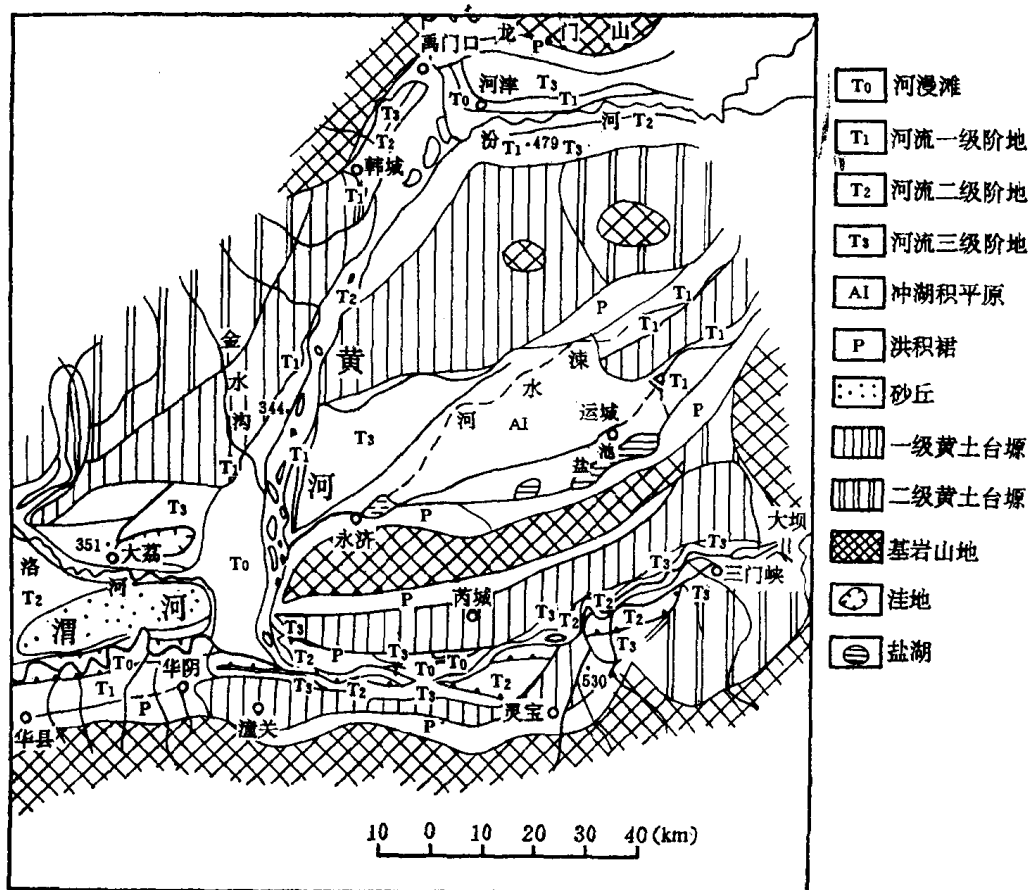


图 3 黄河龙门—三门峡冲积河谷河道图

下段潼关至三门峡段为黄河峡谷，河谷宽仅 1—2.5 km，峡谷内发育不对称的三级河流阶地，河漫滩断续分布。天然状态下，河床组成多为砂或砂砾石，河道水流集中，挟沙能力强，基本上属于冲淤平衡性的河道（图 3）。其中，潼关河道狭窄，宽仅 1000 m，成为黄河、渭河、北洛河交汇区的“卡口”，对上游河道起着河流局部侵蚀基准的特殊作用。

（三）黄河下游冲积平原河道

黄河下游是一条强烈堆积性河道，它流经地域广阔的华北拗陷构造区，自黄河发育以来，一直处于地体下沉和泥沙堆积环境中，形成面积广大的冲积扇平原和冲积平原。而人类的修堤又导致了下游河道的更强烈堆积，终于形成举世闻名的“地上河”，而悬河又是下游洪水经常泛滥和决口改道的症结。历史上由于自然和社会的原因，造成三年两决口的严重局面。自公元前 602 年河徙起，至公元 1946 年，2500 年中决口 1500 余次，黄河大改道 7 次，洪泛和决迁波及的范围北至天津，南达江淮，纵横 25 万 km²，成为一条善淤、

① 叶青超等，1989 年，黄河中游龙门至三门峡河道的冲淤特性与环境演化关系

善决、善徙的河流（图4）^①。

黄河下游水流中的含沙量可以从0变化到 $1000\text{kg}/\text{m}^3$ 。在迅速变化的来水来沙条件下，下游冲积河床调整作用十分灵敏和强烈。随着来水来沙的改变，挟沙能力的调整也十分迅速。长期以来具有“多来、多淤、多排”，“少来、少淤（或冲刷）、少排”的输沙特点^①。但在黄河下游沉降的地质构造和平原地貌条件制约下，河道总的发展趋势是淤积的。尤其是1949年以来，黄河下游在伏秋大汛未曾决口的情况下，河道淤积速度加快了。从1950年至1960年期间，河道淤积量达36亿t，年均3.6亿t，以致下游河道平均每年以10cm的速度在淤积抬高，造成目前下游3—8m的临背高差（最大12m）。花园口如遭遇百年或千年一遇的稀有洪水时，两岸一旦出现决口改道，则会造成巨大的灾难。因此，黄河的安危，是事关黄、淮海平原地区国民经济建设和人民生命财产安全的大局。

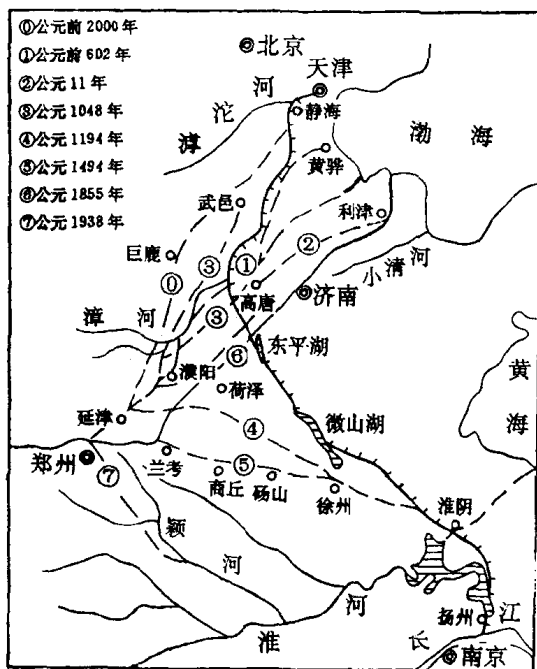


图4 黄河下游河道历史变迁图

（四）河口三角洲尾间河道

现代黄河三角洲形成于1855年，面积 5600km^2 。在强劲河流径流作用和较弱的潮汐共同制约下，黄河入海泥沙的70%淤积在河口和滨海地区，导致河口尾间周期性的决口

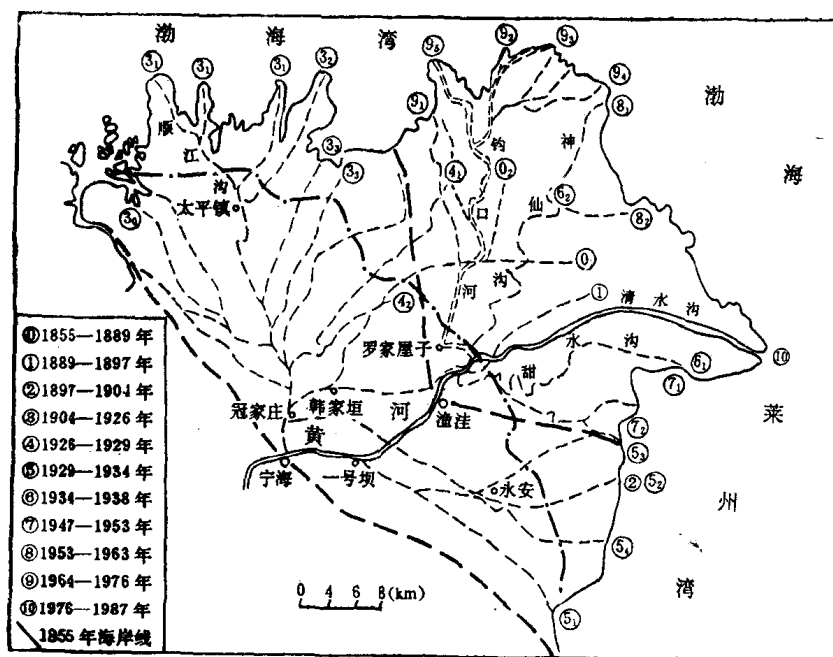


图5 黄河口尾间演变图

① 赵业安等，1985年，三门峡水库修建后黄河下游河床演变

改道, 平均每隔10年左右改道一次。1855年铜瓦厢黄河决口夺大清河以来, 已经改道10余次, 其中1949年以后人工改道就有3次(图5)。

三、现代黄河沉积环境的发展趋向

本世纪60年代以后, 黄河流域随着国民经济建设的迅速发展, 在干流上修建了多达8座大型水利枢纽工程, 取得了巨大的经济效益和社会效益。但这些人类活动的干扰破坏了河流原来的天然状态, 对河流环境产生极大的影响, 其后果具有间隙性、全局性和突发性的重大变化。

(一) 黄河上游系列水库引起的环境变化

1968年蓄水的刘家峡水库是一座年调节水库, 控制流域面积 18.2万 km^2 , 年均径流量 263亿 m^3 。库容 57亿 m^3 ; 1986年蓄水的龙羊峡水库是多年调节性的大水库, 库容 247亿 m^3 , 控制流域面积 13.4万 km^2 , 年均径流量 203亿 m^3 。这两座大型水利枢纽均以发电为主, 兼有灌溉、防洪、防凌、航运和养殖等综合效益, 并能改善上、中、下游地区的生产和生活环境, 促进黄河流域经济发展和社会进步。但同时也对流域生态环境造成了破坏, 其影响主要表现在如下几个方面^①。

1. 刘家峡水库调节对黄河水沙运行的影响: 一是改变了天然径流过程, 使水量年内分配发生变化; 二是洪峰流量大幅度削减, 洪水总量减少, 下泄流量趋于均匀; 三是水沙关系改变, 增加了高含沙量洪水出现的机遇。

2. 刘家峡、龙羊峡水库的使用, 对宁、蒙河道的影响: 刘家峡使用21年, 年均蓄水量 26.5亿 m^3 ; 龙羊峡1989年汛期蓄水量 101亿 m^3 , 到10月达到 152亿 m^3 。水库汛期调蓄洪水的结果, 降低了水库下游河道的输沙能力, 宁蒙河段河槽普遍发生严重的淤积抬升, 如三盛公枢纽下游4—29 km的河段内, 1986—1989年汛前淤积量 0.44亿 m^3 , 在宽约1500 m的河槽内平均淤高1.2 m; 三盛公至昭君墓328 km的河道, 近几年淤高了1.1 m, 平均每年淤高0.2—0.3 m, 相应地降低了排洪能力, 加剧了主流摆动、滩地坍失和洪水位的抬高。如1987—1988年12月三盛公枢纽下游连续产生冰塞, 水位超过千年洪水设计水位。1989年7月, 包头附近昭君墓河段出现罕见的沙坝淤塞黄河, 使水位超过设防水位, 威胁防洪防凌安全, 影响工农业生产。

3. 刘家峡和龙羊峡水库调蓄洪的作用, 对黄河龙门—潼关河段和黄河下游河道也产生了相应的影响。如1969—1986年刘家峡水库的使用, 使黄河下游每年增加淤积量 0.34亿 t , 占下游淤积量的14%。龙羊峡水库在刘家峡调节径流改变出库水沙特性的基础上, 进一步改变了黄河干流的水沙条件。1987年龙羊峡蓄水 47.3亿 m^3 , 使黄河龙门—潼关河段和黄河下游泥沙淤积量分别增加了 0.46亿 t 和 0.2亿 t 。

(二) 中游龙门—三门峡河道沉积环境演变

1960年4月—1962年5月, 三门峡水库蓄水, 坝前最高水位332.5 m, 回水超过潼关直达老永济。这一时期处于静水环境, 大部泥沙落淤。上段龙门—潼关淤积量 2.4亿 m^3 , 年均淤积量 1.2亿 m^3 (表2)。下段潼关—三门峡进库沙量 13.7亿 m^3 , 排沙比仅

① 赵业安等, 1989年, 黄河上游考察报告

表 2 黄河龙门—三门峡历年冲淤量统计表^[6]

水库运用方式	时 间 (年·月)	龙门—潼关		潼关—三门峡		龙门—三门峡	
		冲淤量 (亿 m ³)	年均速率 (亿 m ³)	冲淤量 (亿 m ³)	年均速率 (亿 m ³)	冲淤量 (亿 m ³)	年均速率 (亿 m ³)
蓄水运用	1960.4—1962.5	2.3978	1.1989	15.0757	7.5379	17.4735	8.7368
低水位 滞洪排 沙运用	1962.5—1964.10	2.3988	0.9595	21.4476	8.5790	23.8464	9.5386
	1964.11—1966.5	-0.4474	-0.2983	-5.3852	-3.5901	-5.8326	-2.9163
	1966.6—1970.6*	8.2122	2.0531	0.1106	0.0277	8.3228	2.0807
	1970.7—1973.10**	2.4613	0.7032	-4.6223	-1.3207	-2.1613	0.6175
小 计	1960.4—1973.10	15.0227	1.2018	26.7264	2.1381	41.7491	3.3399
蓄清排 浑发电 控制运用	1973.11—1977.10	-1.0707	-0.2677	1.9395	0.4849	0.8688	0.2172
	1977.11—1981.10	1.0952	0.2738	-1.6432	-0.4108	-0.5480	-0.1370
	1981.11—1985.10	-6.4200	-0.1052	0.2146	0.0537	-0.2054	-0.0514
	1985.11—1988.10	2.4266	0.8089	0.2782	0.0927	2.7048	0.9016
小 计	1973.11—1988.10	2.0311	0.1354	0.7846	0.0523	2.8157	0.1877
总 计	1960.4—1988.10	17.0538	0.6201	27.5110	1.0004	44.5648	1.6204

* 第一次大坝改建, ** 第二次大坝改建

8.15%，基本上处于清水下泄阶段，潼关以东年均淤积量高达 7.5 亿 m³（表 2）。

1962 年 5 月—1973 年 10 月低水位滞洪排沙时期，经历了两次水库改建。1970 年 6 月前由于第一次改建的泄流规模较小，加上 1964、1966 和 1967 年丰水丰沙，在前期淤积和潼关河床抬升影响下，龙门—潼关河段的过洪能力有限，造成严重淤积。其中，1966—1970 年淤积量高达 8.2 亿 m³，年均淤积量 2.1 亿 m³（表 2）。1970—1973 年，第二次改建完成。坝前水位大幅度下降，产生自下而上的溯源冲刷，潼关河床下降 1.8 m，对减轻龙门—潼关河段的淤积有利。而潼关—三门峡河段随着水库多次大规模的溯源冲刷，前期淤积物冲刷下泄，1964—1966 年和 1970—1973 年的年均冲刷量分别达到 -3.6 亿 m³ 和 -1.3 亿 m³ 的效益（表 2）。

1974—1988 年，进入蓄清排浑发电控制运用。这一时期，由于黄土高原产沙区的暴雨频率小，加上局部地区水利水保的效益，黄河龙门站来水来沙显示偏枯，与 1960—1973 年比较，汛期径流量减少 11.7%，沙量偏少 32%，龙门—潼关段淤积量相应地减小了。16 年中，累积淤积量 2.0 亿 t，年均淤积量仅 0.135 亿 m³（表 2）。但对此不容过于乐观。凡遇上大洪水时，河道淤积量仍是可观的。如 1988 年 8 月 6 日，龙门站出现流量 10200 m³/s，最大含沙量 500 kg/m³ 时，使龙门—潼关河段淤积高达 2.2 亿 m³ 的泥沙，扣除汛前冲刷量 -0.5 亿 m³，净淤积量 1.65 亿 m³。潼关—三门峡河段在蓄清排浑运用时期，使该段具有水库和河道双重的特性，非汛期蓄水，进库泥沙淤积，汛期水位下降，河道排沙，并将汛前淤积物冲刷输出库外，效果显著。1974—1988 年中潼关以东年均淤积量仅 0.05 亿 m³（表 2）。

综上所述，上段龙门—潼关段经历 3 个不同水库运用阶段后，总的趋势是淤积的，年均淤积速率 0.62 亿 m³，比建库前年均淤积量 0.42 亿 m³ 大 33.1%。在目前水库控制运

用下，潼关高程下不来，该河段的淤积仍将继续发展。下段潼关—三门峡段在蓄清排浑条件下，基本上达到冲淤平衡。

(三) 黄河下游沉积的发展与潜在的灾害环境

1960年三门峡水库建成投入使用后，在不同水库运用方式控制下，对下游河道来水来沙过程和沉积环境改变产生了极大的影响。

1960年4月至1962年5月水库蓄水拦沙运用，排沙比很小，仅8.15%，清水下泄。1962年5月至1964年10月，水库改为防洪排沙运用，由于泄流规模(能力)很小，滞洪作用大，出库泥沙较少，排沙比只增加到40%，仍以下泄清水为主。

黄河下游河道在水库下泄清水阶段，产生自上而下的沿程冲刷，这种突发性的发生，彻底改变了往日下游河道淤积的形势，从表3看，清水下泄前期，三门峡至利津河道冲刷

表3 黄河下游河道历年冲淤量统计表

水库运用方式	年 月 (a·m)	三门峡—利津		全下游累计
		冲淤量(亿 t)	年均冲淤量(亿 t)	冲淤量(亿 t)
建 库 前	1950—1959	36.08	3.61	36.08
蓄水运用	1960.4—1962.3	-9.80	-5.53	26.28
低水位滞洪排沙运用	1962.4—1964.10	-13.40	-5.36	12.88
	1964.11—1966.6	6.90	3.55	19.78
	1966.7—1970.6	14.20	3.55	33.98
	1970.7—1973.10	18.90	5.40	52.88
小 计	1960.4—1973.10	16.80	1.34	
蓄清排浑运用	1973.11—1983.6	15.20	1.60	68.08
	1983.6—1985.5	-3.40	-1.70	64.68
	1985.6—1989.5	6.48	1.62	71.16
小 计	1973.11—1989.5	18.28	1.26	

泥沙量-9.8亿t，后期高达-13.4亿t。下游河道冲刷过程中最大的特点是河床粗化，据赵业安等分析^①，下游河床粗化现象可分三种类型：一是卵石夹沙河床形成抗冲铺盖层，细砂冲走后，冲刷停止；二是河床表层细砂下层卵石层，当表层细砂被冲走后，卵石层出露，河床受到抑制；三是细砂河床由于水流的拣选作用，细颗粒冲走而发生粗化。据我们研究^[7]，清水下泄时期，下游冲刷下切，花园口至利津段年均冲刷厚度0.26m，对增大下游排洪能力，河道减淤，水位下降产生了积极作用。

1964年11月至1973年10月三门峡水库经历两次大坝改建，进入低水位滞洪排沙运用，下游水沙过程和冲淤环境又出现新的变化。据赵业安等分析，这一时期水沙输移在洪峰大幅度削减下，出现“大水带小沙，小水带大沙”过程，加之潼关以下库区冲刷，冲刷沙量9.9亿m³，大大地增加了下游的泥沙量。同时非汛期来沙量大大增加，平均每年非

① 赵业安等，1985年，三门峡水库修建后黄河下游河床演变

汛期下游来沙量 3.48 亿 t, 为多年平均值 2.11 亿 t 的 165%。在上述水沙变化过程中, 下游河道泥沙大量回淤。从表 4 看, 由于水库排沙比增大到 80.9%, 下游河道回淤泥沙量共 40 亿 t, 年均淤积量达到 4.44 亿 t, 比建库前多年平均淤积量的 3.6 亿 t 大 29.7%, 显然与水库冲刷大量排沙密切相关。泥沙淤积沿程分布是上段大下段小。其中, 铁谢至高村段占下游淤积量的 68%, 约 26.7 亿 t, 高村至艾山段占 17%, 约 6.6 亿 t, 艾山至利津段占 15%, 约 6.12 亿 t。1965—1969 年和 1970—1974 年全下游河床平均淤积厚度分别为 0.5 m 和 0.48 m, 年均淤积厚度分别达到 0.098 m 和 0.095 m^[7]。从上述可知, 滞洪排沙运用对下游河道环境产生了不良影响。河道回淤结果, 导致下游排洪能力大大降低。其次, 淤槽不淤滩, 滩槽高差变小, 甚至东坝头至高村段出现“河槽高于滩地, 滩地高于背河地面”的“二级悬河”。

1973 年 11 月以后, 三门峡水库改为蓄清排浑运用, 即非汛期蓄水拦沙(8 个月), 汛期降低水位排洪排沙(4 个月), 黄河下游水沙过程和河道冲淤又发生新的变化。从 1974 年至 1988 年的 15 年中, 黄河下游出现最大的特点是淤积量减小, 淤积速率有所减缓。这一时期, 下游河道总淤积量 20.91 亿 t, 年均淤积量 1.39 亿 t (表 3), 约为 1950—1960 年平均值 3.61 亿 t 的 38.5%, 1964—1973 年平均值 4.39 亿 t 的 31.7%。其淤积量减小的原因主要与来水来沙偏枯和局部地区水利水保效益密切相关。① 1970—1989 年期间, 河口镇至龙门区间粗泥沙区降雨偏少, 年平均降雨量 454.3 mm, 相应地水沙偏枯。据龙门站统计, 这一时段黄河下游年水量为 49.6 亿 m³, 年来沙量 5.63 亿 t, 分别为 1919—1989 年多年平均来水来沙量的 73.4% 和 68.3%。② 与水利水保措施减沙也有一定的关系, 如 1984 年以前上游干支流水库共拦沙 27.8 亿 t, 对下游河道减淤起了积极的作用。

总的说, 蓄清排浑运用方式和气候、水利水保的作用, 有利于下游河道减淤防洪的改善。但在黄土高原尚未得到根治和黄河“多来、多淤、多排”的输沙特点下, 凡遇黄河大水大沙年份时, 下游河道淤积仍然是严重的。尤其是龙门以上区间来的粗泥沙, 是造成下游严重淤积的主导因素。据分析, 龙门站沙量大于 10 亿 t, 下游河道的淤积量就大于 5 亿 t^①。据此, 对下游近期泥沙淤积减少的现象不容乐观。如 1988 年 7 月至 9 月, 汛期三、黑、小来沙量 15 亿 t, 下游河道淤积量 5.74 亿 t。按水文周期来说, 这种超过 5 亿 t 淤积量的记录仍将继续出现。

(四) 河口尾间沉积环境演变趋向

河口尾间泥沙淤积和改道现象, 是黄河多沙河流河口的演变规律。同时随着河口泥沙能量释放和转换, 以及河口拦门沙不断淤积发展, 引起下游河道一定距离的溯源淤积, 并加剧了下游的淤积速率, 给防洪造成极大的威胁。有关河口尾间淤积环境演变趋向的研究内容, 详见本文集《黄河口泥沙输移过程与拦门沙演化研究》一文。

参 考 文 献

- [1] Schumm S.A., 1977, The fluvial system. New York, Wiley.
- [2] Chorley R. J., Schumm S. A., and Sugden D. E., 1985, Geomorphology, London, Methuen.
- [3] 水利电力部黄河水利委员会治黄研究组, 1984 年, 《黄河的治理与开发》, 上海教育出版社。
- [4] 洪业汤, 1989 年, 《不应把黄河看成是生态破坏的象征》, 《中国科学报》, 7 月 21 日。

① 黄委会水资源保护研究所, 1989 年, 1974 年 7 月至 1988 年 9 月黄河下游河道淤积减少原因分析

- 〔5〕 景珂等，1986年，《黄河中游粗泥沙区的范围、数量及基岩产沙的研究》，《科学通报》11期。
- 〔6〕 叶青超，1982年，《黄河三角洲的地貌结构及发育模式》，《地理学报》37卷4期。
- 〔7〕 叶青超，1988年，《黄河下游河道演变特性及洪泛灾情预估》，《中美黄河下游防洪措施学术讨论会论文集》，中国环境科学出版社。
- 〔8〕 叶青超等，1990年，《黄河中游龙门—三门峡河道的冲淤特性及形成机制》，《黄河流域环境演变与水沙运行规律研究文集》，第一集，地质出版社。

黄土高原的侵蚀及地貌发育问题讨论

景 可

《安塞县侵蚀及地貌演化趋势预测》^[1]（下文简称《预测》）一文重点论述了当前黄土高原研究中大家关心的一些问题：地貌发育，自然侵蚀、加速侵蚀和侵蚀历史等。拜读《预测》一文，使笔者受益匪浅。本文也就黄土高原地貌及侵蚀等问题提出一些不同的看法。

一、黄土高原的地貌发育

黄土高原是一个独特的地理单元，是以黄土地貌为主体的多种地貌类型的综合体。现在黄土高原不同地貌单元的形成是受控于古地貌的格局和以后的发展过程。

（一）古地貌格局

黄土高原侵蚀地貌的格局及其区域分异，取决于内外营力的对比关系。但大地形骨架及区域分异，主要取决于地质构造。黄土高原跨华北陆台和秦岭—祁连地槽两个大地构造单元^[2]。二者大致以六盘山为界，以西属秦岭—祁连地槽，其构造是以内陆断陷盆地为重点，统称为陇西盆地。燕山运动末期，使盆地内局部地区发生褶皱，大部分地区地层仍然保持平缓产状。喜马拉雅运动继承了前期的构造特征，沉积了红色、暗红色的砾岩、砂岩、泥岩。上新世甘肃中部强烈上升，伴随着上升周围正地形遭受剥蚀，盆地内部堆积，形成波状起伏地面。六盘山以东为华北陆台的一部分，分属鄂尔多斯台向斜和山西台背斜。鄂尔多斯台向斜中生代时期发展为一个大型的内陆盆地，白垩纪末期抬升，并在边缘发生断陷，形成了西南边和北部边缘上的地堑断陷盆地。第三纪早中期地面缓慢抬升，遭受剥蚀夷平成为准平原地形。上新世末盆地北部普遍地接受三趾马红土沉积。第四纪以来，地面再度抬升。山西台背斜大致包括太行山以西、吕梁山以东的整个地区，五台山为台背斜最古老的山系，并以它为顶点将这个台背斜分为东西两部分，东部为太行山，以西为吕梁山，二者之间夹以向斜下凹部分，上古生代以来堆积了巨厚的陆相碎屑物质。向斜局部地区断块式隆起成山。

黄土高原在上述构造单元的基础上，形成了多种正负地形。但是对黄土堆积前的地形，各家持有不同看法：F. V. 李希霍芬认为，黄土高原第四纪前是基岩构成的平缓盆地式地形。这种观点显然是不全面的。刘东生等把黄土堆积前古地形分为四类^[3]。罗来兴认为黄土下伏地形结构主要包括三种类型^[4]。根据野外和前人资料分析，黄土堆积前的地形概括为起伏山地、丘陵和倾斜单斜式平原与宽阔的谷地^[5]。现分述如下：山地可分为两类，一是奥陶纪石灰岩构成的喀斯特中山，黄土堆积在喀斯特凹地中，高处缺失黄土，主要分布在山西台背斜西端的河曲、偏关，陕西的千阳岭和渭河北山。另一种是由于构造抬升，不同时期的变质岩，砂页岩等构成的山地，黄土只是堆积在山前或坡麓地带，主要分布在六盘山、吕梁山、中条山以及六盘山以西的南华山、西华山等（图1）。丘陵这类古