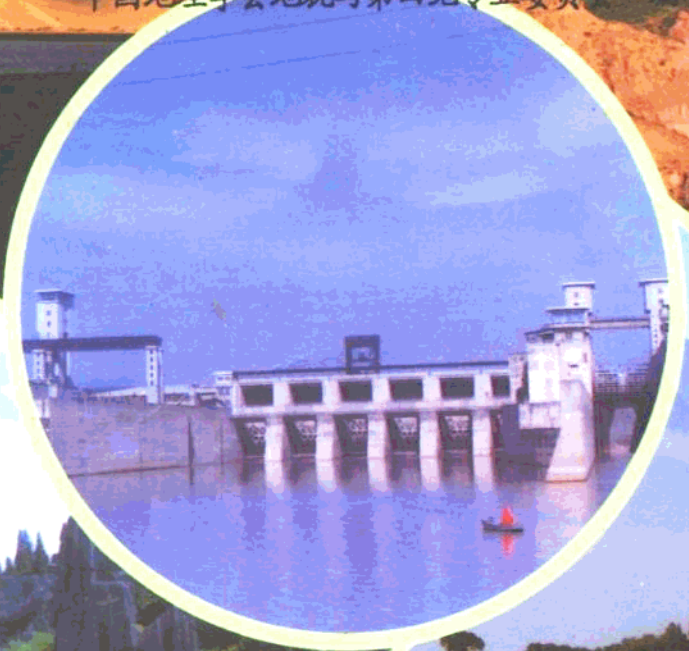


地貌过程与环境

中国地理学会地貌与第四纪专业委员会 编



地震出版社

前 言

中国地理学会地貌与第四纪专业委员会于1991年12月12—17日在桂林市召开“地貌过程与环境管理研讨会”。会议共收到论文134篇,从若干方面反映了1987年以来地貌与第四纪研究在理论和实践上取得的成果。

交流和讨论表明,地貌学是地理科学中完完整整的一个分支,较少与其它相邻学科重叠,是自然地理学有别于其它科学并能以自己的研究丰富整个人类知识体系的重要基础。中国是地貌大国,地貌学在为国民经济服务中起着积极的作用,并正在走向世界。

按照会议主题,大多数论文反映了地貌过程与人类活动关系,如滑坡、泥石流、洪水、风暴潮、地震等突发地貌过程引起的灾害、水土流失、风沙和水沙运移等相对缓慢地貌过程对人类生存环境产生的影响及严重后果;人类活动对河流及其环境、黄土高原侵蚀产沙、土地沙漠化、海岸侵蚀等地貌环境的影响等。这些研究取得了不少新的进展。许多论文从风沙地貌、城市地貌、黄土、喀斯特、河流、海岸等各种地貌的宏观规律和微观机制进行研讨,在制订防治地貌灾害,保护改善地貌环境的对策和措施方面有着积极的作用,反映了当前地貌学的发展趋势。应用地貌、环境地貌、旅游地貌、城市地貌及灾害地貌研究,在大江大河的利用治理,国土开发整治,以及区域经济的发展等方面,取得了良好的经济效益。

在地貌与第四纪研究的其它方面也取得了许多新的进展。如青藏高原隆起过程及其对水系的影响和高原第四纪冰期中不存在统一大冰盖的问题,新疆沙漠化扩大—缩小的发育模式,混杂堆积异因同果的新认识,活动构造地貌模型及张性、压性地貌场空间分布上的有机联系,大坝下游河道演变规律研究,沙波在推移质计算中的应用,海岸侵蚀突发性与渐变性的双重特点,以及滨海地貌过程的认识等研究,都具有独到之处。

我国地貌与第四纪研究中,正不断引入毗邻学科的新思想、新概念,如从运动介质、力学特性解释混杂沉积及风暴潮沉积机制等;“蜂房效应”给峰林的空间结构提出了新的认识;运用模糊数学,引进地貌数学构成,获得环境质量的模糊评价;耗散结构论,熵、热力学力和流的引进,提出了地貌熵流新概念,亚热带喀斯特系统发育模式;以及流域地貌演化的非线性微分方程,建立了侵蚀积分值与地貌发育阶段的联系。此外,对地貌临界和复杂响应等概念的认识上都具有相当的深度。

地貌过程与第四纪研究中,定位观测、实地试验、室内模拟实验、地理信息系统及现代测试技术的应用已初具规模。通过模拟实验和实地观测,对风蚀、坡面过程、流水地貌过程、河口海岸及喀斯特洞穴发育过程等提出了新见解;流水地貌均变过程实验证明了河道形态均质随机过程的普遍性,获得一系列临界河相关式及“河型相似”的概念;结合不同目的选择不同规模样方及不同类型的人工降雨设备,对不同地貌部位侵蚀产沙规律及抗蚀性的研究;以及实地观测金字塔形沙丘的形成机理等方面均取得可喜进展。

《地貌过程与环境》是“地貌过程与环境管理”研讨会的论文选集,选用论文46篇,按

河流地貌、坡地和侵蚀地貌、海岸地貌、风沙地貌、喀斯特、城市与环境地貌、构造地貌、地貌实验等八个方面编排，较集中地反映了四年来地貌及第四纪有关领域的研究成果。

本文集的编审组由杨景春、张青松、李炳元、尤联元、崔之久、叶青超、李容全、金德生、顾钟熊等组成，他们为本书的出版付出了辛勤的劳动，杨景春、张青松、尤联元、顾钟熊负责对全书的统审。朱立平、师长兴等中国科学院地理研究所地貌室的许多同志作了许多工作，兰州大学、中国科学院地理所等为本书的出版提供了资助，谨此一并致谢。本书存在不足之处，敬请读者不吝指正。

中国地理学会地貌与第四纪专业委员会

1992年11月

目 录

前 言	(1)
人类活动对河流及其环境的影响	许炯心 龚国元 (1)
青藏高原河流地貌与环境	李炳元 张青松 (10)
黄河最上游发育历史初步研究	潘保田 李吉均 周尚哲 (17)
黄河下游地貌发育与环境演变展望	陈嘉秀 (22)
黄河下游地上河沉积环境演变及形成机理	叶青超 (26)
黄河三角洲演变所引起的基面变化及其对下游河道影响	师长兴 (33)
嫩江右岸大安古河道的发现及其意义	孙广友 华润葵 邓 伟 邵庆春 马建平 (40)
海南岛南渡江下游河床演变与河沙资源合理开发	罗宪林 罗章仁 吴超羽 (50)
沙波法在湖南流沙河推移量计算中的应用	黄 进 侯卫东 (57)
引黄灌溉中的人为沉积地貌环境问题	尤联元 (63)
海南蚂蟥岭热带暴雨侵蚀地貌特征	杨世棠 黄钦佳 李运强 (68)
羊道沟小流域侵蚀产沙垂直分带性的定量研究	蔡强国 吴淑安 马绍嘉 (72)
异源径流对坡面侵蚀产沙的影响与交互作用	陈 浩 (80)
用于径流与土壤侵蚀产沙过程研究的试验小区	吴淑安 蔡强国 马绍嘉 (88)
山西洪洞郇堡地震滑坡的研究	李有利 杨景春 (94)
花岗岩丘陵区侵蚀地的植被工程建设及其效益	曾国华 (100)
天水锻压机床厂滑坡特征及灾后反思	冯学才 (107)
宁夏葫芦河流域滑坡灾害划分与区划	单鹏飞 马志俊 (112)
金山岸段潮滩风暴沉积的经验特征函数分析	黄昌发 金庆祥 许世远 陈业裕 (119)
舟山滨岸风暴砾坝(滩)砾石粒度与形态分布特征	颜建平 许世远 马 勇 (127)
舟山群岛现代沙滩地貌过程及沉积特征	彭加亮 许世远 (133)
金字塔沙丘形成机制的观测与模拟实验研究	屈建军 张伟民 陆锦华 凌裕泉 (142)
中国的土地荒漠化地貌过程及其环境整治	朱震达 王 涛 崔书红 (148)
塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究的若干进展与沙漠环境的管理	周兴佳 (156)
内蒙古东部、东北西部“三化”问题研究	裘善文 王春裕 李建东 陈宣庆 (161)
松嫩平原西部沙漠化土地综合治理模式及其优化	李取生 夏玉梅 汪佩芳 裘善文 魏兰敏 (169)
豫东黄淮平原北部的风沙危害与治理	林 楠 (175)
中国海岸风沙地貌与沉积研究的新进展	吴 正 (180)
论热带峰林喀斯特地貌结构及演化特征	杨明德 (183)
论喀斯特环境灾害与减灾	林钧枢 张耀光 房金福 (190)
荔波喀斯特地貌环境的形成、演化与保护	陈建庚 (198)
喀斯特区水电开发的环境问题	张耀光 林钧枢 房金福 (205)
广西喀斯特山地的水土流失与治理	莫永楷 (211)

湖南现代地貌过程与生态问题	邹文发 (218)
环境地貌学台议	穆桂春 谭术魁 陈晓玲 (223)
乐山城市地貌与环境问题	罗成德 (227)
重庆市中区地貌环境质量模糊综合评价	徐 刚 (232)
沿江平原城市人工地貌的环境效应	陈晓玲 吴华意 (240)
甘肃中部及渭河上游地区地貌环境对城镇体系作用机制研究	张海亮 (243)
山西中部新构造图的编制原则和方法讨论	苏宗正 程新原 安卫平 (250)
1927 年古浪 8 级地震的地震地貌研究	康有理 (258)
长江三峡九湾溪断裂的构造地貌及其活动性	朱立平 (263)
冰下融出模式在晚前寒武系冰碛研究中的应用	葛道凯 崔之久 (270)
天山中部倒石堆的观测与研究	熊黑钢 刘耕年 (279)
地貌过程实验与模拟研究的几个问题	金德生 (289)
图像摄影在流水地貌系统演变过程模拟实验中的作用及其评价	郭庆伍 吴国良 金德生 陈秀琴 (296)

人类活动对河流及其环境的影响^①

许炯心 龚国元

(中国科学院、国家计委地理研究所)

一、问题的提出

河道是一个处于动态平衡条件下的开放系统,河道与其周围地区的环境要素如河漫滩植被、土壤、地下水、湖泊等构成一个处于动态平衡条件下的开放系统,两者都具有自我调节的能力、平衡倾向性和趋稳性。人类活动通过修建大型水利工程等方式对上述两个系统的强烈介入,将极大地改变系统的输入条件,导致系统内部各组元和子系统的调整,以趋向于重建平衡。人类活动与上述两个子系统相耦合,形成了统一的人类-河流-环境系统,在这一系统的调整过程中,系统各组元之间的相互关系、各子系统的状态和系统的输出变量都将发生重大的变化。这就是水库上下游河床演变和水库环境效应的实质。从这一思路出发,我们对我国一些重要河流修建水库后的河床演变过程进行了研究,并且在不同的时间尺度上研究了人类-河流-环境系统的调整过程和响应机制。

二、水库修建后河道系统的调整过程

在输入条件改变所导致的系统调整过程中,由于各组元的响应敏感性即反应时间、恢复时间的差异以及各组元调整之间的滞后关系与反馈作用,常使过程出现复杂的面貌,这就是系统复杂响应现象。Schumm 首次将这一原理用于解释地貌系统的演变过程⁽¹⁾,我们在研究中则进一步将系统复杂响应的原理用于水库修建后河床演变过程的研究,发现并解释了这一过程中的复杂响应现象⁽²⁾。这里以汉江丹江口水库上游为例进行讨论。

丹江口水库是 1959 年建成的,1960 年至 1967 年为滞洪运用,此后为蓄水运用。丹江口水库下游河道系统输入条件的改变,首先在于下泄清水,含沙量剧减,流量调平。由于清水冲刷的进行,河床质发生粗化,河底抗冲指标 $\frac{D}{\gamma H J}$ 值逐渐增大(式中 D 为河床质代表粒径, H 为水深, J 为比降, γ 为水的比重;分子、分母可分别代表河底物质的临界切力和水流对河床的切力),即河底抗冲性增强。而与此同时,河岸物质组成及其抗冲性指标 M/D 值逐渐减小(式中 M 为河岸物质中粉砂粘土含量百分比, D 的含义同前)(图 1)。由于水库下泄清水,缺乏细粒悬移质泥沙,故新淤出的边滩,不仅高度较前为小,而且粉砂粘土含量也逐渐减少,因而边滩抗冲性逐渐减弱。在调整过程中各变量的相

^①国家自然科学基金资助项目。

互作用，特别是边界条件的上述变化所产生的反馈作用，将会使形态的调整呈现出复杂的面貌。

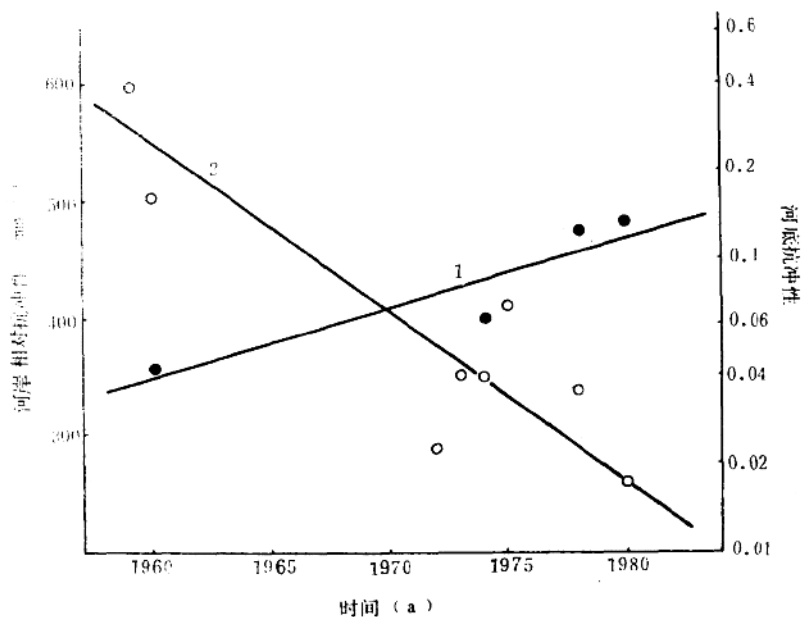


图1 宜城河段河床抗冲性指标随时间的变化

1. 河床抗冲性 $\frac{D}{\gamma H J}$; 2. 河岸相对于河底的抗冲性 $\frac{M}{D}$

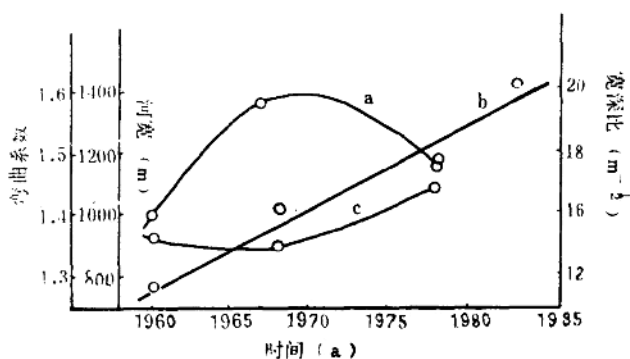


图2 河床形态随时间的变化

曲线 a 为丹江口至宜城河段弯曲系数 r 随时间的变化，直线 b 和曲线 c 分别为襄樊至铜河口河段平均河宽 B 及宽深比随时间的变化

图 2 中点绘了所研究河段的宽深比、河宽及弯曲系数随时间的变化。建库之初, 由于清水冲刷, 河床以下切为主, 使得宽深比减小 (图 2 中的曲线 c)。然而, 随着冲刷的进行, 河床质粗化, 河岸相对于河底的抗冲性逐渐减弱 (图 1), 因而河宽的拓展后来居上 (图 2 中的曲线 b), 这使得宽深比的变化趋势由逐渐减小变为逐渐增大。弯曲系数的调整 (图 2 中的曲线 a) 则表现为先增大, 到 1970 年前后达最大值, 然后复又减小。

建库后的最初阶段, 由于河床有下切的趋势, 使得游荡性减弱, 水流归槽, 心滩兼并, 因而弯曲系数逐渐增大。但随着弯道的发展, 边滩抗冲性逐渐减弱, 使得发生切滩的机率大大增加。频繁的切滩使河道继续变弯的进程受到抑制, 河段弯曲系数复又变小。

为了对丹江口水库下游河道调整中观察到的上述现象进行验证, 我们在中科院地理所流水地貌实验室的 $30\text{m} \times 4.5\text{m}$ 的固定水槽中进行了实验, 其性质为自然模型实验, 结果基本上复演了游荡河流修建水库之后在清水冲刷作用下河床调整的复杂响应过程⁽³⁾。

图 3 中点绘了河道系统的边界条件变量河底抗冲性 $\frac{D}{\gamma r H J}$, 河岸相对于河底的抗冲性 $\frac{M}{Dm}$ (为了刻画河岸的结构, 在分母中加入了河岸边坡系数 m)、边滩抗冲性 Mp (即边滩物质中的粉砂粘土含量) 和形态变量宽深比 $\frac{\sqrt{B}}{h}$ 、比降 J 和弯曲系数 r 随清水冲刷历时的变化。可以看到, Mp 的变化与上文中的定性推理一致, 其余边界条件变量和形态变量与野外观测资料显示出的趋势完全一致, 从而使上文中对于丹江口水库下游河床调整趋势的解释得到了实验资料的验证和支持。

Schumm 曾提出一套根据流量 Q 和推移质输沙率 Q_s 的变化来预报河床形态变化的定性模式⁽⁴⁾, 其中的一个:

$$Q^- Q_s^- \rightarrow W^-, d^+, (W/d)^-, \lambda^-, S^+, s^+$$

常被用来预报水库下游河床演变趋势。式中 W 为河宽, d 为水深, λ 为曲流波长, S 为弯曲系数, s 为比降。加号 (+) 和减号 (-) 分别表示某变量增大和减小。该模式显示, 建库后水库下游宽深比减小, 弯曲系数增大。从我们所提出的复杂响应模式的意义上看, Schumm 模式完全忽略了边界条件变量的变化 (这种变化常有滞后性) 及其对形态调整的反馈作用, 只是粗略地预见到了某一特定时期或阶段中河床形态的变化, 因而不能代表整个变化过程。容易看到, 它所能预报的仅仅是第一阶段所发生的变化, 其局限性是显而易见的。Schumm 模式只适用于较短的时间尺度, 在该时间尺度之内, 河床边界的改造不明显, 因而可以忽略。而复杂响应模式则可以很好地概括边界条件受到改造后对于形态调整的反馈作用, 因而适用于调整的全过程。这就是复杂响应模式优于 Schumm 模式之处。

三、水库修建对河流环境的影响

如前所述, 人类改造利用河流所导致的环境效应, 实质上反映了在输入条件改变之后, 人类—河流—环境系统的自我调整过程。对于平原河流而言, 这一系统包括人类活动子系统、河道水文地貌子系统、河漫滩土壤子系统、河漫滩植被子系统、地下水子系统、

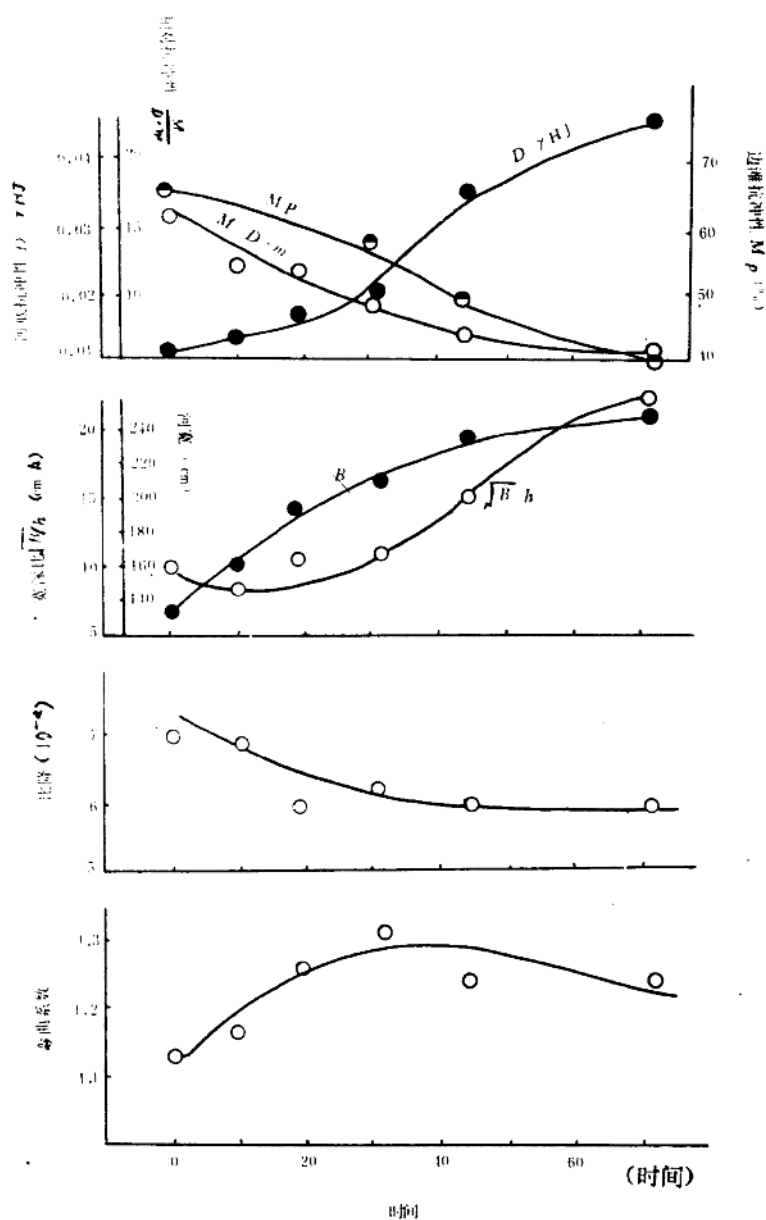


图3 模型小河的河底抗冲性 $\frac{D}{\gamma H J}$ 、河岸相对抗冲性 $\frac{M}{D_m}$ 、边滩抗冲性 M_p 、河宽 B 、宽深比 $\frac{\sqrt{B}}{h}$ 、比降 J 及弯曲系数 r 随清水河冲刷历时的变化

河湖生态子系统与农田生态子系统。水库修建之后，河川径流输入条件发生改变，加以河道子系统中发生冲刷下切，使河川径流与地下水之间原已建立的平衡被打破，地下水位发生变化。大量细粒泥沙被拦截于库内，河漫滩与河床之间原有的物质交换关系发生改变，因而改变了河漫滩土壤特征。加以地下水位的变化，使河漫滩植被条件和农田生态条件都可能发生变化。由于河湖之间水沙联系的变化，湖泊生态条件也发生变化。由此看来，我们只有深入研究人类-河流-环境系统中的各个子系统的耦合关系和在人类活动调控之下各子系统之间交界面上物质迁移的动态变化，才能深刻地阐明水库环境效应的实质。我们以海河水系修建水库之后对黄滩平原环境的影响为例，对此进行了研究。

图4中点绘了滹沱河黄壁庄站径流相对减少量（即人类活动导致的平原河流径流减少量与其天然径流量之比值）逐年增加的过程，可以看到山区水库的修建与山区净用水量的增加，使平原河流的径流量不断减少。

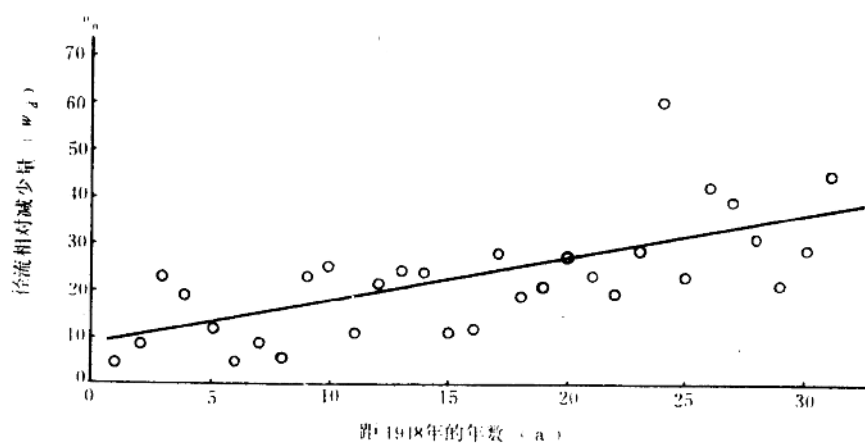


图4 滹沱河黄壁庄站径流相对减少量 M 随时间的变化⁽⁵⁾

径流的减少既造成了河道子系统自身的变化，同时还通过子系统间的耦合作用使其他子系统产生变化，带来一系列的环境效应。

在70年代以前，河道中曾发生过清水冲刷过程。但进入70年代以后，由于河道普遍断流，成为暂流河，塑造河道的主导外营力由经常性水流变为暂时性水流或其他外力，河床过程主要表现为淤积，包括汛期水库弃水导致的淤积及入海径流显著减少所导致的河口淤积。

由于河道水流与地下水之间有很强水力联系，建库前河北平原河流径流量的31.6%即约 $60.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ 因沿程渗漏而补给到地下水中去。河川径流减少以至河流断流之后，这一补给不复存在，使地下水子系统发生了剧烈变化，表现为地下水位的下降。河川径流减少之后，不能满足工农业用水需要，这一因素作用于人类社会经济子系统，导致了地下水开采量的激增，这又进一步导致了地下水位的下降。

河道子系统与河漫滩的耦合关系使河漫滩土壤状况发生变化。由于河道在大部分时间中断流，漫滩机遇大大减少，河漫滩与河道间的物质交换方式彻底改变了。河漫滩无法得到含有大量氮、磷、钾养分的细粒漫滩相物质，其土壤肥力、保水能力和土壤含水量都大

大下降。土壤子系统这一变化与地下水子系统变化即地下水位的下降一道作用于植被子系统,使得河漫滩植被状况恶化。由于地表失去有效的保护,加以物质变粗且含水量减少,抗风蚀的能力减弱,故在冬春西北风的吹扬之下,河道两侧发生土壤沙化。

但是,地下水子系统的变化作用于土壤子系统所导致的另一个结果是,涝渍危害和土壤盐渍化都大为减轻了。在大部分地区,地下水位都降至盐渍化临界水位之下。地下水位下降使降雨入渗量增加,因而脱盐速度加快。海河治理以前盐碱地面积为 774.79×10^4 亩,1979 年减至 309.89×10^4 亩,减少达 60%。

由于河川径流的调节和剧减,河道过水宽度减小,使滩地面积增大,受淹的机率大大减小。这使得滩地土地利用方式发生变化。大量的滩地被开垦或植树造林,甚至在原来的行洪滩地上建立了大批村庄。这反过来又作用于河道子系统,使行洪河道的糙率大增,并大大缩小了行洪断面的宽度。据 1984 年对海滦河水系河道行洪能力的调查,全水系河道长度 3 040km 中,因上述因素的影响,未达到设计防洪标准的竟占 48.6%,其中永定河等北四河水系未达原设计防洪标准的长度更高达 70.0%,潜在的洪涝威胁是十分可怕的。

海河平原的湖泊与河流有很强的耦合关系。人类活动所导致的河流子系统的变化必然要引起湖泊子系统中生态环境的变化。以白洋淀为例,其流域中水库控制面积占其山区流域总面积的 63%,枯水年径流可全部被拦截,无水入淀。水库修建后,入淀水量剧减,湖泊蓄水量由建库前的 $3.45 \times 10^8 \text{ m}^3$,减少为 $1.44 \times 10^8 \text{ m}^3$,并屡屡发生干淀的情形,1965—1984 年间即达 6 次。在入淀水量减少的同时,污水流入量却迅速增加,使水质污染加剧。这两个因素的共同作用使得鱼产量急剧减少。我们以白洋淀淀容量 V 与其主要污染源府河的污染指数 I 之比 V/I 来综合表示这二者,将之与鱼产量点绘作图,二者间有明显的正相关(见图 5),即污染越严重,水量越小,鱼产量越低。

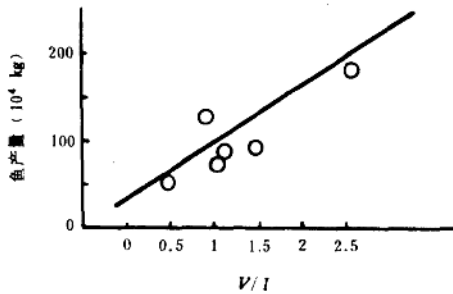


图 5 白洋淀的鱼产量 P_t 与前一年的 V/I 指标值之间的关系

四、历史上人类治水的环境影响: 长时间尺度研究

人类活动对于河流环境的影响,可以在不同的时间尺度之下来进行研究。在我国由于水库的兴建一般只有三十至四十年的时间,系统的资料常不足 30 年,故水库环境效应的研究只能从短时间尺度或中等时间尺度上来揭示人类—河流—环境系统的响应机制。然而,我国有着悠久的治水历史,对黄河的治理可追溯到两千年以前,积累了丰富的文献资

料, 同时也在地面上留下了大量遗迹, 从而为我们在长时间尺度上 (数百年至千年以上) 研究人类治水的环境效应, 提供了得天独厚的条件。这里以黄河筑堤和治黄治淮中大修高家堰为例, 对此进行论述⁽⁶⁾。

大规模的黄河筑堤始于战国时代, 这是黄河下游地区区域开发的重要条件之一。河北平原上大部分城邑和遗址都出现于战国, 战国以前的遗址几乎没有, 便可证明这一点。由于黄河含沙量很大, 筑堤后将水流约束在狭小范围内, 因而河床淤积的速度加快, 于是形成了地上河。此后, 频繁的决口改道便成了黄河下游河道变迁的显著特色。改道之后, 原来的河道被遗弃, 形成古河床高地, 其中的主槽则成为古河床洼地; 决口大溜所在之处亦为古河床洼地。决口之处则堆积了决口扇。人类长时期取土筑堤, 在大堤后面形成了背河洼地。改道之后, 等到新的河道趋于形成, 人类即开始筑堤。之后地上河又逐渐形成, 然后又是下一次改道。由于黄河改道的范围, 北起天津, 南达苏北, 故整个华北平原上都布满了它改道所造成的上述微地貌体系。它们的空间组合很有规律, 呈放射状沿黄河冲积扇的轴线向外分布, 且从北而南, 年龄逐渐变轻。这是由于黄河改道是从北向南横扫, 到苏北废黄河形成时, 已完成一个周期, 此后则改道向北。可以认为, 华北平原的微地貌体系, 实质上是人类筑堤与黄河改道所导致的人工地貌体系, 这是人类治水的长期环境效应之一。其形成过程可以概括成图 6 所示的模式。该模式是循环式的, 每循环一次, 即形成一期微地貌体系。

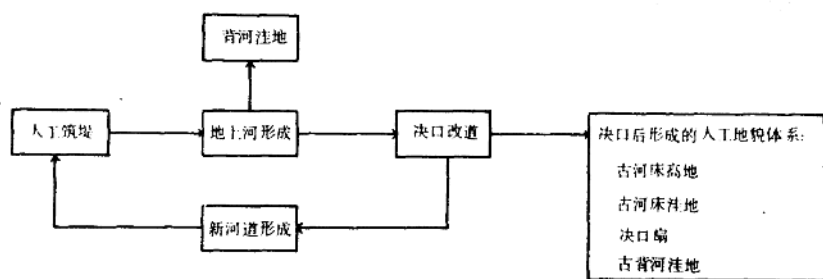


图 6 人工筑堤与黄河改道所导致的微地貌体系形成模式

筑堤—地上河—改道这一过程也支配着地表组成物质的分异过程。不同的微地貌单元对应着不同的古水力条件, 因而物质组成有很大的差异。这一差异又进一步导致了平原土壤类型的分异。古河床河高地和决口扇的物质较粗, 地下水位较低, 经风力改造后形成沙丘、沙地; 在背河洼地和古河床洼地, 物质组成较细, 地下水位较高, 矿化度大, 从边缘至中央依次形成盐化潮土、带状盐碱土和沼泽化潮土。黄河因筑堤而形成地上河之后, 使两侧地下水位大幅度抬升, 地下水矿化度增加, 形成了严重的涝渍和盐碱化。这也可视为治黄导致的长期环境后果。

黄河筑堤改变了入海泥沙与淤在平原上的泥沙的比例关系, 使三角洲造陆速率大大加快。特别是明代潘季驯提出并实施“束水攻沙”的治水方略以来, 堤距大大缩小, 入海泥沙比例大为增加, 因而河口延伸和造陆速率都显著加快。图 7 中点绘了自 1194 年至 1855 年间废黄河三角洲的延伸速率随时间的变化。1579 年实施潘季驯的“束水攻沙”方略之后, 河口延伸速率由以前的 33m/a 猛增至 1540m/a 。此后大堤的防守和增修有所松弛, 决

口分流屡有发生，但河口延伸速率仍大大高于潘季驯治河之前。

在我国历史上，治淮和治黄是息息相关的。自 1128 年起，黄河开始侵淮，1495 年后则全面夺淮，夺取了淮河的入海出路，使之变成自己的支流。汇口以下河道不断淤高，使汇口处的湖泊即洪泽湖急剧扩大，而洪泽湖的形成也是与东汉以来在淮河东侧筑堤分不开的。由于明清两代黄河是漕运的必经通道，为了保证航道畅通，遂采用“蓄清刷黄”的方针。大筑洪泽湖东大堤（明代起称“高家堰”），使洪泽湖水位抬高，淮河清水流入黄河，刷深河床，从而缓解了泥沙的淤积，洪泽湖也因而急剧扩大。事实上，洪泽湖是人类在湖东筑堤后形成的一座巨大水库，可以认为是世界上最早的大型水库之一。我们根据清代在洪泽湖上设立志桩以来的水位记录，在图 8 中点绘了湖泽湖水位随时间的变化。1851 年以前，水位呈急剧抬升趋势，1851 年湖东大堤上礼坝决口，淮水泄入长江；1855 年黄河在铜瓦厢决口北徙，因而此后无论是洪泽湖的水位还是其面积都大大下降。

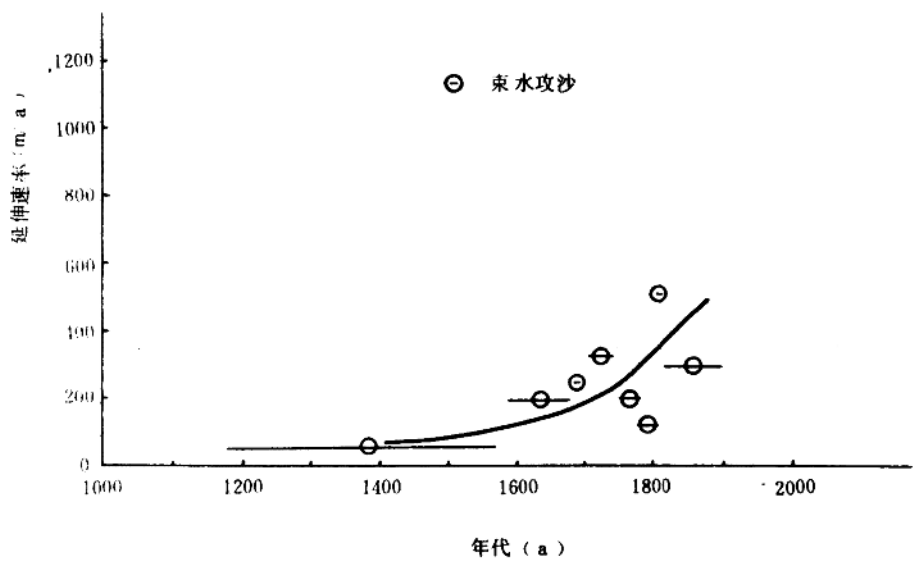


图 7 1194—1855 年间黄河三角洲的河口延伸速率 R 随时间的变化

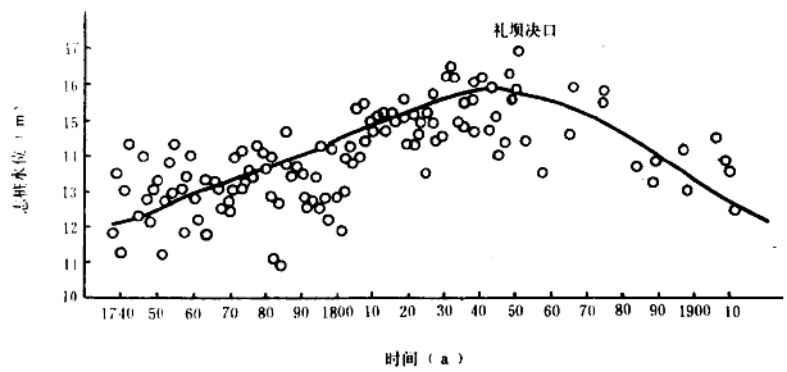


图 8 自清代 1738 年至 1911 年洪泽湖最高水位 H 随时间的变化

大筑高家堰导致了洪泽湖基面的急剧抬高, 中游河道比降大大减缓, 据我们计算减小幅度达 39% 以上, 因而行洪能力大减, 使得中游洪涝灾害频率 F 自 15 世纪至 18 世纪呈现出持续增加的趋势 (图 9)。此种趋势显然不是气候变迁造成的, 因为在图 9 中也点入了邻近的太湖流域的洪涝频率, 其趋势正好相反。1851 年礼坝决口和 1855 年黄河北徙, 则使淮河中游的洪涝频率大大下降。可以看到, 图 9 中的洪泽湖流域洪涝频率曲线和图 8 中的水位变化曲线有着相同的变化趋势。值得注意的是, 20 世纪的洪涝频率仍大大高于洪泽湖基面抬高以前, 说明人类大修高堰的环境负效应直至目前还存在。

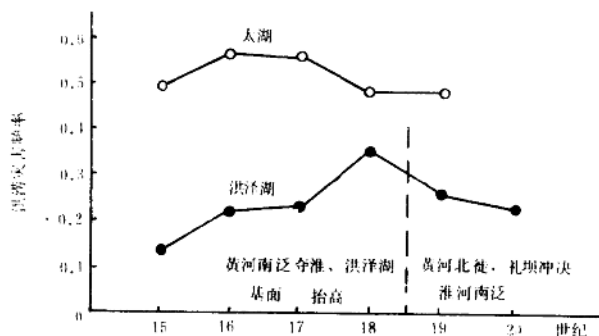


图 9 洪泽湖流域和太湖流域洪涝灾害频率 F 随时间的变化

(系据历史文献记载统计计算而得)⁽⁶⁾

参 考 文 献

- (1) Schumm, S.A., 1973, Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems, in *Fluvial Geomorphology* (ed. M. Morisawa), Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton.
- (2) 许炯心, 1989, 汉江丹江口水库下游河床调整过程中的复杂响应, 科学通报, 6期。
- (3) 许炯心, 1986, 水库下游河床演变中复杂响应的实验研究, 泥沙研究, 4期。
- (4) Schumm, S.A., 1977, *The Fluvial System*, John Wiley and Sons.
- (5) Gong Guoyuan and Xu Jiongxin, 1987, Environmental effects of human activities on rivers in the Huanghe-Huaihe-Haihe Plain, China, *Geografiska Annaler*, 69A, No.1.
- (6) 许炯心, 1989, 历史上治黄治淮的环境后果, 地理环境研究, 1期。

青藏高原河流地貌与环境

李炳元 张青松

(中国科学院、国家计委地理研究所)

一、引言

青藏高原西起兴都库什—帕米尔，东至横断山脉，南自喜马拉雅山，北至昆仑山—祁连山，为地球上最高最年轻的大高原，也是地球上最宏大的“分水岭”。世界 50 条大河中有长江、黄河、澜沧江—湄公河、怒江—萨尔温江、雅鲁藏布江—布拉马普特拉河、印度河、恒河、伊洛瓦底江、阿姆河和塔里木河等 10 条河流发源于此⁽¹⁾（如图 1）。其中前面的 8 条大河为外流河，居于高原南部和东部，分属太平洋水系和印度洋水系；其余两条河流属中亚内流河。内流水系居高原的中部和北部，都属中亚内流水系，它包括羌塘内流区，塔里木内流区，河西走廊内流区，柴达木内流区，咸海内流区，这些次级内流区一般亦是由众多独立的内流河组成。羌塘高原是全球最高的内流河区。

由于高原上外流和内流河所处的不同地理位置，以及构造地貌和气候地貌环境的差异，所以，外流和内流河的地貌过程及地貌特征存在明显的差别。

河流谷地是青藏高原人类活动最集中的地区，其河流地貌环境对人类生存密切相关。本文作者根据多年野外考察成果，试图对整个青藏高原的河流地貌及其环境问题作一些分析和讨论。

二、外流河河流地貌

青藏高原南部（位于喀喇昆仑山、冈底斯山、念青唐古拉山、唐古拉山—他念他翁山以南）地区是印度河、雅鲁藏布江—布拉马普特拉河、恒河、怒江—萨尔温江和伊洛瓦底江等 5 条外流河的发源地，它们均属印度洋水系；高原东部（大致在 98°E 以东，即他念他翁山—唐古拉山以北（东）、昆仑山、鄂拉山、青海南山、日月山、达坂山和冷龙岭以南（东））有澜沧江、长江（金沙江）和黄河三大水系，属太平洋水系。这些外流河地区气候较为湿润，降水较多，河流水量较大，因此河流作用较为活跃。

从高原边缘到高原内部，河流地貌的形态特征是完全不同的。由于高原的强烈隆起，使得高原边缘高山与其外围低地之间出现巨大的地势差异，河流深切，形成高山深谷地貌；在高原内部则基本上保持了原始的高原面，地势起伏和缓，河流地貌以高原宽谷，湖盆为主。

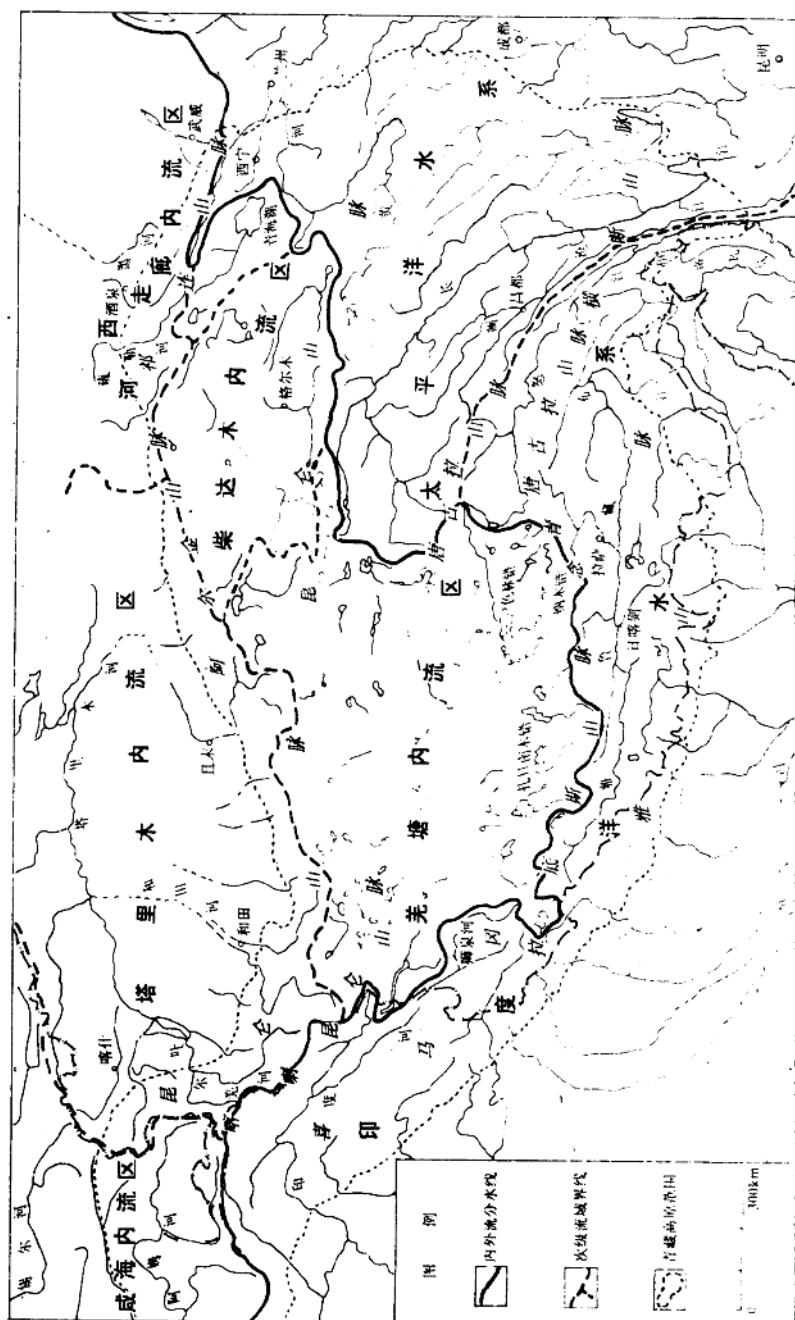


图 3 青藏高原水系分布图

高原上各主要大河大致可分为三段：(1) 河源宽谷盆地；(2) 中段宽窄相间；(3) 下段深切峡谷。

1. 河源宽谷盆地

大河河源地区都位于海拔 4500m (雅鲁藏布江) —4300m (黄河) 以上, 河流溯源侵蚀尚未到达该地区, 区域地貌表现为由中小起伏的高山、高海拔丘陵、台地和平原组成的原始高原面。河流发育于宽谷盆地之中。在雅鲁藏布江上游的马泉河最宽处达 3—4km, 河床深度仅 0.8m 左右, 河床宽浅, 河道多叉, 纵比降平较小, 大部分河段在 1% 以下, 局部河段发育曲流, 河床以沙砾为主。河流主要由冰雪融水, 地下水和降水补给, 径流相对稳定, 多为常年河流, 但年变化大。在雅鲁藏布江、长江、怒江和澜沧江的源头都有现代冰川发育, 在接近源地区有第四纪冰川作用形成的冰碛平台和冰碛丘陵以及冰水阶地分布。河流切割不明显, 河谷以宽谷为主, 河流两侧常为 5—10km 宽的平原, 谷坡一般在 20° 以下。大部分河源地属于多年冻土区。由于海拔高, 人口密度小, 人类活动较少, 河谷地区基本上保持着原始的自然环境, 河流地貌过程较缓慢。

2. 中段宽窄相间河谷

本段为第四纪早中期河流溯源侵蚀所到达的地区, 属于河源宽谷与下段峡谷的过渡地段。谷底海拔高度一般在 2500—4500m。河谷两侧为大中起伏的山地。相对起伏在 1000m 左右。地质构造对河流发育的影响较复杂, 河谷宽窄(狭)相间。窄谷段河流下切作用较强, 有的呈峡谷, 以单一河道为主。在窄谷和峡谷出口处阶地发育, 一般有 4—5 级, 高阶地为基座阶地。宽谷段多为断裂控制的相对沉降带, 河床加积, 如雅鲁藏布江的泽当宽谷, 河谷沉积物厚度在 50m 以上, 宽谷中河滩地宽广, 河床多砾石且河道多叉。在雅鲁藏布江的泽当宽谷, 谢门宽谷河道发育为辫状水系, 有的为游荡性河段, 此类河谷阶地不发育, 河谷宽度一般达 1—5km, 甚至更宽。河流水位季节变化大, 冬季枯水期大片滩地出露, 风沙活动活跃, 形成较大规模的沙丘, 如雅鲁藏布江, 朋曲, 金沙江宽谷中都能见到。有的宽谷段河流为间歇性下切, 形成多级阶地, 如昌都附近的澜沧江河谷, 邓柯附近的金沙江河谷。宽谷段及其支流宽谷是青藏高原上农业和人类活动的集中地区, 绝大部分城镇分布在本段河谷中。洪水, 泥石流, 以及植被破坏引起沙漠化(如大竹卡—日喀则雅鲁藏布江宽谷)和谷坡的水土流失等地貌过程对人类生存环境带来不利的影响。此外, 一些支流源头的冰湖溃决所造成的突发性洪水泥石流, 也造成了较严重的灾难, 如 1954 年 7 月年楚河源头业旺湖溃决到达江孜的洪峰流量近 $10000\text{m}^3/\text{s}$, 使江孜至日喀则 8 万亩农田受损。1981 年 7 月西藏樟木次仁玛错冰湖溃决, 造成特大泥石流, 冲坏的中尼友谊桥及附近建筑一直影响到尼泊尔。

3. 下段深切河谷

本段河谷处于高原边缘山地, 横穿喜马拉雅山, 横断山等高山形成深切峡谷。雅鲁藏布江大拐弯峡谷, 印度河大峡谷以及“三江”(怒江、澜沧江、金沙江)平行大峡谷等举世闻名的大峡谷均位于此。本段河流海拔一般在 2500—3000m 以下, 河流纵比降大(一般在 5—10%), 最大可达 40% (如朋曲峡谷), 河流深切, 岭谷相对起伏达 1500—2000m 以上, 最大可达 5000m 以上。峡谷内河床狭窄, 谷坡陡峻(一般在 30—35° 以上), 甚至近于直立。本段河谷两侧谷坡不稳, 山崩、滑坡、泥石流等活动频繁, 河流常被堵塞成湖。河谷中见到的残留河湖相沉积物即由此形成。