

黄河流域河水与地下水转化关系研究*

王文科 孔金玲 段 磊 王雁林 马雄德

(长安大学环境科学与工程学院, 西安 710054)

摘要 从控制黄河流域水资源形成的地质、地貌条件入手, 依据地下水位动态、同位素以及地下水流场分析和野外调查等资料, 分析研究了黄河流域河水与地下水的转化关系, 在此基础上提出了黄河流域河水与地下水补排关系的 8 种模式, 分析了各种模式的水动力特征, 从而为定量模拟和评价河水与地下水转化关系以及黄河维持机理和流域地下水可再生能力研究提供了科学依据。

关键词 河水 地下水 转化关系 补排模式 黄河流域

黄河流域地域辽阔, 河流与地下水存在着密切的水力联系和频繁的转化关系。近年来随着人类活动加剧以及河流流量削减, 河水与地下水的转化关系趋于强化, 引起了水循环的变化, 诱发了一系列生态环境负效应, 使黄河水资源及生态问题突显。黄河问题也越来越受到重视, 其中黄河流域河水与地下水关系及其演变是黄河若干问题中重要问题之一, 是属于黄河维持机理及流域地下水可再生能力重要基础研究内容。研究黄河流域河水与地下水关系对于定量描述河水、地下水的相互转化关系, 实现地表水与地下水联合开发以及水资源合理配置, 提高全流域的水资源利用率及生态环境保护具有重要的意义。

1 黄河水系区域地质背景

黄河自其源头, 蜿蜒曲折地穿越青藏高原东北隅(海拔 4000~4500 m), 嵌入黄土高原(海拔 800~2000 m)以及中低山(海拔 1000~2000 m), 流经华北平原(海拔十几米至数十米)至利津入海, 地形上自西向东跨越 3 个阶梯。黄河流域新构造运动的特点是: 在欧亚板块、太平洋板块、菲律宾板块和印度板块的相互作用和影响下, 不仅形成了平均海拔 4500 m 以上的青藏高原隆起, 而且也产生了黄土高原和蒙古高原的抬升^[1]。东部伴随着华北平原的沉降, 斜贯北东向的太行山

2004-01-15 收稿, 2004-05-24 收修稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(G1999043606)资助

SCIENCE IN CHINA Ser. E Technological Sciences

和吕梁山不断上升,在各高原、山地与沉降盆地之间受活动断裂的切割和控制,形成了第三纪末以来的侵蚀与堆积区.受上述地质构造的控制,全河段主要特征为峡谷与盆地相间,峡谷段形成先于盆地,前者多保存IV级阶地,高阶地均为基座;后者一般只有III级阶地,以堆积形成为主.上述特征控制着流域水系的发育和河水与地下水转化关系.

2 黄河流域河水与地下水的关系

黄河流域河水与地下水关系主要受地质构造、地形地貌、气象水文、人类活动等条件控制.由于这些控制因素在不同地区的差异性,导致流域内河水与地下水关系在各段差别甚大.

2.1 黄河上游青藏高原区

黄河发源于青海省巴颜喀拉山北麓的约古宗列盆地,源区多高山湖泊与沼泽,鄂陵湖、扎陵湖两湖最大.河谷宽浅,河床两侧由河谷冲积平原和山前冲积平原组成,分别高出河床4~5和10~12 m.地下水类型,主要由山间冲、洪积平原区两侧的山区基岩裂隙水与平原区中的河流融区松散岩类孔隙水及冻结层间松散岩类孔隙微承压水以及冻结层下水组成.其中多年冻土层上部地表活动层潜水与河水关系密切,均侧向补给了河川径流而转化为地表水.

黄河流入极高山、高山区,河谷深切近千米,河谷呈“V”字型,山坡多有冻土分布,海拔在4000 m以上.山地的基岩裂隙水在得到降水和冰川融雪水补给后,沿地形坡向在山坡或谷底泄出,以泉的形式出流,转化成地表水.由于河谷切割深,一般河流两侧地下水没有直接水力联系.

黄河从青海省久治县门堂乡进入玛曲县后,在玛曲境内流程达433.7 km,流域面积10190 km²,形成了著名的天下黄河第一曲.黄河河谷在此段开阔平坦,支流众多,河床曲折迂回,水流缓慢,形成高处是草地(海拔3800~4200 m),低处为沼泽(海拔3400~3600 m)的地貌特征.地层岩性除零星第三系外,第四系直接覆盖在三叠系等基岩上,除上部有较薄的沼泽堆积外,主要为冲洪积砂砾石、卵砾石类,上部层位和黄河II级阶地贯通,含水层厚度10~30 m,水位接近地面,地下水溢出形成大片沼泽.受充足的降雨、地表径流及地下水补给,黄河从甘肃省玛曲县再流入青海省时,黄河水在此段补充水量占黄河总水量的45%,被誉为黄河的“蓄水池”.

黄河再次流入青海省后,穿过高山区进入同德、共和、贵德、尖扎、同仁、循化山间盆地,海拔3200m左右.同仁、循化、尖扎等山间盆地,受晚近构造运动的影响,地下水因基底抬升而被排泄.同时,由于第三系几乎为不含水的泥岩,使得上述盆地基本成为“干盆地”,而第四系的潜水也仅分布于河谷附近.贵德

盆地则不大相同, 在第三纪砂砾岩中, 普遍含有承压自流水. 至黄河岸边, 由于黄河切割, 地下水由承压变为无压, 以泉或泄流的形式转化补给黄河. 共和盆地受第四系以来剧烈升降运动影响, 第四系堆积厚度达 500~700 m, 黄河从盆地中部穿越而过. 由于黄河深切至上更新统含水层, 使共和盆地成为外泄盆地, 地下水在黄河 I、II、III 和 IV 级阶地前缘形成阶梯状排泄带(如图 1)¹⁾. 据青海地质调查院 2001 年 5~8 月实际调查, 泄出带最大泉群流量可达 374.36 L/s²⁾. 黄河左岸泄出带隔水底板为泥质胶结的粉砂、亚黏土及第三系泥岩, 第三系泥岩在拉干峡至托勒台大部分地段均有出露, 使西盆地第四系松散岩类孔隙水在黄河谷地全部排泄, 地下水向河水转化.

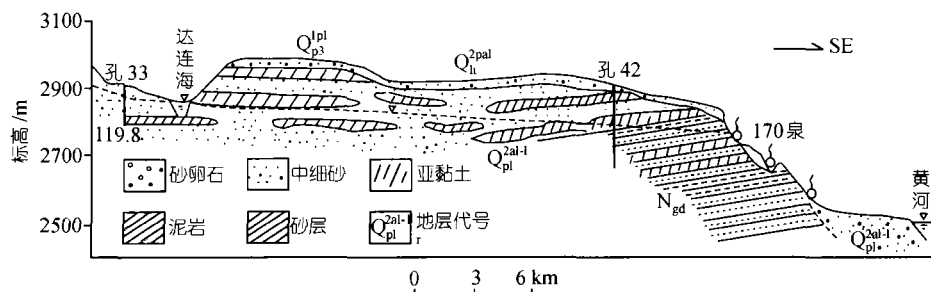


图 1 共和盆地水文地质剖面图²⁾

黄河流至甘肃省八盘峡附近纳入上游较大支流湟水河. 湟水流域受构造、冰川、冰水和流水作用控制. 平面上河谷在纵向上多呈川峡相间的葫芦状、串珠状形态; 纵剖面上基底呈明显波状起伏, 在垂直于狭长河谷基底分布着 3~5 列横坎(或岩坎), 将谷地分割成串珠状^[2]; 横坎与洼地交替出现, 有倾向上游的谷段存在, 总的趋势由上游至下游呈阶梯状下降; 在横剖面上, 谷底开阔、平坦, 谷身平直, 谷形圆滑, 呈箱形“U”谷. 如北川河河谷基底中见 3~4 列东西向横坎. 主流湟水及其他支流也有类似之处. 这种特定河谷形态, 对河谷区第四纪沉积物的形成和展布起到了控制作用, 沉积物厚度与平面的放、束形态紧密相关, 放的部位厚度大, 束的部位相对薄. 但总的来讲是中游厚, 下游薄, 与主流相汇处变得更薄, 以致于基底裸露, 形成基座阶地. 受河谷形态和第四纪沉积物厚度影响, 在河谷宽阔与含水层厚度大的地方形成天然盆式蓄水构造. 河水与地下水关系是: 平枯水期, 天然盆式蓄水构造上下游河水位与地下水位具有统一浸润曲线, 地下水补给河水; 中游区受抽水影响河水位与地下水位“脱节”, 河水以淋滤式补给地下水. 在丰水期来临时, 地下水位逐渐回升, 浸润曲线由上下游又逐渐向

1) 青海省地质局. 共和幅 1:20 万水文地质普查报告. 1983

2) 青海省地质局第二水文地质工程地质队. 共和盆地地下水资源勘察评价报告. 2001

中游移动,至丰水期时,在中游区河水又以侧向渗流方式补给地下水,浸润曲线得以恢复.从上游至下游河水与地下水的关系按河水→地下水→河水的循环方式进行转化,其中河水、地下水是同一补给源两种表现形式.相邻两个串珠状天然盆式蓄水构造水力联系通过峡谷段河水紧密地联系在一起.水资源的这种特征表明:流域内河水与地下水是不可分割的有机整体,上游盆式蓄水构造耗水量的增加,必然使下游盆式蓄水构造中地表水与地下水总量的减少.但河水与地下水频繁转化和天然盆式蓄水构造有利于地表水与地下水联合开发和洪水资源的充分利用.

2.2 黄河上游陇西黄土高原区

黄河进入甘肃境内,穿行于陇西黄土高原中,地貌上属于巨厚黄土充填的古盆地^[3],盆地的堆积面被切割成残塬.以发育大型河谷盆地地为特征,河谷宽阔,阶地发育.具有代表性河谷盆地如兰州断陷河谷盆地和靖远河谷盆地.兰州黄河谷宽约 20 km^[4],为不对称河谷.北岸谷坡较缓,发育四级阶地,其中 II、III 和 IV 级为基座阶地,宽数百米至千余米,除被覆黄土外,尚有河流相粗粒碎屑堆积;南岸谷坡陡峻,阶地不发育,仅保存低阶地堆积,阶面约 5 km,漫滩宽阔,河床有心滩.靖远段谷宽约 7 km,两侧谷坡平缓,各发育有 III 级阶地,除 I 级为堆积阶地外,II、III 和 IV 级阶地均为基座阶地,并为黄土掩埋.受河谷形态、气象水文及人类活动等因素影响,各段河水与地下水关系不尽相同.

兰州断陷河谷盆地,在天然条件下,黄河与地下水具有统一浸润曲线.受季节变化影响,近黄河地段由于黄河有较大的水位差使丰水期黄河补给地下水,而枯水与平水期地下水则向黄河排泄.这种补、排关系导致在近河流及河床底部形成淡水体,水质呈垂向分带的特征.同位素氙的测定表明¹⁾:至少地表以下 220 m 内的地下水发生过现代河水与古代水的置换.20 世纪 70 年代以后,随着兰州市马滩、雁伏滩、崔家滩、迎门滩等傍河水源地相继投产和运行,由于大量集中开采,引起地下水动力场发生变化,改变了地下水的补、排关系,地下水由开采前流向黄河为主转变为黄河水流向开采漏斗,接受黄河补给为主.应用同位素分析计算,仅马滩水源地淡水区黄河补给占总补给量的 95.2%^[5].同时由于超采,地下水位大幅度下降,造成南部山区高矿化咸水入侵水源地,使部分水源地水质恶化.受人类活动影响,黄河对地下水补给方式存在 3 种方式:第 1 种方式,河水与地下水有统一浸润曲线,河水以侧向径流方式补给地下水(如图 2(a));第 2 种方式,由于抽水强度增加,地下水位线向河心偏移,河床下部分为饱水带、部分为非饱和带,河流以侧向径流与淋雨方式补给地下水(如图 2(b));第 3 种方式,河水位与

1) 地质矿产部岩溶地质研究所、甘肃省地质矿产局第一水文地质工程地质队.兰州市傍河水源地地下水同位素研究.1989

地下水位脱节, 河水以淋雨式补给地下水(如图 2(c)). 在河水位、河床结构等不发生变化的情况下, 随着傍河水源地开采量不断增加, 河水与地下水补给方式将从第 1 种方式向第 2 和第 3 种方式转化, 在河床湿周和水层厚度不增加的情况下, 第 3 种方式的出现标志着河水对地下水的补给强度达到极限.

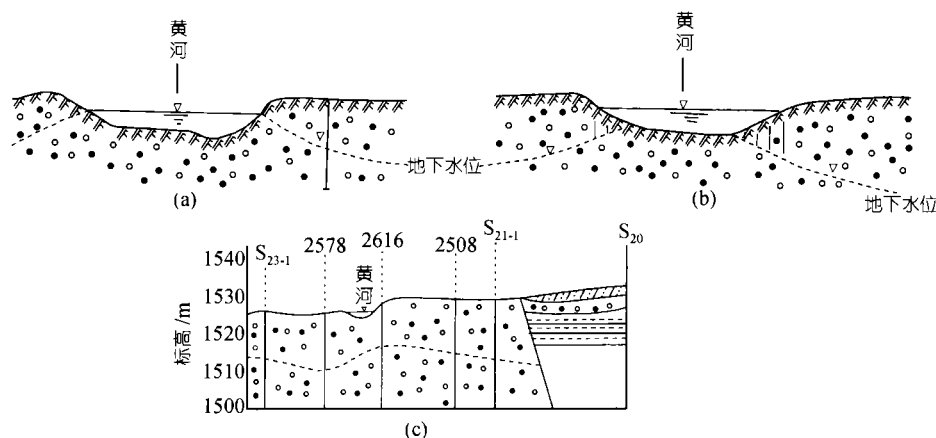


图 2 兰州段黄河补给地下水关系示意图

(a) 河水以侧向径流方式补给地下水; (b) 河水以侧向径流与淋雨式补给地下水; (c) 河水以淋雨式补给地下水

黄河流出兰州断陷盆地进入基岩山区和陇西黄土高原区, 除黄河较大支流的上游河水补给地下水外, 大部分地段以地下水补给河水为主, 由于基岩山区和黄土塬区地下水富水性弱, 且河谷潜水含水层厚度较薄, 故地下水补给河水的量有限.

2.3 银川、河套盆地

黄河进入银川平原, 受贺兰山隆升影响, 黄河向东南方向侧蚀, 西北岸漫滩及 I, II 级阶地发育, 宽 30 多公里; 东南岸谷坡较陡, 阶地不发育, 仅有基座阶地一级, 宽度不大, 为近代风沙所掩埋, 黄河成为区内最低排泄基准面. 平原地下水主要依靠大气降水、溪沟河水与引黄渠系和灌溉水的入渗补给. 以垂向蒸发、开采和向黄河以及排水沟排泄为主要途径, 其中黄河对潜水的排泄量多年平均 $8.17 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}^{[1]}$, 占总排的 33%, 经灌区排水沟排入黄河水的量占总排泄量的 25%; 青铜峡以南的宁卫平原, 系黄河冲积形成, 含水层由中更新至全新统的砂卵砾石组成, 沿河分布, 其中夹有不稳定的隔水层, 故有小范围的承压水分布, 地下水补、排途径与银川平原类似.

河套盆地是一中新生代断陷盆地. 自新生代以来, 沉积了千米以上巨厚的第

1) 甘肃省地质环境测绘院

四系沉积层。根据水文地质条件及其水循环特征,河套盆地地下水系统可进一步划分为河套平原、呼包平原和黄河南岸平原 3 个次一级子系统。河套平原子系统北部为狼山,东南部以乌拉山为界,南部为黄河;呼包平原子系统其北部、东部为乌拉山、大青山和蛮汉山,南西部为黄河;黄河南岸平原南部为梁地。各子系统地下水与黄河关系为:河套平原区地处于干旱气候带的引黄灌区,地形平缓,含水层颗粒细,潜水位埋藏浅,受乌拉山潜伏隆起、磴口-全盛西沟断裂带以及含水层岩性等因素控制,自桃司兔至五原站一带黄河水补给地下水,其补给量受岩性和厚度以及黄河水位和水量的影响,尤以黄河高水位期明显。五原站以下受北东东向乌拉山斜插而来的隆起影响,黄河由补给地下水渐变为排泄地下水,但由于含水层颗粒细,厚度薄,过水断面较短,水力坡度小,其排泄量甚微;呼包平原子系统地下水主要接受大气降水入渗、侧向径流和灌溉入渗补给,以潜水蒸发、人工开采和向黄河排泄为主要排泄途径,黄河与地下水关系总体上是地下水补给黄河,仅在局部地段,由于开采漏斗扩大,转为黄河水补给地下水;黄河南岸平原地下水子系统,总体上具有自南部丘陵向北部黄河岸边含水层厚度逐渐变薄、颗粒变细、地下水位埋深和涌水量变小与水质变差等规律。地下水在得到大气降水入渗补给和南部丘陵区侧渗及丘陵沟谷洪水垂向入渗补给后,由南向北径流,至黄河边侧渗补给黄河水。

2.4 晋陕峡谷

由河口镇至龙门,黄河流经晋陕峡谷段,河谷狭窄,谷坡陡峻,黄河深切。总体上讲,黄河在大部分地段是排泄地下水的,但受地质构造、河谷两岸岩性与岩层产状、黄河切割深度和区域地下水循环条件等因素制约,黄河与地下水转化关系有四种类型:欧梨嘴以北,黄河切割了中上寒武系灰岩地区,东岸岩溶地下水补给黄河水,补给量 $2.49 \text{ m}^3/\text{s}^{[1]}$,同时黄河水又渗漏补给西岸岩溶水(如图 3)^[6],渗漏量为 $0.58 \text{ m}^3/\text{s}$ 。万家寨水库 1998 年 10 月蓄水后,使东岸排泄基准面抬高,发生“壅水现象”,造成岩溶水位抬升,但仍然高于黄河水位。而黄河西岸受水库蓄水影响,造成近岸岩溶地下水位升高 $15\sim 61 \text{ m}$ 不等,水位变幅和时间基本上与库水位同步,说明水库与西岸岩溶水存在着密切的水力联系,而远离西岸的岩溶水,地下水位变化一般在 $1\sim 3 \text{ m}$,使西岸水库渗漏量增加,其渗漏量达 $5.5 \text{ m}^3/\text{s}^{[2]}$,与水库蓄水前相比增加 $4.92 \text{ m}^3/\text{s}$,水库蓄水对西岸地下水补给起到了激发作用;欧梨咀至路铺,黄河切割了奥陶系中统马家沟组地层,黄河水位高于两侧岩溶地下水位,黄河水补给两岸地下水(如图 4),河水渗漏补给量约 $0.6 \text{ m}^3/\text{s}^{[2]}$;路铺至府

1) 国家计划委员会国土地区司等. 能源基地晋、陕、蒙接壤地区地下水资源评价与合理开发利用. 1994

2) 见 25 页脚注 2)

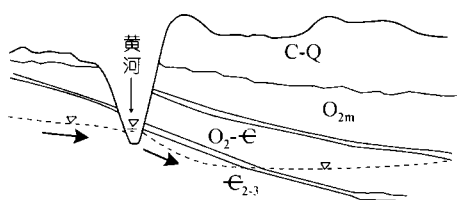


图3 欧梨嘴以北段黄河与地下水关系图
(据卢耀如)

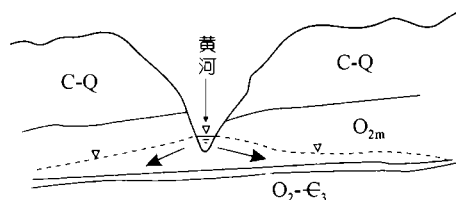


图4 晋陕峡谷北段黄河补给地下水模式图
(据卢耀如)

谷段, 为地下水集中排泄区, 地下水向地表水转化, 北段习称“龙口岩溶水局部排泄区”, 排泄带高程 865~863 m, 岩溶水从河底顶托补给黄河水, 补给量约 0.52 m³/s. 南段河曲至府谷受天桥背斜北段灰岩从禹庙开始向下倾伏, 南段铁匠铺地堑横切背斜的倾没端以及黄河侵蚀下切深度控制, 使岩溶地层沿背斜轴部呈条带状隆起, 岩溶含水层抬升. 同时黄河沿背斜轴部流过, 下切最大深度达 150 m, 切穿了奥陶系马家沟组部分含水层, 使岩溶水沿黄河溢出成泉, 形成了南北长约 12 km 的岩溶水集中排泄段, 地下水向黄河水补给(如图 5), 补给量 12.05 m³/s. 天桥水库修建后, 虽然库水位升高, 但两岸地下水位仍高于库水位, 如 2000 年 12 月至 2001 年 1 月, 库水位 833.3 m, 同一时刻刘家畔岩溶水位标高 837.3 m; 府谷至龙门段为黄土丘陵沟壑区, 黄河已深切到黄土以下石炭至侏罗纪基岩中. 但其中地下水贫乏, 地下水对黄河水补给很小.

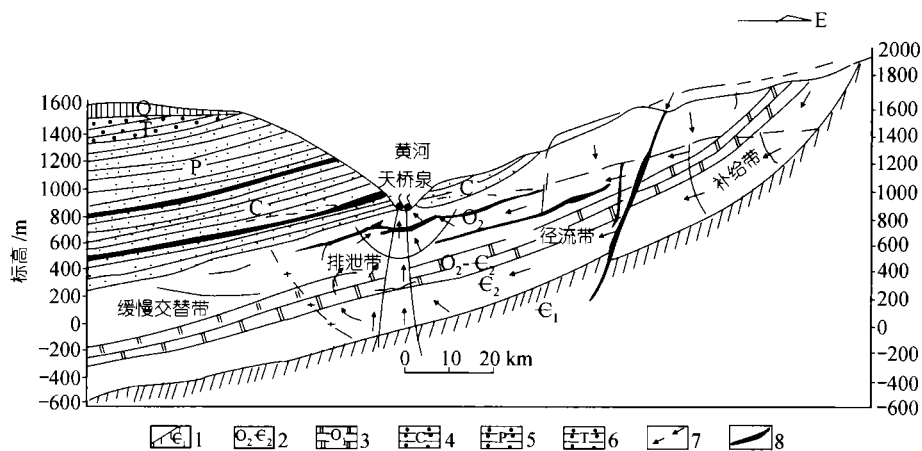


图5 天桥泉城地下水与黄河水补、排关系图(据西安地质矿产研究所, 2003)

1. 非岩溶隔水底板, 2. 寒武-奥陶系岩溶含水层, 3. 下奥陶统白云岩弱岩溶层, 4. 石炭系煤系地层, 5. 二叠系碎屑岩地层, 6. 三叠系碎屑岩地层, 7. 地下水流向, 8. 强岩溶发育带

2.5 龙门至小浪底

龙门至小浪底段黄河河谷基本上属于盆地和峡谷两种类型. 龙门至三门峡段为盆地型. 黄河出龙门峡谷后, 河床宽阔, 比降锐减, 水流平缓, 导致大量的

砂、卵砾石堆积,形成黄河冲洪积扇,为地下水赋存创造了条件.一般情况下黄河两岸松散岩类孔隙潜水水位高于黄河水位,地下水向黄河水转化,洪水季节或在傍河开采的情况下,黄河水位高于两岸潜水水位,黄河水又向地下水转化.此外,两岸分布的韩城(黄河西岸)、禹门口(黄河东岸)、铜(川)蒲(城)合(阳)和万(荣)临(猗)等 4 个岩溶水子系统中岩溶水与黄河水也存在着密切的水力联系,除韩城岩溶水子系统因受矿坑抽水和象山电厂水源地的开采影响,岩溶水位低于黄河水位,黄河水补给地下水外,其余 3 个子系统中岩溶水均向黄河排泄.例如黄河西岸合阳东王的黄河河床和河漫滩上就有岩溶泉出露,形成岩溶水排泄区,可测泉流量达 $1.66 \text{ m}^3/\text{s}$.

黄河流入潼关接纳了最大支流渭河.渭河发源于甘肃省渭源县,河源至宝鸡段流经祁秦褶皱带,系盆地与峡谷相间,平均纵比降大于 6‰ ,具强侵蚀性.自宝鸡峡至关中盆地,流经 198 km 至潼关汇入黄河.自上世纪 80 年代以来,受自然因素和人类活动影响,渭河年径流量大量削减.以林家村站和华县站为例,1991~2000 年渭河平均年径流量分别比 1981~1990 年平均年径流量减少了 53.9% 和 50.3% ,同时沿关中盆地渭河两岸建了 32 个水源地^[7],开采量达 $6.17 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,再加之三门峡水库蓄水导致渭河入黄排泄点抬高.三者叠加,已使渭河与地下水关系自上世纪 70 年代前由地下水基本补给河流的状态演化为:(1)武功以上河段除了傍河水源地影响带范围内河水补给地下水外,大部分地段基本保持地下水补给河水;(2)武功-渭南段傍河水源地相对集中,开采量大,除非开采地段保持丰水期河水补给地下水、枯水期地下水补给河水外,在傍河水源地影响带地下水位已演化到河床之下,河流以脱节淋滤式补给地下水,或河水与地下水有统一浸润曲线,河水以侧向径流式补给地下水;(3)渭南至潼关段受三门峡水库蓄水、河流流量削减、水土流失以及局部地段傍河水源地开采影响,渭河流速变缓,淤大于冲,河床抬高 $3\sim 5 \text{ m}$,已成为“悬河”,从而在固有的河床上慢速作用下逐渐构建了新的“次生堆积层”,介质致密,显著的降低了河床的垂直渗透性,从而限制了河床的垂直入渗补给能力.据作者野外试验,以河水层厚度 20 cm 为例,渭南至潼关段渭河单位面积入渗速度小于 2.0 m/d ,通过现场开挖证实河水位与地下水位呈“脱节”状态.渭河与地下水关系的演化在黄河流域具有一定的代表性,充分说明自然和人为因素相互作用已成为渭河流域地下水与河水转化关系演变的强大动力,体现了天、地、人三者间的相互作用和影响.其正负效应对黄河流域水资源合理开发利用有重要指导和借鉴作用.

三门峡至小浪底黄河穿行于中条山与淆山之间的晋豫峡谷区,河谷深狭、坡陡流急,两岸谷坡陡峻,天然情况下地下水向黄河水转化.三门峡与小浪底现已建库蓄水,改变了河流天然特性,局部地段因水库蓄水水位抬升,库水向两岸地下水补给.

2.6 小浪底至河口段

黄河出小浪底峡谷后, 开始进入华北平原, 河谷逐渐变宽, 由微侵蚀性河段逐渐转换为沉降性河段. 小浪底至桃花峪段黄河穿行于太行山与嵩箕山山前冲洪积倾斜平原前缘之间^[7]. 两冲洪积扇前缘和黄河冲积层互相迭置, 地下水相互导通, 但两岸地下水位高于黄河水位, 地下水向黄河水转化; 桃花峪以下为黄河之古冲积扇, 受大量泥砂淤积, 下游河道逐年抬高, 目前滩面一般高出堤外 3~5 m, 局部河段高达 10 m 以上, 形成“地上河”. 受此影响, 无论汛期还是枯水季节, 黄河都是补给地下水, 但自桃花峪至黄河入海口河床岩性逐渐变细, 因此其黄河补给地下水的强度也逐渐减弱. 据河南中牟万滩试验^[8], 平均单宽黄河侧渗补给量 $3344 \text{ m}^3/\text{a} \cdot \text{km}$, 丰水年为 $3800 \text{ m}^3/\text{a} \cdot \text{km}$, 枯水年为 $2000 \text{ m}^3/\text{a} \cdot \text{km}$. 根据同位素、数值模拟和地下水动态资料等分析, 黄河测渗影响范围达 3~20 km.

由以上分析可见, 桃花峪以上的中上游河段除局部地段河水补给地下水外, 一般情况下地下水向黄河及其支流排泄, 黄河接受地下水补给段约占黄河干流总长度的 80%~85%, 据课题组基流分割计算, 花园口以上河流径流量中有 51% 来自地下水的补给, 说明地下水在维持黄河基流和生态平衡中具有重要作用. 桃花峪以下河段黄河水补给地下水, 平均单宽黄河侧渗补给量 $3344 \text{ m}^3/\text{a} \cdot \text{km}$.

3 河水与地下水关系转化模式及水动力特征

综上所述, 受特定的地形、地貌、地质构造、岩性变化及水文和人类活动等条件的制约, 黄河流域河水与地下水转化关系极为复杂. 总体上讲可以将黄河流域河水与地下水转化关系概化为以下 8 种模式.

模式 1: 常年有水河流完全切割整个含水层. 这种情况由于河流的分割, 河流两侧含水层是相互独立的, 河床湿润为一等水头线, 当河流一侧的地下水受开采或其他因素发生变化时, 不会对另一侧地下水的运动受到影响. 但河流水位升降直接影响到河流对地下水的排泄或补给量. 因此, 在模拟这种情况地下水运动时可将河流概化为水头边界按二维(或三维)流模型进行模拟. 黄河流域共和盆地以及上游深大峡谷两岸地下水运动可以概化为这种模式.

模式 2: 含水层厚度较大, 河流为非完全切割整个含水层, 且河水位与地下水位不发生脱节. 这种情况下河床底部至隔水底板的铅直线不是等水头线, 水头不等于河水位. 当河流一侧地下水受人工长期开采或其他因素发生变化时, 将会影响彼岸地下水的运动, 此时河流对地下水的补给和排泄一般不遵循平面二维渗流理论, 在模拟评价地下水与河水转化关系时将两侧作为一个统一的地下水流系统, 按三维流建模, 这时可将河流湿周概化为水头边界或二类边界处理. 黄河在流经山间盆地以及桃花峪以下河段大多数属于这种情况.

模式 3: 河水位与地下水位“脱节”, 河流以淋滤式渗漏补给地下水. 这种情

况下,河床底部处于非饱和状态,其中的水流是水-气掺混的非饱和流动,形成河流-河床下悬挂饱水带-包气带-饱水带的河流-地下水系统.在评价河水与地下水转化关系时,应建立河水-三维非饱和与饱和流耦合模型进行评价.河水位与地下水位脱节情况多发生在傍河水源地以及山间盆地,如湟水流域北川河的塔尔河段与西川河的哆吧河段、渭河渭南以下河段、洛阳的洛河部分河段,黄河兰州部分河段等.河水位与地下水位脱节现象的出现,常常由于含水层厚度大,含水层导水能力大于河流的垂直渗透能力,或由于河流淤塞,或由于傍河开采量很大,而河流垂直渗透能力小所致,反映了河床单位面积对地下水的补给作用已近于极限状态,只有在河流含水层厚度和宽度增加时,河流对地下水的补给作用才会显著增加.

模式 4: 河床下部分地段河水位与地下水位脱节,部分地段地下水位与河水位具有统一浸润曲线.这种情况是模式 2 向模式 3 转化的中间状态,即从河岸向河床中心延伸存在着楔形非饱和带.常常出现在傍河水源地或河流较宽地段,例如兰州市傍黄河水源地、龙门至潼关黄河东岸傍河水源地等.

模式 5: 河水位与地下水位脱节,河床下非饱和带存在着相对致密层.这种情况河水与地下水的关系是河水-河床下悬挂饱水带-包气带-上层滞水-相对隔水层-包气带-饱水带这样一个十分复杂的河流-地下水系统.河流的影响在包气带并不是一个与河流宽度相适应的垂直影响区,而其影响范围远远大于河流本身的宽度.河床下相对致密层越多,水流情况越复杂,甚至会存在多层上层滞水现象.野外试验表明,即便是相对致密层很薄(如 5 cm),也会引起上述水流状态.由此可见,在以往勘察评价河水与地下水关系和傍河水源地开采资源时,忽略河床下致密层的存在是不妥的.当模拟这种情况下河水与地下水转化关系时应采用河流和三维饱和与非饱和流耦合模型来计算评价.这种情况在实际中具有普遍性.例如渭河、黄河中下游部分河段属于这种类型.

模式 6: 河流为非完整切割,河水与地下水具有统一浸润曲线,但河流一侧河水补给地下水,另一侧地下水补给河水.地下水补给一侧靠近河流附近流线向上弯曲,表现出明显的三维流特征,在河床底部有泉出露,存在着水下排泄.当河水位升高时,地下水补给河水一侧的补给量将减小或向相反方向发展,而河水补给地下水一侧的补给量将随着河水位升高而增大.例如黄河晋陕峡谷欧犁嘴以北段、禹门口黄河段等属于这种类型.

模式 7: 河流非完整切割,河水位与地下水位未发生脱节,枯水期地下水补给河水,丰水期河水补给地下水.这种情况受季节及水文因素影响较大,随丰、枯水期地下水与河流关系处于反复交替之中.如龙门至潼关段黄河部分河段、渭河中下游部分河段和兰州部分河段等.

模式 8: 河流非完整切割,河水位与地下水位未发生脱节,地下水呈单斜式补给河水,而在河流另一侧地下水处于滞留状态.这种补、排关系往往受控于单

斜储水构造, 地下水补给河水一侧地下水的补给区、径流区和排泄区分带明显, 而另一侧则常常处于滞留状态, 水质较差, 在集中排泄区地下水呈明显的三维流状态. 晋陕峡谷的天桥泉域就属于这种类型(如图 5).

综上可见, 黄河与地下水有着复杂的转化关系, 各种转化关系由于河流流量削减(增加)或地下水开采量的增加以及水利工程等影响都会发生变化, 或加剧或削减或向相反方向转化. 研究河水与地下水转化关系对于定量评价河水与地下水关系的演化过程和分析河流与地下水相互转化界面处生态功能具有重要意义.

4 结论

(i) 桃花峪以上中上游地区除了局部地段河水补给地下水外, 总体上地下水补给河水, 地下水补给段占黄河干流总长度的 80%~85%左右, 花园口断面径流量中 51%来自地下水补给. 由此表明地下水在黄河水资源形成和黄河水可再生能力方面有重要作用. 桃花峪以下河段黄河水补给地下水, 平均单宽黄河侧渗补给量 $3344 \text{ m}^3/\text{a} \cdot \text{km}$.

(ii) 流域内受特定的地形、地貌、地质、构造、岩性等条件控制, 黄河水与地下水发生局部频繁转化, 河水与地下水转化关系可概化为 8 种模式, 不同模式其水力特征有着明显的差异. 研究河水与地下水的转化对于定量评价河水与地下水演化过程和提高水资源评价准确性具有十分重要的意义.

(iii) 黄河流域地下水与河水关系随着人类活动加剧或河流量削减或增加, 其转化关系将朝着加剧或减弱甚至反方向转化. 近年来随着傍河水源地开采强度增加以及河流流量削减, 河水与地下水转化关系趋于强化, 并诱发了一系列生态环境负效应.

(iv) 河水与地下水是相互转化的不可分割的一个整体, 形成一个统一的水资源系统, 因此必须加强黄河流域地下水与地表水的统一规划, 联合开发, 是缓解流域水资源短缺, 抑制生态环境恶化, 提高水资源利用率的重要途径之一.

参 考 文 献

- 1 刘玉海. 黄河中下游区域地质环境问题与整治对策的研讨. 见: 曲焕林, 程莉蓉编. 人类生存的地质环境问题. 北京: 地质出版社, 1998. 101~108
- 2 王本宇. 湟水流域全新世河谷成因的探讨. 青海地质, 1981, (2): 5~8
- 3 张宗祜. 黄土高原地区土壤侵蚀. 北京: 中国地质大学出版社, 1993. 12~17
- 4 陕西省地质矿产局第二水文地质队编著. 黄河中游区域工程地质. 北京: 地质出版社, 1986. 77~84
- 5 赵运昌. 中国西北地区地下水资源. 北京: 地质出版社, 2002. 65~67
- 6 卢耀如. 岩溶水文地质环境演化与生态效应研究. 北京: 科学出版社, 1999. 174~176
- 7 王文科, 王钊, 孔金玲, 等. 关中地区水资源分布特点与合理开发利用模式. 自然资源学报, 2001, 16(6): 499~504
- 8 王文科, 廖资生. 傍河水源地地下水资源评价中河流问题的处理. 长春地质学院学报(水文地质专辑), 1997, 27(1): 13~16