

## 宁夏中部干旱风沙区地下水资源估算方法研究

卜崇德<sup>1</sup>, 张维江<sup>2</sup>

(1. 宁夏回族自治区水土保持局, 宁夏 银川 750001, 2. 宁夏大学土木与水利工程学院, 宁夏 银川 750021)

**摘 要:** 水蚀风蚀交错区地下水资源计算与评价方法研究是一个薄弱环节。以宁夏中部干旱风沙区的长沙河流域为例, 通过调查和观测该区现有井灌区地下水实际开采量, 合理选择地下水计算参数, 利用水均衡法, 推算该地区地下水可开采量, 并通过地下水位观测资料进行验证。结果表明: 处于腾格里沙漠东缘的水蚀风蚀交错区, 地表风积沙的降雨入渗系数可达 0.252, 多年平均地下水最大可能开采量可达到降雨总量的 21.9%, 多年平均地下水可开采量可达到降雨量的 12.21%。

**关键词:** 干旱风沙区; 水蚀风蚀交错区; 地下水资源; 可开采量

**中图分类号:** S273.4

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1005-3409(2004)03-0041-05

## Study on Estimated Method of Groundwater Resources of Arid Aeolian Sand Region in the Middle Area of Ningxia

BU Chong-de<sup>1</sup>, ZHANG Wei-jiang<sup>2</sup>

(1. Soil and Water Conservation Bureau of Ningxia, Yinchuan 750001, China;

2. Civil and Water Conservancy Engineering College of Ningxia University, Yinchuan 750021, China)

**Abstract:** The study on calculation and assessment of groundwater resources in water-wind erosion crisscross region has been the weak spot all along. By investigating and measuring groundwater yield of Changsha River watershed and using area water balance method and selecting groundwater computation parameters rationally, the potential groundwater yield can be calculated and coincide with the measured data. It is found that the coefficient of rainfall infiltration is 0.252, and the percentage of the potential yield of normal annual groundwater resources out of total mean annual rainfall is 21.9%, and the percentage of probable yield out of total mean rainfall is 12.21% in the water-wind erosion crisscross region in the east edge of Tengger Desert.

**Key words:** arid aeolian sand region; water-wind erosion crisscross region; groundwater resources; probable yield

受腾格里沙漠和毛乌素沙地的两面夹击, 在宁夏境内形成西起中卫县的香山、跨过同心县的大罗山、东至盐池县麻黄山西北麓的中部风沙带, 按宁夏气候分区, 属盐(盐池)- 同(同心)- 香(香山)干旱草原半荒漠区, 为典型的沙地(漠)与黄土高原的过渡带和水蚀风蚀交错区。地表大部分覆盖有数十厘米到十几米厚度的风积沙, 并斑状分布规模不一的流动、半固定和固定沙丘, 水力侵蚀形成零星分布的裸露土石山区。地形较平缓, 气候干燥, 风大沙多, 多年平均降雨量在 250 mm 左右, 多年平均水面蒸发量达到 1400 mm 以上, 且降雨分配极不均匀, 常以暴雨形式出现, 历时短、强度大, 形成的洪水洪峰流量大, 利用率极低, 地表水资源十分缺乏, 土壤侵蚀严重, 生态环境恶劣。该区西部的盐池沙地属于毛乌素沙地西南缘, 现代水文网不发育, 古水文网已经衰亡, 沿古水文网形

成了相互分隔的封闭或半封闭小洼地, 自成流域系统, 有合适的储水体, 地下水沿古水文网汇集过程中, 形成了各种富水斑块(各种内陆湖、低洼湿地等)或廊道(古河床、沟道等), 地下水潜较为丰富, 局部地区出现下降泉; 该区东部的同心县长沙河流域属于腾格里沙漠东缘, 现代水文网发育完整, 流域内第四系堆积物为各种粒径的风沙土, 堆积在埋深不大的不透水下伏基岩上, 降雨入渗量大, 各级沟道内沉积的 4~15 m 砾沙混合料渗透系数达 1 m/d 以上, 流域内形成的地下径流通过各级沟道内的透水层向主沟道汇集, 并在长沙河主沟道的中、下游形成数百公顷井灌区。为了对宁夏中部干旱风沙区地下水资源进行评价和计算, 选择位于该区西部的同心县长沙河流域内已建成的治沟骨干工程所控制的流域及其井灌区进行研究, 通过对各治沟骨干工程的蓄水及其转化、井灌区面积及

地下水开采量等进行观测与调查,对评价区的地下潜水资源量进行分析与计算,以期得到同类地区地下潜水的计算与评价方法,为水资源的合理利用提供依据。

## 1 试验区概况

长沙河流域大部分地处宁夏同心县境内,小部分位于中卫县境内,地理位置东经 105 22 11 ~ 105 45 41,北纬 37° 05 35 ~ 37 06 14,是黄河的一级支流清水河下游的一条主要支流,主河道长 71.4 km,河道平均比降 11‰,流域总面积 574 km<sup>2</sup>。流域上游为土石山区,中、下游为干旱草原区,受腾格里沙漠的影响,地表大部分堆积有第四系风积沙,斑状分布有各类沙丘,流域平均植被覆盖度 30% 左右。主河道以及较大支沟河床沉积有 4~15 m 厚的砂砾石,透水性较强,下伏基岩层为弱风化岩层,岩性多为中厚层细砂岩夹薄层板岩、页岩,透水性弱;两岸分布有部分较为平坦的浅山台地;地表流域分水岭与下伏基岩分水岭基本重合,地下潜水与地表径流方向一致。

根据长沙河流域喊叫水站 1955~2002 年的观测资料,多年平均降水量为 223.87 mm,2002 年降雨量为 216.1 mm。年内降水集中在 6~9 月份,占全年降水的 76.8%。当地农牧民的生活生产用水主要是开采地下潜水。

从 1995 年开始,先后用砾砂混合料建成了北沿口、上流水、喊叫水、下流水等四座治沟骨干工程,拦泥的同时也拦蓄了部分洪水,通过坝基沉积的砾砂混合料转化为上下游井灌区的地下水,使井灌区面积增加,灌溉保证率提高。各治沟骨干工程控制的流域及其井灌区(以下称评价区)基本情况见表 1 和表 2。

表 1 评价区治沟骨干工程基本情况

骨干工程名称	流域面积/km <sup>2</sup>	建成时间	控制井灌区名称
上流水骨干坝	120	1998	上流水、下流水
下流水骨干坝	32	2000	新庄子(包括石泉)、喊叫水
北沿口骨干坝	130	1996	新庄子(包括石泉)、北沿口
喊叫水骨干坝	100	1999	喊叫水
合 计	382		

表 2 评价区井灌区基本情况及 2002 年取水量统计表

灌区名	灌区面积	机井数量	2002 年灌溉取水量
	/hm <sup>2</sup>	/眼	/万 m <sup>3</sup>
上流水	59.3	39	52.579
下流水	160.5	67	142.37
新庄子(包括石泉)	445.5	40	395.68
喊叫水	132.6	70	117.57
北沿口	156.8	28	139.026
总计	954.7	244	847.225

## 2 地下潜水评价方法与结果

### 2.1 地下水评价计算方法的选择

根据观测和调查的资料,拟采用水量均衡法进行分析与评价。

水量均衡法<sup>[1]</sup>是根据水量均衡原理建立水量均衡方程

来进行地下水资源评价的方法,是全面研究某一地区(均衡区)在一定时间段内(均衡期,一般用一个水文年)地下水的补给量、储存量和消耗量之间的数量转化关系的平衡计算,用来评价地下水的允许开采量。

对于一个均衡区(或水文地质单元)的含水层组来说,地下水在补给和消耗的动态平衡发展过程中,任一时段补给量和消耗量之差,等于该时段内单元含水层储存水量的变化量,这就是水量均衡原理。若把地下水的开采量作为消耗量考虑,便可建立开采条件下的水均衡方程<sup>[2]</sup>。

$$(Q_k - Q_c) + (W - Q_w) = \pm \mu F \Delta H / \Delta t \quad (1)$$

式中:  $(Q_k - Q_c)$ ——侧向补给量与排泄量之差, m<sup>3</sup>/a;  $(W - Q_w)$ ——垂向补给量与消耗量之差, m<sup>3</sup>/a;

$$W = P_r + Q_{cf} + Q_e - E_g \quad (2)$$

式中:  $P_r$ ——降水入渗补给量, m<sup>3</sup>/a;  $Q_{cf}$ ——渠系及田间灌溉入渗补给量, m<sup>3</sup>/a;  $Q_e$ ——越流补给量, m<sup>3</sup>/a;  $E_g$ ——潜水蒸发量, m<sup>3</sup>/a;  $Q_w$ ——地下水开采量, m<sup>3</sup>/a;  $\mu F \Delta H / \Delta t$ ——单位时间内单元含水层(均衡区)中储存量的变化量, m<sup>3</sup>/a;  $\mu$ ——含水层的给水度;  $F$ ——均衡区的面积, m<sup>2</sup>;  $\Delta t$ ——均衡时段, a;  $\Delta H$ —— $\Delta t$  时段内的水位变幅, m。

若在均衡期确定了允许开采量,则可利用下式计算地下水位变幅,即

$$\Delta H = [(Q_k - Q_c) + (W - Q_w)] \Delta t / \mu F \quad (3)$$

计算的地下水位变幅  $\Delta H$  为正,说明评价区的地下水储量增加,地下水位上升,称为正均衡;  $\Delta H$  为负,则地下水储量减少,地下水位下降,称为负均衡。

利用式(3)进行计算,主要是确定地下水的补给与排泄项,这涉及到评价区含水层中地下水与含水层以外的水发生交换的两个过程(补给与排泄)。

地下水的补给来源主要是大气降水的直接入渗补给、地表水(包括河流、渠道、湖泊、沼泽、水库)的渗漏补给、灌溉水的入渗补给、从含水层的边界流入的地下水以及从上面或下面邻近含水层的越流补给、凝结水的补给、人工回灌补给。

地下水的排泄主要有:蒸发蒸腾、泉水排泄;向河流和湖沼的排泄;通过含水层边界流出的地下水,以及从上面或下面向邻近含水层的流出;地下水的人工排泄;地下水的人工开采。

补给量是指在天然状态或人工开采条件下,单位时间内由大量降水及地表水体入渗等流入含水层的水量。长沙河流域地处干旱风沙区,地下水补给来源包括大气降水入渗补给和水库渗漏补给。由于流域地下与地表汇水区重合,第四系以下的下伏基岩比较完整且透水系数相对较小,可作为不透水层处理,流域内无客水引入,不存在大规模的越流补给和侧向排泄,据此可以建立地下水均衡关系式:

$$(P + U + K_h) - (S + K) = \mu \Delta H F \quad (4)$$

式中:  $P$ ——降水入渗补给地下水水量;  $U$ ——水库渗漏补给量;  $S$ ——潜水蒸发量;  $K$ ——人工开采量(包括灌溉用水和人畜饮用水量);  $K_h$ ——灌溉回归水量;  $\mu$ ——给水度,根据

有关文献提供的测定值<sup>[3]</sup>取 0.15;  $\Delta H$  —— 均衡期内地下水位变化幅度;  $F$  —— 计算区面积。

利用式 (4) 对评价区地下潜水进行均衡计算, 关键要确定评价参数的值, 现以 2002 年的有关观测值与调查资料进行计算。

2.2 评价参数的确定

2.2.1 2002 年井灌区实际开采量

井灌区实际开采量由灌溉取水量和人畜用水量组成。

井灌区取水量是对 2002 年四座治沟骨干工程控制的 5 个井灌区面积及其 244 眼机井的取水量进行调查和测算, 见表 2。2000 年最后一座骨干工程建成后即在评价区布设了地下水位观测井, 并在 2003 年 4 月上旬 (灌溉前) 和 5 月下旬 (灌溉后) 对 244 眼机井水位埋深进行观测。

井灌区的面积采用 GPS 实地量测, 单井取水量根据配套水泵、电机型号和灌水时间计算得到, 结果为评价区 2002 年灌溉取水量为 847.225 万 m<sup>3</sup>, 平均公顷取水量 8.874 m<sup>3</sup>。

2002 年评价区总人口 8 400 人, 大牲畜 3 000 头, 羊 10 000 只, 参照我国目前北方农村用水标准为人均日用水量 15~20 L、大牲畜 (牛、马等) 每头每天饮用水为 25~35 L、小牲畜 (羊) 为 8~10 L 的标准, 得到人畜用水量为 12.52 万 m<sup>3</sup>。

上述两项之和即评价区 2002 年度地下水实际开采量, 合计 859.745 万 m<sup>3</sup>。

2.2.2 潜水蒸发量

在土壤毛管作用的影响下, 浅层地下水沿着毛细管不断上升, 形成了潜水蒸发量。潜水蒸发量的大小, 主要取决于气候条件、潜水埋深、包气带岩性以及作物生长等情况, 可采用下面潜水蒸发量计算公式<sup>[4]</sup>:

$$S = E_0 \left(1 - \frac{H}{H_0}\right)^n \tag{5}$$

式中:  $H$  —— 平均埋深;  $E_0$  —— 水面蒸发强度, 评价区多年平均水面蒸发量为 1 438.1 mm (E601);  $H_0$  —— 极限埋深, 即潜水停止蒸发的深度;  $n$  —— 综合指数, 一般 1~2;  $F$  —— 计算区域面积。

潜水蒸发随着潜水埋深的增大逐渐减小, 当埋深达到一定的深度, 潜水蒸发量趋近于零, 这一深度称为潜水蒸发的临界深度, 也称之为极限埋深。长沙河流域地表堆积的风沙土由于风蚀而严重粗化, 根据文献<sup>[3]</sup>提供不同包气带土质潜水蒸发临界深度资料, 评价区可取为 5.1 m。

评价区地下水埋深较浅的地方位于主沟道及其井灌区内, 对评价区内 244 眼机井水位埋深进行调查, 得到各井灌区和所在沟道的平均水位埋深及其对应的面积分别为: 上流水地下水位平均埋深 2.68 m, 面积 5.57 km<sup>2</sup>; 北沿口地下水位平均埋深 2.744 m, 面积 6.14 km<sup>2</sup>, 评价区内其他井灌区及沟道的地下水位埋深在 5.1~11.4 m, 均大于 5.1 m, 则评价区 2002 年地下水潜水蒸发量为:

$$S = \sum (E_0) \left(1 - H/H_0\right)^2 = 1\,438.1 \times [(1 - 2.68/5.1)^2$$

$$\times 5.57 + (1 - 2.744/5.1)^2 \times 6.14] \times 0.1 = 368.8 \text{ 万 m}^3$$
  
2.2.3 灌溉回归水

评价区现状公顷灌溉取水量为 8.874 m<sup>3</sup>, 这在水资源缺乏地区是偏大的, 主要是没有进行灌区配套, 田间渠道虽然距离短, 但沙质土渠渗漏十分严重。通过测算, 从机井到田间渠道渗漏损失达到取水量的 30%, 即取灌溉回归水渗漏系数为 0.3, 评价区平均每年有 254.166 万 m<sup>3</sup> 灌溉水又可回归补给地下水。

2.2.4 水库 (治沟骨干工程) 渗漏量

治沟骨干工程蓄水渗漏补给量是指当骨干工程水位高于岸边地下水位时对地下水的渗漏补给量。采用出入库水量平衡法对各个治沟骨干工程渗漏量进行计算, 其计算公式为:

$$u_{\text{库渗}} = P_{\text{库}} + W_{\text{入}} - E_0 - W_{\text{出}} + \Delta W \tag{6}$$

式中:  $u_{\text{库渗}}$  —— 水库渗漏补给量;  $P_{\text{库}}$  —— 水库水面上的降水量, 可忽略不计;  $W_{\text{入}}$  —— 入库水量;  $W_{\text{出}}$  —— 出库水量;  $E_0$  —— 水库水面上的蒸发量, 可用 E601 型蒸发器观测值代替;  $\Delta W$  —— 水库的蓄水变量。

由于地下径流与降雨在时间上存在滞后现象, 降雨入渗和水库渗漏形成的地下径流到达井灌区需要一段时间, 井灌区地下水补给量并非完全由当年降雨入渗和水库渗漏形成, 公式 (6) 中的入库水量并不能采用 2002 年的实测值, 而应考虑到该年度以前的降雨及其入渗影响, 为此, 我们用该地区地表径流预报方程进行水库蓄水量的计算。

长沙河流域地表径流预报方程为:  $y = 0.0002x^2 - 0.0385x + 3.0414$ <sup>[5]</sup>, 2002 年实测降雨量为 216.1 mm, 则地表径流深为 4.06 mm, 所形成的地表径流全部转化为水库蓄水量。根据调查结果, 骨干工程建成后运行期间, 每年 5 月份蓄水量基本为 0, 即一个水文年内蓄水变量为 0。由于无下泄,  $W_{\text{出}} = 0$ , 则评价区水库渗漏补给量的计算公式应为:

$$u_{\text{库渗}} = W_{\text{入}} - E_0 \tag{7}$$

根据计算径流量即骨干工程蓄水量, 由库容曲线查得当年平均蓄水量所对应的水面面积, 水面蒸发量采用该地区多年平均蒸发量 (E601) 1 438.1 mm, 则可得到水库渗漏量见表 3。

表 3 评价区 2002 年水库渗漏补给计算表

骨干工程名称	地表径流深/mm	水库蓄水量/万 m <sup>3</sup>	水面面积/万 m <sup>2</sup>	水面蒸发量/万 m <sup>3</sup>	水库渗漏量/万 m <sup>3</sup>
上流水	4.06	48.7	5.7	8.20	52.05
下流水	4.06	12.9	4.5	6.47	0.62
北沿口	4.06	52.8	6.9	9.92	46.49
喊叫水	4.06	40.6	7.9	11.36	31.41
合计		157	25	35.95	121.05

即评价区 2002 年水库渗漏量为 121.05 万 m<sup>3</sup>。

2.2.5 降雨入渗量

长沙河流域水资源的主要来源为大气降水, 由于大部分地表堆积为第四系风积土, 对降雨入渗补给十分有利。降水入渗补给量的计算公式<sup>[6]</sup>如下:

$$P_r = F \times P \times a \tag{8}$$

式中:  $P_r$ ——降水入渗补给量;  $F$ ——接受降水入渗补给的面积;  $P$ ——年降水量, 2002 年流域内喊叫水站的降雨量为 216.1 mm;  $a$ ——多年平均年降水入渗补给系数。

(1) 降雨入渗补给系数  $\alpha$  降雨入渗补给系数  $\alpha$  随着降雨量和雨前地下水埋深的不同而异。降水入渗补给量是浅层地下水的重要组成部分。在地下水埋藏较浅的地区, 降水入渗补给水量较大, 反之亦然。因此, 降水入渗补给系数与包气带岩性和地下水埋深有关。如果将雨前地下水位控制在一个合适的深度时, 对每一次降雨而言, 地下水可以得到最大补给量, 即存在一个最佳埋深和最大降雨入渗补给系数。关于降雨入渗补给系数  $\alpha$  的确定方法很多, 本文进行了部分实测工作并参考经验值确定。

a 实测值。降雨入渗系数的多年平均值、年值、一次降雨值是不同的, 这需要建立在多年观测资料的基础上。观测区选择在宁夏中部干旱风沙区的东部——盐池沙地中部的天然草场内, 观测区面积为 163 011 m<sup>2</sup> 的封闭小洼地, 地表覆沙厚度为 0.541~1.127 m, 布设了 14 眼观测井, 根据地下水埋深不同分 3 个区, 2003 年 8 月 30 日次降雨量为 11.2 mm, 9:45 降雨结束到 17:00 观测井水位稳定, 各观测井地下水水位埋深变化及最大水位变幅见表 4。

表 4 盐池沙地降雨入渗系数观测区地下水位埋深观测记录表

编号	9:45	11:45	15:00	17:00	水位变幅/mm
1	936	923	911	910	37
2	1167	1150	1148	1127	40
3	1026	1013	1008	989	37
4	820	815	808	798	22
5	544	543	541	541	3
6	812	808	807	807	5
7	847	842	835	828	19
8	944	940	934	928	16
9	1242	1236	1228	1225	17
10	1073	1058	1055	1048	25
11	846	846	846	842	4
12	487	476	470	463	24
13	507	494	485	483	24
14	582	572	565	560	22

分 3 个小区根据平均水位降幅利用公式  $P_r = \mu \Delta H F$  对降雨入渗补给量分别进行计算, 其中给水度  $\mu$  取 0.15, 结果见表 5。

表 5 观测区降雨入渗补给量计算

区域	补给面积 /m <sup>2</sup>	降雨量 /mm	水位变幅 $\Delta H$ /mm	降雨入渗补给量 $P_r$ /m <sup>3</sup>
I	16300	182.56	37	90.47
II	40752	456.42	24	146.71
III	105959	1186.74	14	222.51
合计	163011	1825.72		459.69

次降雨入渗补给系数为  $\alpha = \frac{P_r}{P} = \frac{459.69}{1825.72} = 0.2517$

有关资料表明<sup>[7]</sup>, 沙区日降水量小于 5 mm 的降水不能

通过干沙层渗透进入深层而成为无效降水, 就降水对地下水的补给而言, 影响因素十分复杂, 通过对盐池县 1961 年以来共 41 年的降雨资料进行分析, 超过 5 mm 以上的降雨次数为 651 次, 其降雨平均值为 11.49 mm, 本次观测的降雨量与此值接近, 得到的次降雨入渗系数可作为多年平均降雨入渗系数的参考依据。

b 经验值。“六·五”期间, 原中国科学院兰州沙漠所在盐池沙地东北部的沙边子进行的“宁夏盐池县北部半干旱地区沙漠化土地整治模式”课题, 得到该地区地下水位埋深为 4 m 以内时, 1987~1990 年的平均降雨入渗系数为 0.145~0.319。

另据牛振红<sup>[8]</sup>的研究结果, 超过临界水深后, 随着地下水埋深的增加, 降雨入渗补给系数年值逐渐变小, 埋深超过 3~5 m, 降雨入渗补给系数值趋于稳定。参照文献<sup>[3,9]</sup>提供的关于不同岩性不同埋深降雨入渗补给系数经验值以及细沙地层降雨入渗补给系数的经验计算公式, 地下水埋深为 3 m 时, 黄土质亚砂土到砂砾石的降雨入渗补给系数为 0.252~0.644, 细沙地层为 0.258 9。

影响降雨入渗系数的因素很多, 要准确地确定还要依靠多年的观测资料, 但天然草场的这方面研究还很不够, 评价区除了主河道及井灌区部分面积地下水埋深小于 3 m 外, 其余均大于此值, 考虑到评价区地表堆积物为风蚀形成的粗沙, 综合上述观测结果与经验值, 取降雨入渗补给系数为 0.252。

(2) 降雨入渗补给面积  $F$ 。评价区大部分地表覆盖第四系风沙土, 部分为土石山区, 除非遇到大到暴雨, 一般认为覆沙地不产生地表径流, 土石山区由于下伏基岩入渗系数小只计地表径流, 当然这里存在土石山区产生的地表径流沿沟道沉积的砾沙混合料向出口汇集过程中补给地下水的问题, 但主沟道面积小, 地表径流沿主沟道运行时间相对较短, 这一部分的沟道径流入渗可近似按降雨直接入渗考虑到评价区覆沙地的降雨入渗量中。据 2000 年长沙河流域 TM 遥感影像资料分析, 评价区土石山区面积和覆沙面积见表 6。

表 6 评价区土石山区与覆沙地面积统计表 km<sup>2</sup>

骨干工程	总面积	土石山区面积	覆沙地面积
上流水	120	30.35	89.65
下流水	32	7.96	24.04
喊叫水	130	9.96	120.04
北沿口	100	53.76	46.24
合计	382	102.03	279.97

公式(4)的接受降雨入渗补给面积  $F$  值按其覆沙地面积计算, 降雨入渗补给量计算结果见表 7。

2.3 均衡分析结果与检验

2.3.1 均衡分析结果

根据上述分析, 评价区补给项有: 降雨入渗量 1 524.64 万 m<sup>3</sup>, 水库渗漏量 121.05 万 m<sup>3</sup>, 灌溉回归量 254.17 万 m<sup>3</sup>, 合计 1 899.86 万 m<sup>3</sup>; 排泄项有: 潜水蒸发量 368.8 万 m<sup>3</sup>, 人工开采量 859.75 万 m<sup>3</sup>, 合计 1 228.55 万 m<sup>3</sup>。根据式(4), 均

衡计算结果为: 地下潜水储变量为 671. 31 万 m<sup>3</sup>, 地下水位变幅为 0. 15 m, 为正均衡。

表 7 评价区 2002 年降水入渗补给计算表

流域名	补给面积	降雨入渗	年降雨量	年降雨总	降雨入渗补给
	/km <sup>2</sup>	补给系数	/mm	量/万 m <sup>3</sup>	量/万 m <sup>3</sup>
上流水	89. 65	0. 252	216. 1	1937. 34	488. 2088
下流水	24. 04	0. 252	216. 1	519. 50	130. 9151
北沿口	120. 04	0. 252	216. 1	2594. 06	653. 7042
喊叫水	46. 24	0. 252	216. 1	999. 25	251. 8101
合计	279. 97			6050. 152	1524. 638

2002 年的均衡结果表明:  
由于水库渗漏量的影响, 评价区理论上还有 671. 31 万 m<sup>3</sup> 尚待开采, 地下水最大可能开采量可达 1 531. 06 万 m<sup>3</sup>; 不考虑水库渗漏量, 地下水最大可能开采量为 1 410. 01 万 m<sup>3</sup>, 相当于覆沙地面积内降雨入渗产生的地下径流深为 47. 32 mm, 占当年降雨量的 21. 9%;  
由于水库渗漏量的影响, 评价区实际开采量为 859. 75 万 m<sup>3</sup>; 若不计水库渗漏量的影响, 实际开采量可达 738. 7 万 m<sup>3</sup>, 相当于覆沙地面积内产生的地下径流深为 26. 38 mm, 占当年降雨量的 12. 21%。

2.3.2 结果验证

表 8 为评价区观测井 2000~ 2003 年期间的水位埋深观测结果。

表 8 评价区观测井水位埋深 m

机井主	2000 年水位		2001 年水位		2002 年水位		2003 年水位	2002~ 2003 埋深变幅
	埋深		埋深		埋深		埋深	
	1 月底	2 月底	1 月底	2 月底	1 月底	2 月底	4 月初	
田丰同	10. 2	10. 18	14. 12	14. 17		10. 92	10. 0	+ 0. 92
马海	3. 7	3. 75	3. 05	3. 15	2. 58	2. 97	1. 2	+ 1. 77
丁生奎	7. 9	7. 93	13. 03	13. 08	12. 46	10. 87	8. 4	+ 2. 01
马进武	2. 55	2. 5	1. 39	1. 42	2. 79	1. 76	1. 5	+ 0. 76
变电所	6. 8	6. 9	7. 12	7. 15	8. 47	7. 69	5. 5	+ 2. 29
杨义清	4. 7	4. 81	5. 27	5. 32	7. 35	6. 13	3. 0	+ 3. 13

与 2002 年初的水位埋深相比, 2003 年初(未灌溉前)地下水位埋深减少 0. 26~ 3. 13 m, 这与均衡分析结果在趋势上是一致的, 至于实测值偏大是由于 2001 年偏于丰水年(降雨量 238 mm)的影响, 说明上述 2002 年地下潜水均衡分析结果是正确的, 所采用的各项水文地质参数是合理的。

参考文献:

[1] 张瑞, 吴林高. 地下水资源评价与管理[M]. 上海: 同济大学出版社, 1997. 147- 148  
[2] 刘俊民, 余新晓. 水文水资源学[M]. 北京: 中国林业出版社, 2001. 206- 207.  
[3] 全达人. 地下水利用(第三版)[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 1996. 69- 73  
[4] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988. 145  
[5] 张维江, 李娟, 王东, 等. 宁夏中部风沙区地表径流预报模型研究[J]. 人民黄河, 2004, 26(2): 35- 37.  
[6] 金光炎, 汪家权, 郑三元等,. 地下水计算参数的测定与估计[J]. 水科学进展, 1997, 8(1): 16- 24  
[7] 韩德儒, 杨文斌, 杨茂仁. 干旱半干旱区沙地灌(乔)木种水分动态关系及其应用[J]. 北京: 中国科学技术出版社, 1996. 122  
[8] 牛振红. 降水入渗补给系数的实验研究与分析计算[J]. 地下水, 2003, 25(3): 152- 154  
[9] 周金龙, 董新光, 王斌. 新疆平原区降水入渗补给地下水研究[J]. 西北水资源与水工程, 2002, 13(4): 10- 14

3 结论与讨论

(1) 长沙河流域属腾格里沙漠的东缘, 地表堆积物为第四系风积沙, 地下基岩为比较完整的弱风化页岩, 受过牧的影响地表风蚀严重, 植被稀疏, 土壤严重粗化, 降雨入渗系数可取 0. 252;  
(2) 长沙河流域四座骨干工程控制的流域内, 不考虑水库渗漏补给, 2002 年覆沙地面积内降雨入渗产生的地下潜水最大可能开采量为 1 410. 01 万 m<sup>3</sup>, 相当于地下径流深 47. 32 mm, 占当年降雨量的 21. 9%, 实际开采量为 738. 7 万 m<sup>3</sup>, 相当于覆沙地面积内产生的地下径流深为 26. 38 mm, 占当年降雨量的 12. 21%。  
(3) 由于地下潜水的最大可能开采量是假设在比较理想的条件下计算的, 而实际情况要比这复杂得多, 均衡结果为 671. 31 万 m<sup>3</sup> 还包括了由于井灌区尚未配套而形成的灌溉回归水量 254. 166 万 m<sup>3</sup>, 考虑到流域内禁牧等治理措施的实施, 无疑将改变覆沙地的降雨入渗系数, 同时降雨入渗通过基岩裂隙向深层补给也是存在的, 因此长沙河流域四座骨干工程控制的流域面积内, 不考虑地表径流的转化, 可将 2002 年地下水的实际开采量作为可开采量, 这样评价区地下潜水可开采量可以达到当年降雨量(覆沙地面积内)的 12. 21%。  
(4) 宁夏中部干旱风沙区地表堆积的第四系风沙土的机械组成是不一样的。东部的盐池沙地植被盖度较长沙河流域大, 沙粒较细, 大部分属于内陆区, 降雨入渗形成的径流汇集于部分封闭、半封闭小洼地形成内陆湖、盐碱滩等, 地下水位埋深小, 潜水蒸发面积大; 而宁夏中部干旱风沙区西部几乎不存在封闭、半封闭小洼地, 地表与地下径流的集水面积和地下排泄方向基本相同, 这都将影响到降雨入渗和潜水蒸发量。  
(5) 由于第四系以下的基岩或相对不透水表面的形状不同, 地下潜水可能以斑块形式(封闭、半封闭小洼地)也可能以廊道形式(古水文网)存在, 地下径流通过古水文网跨流域或跨区域以及通过基岩裂隙和断层与深层地下水进行交换是客观存在的, 因此如何确定某个区域的地下潜水资源量, 需要结合当地的地质条件分析确定。