

文章编号:1001-4810(2005)04-0312-06

# 天桥泉域岩溶水系统水动力场、水化学场特征分析<sup>①</sup>

曹金亮<sup>1,2</sup>, 韩颖<sup>3</sup>, 袁新华<sup>3</sup>, 任建会<sup>3</sup>

(1. 中国地质大学(武汉), 湖北 武汉, 430074; 2. 山西省地质环境监测中心, 山西 太原, 030024;  
3. 山西省地质调查院, 山西 太原, 030024)

**摘要:**通过对天桥泉域岩溶水系统水动态和降雨量资料、万家寨水库水位与岸边岩溶水水位动态关系以及岩溶水化学成分进行研究分析,确定了研究区岩溶地下水的流动方向和强径流带的分布位置;总结出了动荡型、滞后型和消耗型三种类型的岩溶水动态变化特征,得出黄河岸边岩溶钻孔水位与水库水位变化同步等结论。在此基础上,对黄河进行了分段渗漏量计算,渗漏量可达 $6.926\text{m}^3/\text{s}$ ;绘制出了反映天桥泉域岩溶水化学成分变化的水化学三线图。

**关键词:**天桥泉域;岩溶水系统;水动力场;水化学场

中图分类号:P641.134 文献标识码:A

## 1 研究区概况

天桥泉域岩溶水系统位于山西、陕西、内蒙古接壤地区的黄河谷地两岸,东西宽90km,南北长205km,总面积13921.5 $\text{km}^2$ ,地跨内蒙古自治区、山西、陕西三省(区)十一个县(旗)。主要行政辖区为内蒙古自治区的准格尔旗、清水河县;山西省的河曲县、保德县、偏关县、神池县、五寨县、苛岚县、平鲁县、兴县及陕西省的府谷县。该区是我国重要的能源基地之一,蕴藏着丰富的煤炭资源。

天桥岩溶水系统为一补给、径流、排泄完整,独立

的全排型岩溶水水文地质单元<sup>[1]</sup>。天桥泉位于山西省保德县黄河天桥峡谷中,泉水以河底泉形式向黄河排泄,天桥水库的修建使排泄带全部淹没,以水下泉的形式注入水库。系统的东、南、北三面,均为隔水边界。分别以地下水分水岭、地表分水岭和与不透水岩体接触带为边界。系统西部中奥陶统( $O_2$ )灰岩含水层埋深逐步加大,上覆石炭、二叠系形成的隔水顶板(图1)。随着含水层埋深增加,岩溶水处于滞流状态。为此,将西部边界划定在 $O_2$ 岩层顶板埋深800m处。由于该深处以下地下水尚未进行开发,地下水流动缓慢,为一地下水的滞流区,故可将之视为隔水边界。系

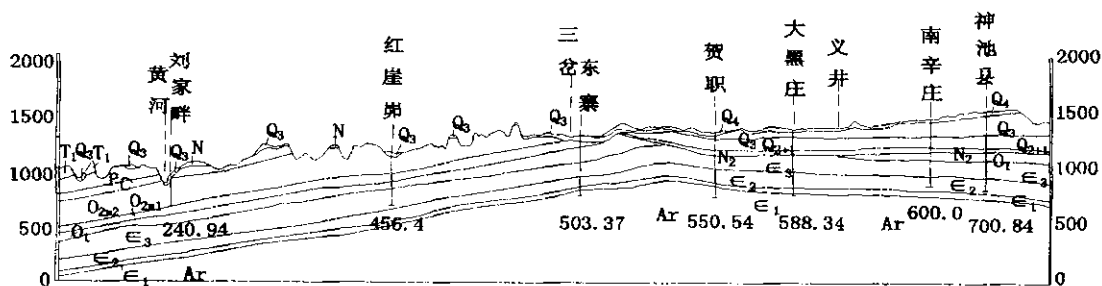


图1 刘家畔—神池县地质剖面图

Fig. 1 Geology profile from Liujiapan to Shenchi county

① 基金项目:中国地质调查局鄂尔多斯盆地地下水勘查子项目“晋陕蒙接壤地区岩溶地下水勘查”

第一作者曹金亮(1964—),男,高级工程师,在读博士,从事水文地质、工程地质、环境地质工作。

收稿日期:2005-01-15

统内以奥陶统马家沟组最为富水。富水地段主要位于黄河两岸的岩溶水排泄区及其它外围地区,基本上呈南北向条带状分布。其中,从北向南准格尔旗陈家沟口—河曲龙口—河曲旧县—府谷浪湾—保德刘家畔—府谷天桥到兴县乔家沟岩溶水强径流带,为本区岩溶水的最佳富水地段<sup>[2]</sup>,单井涌水量大于3000 m<sup>3</sup>/d(图2)。图中的换算水量是指钻孔实际出水量换算成统一口径200mm,降深20m时的单井涌水量。

天桥泉域由老牛湾泉和天桥泉两个岩溶水子系统构成。老牛湾泉岩溶水子系统位于泉域的东北部,在白洋岭至庙儿梁间存在一条可移动的地下分水岭。由于万家寨水库蓄水,随着水位的抬高,天桥泉和老牛湾泉间的可移动分水岭将会消失,使该两泉域具有统一的地下水流场。

天桥泉域宏观上为一个巨大向西倾斜的岩溶水盆地,黄河自北而南纵贯泉域。受碳酸盐岩地层向西倾斜的控制,岩溶地下水总的径流方向基本上与太古界变质岩基底及下伏下古生界单斜构造倾斜方向一致。岩溶水自南东向北西、由东向西、由北东向南西运移(图3)。

天桥泉域岩溶水的补给来源主要有大气降水入渗补给、黄河及其支流的渗漏补给。在黄河东部山区分布有大面积裸露型和覆盖型碳酸盐岩地层,裸露碳酸盐岩区以接受大气降水的入渗补给为主,而黄河及其支流流经薄松散堆积层分布区时也会发生向下渗漏补给岩溶地下水。

天桥岩溶水系统的排泄条件,主要受天桥背斜和黄河侵蚀下切深度的控制。由于黄河沿背斜轴部发育,切穿奥陶系上马家沟组部分含水层,使岩溶水沿黄河沿岸溢出成泉。天桥水电站修建前,地下水在排泄带广泛出露,1978年天桥电站建成后,正常水位标高831~834m比修库前抬升11~15m。

泉域范围内的岩溶水排泄方式以天然排泄为主,但随着该地区工农业的不断发展,人工开采利用量也在增加。人工开采主要分布在薛家湾、府谷、河曲、保德、兴县等地区,开采量为1.1m<sup>3</sup>/s,对泉域地下水流场、水化学场的影响较小。

向东南方向流动,水位标高由870m逐渐降低至865m,为渐变过程;而2000年水位标高为870m,其水位值普遍较1990年的高,说明岩溶地下水流场局部变化是受到万家寨水库渗漏补给引起,地表水渗漏补给引起地下水位升高<sup>[3]</sup>。2000年整个流场平均水力坡度4‰~6‰。其中西部的陈家门→龙口→旧县→天桥,乔家沟→魏家滩→窑洼→铁匠铺为两个岩溶水强径流带<sup>[4]</sup>,水力坡度小于平均值,在0.5‰~1.49‰之间。

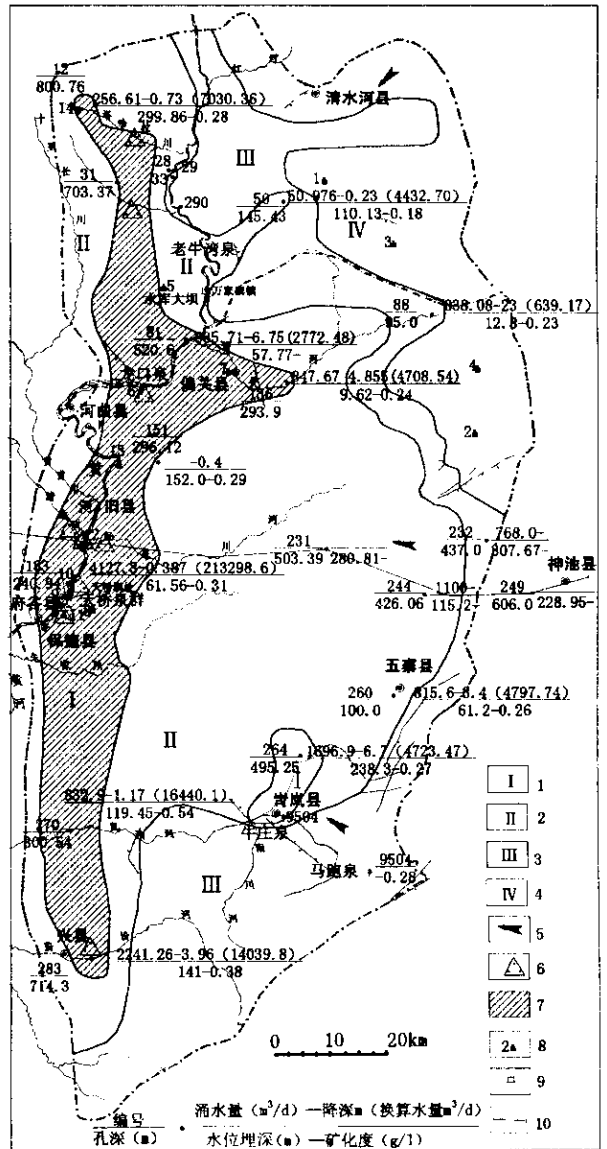


图2 天桥泉域岩溶水富水性分区图

Fig. 2 Division of karst water richness in Tianqiao spring basin

- 1. 极富水区 >3000m<sup>3</sup>/d; 2. 强富水区 1000~3000 m<sup>3</sup>/d;
- 3. 中富水区 100~1000 m<sup>3</sup>/d; 4. 弱富水区 <100 m<sup>3</sup>/d;
- 5. 地下水流向; 6. 水源地; 7. 强径流带; 8. 水样点及编号;
- 9. 水库坝址; 10. 剖面线位置

## 2 泉域水动力场特征

### 2.1 泉域岩溶地下水流场

通过比较2000年和1990年两期流场可以看出(图3),岩溶水区域流场态势没有改变,全区水位标高变化也不大,但在北部万家寨水库西侧流场变化则较大。1990年万家寨水库西侧岩溶地下水流场由西北



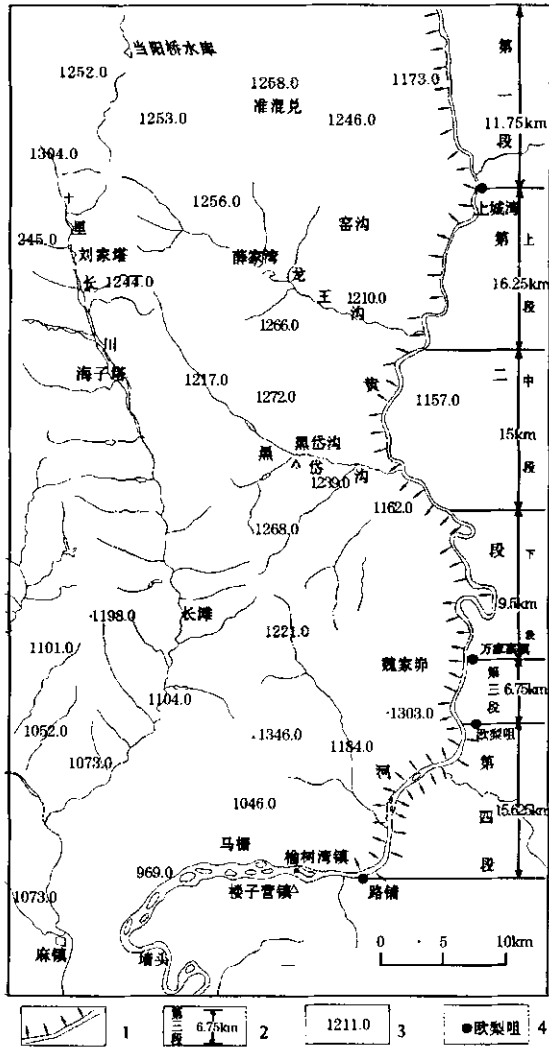


图 7 黄河渗漏段平面示意图

Fig. 7 Sketch plane map of leaking segment of Yellow River

1. 黄河及渗漏段; 2. 渗漏段及长度; 3. 高程点; 4. 地名

渗漏问题<sup>①</sup>。根据地质、水文地质条件,黄河渗漏补给量分以下四段计算:

第一段,上城湾以上地区,长约 11.75km,引用《陈家沟门水源地供水扩建工程报告》,黑岱沟以北地区约 38.5km 长度内黄河西侧渗漏量为 0.81m<sup>3</sup>/s,按线性比例计算,该段渗漏量为 0.247m<sup>3</sup>/s。

第二段,为万家寨水库渗漏段,长 40.75km。根据达西公式分上、中、下三段计算。对于含水层的渗透系数 K 根据各段钻孔抽水资料获得;各段平均水力坡度取值主要根据库区右岸长观孔观测值与库水位差值与距黄河实际距离之比计算求得;含水层平均厚度据钻孔资料平均值确定。最终计算万家寨水库渗漏量为 5.55 m<sup>3</sup>/s。

第三段,从坝址至欧梨嘴地段,长 6750m,灰岩含水层厚度 120m,渗透系数为 1.1073m/d,水力坡度取  $\frac{900-864.7}{6250} = 0.0057$  (渗透系数和水力坡度的取值依据钻孔抽水试验资料和观测孔观测数据求得)。计算得该段渗漏补给量为 5112.4m<sup>3</sup>/d,合 0.059m<sup>3</sup>/s。

第四段,从欧梨嘴至路铺地段,长 15625m,依钻孔抽水试验资料求得该段平均渗透系数为 5.22m/d,厚度 100m,水力坡度据西岸 80 号孔求得,即  $\frac{880-864.24}{3000} = 0.00525$ ,东岸据管子 83 号孔求得,即  $\frac{880-863.2}{2750} = 0.00611$ ,则该段黄河水渗漏量为  $15625 \times 100 \times 5.22 \times 0.00525 + 15625 \times 100 \times 5.22 \times 0.00611 = 92655.0\text{m}^3/\text{d}$ ,合 1.07m<sup>3</sup>/s。

综上所述,黄河水总渗漏量为 6.926m<sup>3</sup>/s。

据地表岩溶调查和已有钻孔资料,水库附近地表、地下岩溶现象较为普遍,溶洞、洞穴发育,靠近水库岸边的钻孔水位,具有随库水位上升而上升的特点,如 33、44、290 号孔水位几乎与库水位同步变化(图 8)。但自水库蓄水以来,在远离岸边地带的钻孔水位变化较

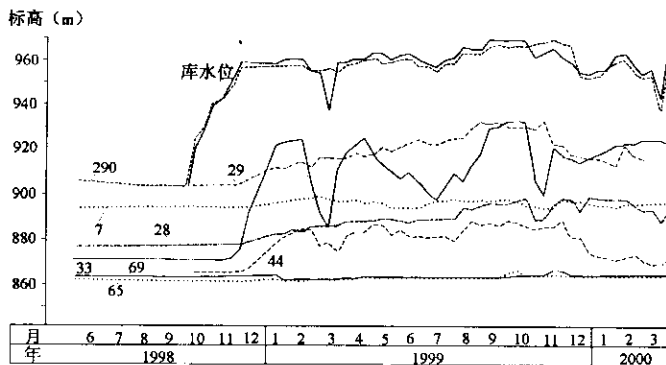


图 8 黄河万家寨水库与岸边钻孔岩溶水水位关系曲线图

Fig. 8 Relationship of the water tables between Wanjiashai reservoir and the bores on the Yellow River bank

<sup>①</sup> 水利部天津水利勘测设计研究所勘察院同中国地质科学院水文地质环境地质研究所,万家寨水利枢纽库区右岸岩溶渗漏强入渗带示踪试验研究报告,2001 年

小, 1~3m, 说明它们受水库直接影响较小<sup>②</sup>。

### 3 泉域水化学场特征<sup>[6,7]</sup>

泉域水化学变化特征主要表现为: 从补给区向排泄区,  $K^+$ 、 $Na^+$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $SO_4^{2-}$ 及 $Cl^-$ 离子含量明显增加(表 1), 水化学类型呈现出  $HCO_3^- \rightarrow HCO_3^- \cdot SO_4$  或  $HCO_3^- \cdot Cl$  的演化顺序, 在滞流区出现  $SO_4$  或  $Cl$  型水, 矿化度和总硬度也随之增大。岩溶水水温也由补给区的 6℃ 增至排泄区的 18℃。水化学的这种变化特征, 在一定的程度上反映了岩溶水径流条件的改变<sup>[8]</sup>。根据表 1 数据而作成的天桥泉域水化学三线图<sup>[9,10]</sup>(图 9) 也反映出这一规律, 即补给区  $HCO_3^-$  含量占 80% 以上,  $Mg^{2+}$ 、 $Ca^{2+}$  含量占 80% 以上; 径流区  $SO_4^{2-}$  和  $Cl^-$  含量为 20%~40%, 排泄区的  $SO_4^{2-}$ 、 $Cl^-$  含量为 40% 左右; 滞流区  $SO_4^{2-}$ 、 $Cl^-$  含量则高达 80%。

系统内 TDS 的变化规律也十分明显: 矿化度最低的岩溶水, 出现在东侧边界一带, 矿化度在 250mg/L 左右, 为  $HCO_3^-$  型水, 反映出降水补给特征。向西矿化度逐渐升高, 大部分地区水化学类型仍为  $HCO_3^-$  型; 至黄河河谷一带矿化度为 430mg/L 或略高, 地下水类型变为  $HCO_3^- \cdot SO_4$  型, 表明岩溶水向西径流, 水

的停留时间加长, 矿化度逐渐升高的特征。再向西至王清塔—府谷一线, 由于受上覆石炭、二叠系阻隔, 岩溶地下水处于封闭的滞流状态, 矿化度增高到 2000mg/L 以上, 水化学类型为  $SO_4$  或  $Cl$  型。在清水河县木沟—阳坡上一带, 由于受上覆煤系地层影响, 局部地带水化学类型为  $HCO_3^- \cdot SO_4$  型。

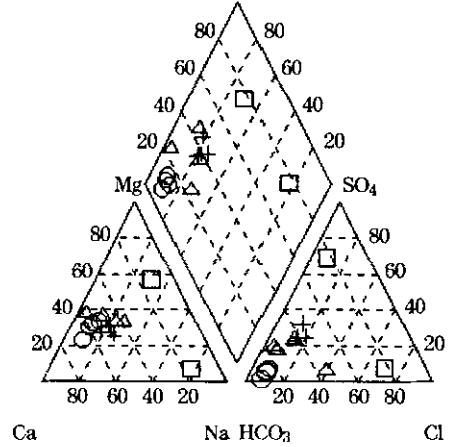


图 9 天桥泉域水化学三线图

Fig. 9 Hydro-chemical trigraph in Tianqiao spring basin

○ 补给区水样; △ 径流区水样; + 排泄区水样; □ 滞流区水样

表 1 岩溶水水化学特征值统计表

Tab. 1 Statistics of hydro-chemical characteristics of karst water

区域	取样位置	取样层位	阳离子(mg/L)			阴离子(mg/L)			pH	总硬度	矿化度(mg/L)	水化学类型
			K <sup>+</sup> +Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>				
补给区	清水河大阳坪	∈	3.82	22.04	4.62	5.32	3.84	93.96	7.8	74.1	90	H-C
	神池鸽子沟	∈ <sub>2</sub>	12.6	64.1	20.1	14.2	16.8	256	7.5	243	280	H-C·M
	清水河北堡	∈	11.1	49.7	17.2	10.6	2.4	231.9	7.5	195	220	H-C·M
	平鲁白道沟	∈	15.4	52.1	20.1	12.4	12.0	238	7.6	213	260	H-C·M
径流区	河曲阴塔	O <sub>2</sub>	17	50.1	22.5	106	21.6	250	7.7	218	260	H-C·M
	河曲梁家碛	O <sub>2</sub>	44.4	72.1	32.8	39	88.9	308	7.4	315	450	H-C·M
	偏关电厂	O <sub>2</sub>	4.95	59.7	23.7	15.3	44.7	253.2	7.3	247	310	H-C·M
	保德贾家峁	O <sub>2</sub>	41.2	51.3	26.2	11.1	58.4	291.1	7.6	234	350	H-C·M
排泄区	府谷天桥	O <sub>2</sub>	49.4	78.2	25.5	54.9	96.1	278	7.4	300	450	H-C·M
	府谷杨家沟	O <sub>2</sub>	37.5	96.2	28.6	42.5	132	289	7.3	358	490	H-C·M
	保德铁匠铺	O <sub>2</sub>	39.9	74.6	25.2	38.9	86.4	266.9	7.4	289	430	H-C·M
	河曲禹庙	O <sub>2</sub>	37.5	75.2	29.8	39.0	84.1	293	7.4	310	520	H-C·M
	河曲五门楼	O <sub>2</sub>	69	255.5	68.7	65.6	708	291	7.0	918	1310	S-C·M
	准旗王清塔	O <sub>2</sub>	807.9	145.3	39.5	1347	200.4	726.4	7.9	364.9	2810	Cl-N

### 万方数据

② 山西省地质调查院, 晋陕蒙接壤地区岩溶地下水勘查报告, 2003 年

## 4 结 语

天桥泉域是一个完整的岩溶水系统,研究其水动力场、水化学场特征对划分泉域边界,认识岩溶水补给、径流、排泄条件以及岩溶水赋存规律具有十分重要的意义。本文通过对区内近期岩溶水动态资料和降雨资料的分析对比,认为天桥泉域岩溶地下水动态可概化为动荡型、滞后型、消耗型三种类型。同时,通过绘制水化学三线图,可以较直观地反映出泉域水化学的变化过程。

## 参考文献

- [1] 韩行瑞,鲁荣安,李庆松,等.岩溶水系统—山西岩溶大泉研究[M].北京:地质出版社,1993,306—315.
- [2] 袁道先,蔡桂鸿.中国岩溶学[M].北京:地质出版社,1993,84—96.
- [3] Msrios SopHocleous, Interactions between groundwater and surface water the state of the science[J]. Hydrogeology Journal, 2002, 10: 52~67.
- [4] 裴捍华,杨亲民,郭振中,等.山西岩溶水强径流带的成因类型及其水文地质特征[J].中国岩溶,2003,22(3):219~224.
- [5] 李振栓,左建平,岩溶水动态、矿物饱和指数与水源地选择[J].煤田地质与勘探,2003,24(2),31~34.
- [6] Brian G. katz, Angela R. Chelette, Thomas R. Pratt, Use of chemical and isotopic tracers to assess nitrate contamination and ground—water age, Woodville Karst Plain[J]. USA, Journal of Hydrology, 2004, 289: 36~61.
- [7] M. M. Ghomshei, D. M. Allen Hydrochemical and stable isotope assessment of tailings pond leakage, Nickel Plate Mine, British Columbia[J]. Environmental Geology, 2000, 39(8): 937~944.
- [8] 李向全,张莉,于开宁.西北干旱区深层岩溶地下水系统的水化学—同位素研究——以宁南“南北古脊梁”岩溶水系统为例[J].吉林大学学报,2003,33(4),524~529.
- [9] Asad Umar. Rashid Umar. M. S. Ahmad, Hydrogeological and hydrochemical framework of regional aquifer system in Kali-Ganga sub-basin [J]. India Environmental Geology, 2001, 39(8): 602~611.
- [10] H. Murat Ozler, Karst hydrogeology of Kusluk — Dilmetas karst springs[J]. Van—Eastern Turkey Environmental Geology, 2001, 44: 257~268.

# ANALYSIS ON THE CHARACTERISTICS OF HYDRODYNAMIC FIELD AND HYDROCHEMICAL FIELD OF KARST GROUNDWATER SYSTEM IN TIANQIAO SPRING BASIN

CAO Jin-liang<sup>1,2</sup>, HAN Ying<sup>3</sup>, YUAN Xin-hua<sup>3</sup>, REN Jian-hui<sup>3</sup>

(1. China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China;

2. Geo-Environmental Monitoring Center of Shanxi Province, Taiyuan, Shanxi 030024, China;

3. Shanxi Geology Investigation Institute, Taiyuan, Shanxi 030024, China)

**Abstract:** The direction of the karst groundwater flow and the distribution of strong runoff zone in the study area are determined through the analysis on the hydrodynamics and precipitation data from the karst water system in Tianqiao spring basin, on the water table dynamics and chemical components of the groundwater in Wanjiashai reservoir and the riverbank. The features of three types of hydrodynamics, i. e. the synchronous, the lagging and the consuming type, are summed up from the study. It is concluded that the water table in the bore on the karstic bank of Yellow River changes simultaneously with that in the reservoir. The leaking-yield along the Yellow River bank is calculated by section, which proved that the leakage may reach 6.926m<sup>3</sup>/s. And then, hydro chemical trigraph, which shows the variation of karst hydrochemical components in Tianqiao spring basin, is made.

**Key words:** Tianqiao spring basin; Karst water system; Groundwater field dynamic; Hydrochemical field