

- ①北京市城近郊区地下水资源管理模型,北京市水文地质工程地质大队^①;
- ②北京市平原区地下水资源管理模型,北京市水文地质工程地质公司^②;
- ③首都地区地下水资源和环境调查评价项目专题研究——北京市平原区地下水合理开采利用数值模型^③;
- ④潮白河—怀河冲洪积扇地下水数值模拟模型研究^④;
- ⑤北京市顺义区向阳闸应急水源地地下水资源数值模拟^⑤;
- ⑥昌平马池口水源地数值模拟模型^⑥。

上述地下水数值模拟模型都是为专门的项目要求而建立的,大部分模型是局部模型。区域模型对含水层分层相对简单,一般把含水层划分为潜水含水层、弱透水层和承压含水层,无法分析不同深度承压含水层之间的水量交换;且非稳定流模型校正时段比较短,没有连续模拟长时间地下水非稳定流变化过程。

本次所建立的北京平原区地下水流模型的范围为整个北京平原区的孔隙地下水,面积约为 6032km²。根据大量钻孔岩性分析,从区域上将北京平原区含水层系统划分为 5 个含水层和 4 个弱透水层互层的多层含水层系统。模型模拟时段为 1995 年至 2005 年,所有地下水补给与排泄量都用这 11 年的月时间系列。模型校正时用 11 年的地下水水位月观测值验证模型的计算值,因而所建立的区域性三维非稳定流地下水模型可以分析北京平原区区域地下水流分布特征与变化趋势。模型的最终目的是分析应急水源地以及南水北调工程实施后对北京平原区地下水资源的影响,模拟各种地下水开发方案的效果,为北京地下水资源的可持续开发利用提供科学依据。

7.2.2 北京平原区水文地质概念模型

7.2.2.1 水文地质参数

北京平原区含水层在空间上表现为非均质各向异性,主要的水文地质参数为渗透系数、给水度和储水系数;水文地质参数在参数分区内可作为均质的;参数分区参照地貌单元、沉积类型和地层岩性等进行划分;各区的参数初始值根据抽水试验、沉积类型和地层岩性等特征进行估值,同时参照以往区域模型参数值^⑦。垂向渗透系数一般取水平渗透系数值的十分之一,在稳定流模型校正时主要调整渗透系数值;在非稳定流模型校正时主要调整给水度和储水系数值。

① 王新娟,1995,北京市城近郊区地下水资源管理模型,北京市水文地质工程地质大队。
 ② 刘久荣,1993,北京市平原区地下水资源管理模型,北京市水文地质工程地质大队。
 ③ 谢振华,王翊虹,张少才等,2003,首都地区地下水资源和环境调查评价,北京市地质调查研究院。
 ④ 崔亚莉,谢振华,刘记来,2002,潮白河—怀河冲洪积扇地下水数值模拟模型研究,中国地质大学(北京)。
 ⑤ 刘记来,2003,北京市顺义区向阳闸应急水源地地下水资源数值模拟,北京市地质工程勘察院。
 ⑥ 刘记来,2004,昌平马池口水源地数值模拟模型,北京市地质工程勘察院。
 ⑦ 刘久荣,1992,北京市平原区地下水资源管理模型,北京市水文地质工程地质大队。

7.2.2.2 地下水补给与排泄

北京平原区地下水的主要补给来源是大气降水入渗, 其他的补给来源还包括山前侧向径流、河流及渠系渗漏补给、灌溉回归补给以及人工回灌等。地下水排泄以人工开采为主, 蒸发以及侧向径流为辅。

7.2.2.3 地下水水位动态

图 7.6 代表永定河冲洪积扇顶部的地下水水位动态过程线。总体来看, 从 1958 至 2006 年地下水水位下降了 26m。可以观察到几个历史变化阶段: 从 1958 年至 1974 年地下水水位下降缓慢, 17 年仅下降了 3m, 季节性变化幅度小; 1975 年到 1985 年为一个相对于旱期, 地下水水位下降快速, 10 年期间总共下降了 16m; 从 1986 年至 1994 年, 地下水水位处于相对平稳状态; 1994 年到 1996 年为丰水期, 地下水水位在此期间处于上升状态; 1999 年开始到 2006 年连续干旱少雨, 地下水水位在此 8 年期间下降了 14m。由此可以看出, 每个干旱期都伴随着大规模的地下水开发已以满足供水需求, 这就加速了地下水水位的下降。

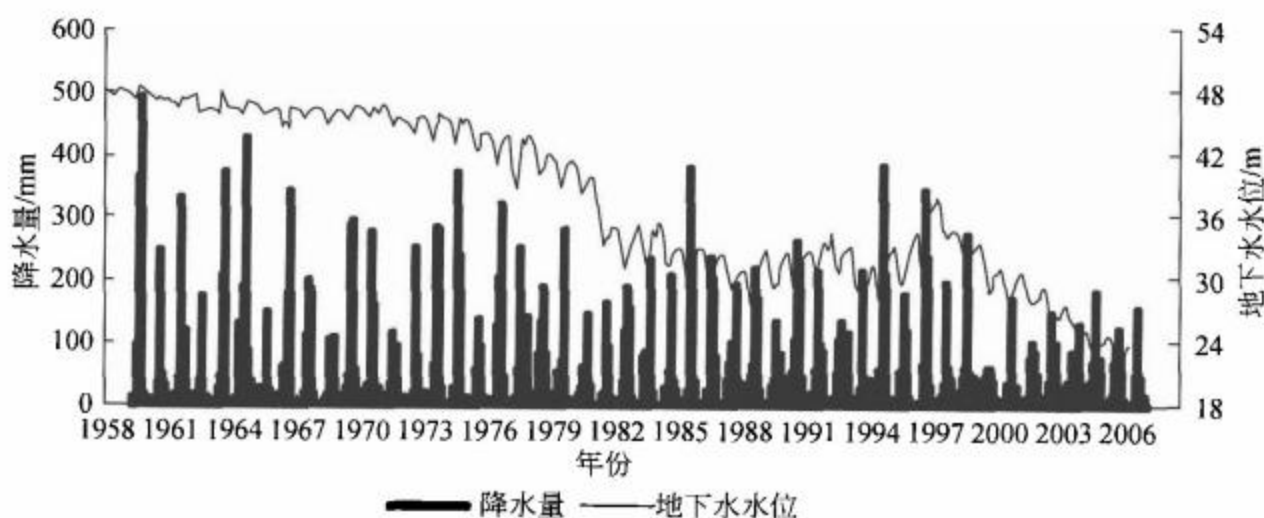


图 7.6 北京平原区永定河冲洪积扇顶部的地下水水位动态过程线

7.2.3 北京平原区稳定流地下水模型

7.2.3.1 稳定流时段选择

北京平原区地下水天然稳定状态可能要追溯到 20 世纪 60 年代以前, 但当时的数据稀少, 难以建立模型。通过对长时间系列的降水和地下水动态变化过程分析, 1995 年为偏丰水年, 地下水均衡计算结果表明处于平衡状态。因此, 用 1995 年年均补给量, 排泄量和地下水水位观测值建立了准稳定流模型。

7.2.3.2 模型剖分

将模型区剖分为 $1000\text{m} \times 1000\text{m}$ 的均匀网格, 即 1km^2 一个网格, 研究区共有 116

行、138 列、9 层，其中有效单元格共有 57930 个。

7.2.3.3 水文地质条件模拟

北京平原区地下水数值模型的建立采用数字概念模型的建模方法（周仰效、李文鹏，2009）。数字概念模型用地下水专业软件 GMS（Brigham Young University, Environmental Modelling Research Laboratory, 2000）建立，地下水流用 MODFLOW（McDonald and Harbaugh, 1988）模型模拟，在数值模型中采用不同的程序模块模拟相应的水文地质条件（表 7.2）。

表 7.2 北京平原区水文地质条件模拟一览表

水文地质条件	GMS 数字概念模型图层	MODFLOW 模块
山前边界条件	弧段流量边界图层	注水井模块 (WEL)
北京与河北行政边界	弧段通用水头边界图层	通用水头边界模块 (GHB)
含水层与弱透水层顶底板高程	散点插值	分层属性流量模块 (LPF)
水文地质参数	水文地质参数图层	分层属性流量模块 (LPF)
面状补给量	大气降水入渗图层 灌溉回渗图层	补给模块 (RCH)
河流与渠系	河流与渠系图层	河流模块 (RIV)
蒸发蒸腾	蒸发蒸腾图层	蒸发蒸腾模块 (EVT)
地下水开采	开采井图层	开采井模块 (WEL)
地下水观测	观测井图层	—

7.2.3.4 模型校正

用试算法对模型进行了校正，重点调整了渗透系数值。表 7.3 为校正后 5 个含水层计算水位与观测水位误差统计。从平均误差看，模型不存在系统误差。误差均方差总体上小于 5m，只有第九层的误差较大，因为在第九层模型层中只有 7 个观测井，因而统计误差较大。

表 7.3 稳定流模型误差校正结果

误差	第一层	第三层	第五层	第七层	第九层
平均误差	-1.650	1.066	0.682	-1.123	1.734
误差均方根	4.014	5.014	3.391	4.682	6.039

图 7.7 显示浅层潜水含水层与第一承压含水层两个主要开采层的计算水位与观测水位散点分布图，确定系数分别为 0.95 和 0.86，表明分别有 95% 和 86% 以上的观测值的变化可以用模型计算值来解释；尽管误差看起来较大，但是对于区域地下水模型来说，地下水水位空间分布变化很大，模型的相对精度已满足模拟目的要求。

图 7.8 显示稳定流模型计算的第一承压含水层水位等值线图，反映了 1995 年的平均地下水水位状态，从图中可以看出地下水基本上还是从西北流向东南，并向漏斗区汇流。

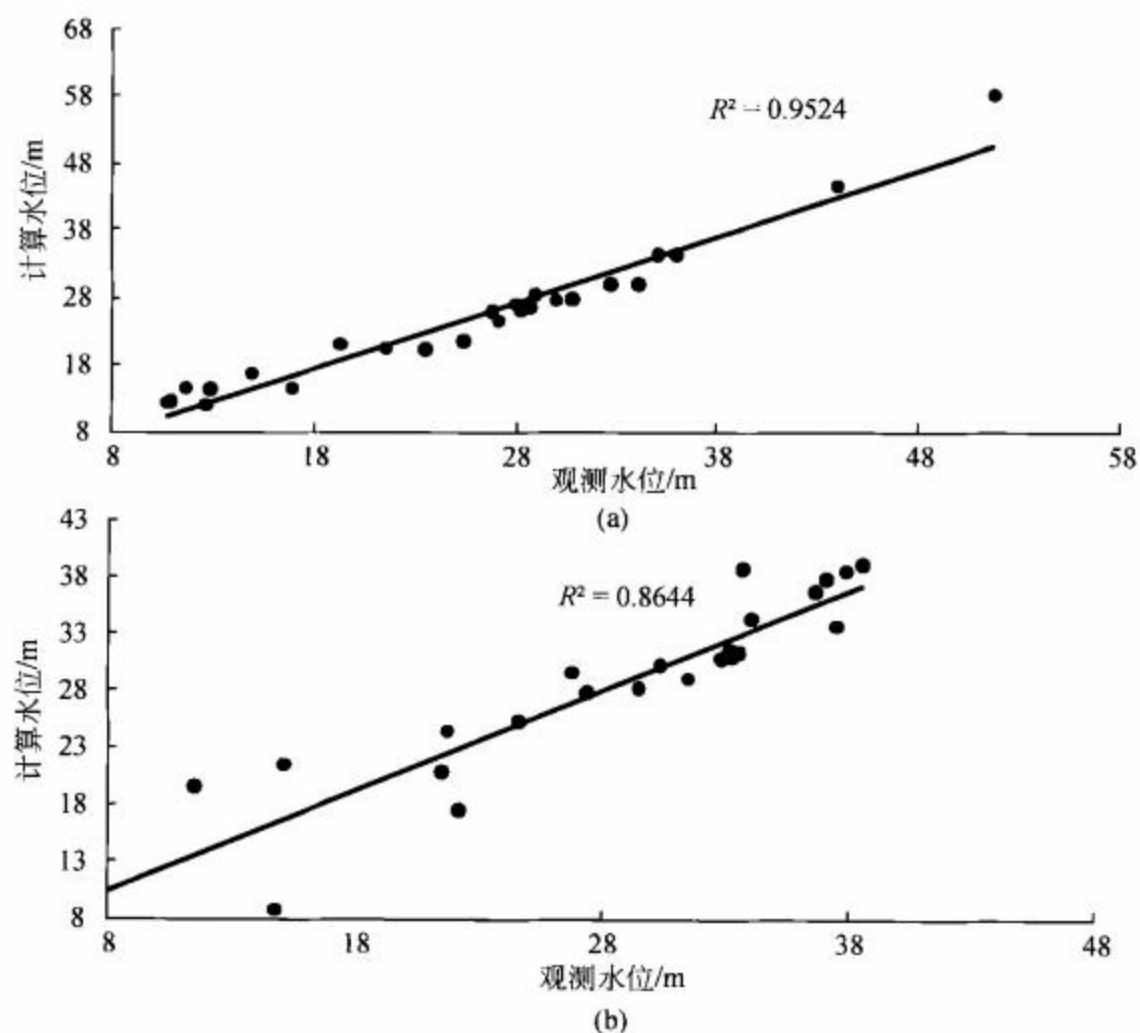


图 7.7 观测水位和计算水位散点分布图
(a) 第一模型层散点图; (b) 第三模型层散点图

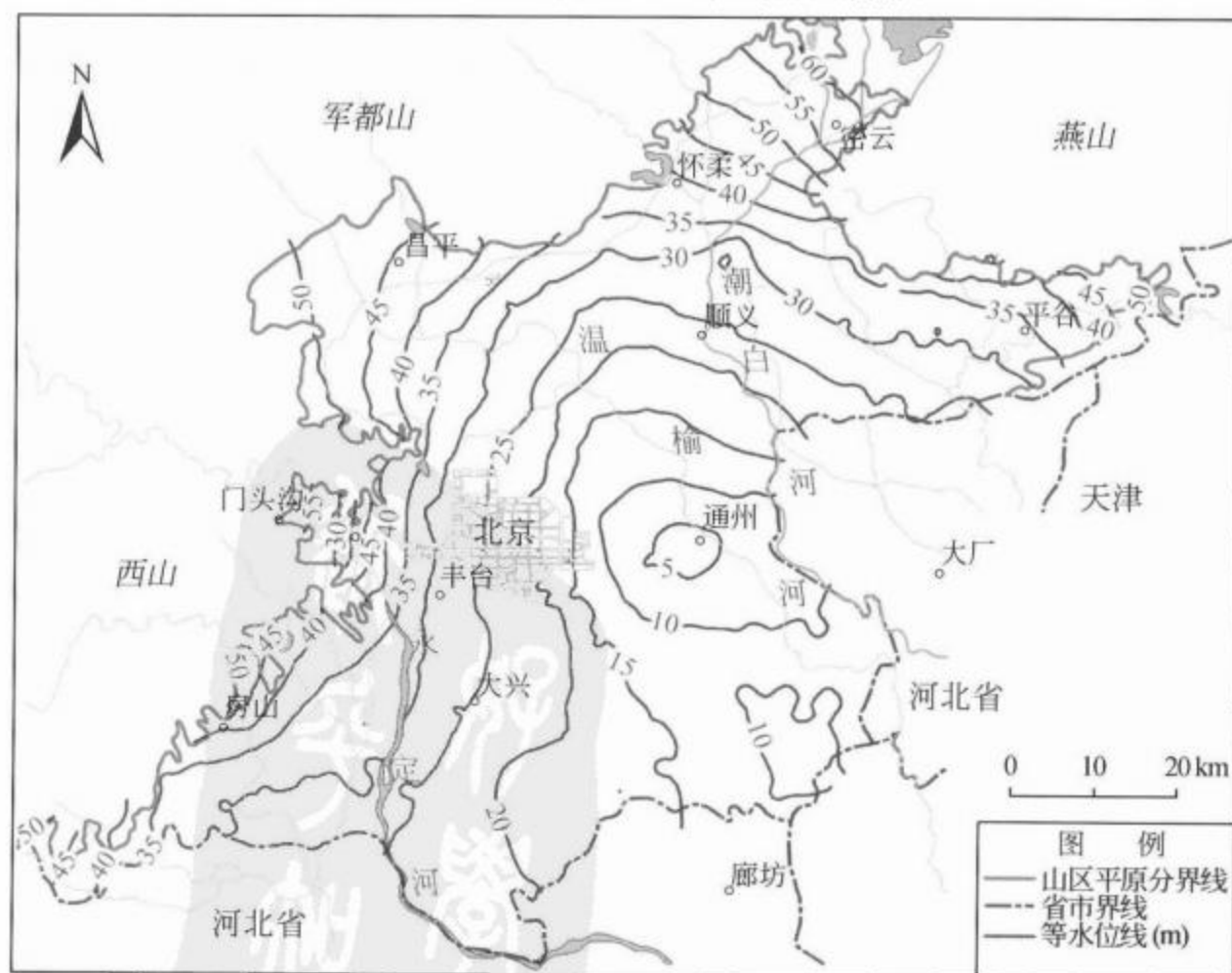


图 7.8 稳定流模型计算的第一承压含水层水位等值线图

7.2.4 北京平原区非稳定流地下水模型

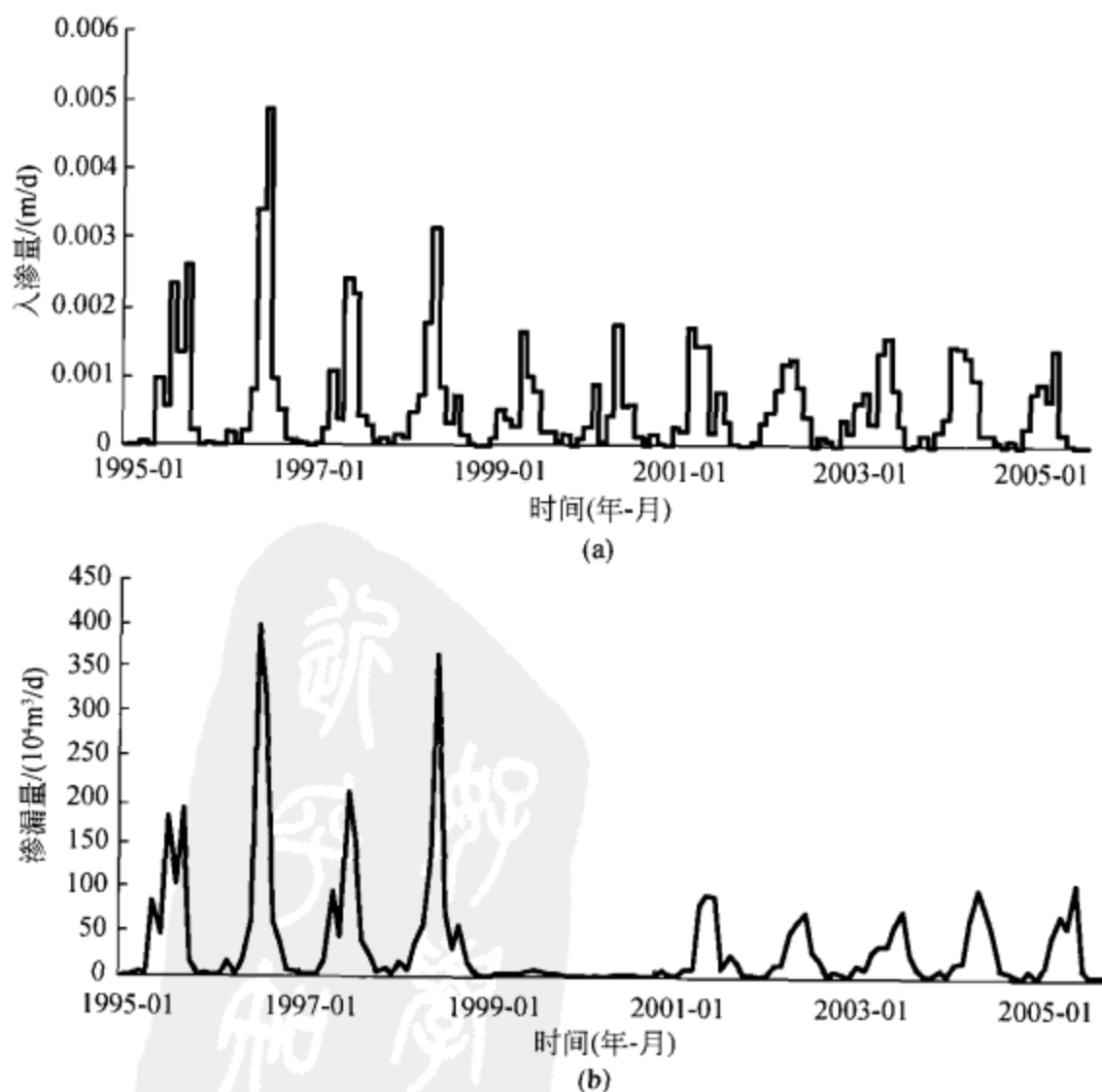
7.2.4.1 模拟时间与初始流场

北京平原区非稳定流地下水模型是在稳定流的基础上建立的,模拟时间为1995~2005年,共11年,以月为时间步长,共有132个应力期;非稳定流模型的初始流场采用稳定流模型计算的水位值。

7.2.4.2 补给与排泄时间序列

建立非稳定流模型要求提供每个补给和排泄项从1995至2005年每个月的数据系列。

在补给量的确定上,大气降水入渗补给利用1995~2005年月实测大气降水值乘以当地的大气降水入渗系数获得。河流的渗漏补给量和山区侧向补给地下水量采用北京历年地下水资源评价的平均值,按照当年月降水量的比例进行分配。地下水开采量最难获取,在空间分布与开采类型上,采用北京1995年与2000年两次地下水开采量调查成果。其他年份的开采量用当年开采总量的统计值参照1995年与2000年的时空分布进行比例分配,图7.9为补给和排泄量过程线。



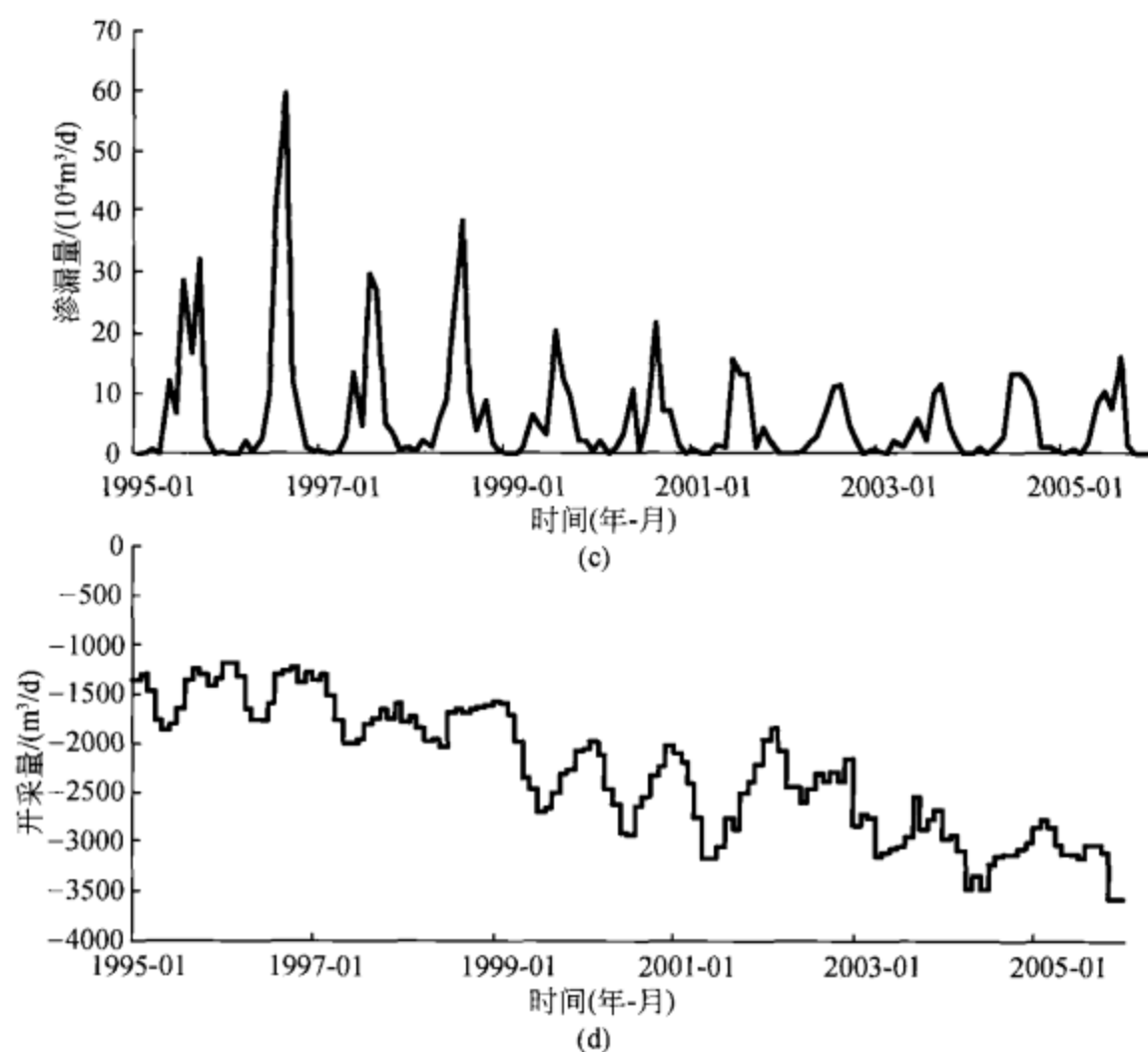
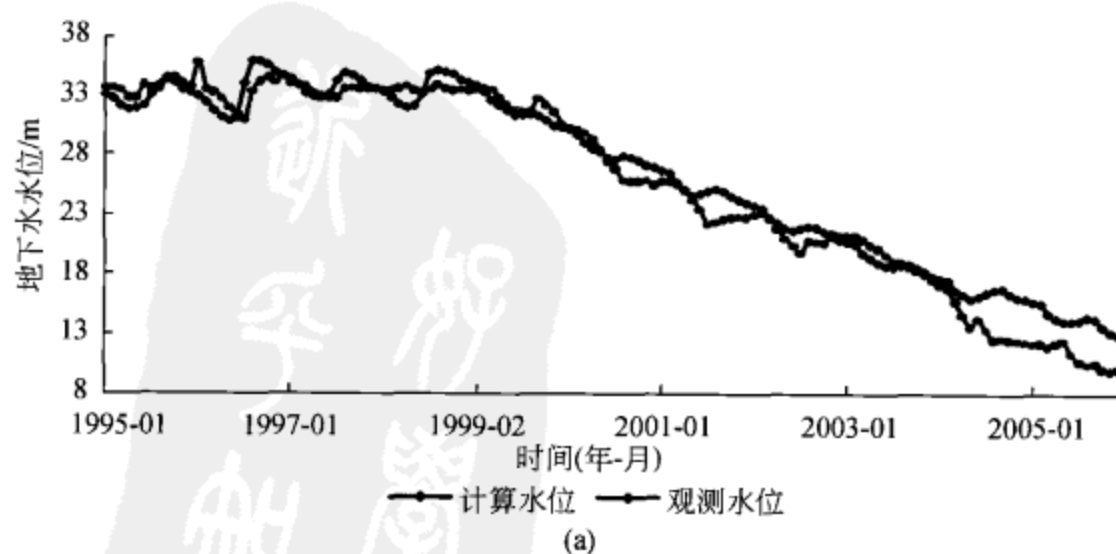


图 7.9 模型中各种输入及输出量的处理

(a) 大气降水入渗补给; (b) 河流渗漏入渗补给; (c) 山区侧向流入补给; (d) 农业开采量处理

7.2.4.3 模型校正

同样采用“试算法”校正了非稳定流模型, 主要调整了模型层给水度与储水系数。校正后的模型拟合水位对比曲线见图 7.10。总体上模型计算水位反映了观测水位的变化趋势, 其水位差一般小于 $1\sim 5\text{m}$ 。



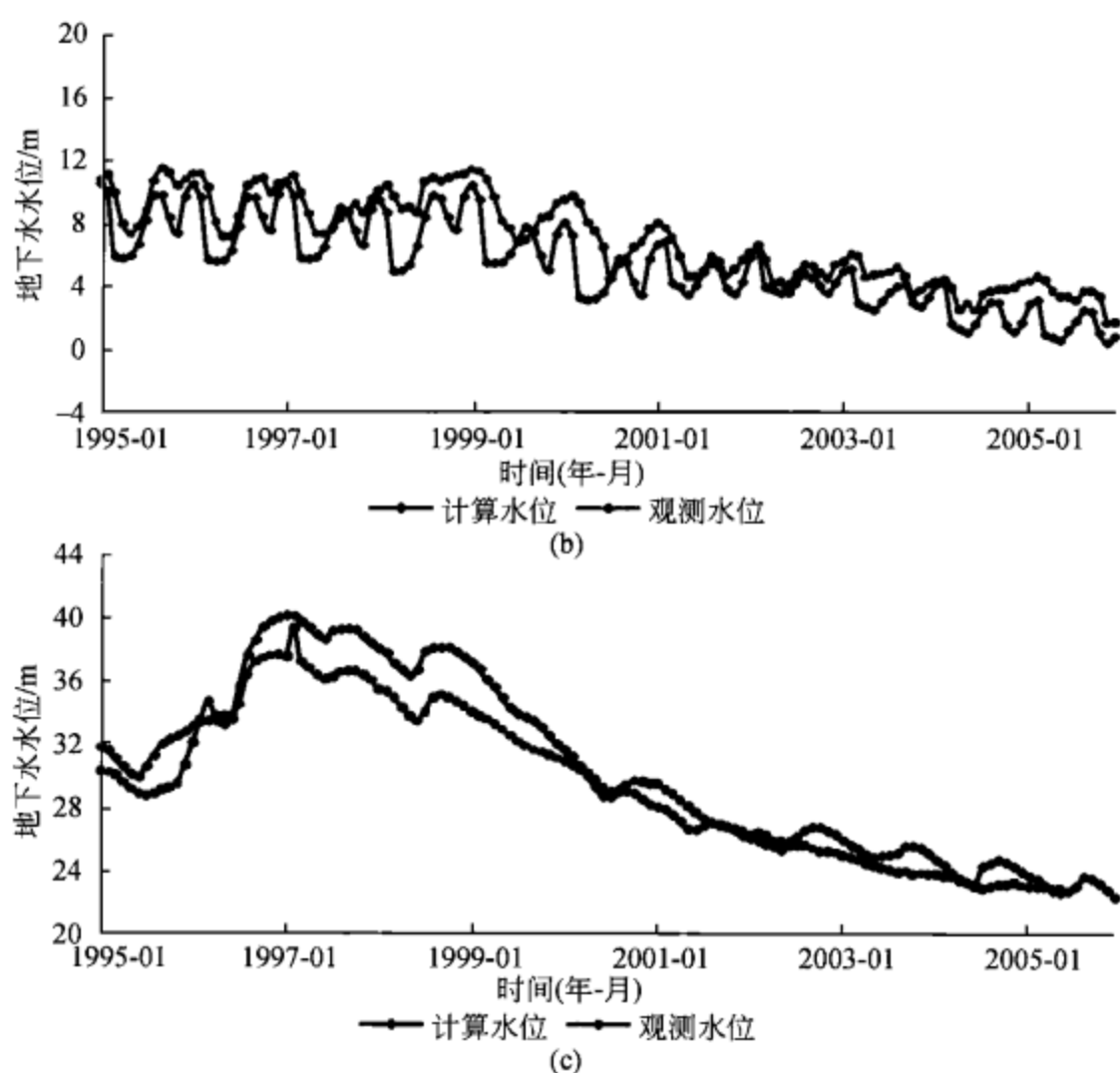


图 7.10 模型计算水位与观测水位对比图

(a) 水源八厂 S8-61 观测孔；(b) 漏斗中心区 612-2 观测孔；(c) 永定河地区 174 观测孔

7.2.5 北京平原区地下水流模型应用

7.2.5.1 地下水流系统分析

通过计算和绘制地下水流速矢量平面和剖面分布图，可以分析地下水流场空间分布规律，图 7.11 为浅层潜水含水层水平流速矢量图。显而易见，河流冲洪积扇形成地下水主要径流系统，大部分水流被水源地开采井截流，流向下游的水流相对减少。因而，在北京东郊开采地下水势必引起地下水水位大幅度下降，形成区域降落漏斗，从沿潮白河方向的剖面流场图看得更清楚（图 7.12）。北京水源八厂基本截流了来自潮白河冲洪积扇的水平地下水径流，下游深层工业自备井的开采水源主要是垂向越流补给，因而形成较大的降落漏斗。

7.2.5.2 地下水均衡分析

利用非稳定流模型计算了北京平原区 1995 年至 2005 年的地下水均衡量，绘制了年

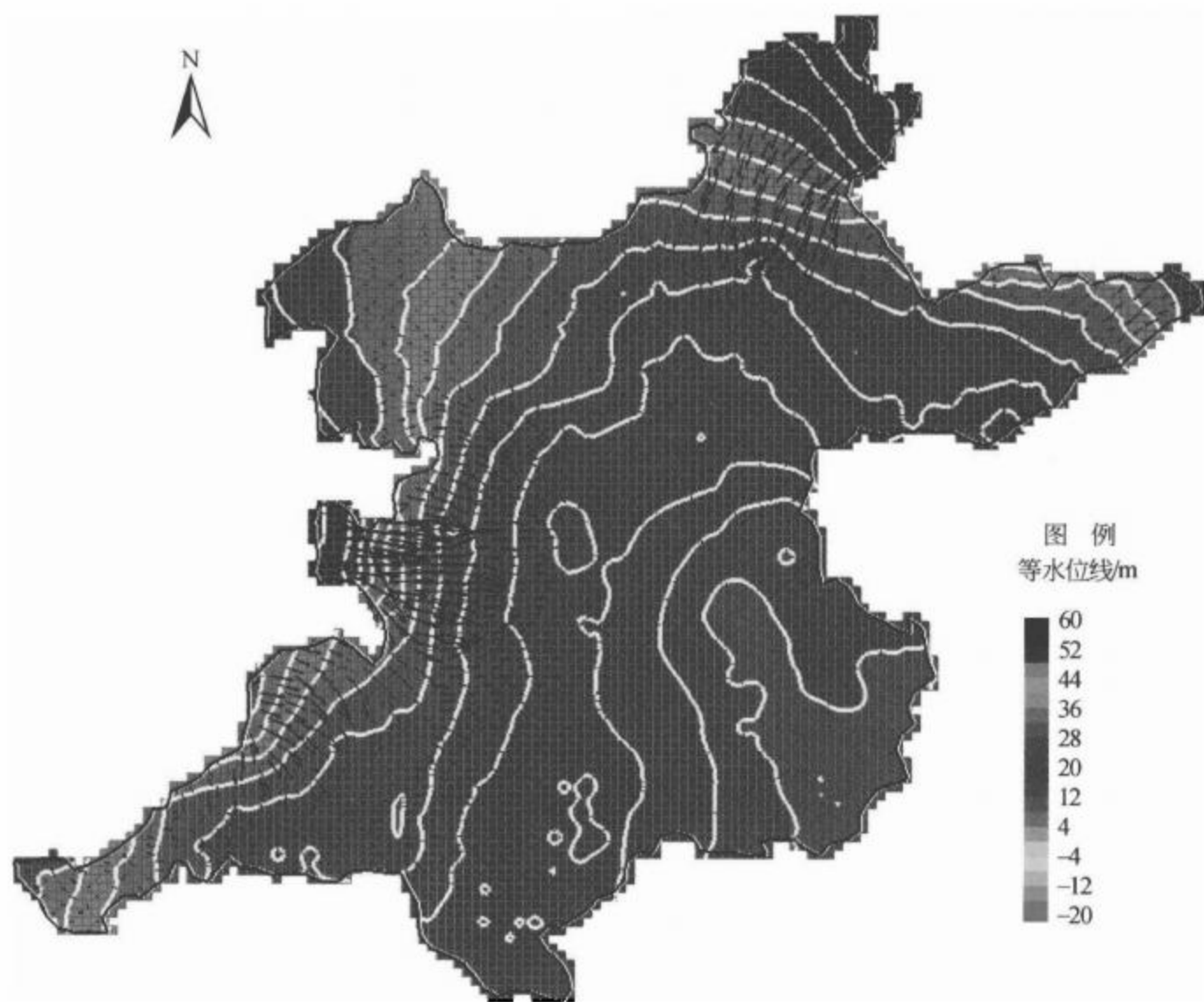


图 7.11 浅层潜水含水层水平流速矢量图



图 7.12 垂向上流速矢量图

均衡量变化过程图 (图 7.13), 从图可以看出, 地下水在 1995 年基本上处于平衡状态; 1996 年和 1998 年由于为丰水年, 储存量有所增加; 1999 年以后, 由于北京处于连续的干旱年, 地下水补给量多年低于地下水开采量, 造成了地下水储量的持续减少。

另外, 用模型可以计算垂向上各层之间的水量交换 (图 7.14), 表明垂向越流总体是由浅层向深层流动, 从浅层潜水含水层向第一承压含水层的越流量最大, 其次为第一承压含水层向第二承压含水层的越流, 深层承压含水层之间的越流量很小, 开采深层承压含水层的地下水必然引起较大的降落漏斗。

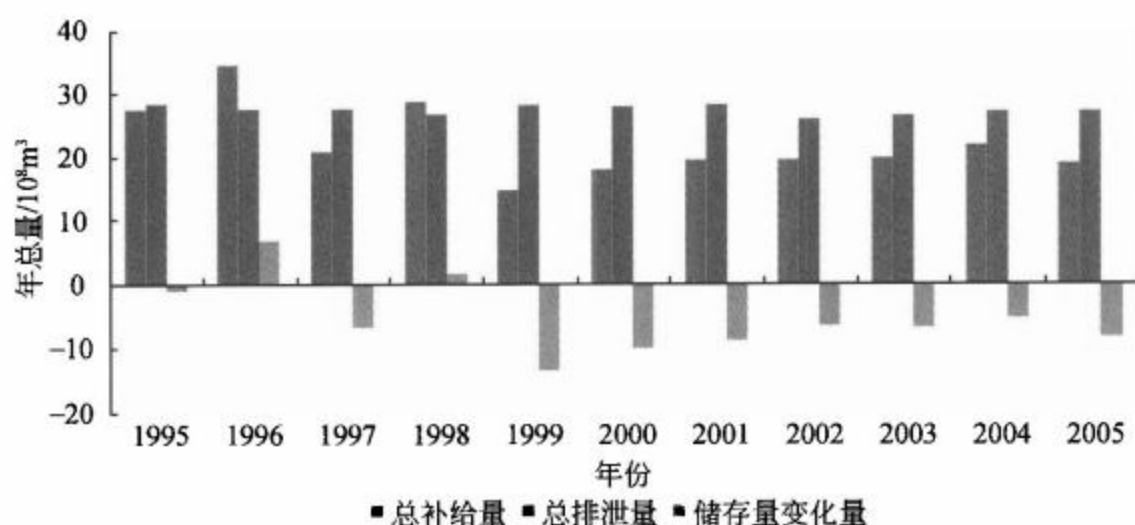


图 7.13 模型计算的不同年份地下水储存量变化量

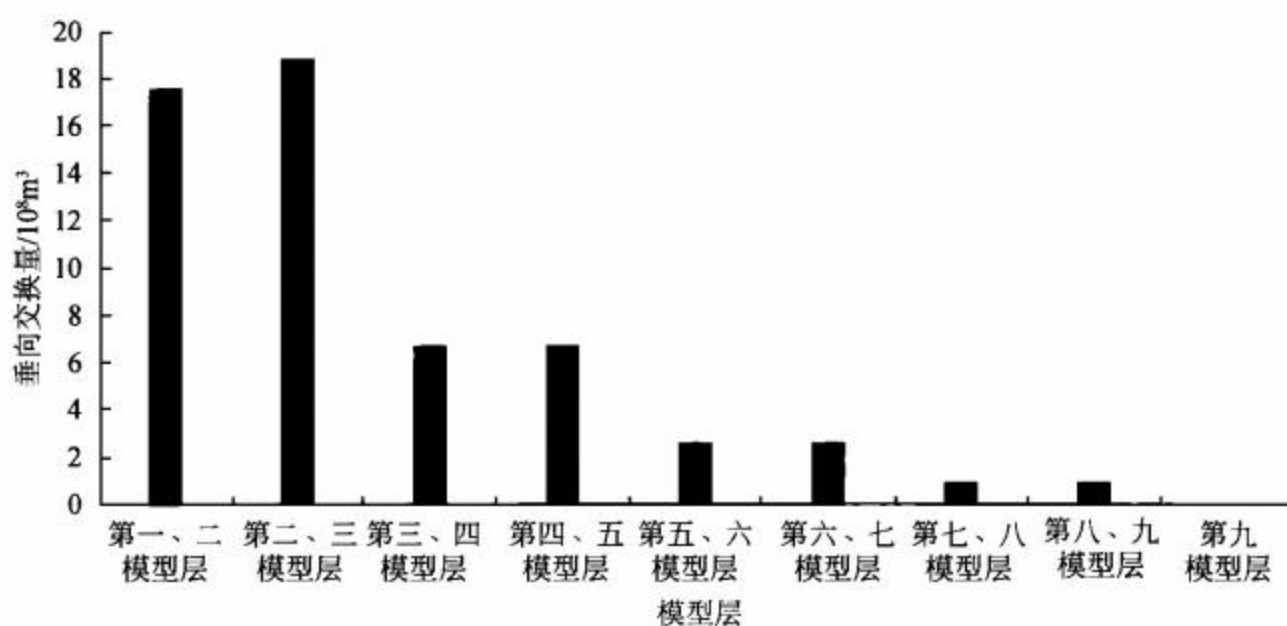


图 7.14 模型层之间的水量交换

7.2.5.3 地下水水位变化趋势分析

图 7.15 为潮白河流域不同含水层水位随时间变化过程图，从图中可以看出，在潮

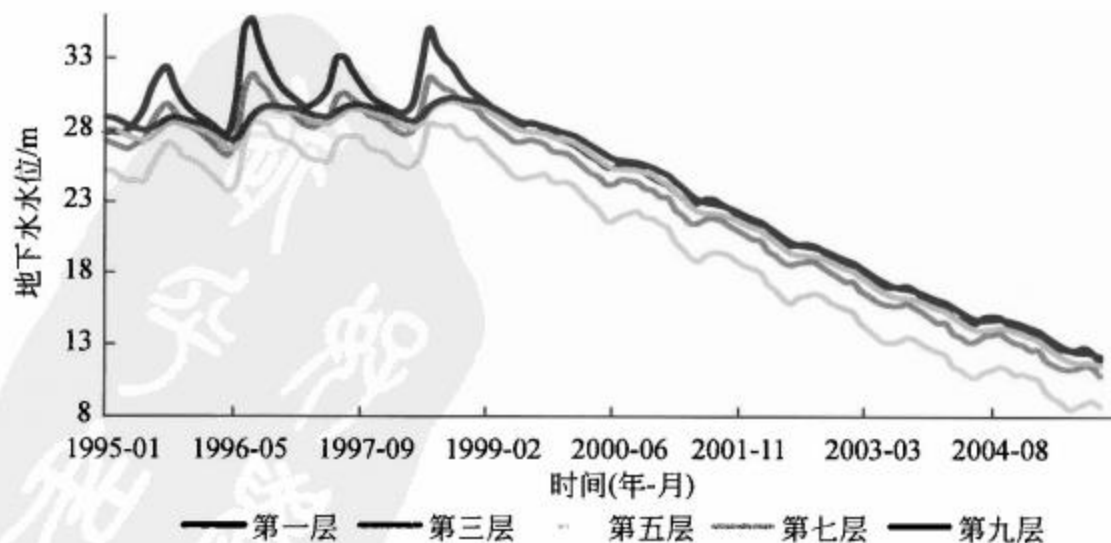


图 7.15 潮白河地区模型计算的水位变化曲线

白河上游冲洪积扇区,含水层为单一的含水层,因此各模型层计算的水位差异很小;从1999年以来的连续干旱以及怀柔应急水源地的运行造成地下水水位大幅度的下降,到2005年底水位已下降了约25m。在水源八厂以下地区含水层之间夹有弱透水层,因而主要开采含水层中的地下水水位最低。同样,连续干旱以及地下水开采造成地下水水位大幅下降。

7.2.5.4 地下水水位监测方向

本次建立的地下水数值模型表明把含水层系统划分为5个含水层和4个弱透水层能够更精确地刻画了北京平原区地下水流场的特征。但目前的观测孔主要分布在第一含水层和第二含水层,深层含水层监测孔很少,应当增加深层地下水的监测。由于含水层是多层的,应当建设一孔多属监测井的专业监测井网。此外,应加强对河谷地带和山前补给地带浅层地下水水位的监测,其监测信息可用以确定地下水的补给过程。

①把含水层系统划分为5个含水层和4个弱透水层,用9个模型层同时计算含水层和弱透水层的地下水流能够更准确地计算垂向水流交换,该模型也能够进一步用以建立地下水污染运移与地面沉降模型。

②北京平原区地下水水流总体上由山前补给带向东南径流,沿潮白河和永定河主径流带的地下水流大多被水源地开采井截流,深层含水层地下水开采水源主要来自上层含水层的越流补给。地下水长期过量开采加之1999年以来的连续干旱和应急水源地的运行已经造成地下水水位大幅度下降,出现区域性降落漏斗。长期以来,必然造成地下水枯竭,控制地下水开采,尤其停止怀柔应急水源地的开采势在必行。

③北京平原区地下水的补给主要来源于大气降水的直接入渗补给,其次为山前地带的侧向渗流补给和灌溉回归补给。由于河流大部分时间基本干枯,河流渗漏补给量越来越少。人工开采占排泄量的93%,是地下水的主要排泄方式,地下水向河流的排泄基本消失,造成河流生态退化。恢复潮白河和永定河径流,有助于增加地下水的补给量以及改善河道生态状况。

④现状地下水观测孔主要分布在浅层含水层,深层含水层监测孔很少,应当增加深层地下水的监测。由于含水层是多层的,应当建设一孔多属监测井的专业监测井网。此外,应加强对河谷地带和山前补给地带浅层地下水水位的监测,其监测信息可用以确定地下水的补给过程。

⑤建立北京平原区地下水模型的主要困难是地下水开采量、计算山前侧向补给量和降水入渗补给量。地下水开采量的收集必须与水务部门合作,而地下水补给量的确定需要建立长期的野外测试站网,这应作为今后水文地质工作的重点。

7.3 乌鲁木齐河流域地下水流模拟

7.3.1 乌鲁木齐河流域已建立的地下水模型

乌鲁木齐河流域包括柴窝堡盆地、河谷区和北部平原3个相互联系的水文地质单