

前 言

地下热水既是水资源又是能源。开发利用地下热水资源具有重要的经济效益、社会效益和环境效益,因而受到广泛重视。国内外许多学者对地下热水的分布、形成、资源评价和开发利用进行了大量的研究,取得了很大的进展。在地下热水资源评价和模拟计算方面,随着浅层常温地下水的资源评价及模拟模型的理论和方法的发展和日趋成熟,推动了地下热水相应理论和方法的发展。地热资源评价的研究,已从计算地热资源总量发展到研究地下热水的运移,从单一描述地下热水的运动或热量的运移到同时描述地下热水水流和热量运移,从一维模型到二维模型再到三维模型,从稳定流模型到非稳定流模型,逐渐趋于深入。

地下热水,特别是深层地下热水,属于特殊类型的地下水。由于热储层埋深大,井底压力随深度变化大;水温高且变化显著,水的密度随温度的变化而改变;地下热水在运移过程中与围岩发生热交换并受到来自深部热源的加温;通过回灌冷水到热储层中又获得新的地热资源,致使地下热水系统的压力场和温度场变化复杂。在研究这样复杂的地下水-热系统时,应采用三维非稳定流数学模型,同时描述压力场和温度场的时、空变化。在以往的文献报道中,有关数学模型的理论推导探讨得较多,而在实际应用方面对热水水流的模拟较为容易,对温度场的模拟研究仍然是薄弱环节。这是因为影响温度场的因素较多,有关温度场的野外观测资料也很难系统地获取。因而计算地下热水系统温度场变化的实例并不多见。

本书以天津市深层基岩热水系统作为深层地下热水运移三维数值模拟的研究对象。首先建立适合于描述深层地下热水运移的三维非稳定流数学模型,并探讨其数值解法,在阐述天津市地质背景、地温场基本特征和基岩地下热水系统的热储层特征、开采动态特征、水化学特征和热水成因的基础上,对热水系统进行合理概化,然后对天津市基岩地下热水近年来的开采过程进行模拟,并对不同开采方案的钻井热水开采动态进行预测,从而提供一个同时描述地下热水水流和热量运移的三维非稳定流模拟的研究实例。

作者在开展这项研究工作中,得到了天津市地矿局和天津地热管理处李明朗、赵维明、蔡冠英、久建新、李春华工程师等的大力帮助,同时还得到了中国地质大学(北京)水资源与环境工程系田开铭、陈爱光、沈照理、万力教授以及哈承佑、王兆馨教授级高工等的热情支持,特此致谢。

目前,对深层地下热水运移三维数值模拟的研究尚在探索之中。我们向读者奉献此书,旨在引起更多同行对这一研究领域的关注。本书疏漏与错误之处在所难免,敬请读者予以指正。

联系地址:北京市海淀区学院路29号中国地质大学水资源与环境工程系;邮编:100083;电话:010-82322281(O);传真:010-82321081;E-mail:zhouxun@cugb.edu.cn

作 者

2000.12

目 录

第一章 地热资源评价研究概述	(1)
第一节 问题的提出和研究意义	(1)
第二节 地热资源评价研究进展	(2)
一、地热类型	(2)
二、地热资源分类	(2)
三、地热资源评价	(3)
第三节 研究思路与方法	(4)
第二章 深层地下热水运移的三维数学模型	(6)
第一节 控制方程	(6)
一、压力场控制方程	(6)
二、温度场控制方程	(7)
第二节 有限元方程	(8)
一、压力场有限元方程	(8)
二、温度场有限元方程	(10)
第三章 天津市地热系统地质背景和地温场基本特征	(13)
第一节 自然地理简述	(13)
第二节 地质概况	(14)
一、区域地质背景	(14)
二、构造	(16)
三、地层	(19)
第三节 地温场基本特征	(20)
一、区域地温场特征	(20)
二、研究区地温场特征	(20)
三、地温场的形成与地热模型	(21)
第四章 天津市基岩地下热水系统的特征	(24)
第一节 基岩地下热水储集层	(24)
一、奥陶系热储层	(24)
二、寒武系热储层	(24)
三、中新元古界热储层	(25)
第二节 深层地下热水的开采动态	(25)
一、开采动态特征	(25)
二、深层热水钻井动水位升高现象及其分析	(28)
第三节 地下热水水化学特征	(32)

一、水化学基本特征	(32)
二、地下热水的同位素特征	(33)
第四节 基岩地下热水的成因	(34)
第五章 天津市基岩地下热水系统的模拟与预测	(36)
第一节 基岩地下热水系统的概化	(36)
一、计算区范围	(36)
二、热储层结构及其内部特征	(36)
三、边界条件	(36)
第二节 数值模拟计算	(38)
一、渗流区域的单元剖分及时间离散	(38)
二、初始条件和边界条件的处理	(39)
三、热储层参数及其分区	(43)
四、开采井的处理	(44)
五、特殊问题的处理	(44)
六、拟合与求参	(51)
第三节 地下热水开采动态的预测	(51)
一、第一开采方案	(51)
二、第二开采方案	(53)
第六章 结论	(62)
参考文献	(64)
附录 1 插图英文目录	(66)
附录 2 插表英文目录	(68)
英文摘要	(69)

Contents

Chapter 1 General Description of Studies of the Evaluation of Geothermal Resources	(1)
1.1 Statement of the Problem and Significance	(1)
1.2 Development of Studies of the Evaluation of Geothermal Resources	(2)
1.2.1 Geothermal Types	(2)
1.2.2 Classification of Geothermal Resources	(2)
1.2.3 Evaluation of Geothermal Resources	(3)
1.3 Approach to the Problem	(4)
Chapter 2 3-Dimensional Mathematical Model Describing Geothermal Water Flow and Heat Transport	(6)
2.1 Governing Equations	(6)
2.1.1 Governing Equation Describing Geothermal Water Flow	(6)
2.1.2 Governing Equation Describing Heat Transport	(7)
2.2 Finite Element Equations	(8)
2.2.1 Finite Element Equation Describing Geothermal Water Flow	(8)
2.2.2 Finite Element Equation Describing Heat Transport	(10)
Chapter 3 Basic Features of Geology and Geothermal Field in Tianjin Area	(13)
3.1 Brief Description of Physical Geography	(13)
3.2 Geological Setting	(14)
3.2.1 Regional Geological Setting	(14)
3.2.2 Structures	(16)
3.2.3 Strata	(19)
3.3 Basic Features of Geothermal Field	(20)
3.3.1 Features of Regional Geothermal Field	(20)
3.3.2 Features of Geothermal Field in the Study Area	(20)
3.3.3 Formation of Geothermal Field and Geothermal Model	(21)
Chapter 4 Features of Geothermal Water System in the Basement Rocks near Tianjin	(24)
4.1 Aquifers in the Basement Rocks	(24)
4.1.1 Ordovician Aquifer	(24)
4.1.2 Cambrian Aquifer	(24)
4.1.3 Middle and Upper Proterozoic Aquifer	(25)
4.2 Regime of Geothermal Water Exploitation in Deep-Seated Aquifers	(25)

4.2.1	Characteristics of the Regime of Geothermal Water Exploitation	(25)
4.2.2	Phenomenon and Analysis of Rises in Hydraulic Heads in Geothermal Wells in Deep-Seated Aquifers	(28)
4.3	Hydrochemical Features of Geothermal Water	(32)
4.3.1	Basic Hydrochemical Features of Geothermal Water	(32)
4.3.2	Isotopic Features of Geothermal Water	(33)
4.4	Formation of Geothermal Water in the Basement Rocks	(34)
Chapter 5 Modeling and Prediction of Geothermal Water System in the Basement Rocks near Tianjin		
5.1	Generalization of Geothermal Water System in the Basement Rocks	(36)
5.1.1	Model Area	(36)
5.1.2	Structure and Internal Features of the Aquifers	(36)
5.1.3	Boundary Conditions	(36)
5.2	Numerical Modeling	(38)
5.2.1	Discretization of Flow Domain and Time	(38)
5.2.2	Treatment of Initial and Boundary Conditions	(39)
5.2.3	Aquifer Parameters and Subdivisions	(43)
5.2.4	Treatment of Pumping Wells	(44)
5.2.5	Treatment of Special Problems	(44)
5.2.6	Match and Identification of Aquifer Parameters	(51)
5.3	Prediction of Geothermal Water Exploitation	(51)
5.3.1	First Pumpage Scheme	(51)
5.3.2	Second Pumpage Scheme	(53)
Chapter 6 Conclusions		(62)
References		(64)
Annex 1 List of Figures		(66)
Annex 2 List of Tables		(68)
Abstract		(69)

第一章 地热资源评价研究概述

第一节 问题的提出和研究意义

地下热水是宝贵的水资源和能源,具有显著的商业价值,很早就引起人们的关注和开发利用。冰岛、新西兰、匈牙利、美国、斐济等许多国家都拥有丰富的地热资源,通过开发利用地下热水或作为旅游资源,使地热资源得到了充分的使用。我国也是地热资源丰富的国家,在天津、福州、昆明、腾冲和西藏羊八井等地,地下热水得到了开发和利用。随着我国经济建设的迅速发展和环境保护工作的加强,地下热水的勘查、资源评价和开发利用将会受到更加广泛的重视。

天津市是在市区拥有地热资源的城市,也是我国最早利用地热资源的城市之一。地下热水赋存在地下第三系和早古生界、中新元古界基岩地层之中。天津市早在 1936 年就开凿了第一眼热水井,新中国成立后特别是 20 世纪 70 年代以来,开发地下热水的钻井迅速增加,到 1980 年开采井达 211 眼,绝大部分钻井开采第三系热储层中的热水。由于过量开采第三系热水,导致热储层地下水位持续下降,热水资源趋于枯竭。因此,自 20 世纪 80 年代初转向勘探和开发埋深更大的基岩地下热水。当地地勘单位于 1982~1987 年开展了市区及其以南地区(王兰庄地热田)的地热勘查工作,1986~1991 年又开展了市区东部(山岭子地热田)的地热勘查工作,基本查明了地热资源的特征,积累了基础资料,并用热储法(容积法)估算了基岩地热资源,对地热开发具有指导意义。进入 20 世纪 90 年代后,天津市地热开发有了进一步的发展,特别是近几年来房地产业的兴起,对基岩地下热水的开发日益受到重视,到 1998 年底,基岩热水井已达 50 眼左右,开采井数及总开采量均呈上升趋势。由于基岩热水储集层埋深大多数在 1000 m 之下,钻井成井成本很高,在开发地热资源时,除了需要对基岩地下热水的分布、运移、形成有比较清楚的认识以外,对热水开采井的开采量及其发展变化,需要作出合理的预测,对整个地热系统的资源潜力及开采规划,要有切合实际的分析。因此,极有必要对天津市深层基岩地下热水的运移进行更为细致的研究。

地下热水在工业上可以用于纺织、印染、化工、造纸、木材和食品加工等行业,在农业上可以用于温室种植和养殖,在生活中可直接用于采暖供热而节省燃煤减轻环境污染,还可在医疗方面具有使用价值。因此,开发利用地热资源具有重要的经济效益、社会效益和环境效益。天津市由于城乡建设和工农业的迅速发展,对能源需求也不断增加,经长期消耗的常规能源已供不应求,煤、石油能源的环境污染日趋严重,促进了地热资源的大规模开发利用。开展天津市深层地下热水运移的研究,对于开发利用基岩热水资源有着重要的实际意义。

地下热水,特别是深层基岩地下热水,又是一种特殊类型的地下水,主要表现在:①埋

藏深,井底压力随深度变化大,致使水动力场变化复杂;②水温较高(60~96℃),水的密度随温度变化而改变,井中水位高度不能代表井底压力的大小;③地下水在运移过程中不断与围岩发生热交换,并受到来自深部热源的加热;④通过回灌冷水到热储层中,又能获得新的地热资源。因此,不仅地下热水的水动力场随时间发生变化,而且温度场也是随时间经常发生变化的。在研究这样复杂的地下热水系统时,需要考虑质量、动量和能量三种平衡关系,运用三维非稳定流理论,既要描述地下热水压力场,同时又要描述温度场的变化。这对于丰富地下热水的理论和完善地下水运移三维非稳定流理论,有着重要的理论意义。

第二节 地热资源评价研究进展

一、地热类型

地球内部的热能在向地表的传递过程中,受到不同的地形、岩性、构造和地下水活动等因素的影响,致使地表各处的热流并不相同,在一些地区出现地热异常。例如,同样以传导为传递热能的形式,由于不同岩石的导热系数不等,地表就会出现不相同的热流。实际上,地热系统中重要的部分是对流形式的热传递。热能由地下水或蒸汽的运动来传递,即流体通过对流把热能带到浅部或地表,这样才便于使用。现有的地热异常区,一般可以分为三种类型,即以热水为主的水热型,以蒸汽为主的蒸汽型和缺少水分的干热岩石型。已经开发利用的主要为第一种,其次为第二种类型。

热水型地热异常是最常见的一种,地下水在补给区获得补给后运移到某一深度上受热增温,根据对流原理,水受热膨胀而上升,将热能输向浅部,形成地热异常。这种地热异常在地表常有显示,如温泉,或钻孔中揭露热水,因而是常见的地热资源类型。根据热量传输的途径的不同,又可以大体上划分为三种类型:①沉积盆地型,深部热量通过岩石的传导传递到浅部,常表现为层状热储;②断裂型,通过深大断裂沟通地壳浅部岩浆热源,常形成带状热储;③近期岩浆活动型,是与近期火山活动有关的地热资源类型。

含有能被开发利用的热流体的岩石或岩层称为热储层。它可分为孔隙型热储层和裂隙型热储层,部分岩溶和裂隙发育的碳酸盐岩为岩溶裂隙热储层。

在一定范围内具有盖层、热储层、热流体通道和热源的地质体称为地热田。其热能可供开发利用并具有社会、经济和环境效益。

二、地热资源分类

中华人民共和国地质矿产部标准(DZ40-85)“地热资源评价方法”中提出,地热资源系指在当前的技术经济条件下可以开发利用的地下岩石和水中的热能,也包括在未来条件下具有潜在价值的热能。根据研究程度的高低,地热资源可进一步划分为已查明的地热资源、推测地热资源和远景地热资源。

从开发利用的经济技术合理性考虑,可将地热资源划分为可能开采的和不可能开采的两部分。可能开采的地热资源依其经济效益,又可分为可利用的地热资源和残留的地热资源。埋深较浅,在技术上可及、经济上可行的部分是可利用的地热资源;埋藏较深,虽然技术上可及,但开发成本高,目前不宜开采的部分成为残留的地热资源。可利用的地热资源,其经济效益是以深度和地温梯度来评定的。就总的趋势而言,一个地区的地温是随着

深度增加而增加的。从经济和技术条件考虑, 钻井钻进愈深技术愈复杂, 钻井的成本愈高。为此, 通常将埋深在 2000 m 以上的可利用的地热资源称为经济型地热资源, 2000~3000 m 深度的可利用的地热资源称为亚经济型地热资源。

此外, 依据热储层的温度, 地热资源还可分为低温的 ($>20\sim40^{\circ}\text{C}$)、中低温的 ($>40\sim60^{\circ}\text{C}$)、中温的 ($>60^{\circ}\text{C}$ 至当地沸点) 和高温的 ($>$ 当地沸点) 地热资源 (或地热田)。

三、地热资源评价

国内外用于评价地热资源的方法大体上分为两类, 一类是用基于容积法的热储法计算地热资源量或热水资源量, 然后再用诸如回归法等方法求解可采的地热资源量; 另一类是建立热水运移或热量传输的微分方程, 运用解析法或数值法求解, 对地下热水的开采动态进行模拟和预测。

用热储法计算地热资源量, 其计算公式为:

$$Q_R = \bar{C} \cdot A \cdot M \cdot (T_r - T_j)$$

式中: Q_R ——地热资源量, kcal^①;

A ——热储层面积, m^2 ;

M ——热储层厚度, m;

T_r ——热储层温度, $^{\circ}\text{C}$;

T_j ——基准温度 (当地地下恒温层温度或年平均气温), $^{\circ}\text{C}$;

$\bar{C}$ ——热储层岩石和水的平均热容量, $\text{kcal}/\text{m}^3 \cdot ^{\circ}\text{C}$ 。

该方法简单易行, 只需确定热储层有关参数, 便可计算出地热资源量, 因而极为常用。但计算结果只是得到一个静态的地热资源总量, 一般在地热勘探初期对地热开发有指导意义。

天津市先后完成的王兰庄地热田和山岭子地热田勘探报告 (卢润等, 1987^②; 陈振霞等, 1991^③) 中, 均用热储法估算了勘探范围内的地热资源量, 并用容积法计算了热水的静储量, 然后建立总开采量和水位降深的回归方程, 求得可采量, 对个别热储层还用平均布井法计算可采量。沈显杰 (1986a, 1986b) 曾用热储法计算了西藏羊八井高温地热田的各类地热资源量, 并把可采的地热资源换算成相应的发电潜力, 又用质量平衡法对地热开发动态进行预测。马刚 (1990) 对华北平原北部地热以深度 2000 m 及 3000 m 为下限分别计算了经济型地热资源和亚经济型地热资源。郑克桢 (1993) 建立了热储层观测井月平均水位标高与当月、上月, 直至前 4 个月开采量的复相关方程, 用来预测北京市东南地热田的可采资源量。

前人研究地下热水运移的数学模型大体上有三种情形: 有些学者在研究地热资源评价时, 只注重研究地下热水的运动, 不考虑热量的传输; 另外一些学者只注重研究热量的运移, 忽视地下水运动的影响; 也有一些学者同时描述水-热系统中水和热量的运移。早在 20 世纪 60、70 年代, 国外已有学者研究地下水运动对地温场的影响 (庞忠和, 1987a, 1987b), 后来相继出现各种定量模型, 如捷克学者 Cermak 和 Jetel (1982) 在研究波希米亚盆地热流与地下水运动关系时, 提出一个上下均有隔水层的单一水平含水层模型, 描述地

① $1 \text{ cal} = 4.1868 \text{ J}$ 。

② 卢润等, 天津市区及玉兰庄地热田勘探报告, 1987 (内部报告)。

③ 陈振霞等, 天津市山岭子地热田详查报告, 1991 (内部报告)。

下水水平流动引起的热对流,并给出了温度分布的解析解和算例。Eckstein 等(1985)用二维解析模型模拟了尼加拉瓜 Momotombo 地热田钻井不同深度处温度随时间的变化。卢润等(1987)在研究王兰庄地热田时,选择一条长 17 km、深 2000 m 的剖面对稳定态地温场进行剖面二维数值模拟。Lu 等(1996)利用扩展的一维模型描述一个理想的半承压含水层剖面上的温度分布。薛禹群等(1990)在对上海市结合地面沉降的防治而进行的贮能试验研究时,建立了含热机械弥散项的热量运移方程,并给出了数值解法和算例。Pizzi 等(1984)和 Brandi 等(1986),曾建立天津市地下热水水流的准三维流数值模型,但未考虑温度场的变化,并受当时勘探程度的限制,模型刻画不够细致。许广森等(1995)对天津市山岭子地热田基岩热水依据双重介质裂隙水流理论建立非稳定态裂隙流的开采预测模型,其中裂隙区单元采用垂向差分准三维模型,岩块区为平面二维模型。范锡朋等(1995)对福州市第四系热水层建立平面二维非稳定流模型,根据水热均衡计算讨论了地热田水量及其衰减状况,并根据热水开采区地下水位降落漏斗的发展估计了地面沉降可能的发展规模。Huyakorn 等(1983)是较早给出多孔介质中能量运移方程一般表达式的研究者,并探讨了方程的数值解法,为研究深层地下热水的运移奠定了理论基础。张志辉等(1995)建立了考虑自然对流的地下热水运移的三维流模型,并结合上海市西郊的一个承压含水层储能试验给出了一个简单的算例。Ondrak 等(1999)建立了热量和质量运移的耦合数值模型,模拟一个脉状地热系统的温度和矿物沉淀随时、空的变化。福斯特等(1979)则建立了水-热系统中液态水和蒸汽同时存在的双相流动数学模型,并应用于新西兰的蒸汽型地热田的计算。

总的看来,地热资源评价从计算地热资源总量发展到研究地下热水的运移,从单一描述地下热水的运动或热量的运移到同时描述地下热水水流和热量运移,从一维模型到二维模型再到三维模型,逐渐趋于深入。在以往的文献报道中,从稳定流到非稳定流,有关模型的理论推导探讨得较多,在实际应用方面对水流的模拟较为容易,但对温度场的模拟研究仍然是薄弱的环节。这是因为影响温度场的因素较多,模型描述未必能全面考虑到这些因素,同时也因为温度场的野外观测资料很难系统地获取。

第三节 研究思路与方法

本书针对天津市基岩热水的特点,着重研究埋藏较深(1000~4000 m)、温度较高(50~<100℃)的沉积盆地型地下热水运移的数值模拟问题。深层地下热水由于埋深大、温度高,渗流场中水位不仅随空间、时间而变化,而且随水温的变化而改变,致使水动力场变化十分复杂,因而模拟深层地下热水比模拟常温地下水或浅层地下热水更为困难。在地下水-热系统中,既存在热传导,又存在热对流,还存在水-岩之间的热交换,致使温度场的模拟变得极为复杂。可见,研究深层地下热水运移的关键在于建立符合实际的数学模型。

为此,本书首先建立描述深层地下热水水流和热量运移的三维非稳定流数学模型,并探讨其数值解法;然后阐述天津市区域地质背景和天津市区的构造和地层概况,了解地温场的基本特点,通过合理概化得到地热模型,并且比较详细地讨论了天津市基岩地下热水储集层的特征、地下热水开采动态特征、水化学特征和同位素特点,分析了地下热水的成因。在此基础上对基岩地下热水系统进行合理概化,最后对天津市基岩地下热水近年来的

开采过程进行模拟，并对若干钻井热水开采动态（压力场和温度场的变化）进行预测。本书的着重点在于：①在水流方程中充分考虑热水密度随温度、矿化度及压力的变化；②在热流方程中反映水、岩之间的热交换；③探讨热水钻井动水位升高的原因并进行相应的理论计算；④提供一个同时描述地下热水水流和热量运移的三维非稳定流研究的完整实例。

考虑到深层地下热水运移的模型及研究实例较少，本书在建立三维数学模型过程中，除了借鉴已有地热资源评价的理论方法以外，还借鉴了比较成熟的地下水溶质运移数学模型的思想方法。因此，这项研究可以看成是同类内容的研究的一次有益的探索。



地信网论坛

BBS.3S001.COM

第二章 深层地下热水运移的三维数学模型

第一节 控制方程

深层地下热水是一种特殊类型的地下水，由于埋藏深，水温高且变化大，水的密度随温度变化显著，又由于地下水在运移过程中不断与围岩发生热交换，并受到深部热源的加热，再加上开采热水或回灌冷水等因素的影响，致使水动力场和温度场变化复杂。采用三维非稳定流数学模型，可以同时描述热水系统的水动力场和温度场随空间和时间的变化。

一、压力场控制方程

对于温度高且变化大的地下热水，水的密度不是一个常数。与密度变化相依赖的地下水流的水量守恒方程可表示为 (Bear, 1979)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\phi\rho) = -\operatorname{div}(\rho\vec{V}) + Q\rho_Q \quad (2-1)$$

式中： ϕ ——孔隙度；

ρ ——密度， $[\text{ML}^{-3}]$ ；

$\vec{V}$ ——渗流速度， $[\text{LT}^{-1}]$ ；

Q ——源汇项（进入为正，抽出为负）， $[\text{T}^{-1}]$ ；

ρ_Q ——源汇 Q 的密度， $[\text{ML}^{-3}]$ 。

假设渗流速度 $\vec{V}$ 符合达西定律：

$$V_i = -\frac{k_{ij}}{\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial x_j} + \rho g \frac{\partial z}{\partial x_j} \right), \quad i = 1, 2, 3; \quad j = 1, 2, 3$$

式中： k_{ij} ——渗透率；

μ ——动力粘滞系数；

P ——压力， $[\text{ML}^{-2}\text{T}^{-2}]$ ；

g ——重力加速度， $[\text{LT}^{-2}]$ ；

z ——垂向坐标，指向向上， $[\text{L}]$ 。

引进渗透系数：

$$K_{ij} = \rho g k_{ij} / \mu$$

则有

$$V_i = -K_{ij} \left(\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{\partial z}{\partial x_j} \right), \quad i = 1, 2, 3; j = 1, 2, 3 \quad (2-2)$$

式中： K_{ij} ——渗透系数张量， $[\text{LT}^{-1}]$ 。

同时假设密度 ρ 是水的压力 P 、温度 T 及矿化度 S 的函数，即 $\rho = \rho(P, T, S)$ ，并可以表示为

$$\rho \approx \rho_0(1 + \alpha_P P + \alpha_T T + \alpha_S S) \quad (2-3)$$

式中： ρ_0 ——参考密度， $[\text{ML}^{-3}]$ ；

α_P 、 α_T 、 α_S ——压力、温度和矿化度相应的系数。

我们还假设矿化度 S 不随时间变化。

依照上述假设，方程 (2-1) 可以作下列推导：

$$\rho \frac{\partial \phi}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \phi \left(\frac{\partial \rho}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} \right) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\rho K_{ij} \left(\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{\partial z}{\partial x_j} \right) \right] + Q \rho_Q$$

对上式作进一步简化，就有

$$\frac{1}{\rho} \left(\rho \frac{\partial \phi}{\partial P} + \phi \frac{\partial \rho}{\partial P} \right) \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\rho K_{ij} \left(\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{\partial z}{\partial x_j} \right) \right] + Q \frac{\rho_Q}{\rho} - \frac{\phi}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t}$$

利用 Boussinesq 假设，有

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial P} + \frac{\phi}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial P} \right) \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_{ij} \left(\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{\partial z}{\partial x_j} \right) \right] + Q \frac{\rho_Q}{\rho} - \frac{\phi}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2-4)$$

引进比弹性给水度 S_s ：

$$S_s = \rho_0 g \left(\frac{\partial \phi}{\partial P} + \frac{\phi}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial P} \right) \quad (2-5)$$

就得到压力场控制方程：

$$\frac{S_s}{\rho_0 g} \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_{ij} \left(\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{\partial z}{\partial x_j} \right) \right] + Q \frac{\rho_Q}{\rho} - \frac{\phi}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2-6)$$

有时，为了简化和计算方便，可以假定

$$\rho_Q = \rho \quad (2-7)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \approx \alpha_T \quad (2-8)$$

$$H = \frac{1}{\rho_0 g} P + z \quad (2-9)$$

式 (2-9) 中的 H 称为参考水头。这样，式 (2-6) 可写成

$$S_s \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\frac{\rho_0}{\rho} K_{ij} \frac{\partial H}{\partial x_j} + \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho} \right) K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} \right] + Q - \phi \alpha_T \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2-10)$$

二、温度场控制方程

地下热水系统中能量守恒方程可表示为

$$\frac{\partial}{\partial t}(\phi \rho h) + \text{div}(\rho h \vec{V}) = \text{div}(D \text{grad} T) + Q \rho_Q h_Q + k_s(T_s - T) \quad (2-11)$$

式中： h ——水的内能， $[\text{JM}^{-1}]$ ；

D ——热扩散系数， $[\text{JL}^{-1}\Theta^{-1}\text{T}^{-1}]$ ；

h_Q ——源汇的热能， $[\text{JM}^{-1}]$ ；

T ——水的温度， $[\Theta]$ ；

T_s ——岩石的温度， $[\Theta]$ ；

k_s ——水、岩之间的热交换系数， $[\text{JL}^{-3}\text{T}^{-1}\Theta^{-1}]$ 。

式 (2-11) 中等号右端第三项表示水与岩石之间的热交换，当 $T_s > T$ 时，水被岩石加温，当 $T_s < T$ 时，水的温度降低。

式 (2-11) 可写成

$$\phi \rho \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (\phi \rho)}{\partial t} h + \rho \vec{V} \cdot \frac{\partial h}{\partial x_i} + \text{div}(\rho \vec{V}) h = \text{div}(D \text{grad} T) + Q \rho_Q h_Q + k_s(T_s - T)$$

利用式 (2-1), 就有

$$\phi \rho \frac{\partial h}{\partial t} + \rho \vec{V} \cdot \frac{\partial h}{\partial x_i} = \text{div}(D \text{grad} T) + Q \rho_Q (h_Q - h) + k_s(T_s - T) \quad (2-12)$$

假定

$$h = cT \quad (2-13a)$$

$$h_Q = c_Q T_Q \quad (2-13b)$$

并且有

$$c_Q = c \quad (2-14)$$

式中: c ——水的比热容, $[\text{JM}^{-1}\Theta^{-1}]$;

c_Q ——源汇 Q 的比热容, $[\text{JM}^{-1}\Theta^{-1}]$;

T_Q ——源汇 Q 的温度, $[\Theta]$ 。

则 (2-12) 式就成为

$$\phi \rho c \frac{\partial T}{\partial t} + \rho c \vec{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_i} = \text{div}(D \text{grad} T) + Q \rho_Q c (T_Q - T) + k_s(T_s - T) \quad (2-15)$$

用 ρc 除以上式, 得

$$\phi \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{1}{\rho c} \text{div}(D \text{grad} T) + \frac{\rho_Q}{\rho} Q (T_Q - T) + \frac{k_s}{\rho c} (T_s - T)$$

注意到 ρ 是变量, 我们利用前面压力场控制方程的推导思想, 引进 ρ_0/ρ 这个比例数, 并假定 $\rho_Q = \rho$, 就有

$$\phi \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{\rho_0}{\rho} \text{div}(\tilde{D} \text{grad} T) + Q (T_Q - T) + \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s (T_s - T) \quad (2-16)$$

这里

$$\tilde{D} = \frac{D}{\rho_0 c} \quad (2-17a)$$

$$\tilde{k}_s = \frac{k_s}{\rho_0 c} \quad (2-17b)$$

方程 (2-16) 就是温度场控制方程。

我们可以注意到, 当 $Q < 0$ 时, 即抽水时, T_Q 必然等于 T , 则式 (2-16) 的等号右端第二项实际上是不存在的; 当 $Q > 0$ 时, 即注水时, T_Q 不等于 T , 该项才有意义。

第二节 有限元方程

一、压力场有限元方程

设

$$P(\vec{x}, t) = P_J(t) N_J(\vec{x}) \quad J = 1, 2, \dots, n \quad (2-18a)$$

$$T(\vec{x}, t) = T_J(t) N_J(\vec{x}) \quad J = 1, 2, \dots, n \quad (2-18b)$$

式中: $\vec{x} = x_i \vec{i} + x_j \vec{j} + x_k \vec{k}$;

$N_J(\vec{x})$ ——结点基函数;

n ——结点数。

把 (2-18) 代入 (2-6), 就有

$$\frac{S_s}{\rho_0 g} N_J \frac{dP_J}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\frac{1}{\rho g} K_{ij} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} P_J + K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} \right] + \frac{\rho_a}{\rho} Q - \phi \alpha_T N_J \frac{dT_J}{dt}$$

依 Galerkin 法, 应有以下式子成立:

$$\sum_I \iiint_{R'} \left\{ \frac{S_s}{\rho_0 g} N_J \frac{dP_J}{dt} - \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\frac{1}{\rho g} K_{ij} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} P_J + K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} \right] - Q + \phi \alpha_T N_J \frac{dT_J}{dt} \right\} N_I d\Omega = 0, \quad I = 1, 2, \dots, n \quad (2-19)$$

这里 R' 表示积分区域 (渗流区域) R 的各个小单元, 并且取 $\rho = \rho_a$ 。

对 (2-19) 式的第二项应用格林定理, 就有

$$\begin{aligned} & \sum_I \iiint_{R'} \left\{ \frac{S_s}{\rho_0 g} N_J \frac{dP_J}{dt} - Q + \phi \alpha_T N_J \frac{dT_J}{dt} \right\} N_I d\Omega \\ & + \sum_I \iiint_{R'} \frac{1}{\rho g} K_{ij} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} P_J d\Omega - \sum_I \iiint_{R'} K_{ij} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega \\ & - \sum_I \iint_{B_2'} (\vec{V} \cdot n_i) N_I dB = 0, \quad I = 1, 2, \dots, n \end{aligned}$$

式中: B_2' ——单元 R' 的第二类边界面;

n_i —— B_2' 的外法线方向。

令

$$\vec{V} \cdot n_i|_{B_2'} = q' \quad (2-20)$$

即用 q' 表示流量通量, 这样就有

$$\begin{aligned} & \sum_I \iiint_{R'} \frac{S_s}{\rho_0 g} N_I N_J \frac{dP_J}{dt} d\Omega + \sum_I \iiint_{R'} \frac{1}{\rho g} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} P_J d\Omega \\ & = \sum_I \iint_{B_2'} q' dB - \sum_I \iiint_{R'} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega \\ & + \sum_I \iiint_{R'} Q' N_I d\Omega - \sum_I \iiint_{R'} \phi \alpha_T N_I N_J \frac{dT_J}{dt} d\Omega \end{aligned} \quad (2-21)$$

假设

$$A'_{IJ} = \iiint_{R'} N_I N_J d\Omega \quad (2-22a)$$

$$K'_{IJ} = \iiint_{R'} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} d\Omega \quad (2-22b)$$

$$C'_I = \iiint_{R'} N_I d\Omega \quad (2-22c)$$

则 (2-21) 就成为

$$\sum_I \frac{S_s}{\rho_0 g} A'_{IJ} \frac{dP_J}{dt} + \sum_I \frac{1}{\rho g} K'_{IJ} P_J = \sum_I \iint_{B_2'} q' dB - \sum_I \iiint_{R'} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega$$

$$+ \sum_i Q_i C_i - \sum_i \phi \alpha_T A_{ij} \frac{dT_j}{dt}, \quad I = 1, 2, \dots, n \quad (2-23)$$

这就是压力场 P 的有限元方程。

采用向后差分格式解常微分方程 (2-23)，具体计算如下：

$$\begin{aligned} & \sum_i \frac{S_s}{\rho_0 g} A_{ij} \frac{P_j^{t+\Delta t} - P_j^t}{\Delta t} + \sum_i \frac{1}{\rho g} K_{ij} P_j^{t+\Delta t} = \sum_i \iint_{B_i} q^t dB \\ & - \sum_i \iiint_{R^t} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega + \sum_i Q_i C_i - \sum_i \phi \alpha_T A_{ij} \frac{\Delta T_j}{\Delta t}, \quad I = 1, 2, \dots, n \end{aligned}$$

就有

$$\begin{aligned} & \left\{ \sum_i \frac{S_s}{\rho_0 g} \frac{A_{ij}}{\Delta t} + \sum_i \frac{1}{\rho g} K_{ij} \right\} P_j^{t+\Delta t} = \sum_i \frac{S_s}{\rho_0 g} \frac{A_{ij}}{\Delta t} P_j^t + \sum_i \iint_{B_i} q^t dB \\ & - \sum_i \iiint_{R^t} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega + \sum_i Q_i C_i - \sum_i \phi \alpha_T A_{ij} \frac{\Delta T_j}{\Delta t}, \quad I = 1, 2, \dots, n \quad (2-24) \end{aligned}$$

若从参考水头 H 的方程 (2-10) 来推导，就会有

$$\begin{aligned} & \sum_i S_s A_{ij} \frac{dH_j}{dt} + \sum_i \frac{\rho_0}{\rho} K_{ij} H_j = \sum_i \iint_{B_i} q^t dB \\ & - \sum_i \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho}\right) \iiint_{R^t} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega + \sum_i Q_i C_i - \sum_i \phi \alpha_T A_{ij} \frac{dT_j}{dt}, \quad I = 1, 2, \dots, n \end{aligned}$$

它可以用下列方法求解

$$\begin{aligned} & \sum_i S_s A_{ij} \frac{\Delta H_j}{\Delta t} + \sum_i \frac{\rho_0}{\rho} K_{ij} (H_j^t + \Delta H_j) \\ & = \sum_i \iint_{B_i} q^t dB - \sum_i \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho}\right) \iiint_{R^t} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega + \sum_i Q_i C_i - \sum_i \phi \alpha_T A_{ij} \frac{\Delta T_j}{\Delta t} \end{aligned}$$

就得到

$$\begin{aligned} & \left\{ \sum_i \frac{S_s}{\Delta t} A_{ij} + \sum_i \frac{\rho_0}{\rho} K_{ij} \right\} \Delta H_j = \sum_i \iint_{B_i} q^t dB - \sum_i \frac{\rho_0}{\rho} K_{ij} H_j^t \\ & - \sum_i \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho}\right) \iiint_{R^t} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial z}{\partial x_j} d\Omega + \sum_i Q_i C_i - \sum_i \phi \alpha_T A_{ij} \frac{\Delta T_j}{\Delta t}, \quad I = 1, 2, \dots, n \quad (2-25) \end{aligned}$$

由式 (2-25) 求得 ΔH_j ，再从

$$H_j^{t+\Delta t} = H_j^t + \Delta H_j$$

就求得 $H_j^{t+\Delta t}$ ，即下一时刻的值。

二、温度场有限元方程

温度场的控制方程 (2-16) 是对流扩散型方程。我们用算子分裂法 (Yanenko, 1971) 求解，即在 $(t, t + \frac{1}{2}\Delta t)$ 时段内，解方程

$$\frac{1}{2}\phi \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\rho_0}{\rho} \text{div}(\tilde{D} \text{grad} T) + Q(T_Q - T) + \frac{\rho_0}{\rho} k_s (T_s - T) \quad (2-26)$$

而在 $(t + \frac{1}{2}\Delta t, t + \Delta t)$ 时段内, 解方程

$$\frac{1}{2}\phi \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_i} = 0 \quad (2-27)$$

方程 (2-27) 是对流型方程, 可用采用改进特征线法求解, 这里不再详述。

方程 (2-26) 是扩散型方程, 可以采用有限元法求解, 其过程大致与压力场有限元方程中的推导相似, 现把关键的几步列出。

依照式 (2-18), 式 (2-26) 可写成

$$\frac{1}{2}\phi N_J \frac{dT_J}{dt} = \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\tilde{D}_{ij} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} T_J \right] + Q(T_Q - N_J T_J) + \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s (T_s - N_J T_J)$$

依 Galerkin 法, 应有

$$\sum_I \iiint_{K'} \left\{ \frac{1}{2}\phi N_I \frac{dT_J}{dt} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\tilde{D}_{ij} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} T_J \right] - Q(T_Q - N_J T_J) - \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s (T_s - N_J T_J) \right\} N_I d\Omega = 0, \quad I = 1, 2, \dots, n$$

再应用格林定理, 得

$$\sum_I \iiint_{K'} \left\{ \frac{1}{2}\phi N_I N_J \frac{dT_J}{dt} + \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{D}_{ij} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} T_J - Q(T_Q - N_J T_J) N_I - \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s (T_s - N_J T_J) N_I \right\} d\Omega - \sum_I \iint_{B_2'} q_k dB = 0, \quad I = 1, 2, \dots, n \quad (2-28)$$

这里 q_k 是第二类边界的热流量值。

令

$$D_{IJ} = \iiint_{K'} \frac{\partial N_I}{\partial x_i} \tilde{D}_{ij} \frac{\partial N_J}{\partial x_j} d\Omega \quad (2-29)$$

则 (2-28) 式就成为

$$\begin{aligned} & \sum_I \frac{1}{2}\phi A_{IJ} \frac{dT_J}{dt} + \sum_I \frac{\rho_0}{\rho} D_{IJ} T_J + \sum_I Q A_{IJ} T_J + \sum_I \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s A_{IJ} T_J = \\ & = \sum_I Q T_Q C_I + \sum_I \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s T_s C_I + \sum_I \iint_{B_2'} q_k dB, \quad I = 1, 2, \dots, n \end{aligned} \quad (2-30)$$

这就是温度场的常微分方程, 对时间求解仍采用向后差分格式, 但注意到这个方程的时间段是 $(t, t + \frac{1}{2}\Delta t)$, 就有

$$\begin{aligned} & \sum_I \frac{1}{2}\phi A_{IJ} \frac{T_J^{t+\frac{1}{2}\Delta t} - T_J^t}{\frac{1}{2}\Delta t} + \sum_I \left(\frac{\rho_0}{\rho} D_{IJ} + Q A_{IJ} + \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s A_{IJ} \right) T_J^{t+\frac{1}{2}\Delta t} = \\ & = \sum_I Q T_Q C_I + \sum_I \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s T_s C_I + \sum_I \iint_{B_2'} q_k dB, \quad I = 1, 2, \dots, n \end{aligned}$$

即

$$\left\{ \sum_I \left(\frac{\phi}{\Delta t} A_{IJ} + \frac{\rho_0}{\rho} D_{IJ} + Q A_{IJ} + \frac{\rho_0}{\rho} \tilde{k}_s A_{IJ} \right) \right\} T_J^{t+\frac{1}{2}\Delta t} =$$

$$= \sum_i \frac{\phi}{\Delta t} A_{ij} T_j + \sum_i Q T_0 C_i + \sum_i \frac{\rho_0}{\rho} k_s T_s C_i + \sum_i \iint_{B_i'} q_h dB, \quad I = 1, 2, \dots, n \quad (2-31)$$

式 (2-24) 和式 (2-27)、(2-31) 就是我们实际使用的计算公式。在计算中, 它们既可以联立求解, 也可以先计算压力场, 然后计算温度场。利用各结点的初始压力值和初始温度值, 求出第一时段末结点的压力值和温度值, 作为第二时段计算的初始值, 求出第二时段末各结点的压力值和温度值, 如此下去, 可求得各时段末各结点的压力值和温度值。



地信网论坛
BBS.3S001.COM

第三章 天津市地热系统地质背景和地温场基本特征

第一节 自然地理简述

天津市距首都北京约120 km，地处华北平原东北部，海河流域下游（图3-1），北靠燕山，东临渤海。全市面积约11300 km²，人口近895万，其中市区人口592万。



图3-1 研究区位置图

1—铁路 2—高速公路 3—河流 4—研究区范围

全市除北部蓟县为低山丘陵外，一般为海拔2~5 m的平原。地表水系较发育，有北运河、永定河、大清河、子牙河和南运河。这5条河流在天津市汇合后流入海河，海河向东流经塘沽后注入渤海。近几年来各河流量普遍减少，且有永定新河和独流减河在海河上游分流，致使流经市区的海河流量大大减少，年流量不到1.5亿 m³。

天津市属暖温带大陆性季风气候，夏季炎热多雨，冬季寒冷干燥，年平均气温为12.4℃。年降雨量540~650 mm，其中70%的降雨集中在七、八、九月份。年均蒸发量为1050 mm左右。

天津市为中央直辖市，是华北重要的经济中心和口岸城市，是首都北京的出海门户，同

时也是14个沿海开放城市之一。其轻、重工业门类齐全，有轻纺、化工、钢铁、机械、造船、食品等工业，也是农、副、渔业生产基地，科教文卫事业也较发达。京津塘高速公路横贯东西，各种等级的公路四通八达，还是重要的铁路枢纽、航空港和海港。以市区为中心，通过铁路、公路、航空、航海四面辐射，构成沟通天津市与周边及全国各地的交通网络。天津市不仅是中国北方的商贸金融中心，也是一座历史文化名城，历史悠久，文化源远流长。改革开放以来，天津市市政建设日新月异，正逐渐发展成为具有多功能经济中心的新型城市。

第二节 地质概况

一、区域地质背景

天津地区地处Ⅰ级构造单元的中朝准地台之内，以宝坻-宁河断裂为界，可以划分为北区和南区的Ⅱ级构造单元。北区主要为山区，属燕山褶皱带的次一级构造单元冀北拗陷，南区为广阔的平原，属华北拗陷区。南区的Ⅲ级构造单元自西向东依次为冀中拗陷、沧县隆起和黄骅拗陷。在拗陷或隆起上又可划分为Ⅳ级构造单元的一系列凸起和凹陷，例如在沧县隆起之上有潘庄凸起和双窑凸起、白塘口凹陷、小韩庄凸起，以及兴济凸起、里坦凹陷等（图3-2）。南区总体上为中、新生代断陷、拗陷区，在隆起、拗陷及次一级的凸起和凹陷之上沉积了巨厚的第三系和第四系沉积物。

南区的隆起、拗陷及其次一级的凸起和凹陷的延伸方向和较大的断裂的走向均为北北东向，形成雁行式相间排列的构造格局。隆起和凸起内地层展布通常为东翼陡西翼缓的背斜，或是向西倾斜的单斜。断裂通常是隆起和拗陷以及凸起和凹陷的分界线，例如沧东断裂是沧县隆起和黄骅拗陷的分界线，白塘口西断裂是双窑凸起和白塘口凹陷的分界线。并且在隆起或凸起东侧的断裂的规模一般比西侧的断裂大。这些断裂均为正断层，具有同生断层（或生长断层）的特点，即边断、边沉积，已断至上覆第三系内。

北区广泛分布古生界及前古生界，其构造线大致呈东西向，主要断裂为近东西向，次要断裂有北西、北东和北北西向。断裂将地层切割成许多块体，并控制着地层的分布和构造形态。

天津地区绝大部分被第四系沉积物所覆盖，分布的地层自老至新有太古宇、中新元古界、古生界、中生界和新生界，其中缺失上奥陶统至下石炭统、三叠系及老第三系。太古宇至古生界在北区有出露，其中中新元古界和古生界在北区蓟县以北有标准剖面。一般将第三系以前的地层统称为基岩，基岩之上的新生界沉积物为盖层（表3-1）。

华北地区早在太古宇至古元古代末，经历了五台运动和吕梁运动的构造运动，使地层发生了强烈的褶皱和断裂并伴有岩浆活动和变质作用，形成天津地区古老基底。在中新元古代天津地区强烈拗陷，沉积了巨厚的海相碳酸盐岩地层，在北区蓟县一带厚度近万米。元古宇末的蓟县运动使华北地区上升成陆，处于隆起剥蚀状态。在古生代华北地区处于地台稳定发育时期，自早寒武世早期至中奥陶世末普遍沉降接受海侵，沉积一套海相碳酸盐岩。从晚奥陶世开始，受加里东运动的影响，华北地区上升成陆，直到早石炭世末处于长期剥蚀阶段。从中石炭世至晚石炭世末，为海陆交互相沉积。自二叠纪起，接受陆相沉积。受印支运动的影响，形成一系列褶皱和断裂。侏罗纪和白垩纪时的燕山运动，使地层发生褶皱和断裂并伴有岩浆活动，形成了南区北北东向的隆起和拗陷的构造形态。新生代的喜马拉雅运动继承

表3-1 天津地区地层简表

时 代				代 号	岩性特征	厚度/m
界	系	统	组			
新生界	第四系			Q	砂质粘土、粘质砂土夹砂层和砂砾石层	250~410
	新第三系		明化镇组	N _{2m}	上段为砂岩、砾砂岩与泥岩、粉砂质泥岩互层；下段为厚层泥岩夹细砂岩	800~1540
			馆陶组	N _{1g}	粉砂质泥岩与粉-中砂岩互层，中部泥岩为主，下部多为含砾砂岩	400~1000
中生界	白垩系			K	细-中砂岩夹泥岩、页岩	200~1600
	侏罗系			J	细-粗砂岩夹泥岩、页岩和安山岩，局部地区夹煤层	
古生界	二叠系	上统		P ₂	砂岩为主，夹砾砂岩、砾岩和泥岩	460~1200
		下统		P ₁	细-粗粒砂岩夹泥岩、页岩	
	石炭系	上统	太原组	C _{3t}	粉细砂岩、泥岩夹泥质灰岩、灰岩及煤层	100~230
		中统	本溪组	C _{2b}	粉细砂岩、泥岩为主，夹页岩、灰岩及煤层	
	奥陶系	中统	马家沟组	O _{2m}	厚层状灰岩、白云质灰岩和灰质白云岩	420~630
		下统	亮甲山组	O _{1l}	厚层状灰质白云岩、灰岩，夹竹叶状灰岩	100~230
			冶里组	Q _{1y}		25~50
	寒武系	上统	凤山组	Є _{3f}	竹叶状灰岩、灰岩、白云质灰岩，下部为泥灰岩和页岩	40~150
			长山组	Є _{3c}		10~60
			崮山组	Є _{3g}		10~50
		中统	张夏组	Є _{2zh}	上部鲕状灰岩夹泥岩，下部泥页岩夹鲕状灰岩	60~250
			徐庄组	Є _{2x}		60~170
		下统	毛庄组	Є _{1mo}	页岩、泥页岩夹角砾状灰岩、豹皮状灰岩	30~100
			馒头组	Є _{1ma}		30~80
			府君山组	Є _{1f}		50~170
中新元古界	青白口系		景儿峪组	Qbj	泥质灰岩夹灰岩、白云岩	90~160
			龙山组	Qbl	石英砂岩夹页岩	100~200
			下马岭组	Qbx	页岩、粉细砂岩	120~200
	蓟县系		铁岭组	Jxl	灰岩、白云质灰岩、白云岩	250~320
			洪水庄组	Jxh	粉砂岩、页岩，夹泥质白云岩	130
			雾迷山组	Jxw	厚层白云岩	1600~3400
			杨庄组	Jxy	泥质白云岩	180~770
	长城系		高于庄组	Ccg	白云岩夹少量砂岩	270~1600
			大洪峪组	Ccd	长石石英砂岩	170~450
			团山子组	Cct	泥质白云岩夹砂岩	7~522
			串岭沟组	Ccch	页岩	120~1060
			常州沟组	Ccc	石英砂岩	110~800
太古代				Ar	片麻岩	>10000

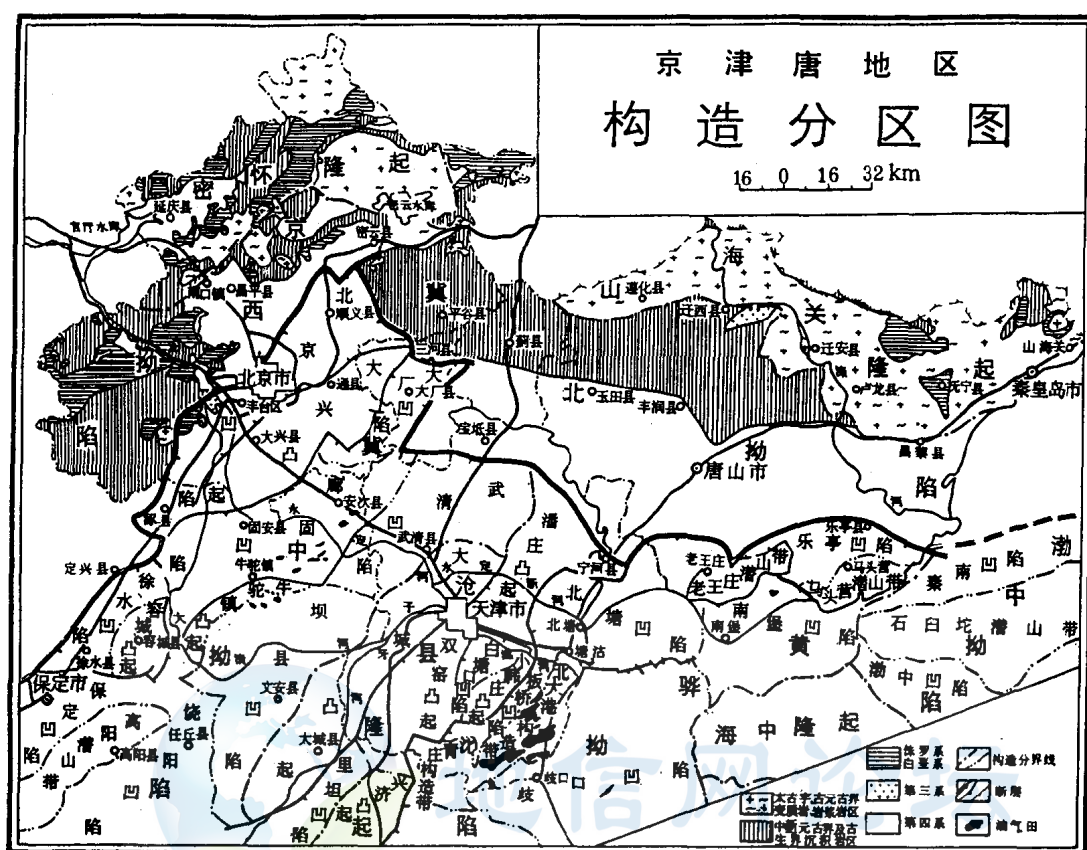


图3-2 京津唐地区构造分区图 (据卢润等, 1987)

了前期构造形态,使北区继续上升,南区继续下沉,并形成相互分割的隆起和断陷盆地,在此基础上接受了巨厚的新生界沉积。

二、构造

研究区包括天津市区及其南、北郊区,地处南区的沧县隆起之上,以双窑凸起和潘庄凸起为主体(图3-3,图3-4)。北部到达宝坻-宁河断裂,西部跨过天津断裂到达大城凸起东侧,南侧到达沈青庄构造带,东部南段跨白塘口凹陷到达小韩庄凸起,北段以沧东断裂与北塘凹陷毗邻。

本区基岩的展布大体上是一个由中新元古界和下古生界组成的背斜,背斜轴走向北东,西北翼倾角 $9^{\circ}\sim 13^{\circ}$,东南翼稍陡。背斜两翼均被断层切割,东部南段被断层切割形成几个凸起和凹陷。基岩顶面曾长期遭受风化剥蚀,形成凹凸不平的地形。基岩之上被新第三系和第四系覆盖。

区内断裂主要有两组,一组走向北北东,有沧东断裂、白塘口西断裂和天津断裂等,另一组走向北西西,有海河断裂、潘庄断裂和宝坻-宁河断裂等(图3-3、图3-4)。现将主要断裂的特征简述如下。

1. 沧东断裂 F_1

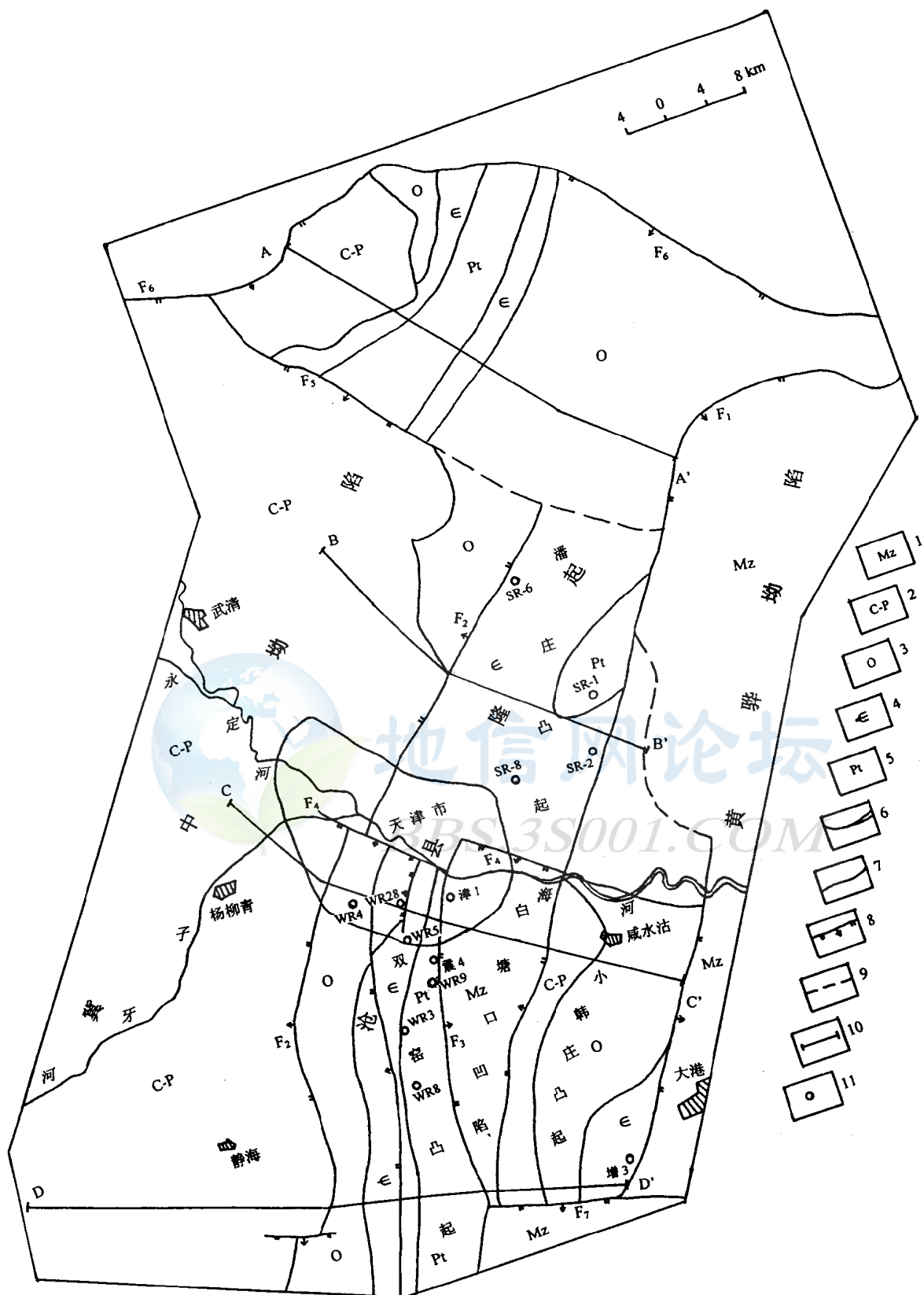


图3-3 研究区基岩地质图

- 1—中生界 2—石炭-二叠系 3—奥陶系 4—寒武系 5—中上元古界 6—河流
7—地层界线 8—正断层 9—推测断层 10—剖面线 11—钻井

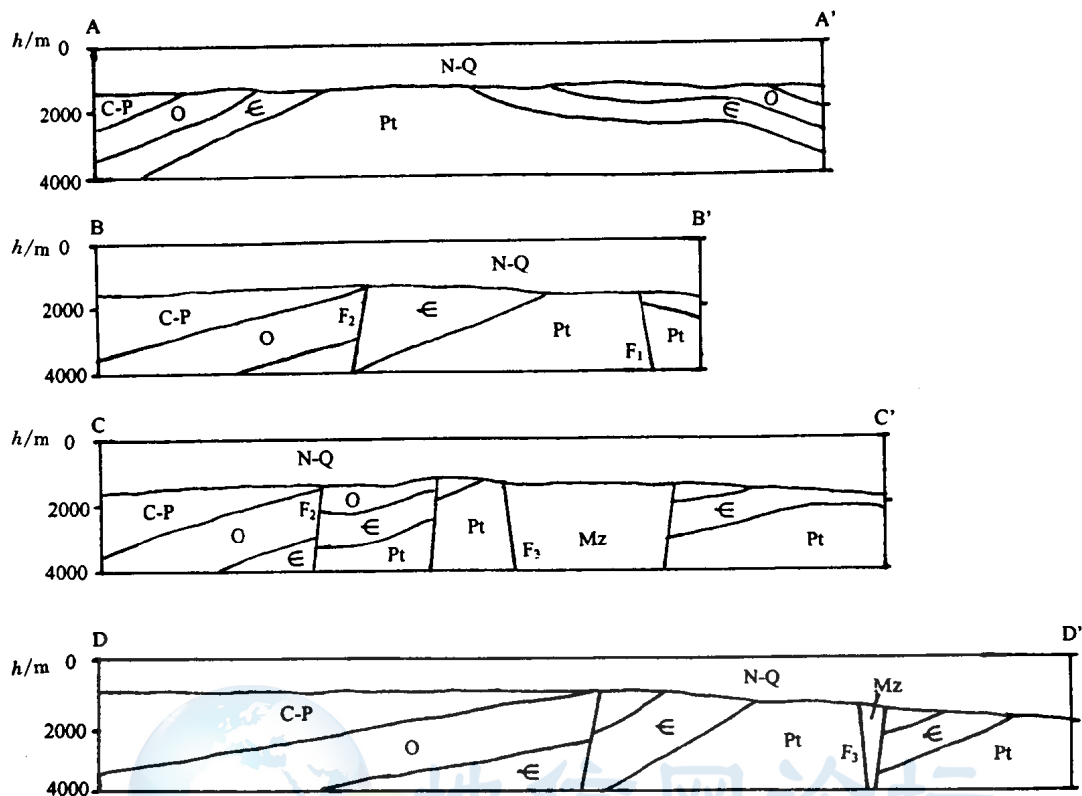


图3-4 研究区地质剖面图

位于本区东部，走向北东，断层面倾向南东，平均倾角约 50° ，为正断层。西盘上升，基岩面可见中新元古界和古生界地层，东盘下降，发育中生界地层，对中、新生界地层的分布起着控制作用。南部被东西向断层错动。断距由深至浅逐渐递减，由大于1000 m 减至100 m 左右。

2. 天津断裂 F_2

走向北东，南段走向转向南北，倾向北西西，倾角 $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ ，为正断层，断距200~300 m。北段穿过潘庄凸起，南段是双窑凸起和大城凸起的分界线。

3. 白塘口西断裂 F_3

位于天津市以南，走向北北东，长约28 km，倾向南东东，平均倾角 45° 左右，为正断层，构成白塘口凹陷西界。断裂西侧为双窑凸起，分布有中上元古界地层，东侧白塘口凹陷分布有中生界地层。

4. 海河断裂 F_4

横贯天津市，走向近东西，断面南倾，为正断层，断距由深至浅变小。该断裂在白塘口西断裂以东，北侧为古生界地层，南侧为中生界地层。在白塘口断裂以西，海河断裂垂直断距不大，主要表现为右旋旋转和水平位移。

5. 潘庄断裂 F_5

位于本区北部，走向北北西，倾向南。

6. 宝坻-宁河断裂 F。

构成本区的北部边界，走向大体上为北西西，朝东、西向延伸很远，倾向南南西，为正断层。该断裂以北的基岩为冷水盆地，以南为热水盆地。

三、地层

本区的地表分布有第四系沉积物，通过钻井揭露的地层还有：新第三系、侏罗-白垩系、石炭-二叠系、奥陶系、寒武系和中上元古界的青白口系、蓟县系等地层（参见表3-1和图3-3、图3-4）。现将钻遇地层自老至新分述如下。

1. 中新元古界 (Pt)

钻孔揭露本区最老的地层为中新元古界蓟县系和青白口系，分布在沧县隆起中部，受后期构造运动的影响，地层的厚度由西向东变薄，甚至缺失某些地层（与蓟县标准剖面相比），自老至新主要有雾迷山组、铁岭组和下马岭组、龙山组、景儿峪组地层。

雾迷山组为钻井揭露的最老地层，分布在本区中部，在沧东断裂和白塘口西断裂西侧埋深最浅，直接与上覆新生界地层接触，其它地方埋深较大，厚度达2000 m 以上，钻井未见层底，为一套浅灰色、灰白色含砂砾屑微晶白云岩和含叠层石微晶白云岩，局部含硅质及薄层泥岩。

铁岭组为灰、深灰、灰褐色厚层状硅质白云岩、白云质泥灰岩及灰岩，局部含角砾状灰岩，厚度20~260 m。

下马岭组为硅质白云岩与泥岩、砾岩互层，局部含燧石条带，钻厚120 m 左右。

龙山组为灰白、灰绿、褐色石英砂岩夹薄层含海绿石泥质粉砂岩，钻遇厚度70~120 m。

景儿峪组为灰绿色泥质、含泥质灰岩、白云质灰岩，夹暗棕色泥灰岩或钙质泥岩，钻遇厚度16~160 m。

2. 寒武系 (Є)

寒武系分布于本区中部，与下伏中新元古界呈假整合接触，在海河断裂以北与上覆新生界直接接触。下统下部为灰、灰白色白云质灰岩，上部为棕红色页岩夹薄层灰岩、白云岩，钻厚约200 m。中统下部以棕红色页岩为主，夹灰白色灰岩；中部以灰白色灰岩及白云质灰岩为主，夹棕红色页岩；上部为暗棕、灰绿色页岩，钻遇厚度约170 m。上统中下部以灰绿、灰色页岩为主，间夹数层灰岩，上部主要为灰色含泥质灰岩、竹叶状灰岩，夹少量泥质条带灰岩，钻厚约70 m。

3. 奥陶系 (O)

奥陶系在本区中部沧县隆起西侧、海河断裂以南与上覆新生界直接接触，在天津断裂以西则隐伏在石炭-二叠系之下，岩性以灰、灰褐色、浅灰色厚层灰岩为主，间夹有白云岩、角砾状灰岩、角砾状白云岩以及白云质灰岩、泥质灰岩及泥灰岩，厚度约1000~1500 m。

4. 石炭-二叠系 (C-P)

在天津断裂以西有大面积的石炭-二叠系分布，与奥陶系呈假整合接触，其岩性为粉砂岩、砂岩、泥岩夹灰岩及薄层煤，厚度大于200 m。

5. 侏罗-白垩系 (K-J)

中生界主要分布于白塘口凹陷及沧东断裂以东，为侏罗-白垩纪地层，岩性自下而上为泥岩夹砂岩、砾岩、砂岩和页岩互层夹有煤层，顶部有火山岩及火山凝灰岩夹砾岩，厚度

大于600 m。

6. 新第三系 (N)

上第三系沉积物在全区广泛分布, 覆盖在不同时代的基岩之上, 厚度500~1000 m。下部馆陶组为灰白、浅灰色厚层状砂砾岩、砂岩夹薄层棕红、灰绿色泥岩, 上部明化镇组为粉细砂岩与泥岩不等厚互层。

7. 第四系 (Q)

第四系沉积物广布全区, 岩性为棕黄、灰黄色粘土、粉砂质粘土、粘土质粉砂夹薄层细砂, 厚度300~488 m。

第三节 地温场基本特征

一、区域地温场特征

华北平原拗陷区一系列拗陷和隆起及凹陷和凸起的构造格局, 对地温分布有着重要的影响。前人的研究结果 (卢润等, 1987; 马刚, 1990) 表明, 在新生界盖层一定厚度的范围内, 地温分布与基岩面起伏呈正向相关关系, 即在正向构造的隆起、凸起部位地温高、地温梯度大, 而在负向构造的拗陷、凹陷部位则地温低、地温梯度小 (图3-5)。由于盖层——新生界岩石的热导率小于中生界地层, 更小于古生界和中新元古界岩石的热导率, 在凸凹相间的构造格局控制下, 热流在传导过程中, 会由局部负向构造向正向构造区集中, 因此在基岩隆起区的浅部形成高温区, 而在基岩深埋区形成低温区。一般正向构造地温梯度大于 $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, 局部大于 $5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, 1000 m 深度内地温高于 60°C ; 负向构造地温梯度小于 $2.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, 1000 m 深度地温低于 40°C 。

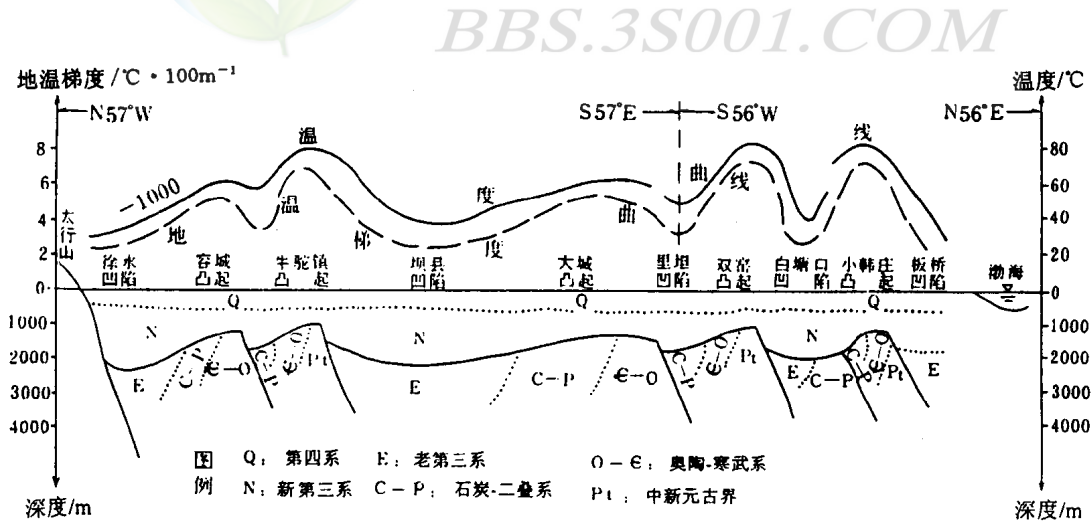


图3-5 太行山-渤海地热地质示意剖面图 (据卢润等, 1987)

二、研究区地温场特征

天津地区是华北平原北部埋深300 m 深度内三个平均地温梯度大于 $5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 的高值

区之一。就盖层的平均地温梯度而言,有10余个等于或大于 $3.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 的地热异常区,各地热异常区均呈椭圆形分布,其长轴方向呈北北东—南南西和近东西两组方向排列,与区内两组断裂方向吻合,地温梯度高值区和构造隆起部位也相吻合,如潘庄凸起、双窑凸起、小韩庄凸起是地温梯度高值区。另外,在断裂附近或断裂交汇区也常常是地热异常区,如沧东断裂西侧基岩热水水温普遍较高,在沧东断裂与海河断裂的交汇处,也能打出高温热水井。

地温场在垂直方向上的变化受岩石热导率的控制,而后者取决于岩石的性质、结构、孔隙度等因素。第四系泥质成分高、结构松散,热导率小,起到阻热作用;第三系砂质成分较高,结构较致密,热导率较第四系大;基岩的结构最致密,热导率又比第三系大。而地温梯度与岩石的热导率成反比,即热导率低的地层地温梯度高,反之,热导率高的地层地温梯度低。因此,在同一钻井中,自上而下地温梯度随深度增加而减小(图3-6)。在同一双窑凸起构造单元上,基岩埋深相近,但地温和盖层地温梯度并不相同,一般来说,奥陶系地层地温低,上覆地层地温梯度小,而中上元古界地层地温高、上覆地层地温梯度大。这是因为奥陶系地层以灰岩为主,热导率中等,而中上元古界地层以白云岩和砂岩为主,热导率高。

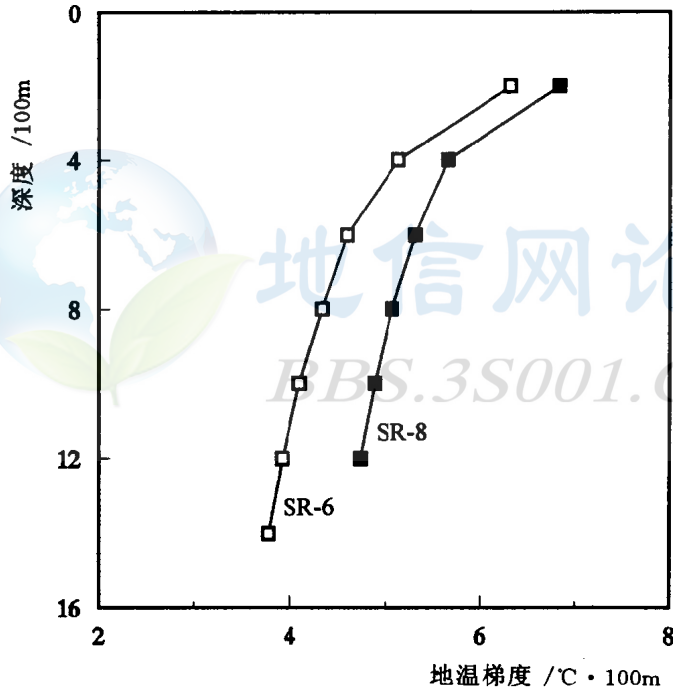


图3-6 SR-6井和SR-8井地温梯度随深度的变化

三、地温场的形成与地热模型

地壳浅部地温场的形成主要与地壳深部的壳幔结构及岩浆活动和地壳浅部的地质构造、地层岩性及地下水活动等因素有关。华北平原沉降区在中生代以前曾是一稳定大陆地块,中生代末期以来上地幔物质强烈活动并伴有剧烈的地壳活动,上地幔物质上涌,或沿深大断裂喷出地表,或成岩浆侵入体到达地壳浅部,使这一地区温度和热流值普遍升高。自新第三纪起,这种构造活动减弱,随之温度和热流逐渐下降,大量新生界沉积物的沉积使该地区仍保留较高的温度和热流值。在具有较高地热背景的沉降区,由于沉降的差异,热流

分配不均匀，在构造的隆起区热流高于拗陷区，区域内各地热异常区都分布在构造凸起及其与断裂相结合的部位，地热异常区的分布形态、展布方向与构造隆起或凸起的分布范围、延伸方向一致。中新元古界和下古生界以碳酸盐岩为主的地层，岩溶裂隙发育、富水性较好、岩石热导率高，具有较强的导热性能；第三系砂岩和砂砾岩孔隙率较大，热导率也较高。这两套地层具备了储集热水的条件。上部第四系和第三系中的砂质泥岩、泥岩孔隙度小、热导率低，起着阻碍热流运移的作用，是地温场的保温盖层。地下水是易于流动的、热容大的热载体，对水-岩温度起着平衡作用。

综合地质条件、地温场及其形成条件，可将天津市地热田概化为如图3-7所示的地热模

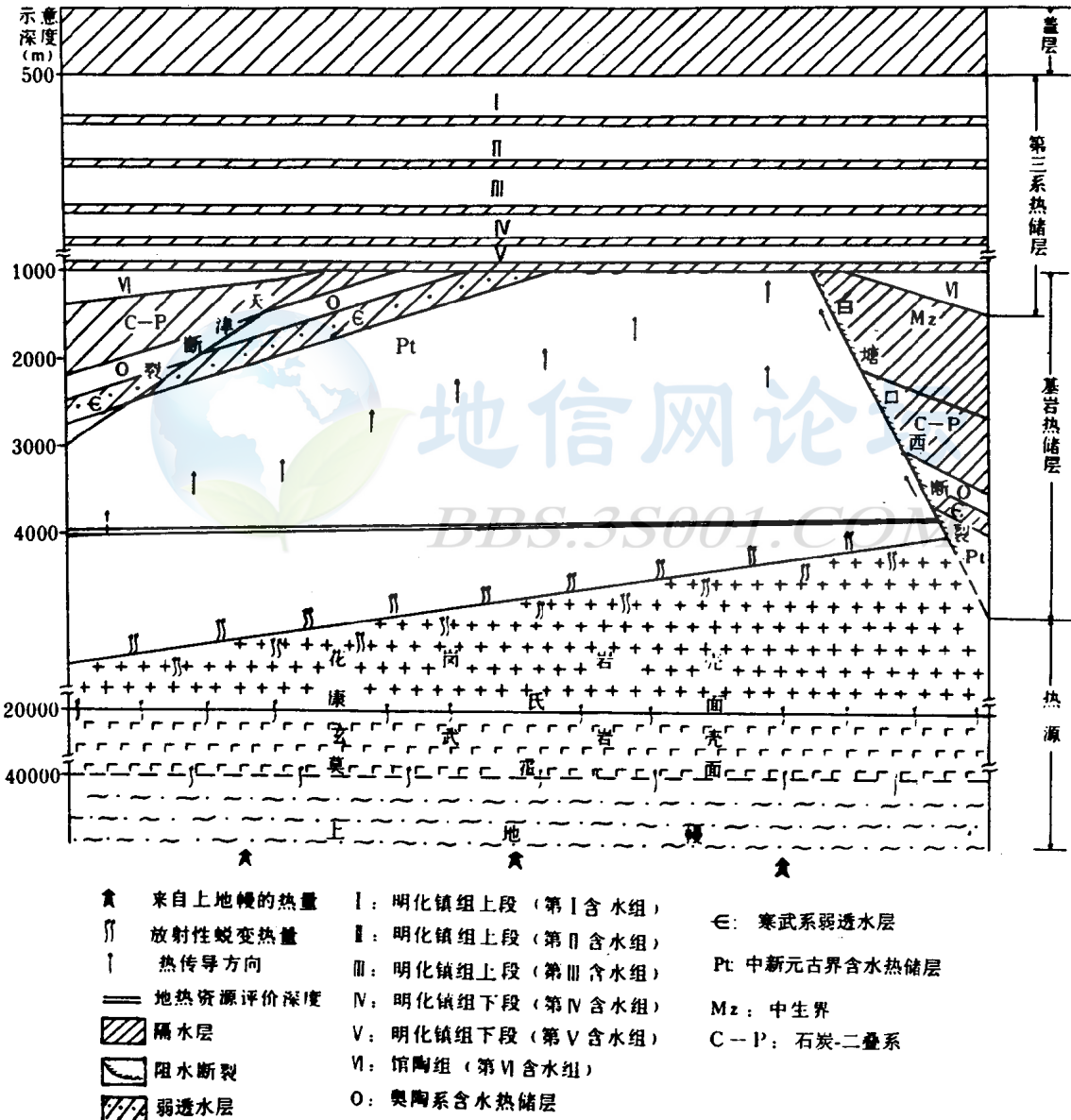


图3-7 天津市地热模型示意图 (据卢润等, 1987, 有改动)

型，由热源、热储层、盖层和地下热水四部分组成。

(1) 热源：来自深部花岗岩壳中的放射性元素蜕变及上地幔的热量，主要以热传导的方式向上传递。

(2) 热储层：下部主要为中新元古界和下古生界的碳酸盐岩组成，上部为第三系中的砂岩和砂砾岩，该层既导热又储热和储水，并和其中的泥岩一起成为下伏基岩热储层的保温层。

(3) 盖层：是覆盖在第三系之上的第四系松散沉积层，多为粘性土，导热性差，是下伏热储层的良好盖层。

(4) 地下热水：赋存在第三系热储层和基岩（奥陶系、寒武系和中新元古界）热储层中，经过长期与围岩不断发生热交换，热水已达到稳定平衡状态，水温和岩温趋于一致。地下热水的存在，使人们开发利用地热资源成为可能。

天津市地热模型如同华北平原其它地热田一样，属沉积盆地型。据计算，全区最大热流值 0.1442 W/m^2 ，最小值为 0.063 W/m^2 ，平均热流值 0.0935 W/m^2 ，高于北京市平均热流值 0.0741 W/m^2 （郑克棧，1993），也大于平均大地热流值 0.0628 W/m^2 。



地信网论坛

BBS.3S001.COM

第四章 天津市基岩地下热水系统的特征

天津市地下热水的开发实践和勘探成果表明，地下热水储集层有中新元古界、古生界以碳酸盐岩为主的中低温-中温岩溶裂隙型和新生界新第三系碎屑岩低温-中低温孔隙型两种，本书主要讨论前者，亦称基岩热水储集层。

第一节 基岩地下热水储集层

天津市基岩地下热水储集层属于以碳酸盐岩为主的中低温-中温岩溶裂隙含水层，根据地层时代、岩性特征、地质构造以及热水的物理化学特征，可将基岩热水储集层自上而下划分为三层，即奥陶系热储层、寒武系热储层和中上元古界热储层。各热储层的主要特征见表4-1。

表4-1 天津市基岩热储层基本特征

热储层	代号	岩 性	空隙性	顶面埋深 m	厚度 m	钻井涌水量 m ³ /d	井口水温 ℃
奥陶系	O	灰岩为主	裂隙、岩溶	1000~3500	1000~1500	1000~4000	60~65
寒武系	Є	泥灰岩夹灰岩	裂隙	1000~4000	200~600		92~95
中新元古界	Pt	白云岩为主	裂隙、岩溶	1030~4000	>2000	1200~4200	90~96

一、奥陶系热储层

奥陶系热储层主要分布在天津断裂两侧，在海河断裂以南沿天津断裂东侧呈带状与新生界直接接触，顶部发育有古风化壳。其顶面起伏不平，埋深920~1700 m，大部分埋深1100~1200 m；在天津断裂以西则隐伏在石炭-二叠系之下，其顶面自东向西倾斜，埋深1000~4000 m。数量不多的取心钻井在揭露该层深度内灰岩的岩溶裂隙发育，空隙率0.03~0.06，富水层段较多。例如HX-10井揭露奥陶系灰岩308 m，其中岩溶发育富水层段厚111 m，占揭露厚度的37%；NK-02井揭露奥陶系热储层292.94 m，裂隙岩溶发育的层段占总厚度的22%；WR4井揭露奥陶系热储层209.67 m，其中岩溶裂隙发育层段有58 m，占揭露总厚度的28%；WR28井揭露奥陶系热储层191.94 m，其中岩溶发育富水层段厚度有37.5 m，占20%。以上四个钻井揭露奥陶系热储层岩溶裂隙发育层段占揭露厚度的比例平均值为27%。该热储层普遍含水，水量较丰富，钻井成井初期水头高出地面5~11 m，自流量一般为960~3600 m³/d，随着后来开采量的增加，井内水头逐年降低，近年水头埋深30~50 m。钻井揭露奥陶系热储层时井口温度一般在60℃上下。

二、寒武系热储层

寒武系热储层主要分布在天津断裂以东和沧东断裂以西，呈南北向带状展布，顶部埋深在1045 m 以下，只有少数钻井揭露热水，富集热水的岩层主要为府君山组角砾状灰岩、泥

晶灰岩,总厚度约70 m,局部岩溶裂隙较发育,钻井成井后能自流,水头高出地面20~35 m,最大自流量4800 m³/d,水温75~95.7℃。但该层在其它层段和地段富水性差,从总体上看是一个弱透水层。

三、中新元古界热储层

中新元古界是本区分布广、厚度大的热储层,主要分布在天津断裂和沧东断裂之间,埋深在1030 m以下,富集热水的层段主要为龙山组、铁岭组和雾迷山组。少数取心钻井资料表明,中新元古界地层裂隙岩溶发育,富水层段众多。例如WR3井主要揭露龙山组地层,钻厚117.67 m,裂隙发育层段厚度38 m,占总厚度的32%;XQ-03井揭露该组地层厚度70.6 m,其中裂隙发育层段厚度33 m,占46.7%。钻井成井初期水头高出地面10~23 m,自流量1200~2600 m³/d,井口水温60~78℃。XQ-09井和震4井揭露铁岭组地层,前者揭露热储层厚度183 m,裂隙岩溶发育层段厚度为72 m,占总厚度的39%;后者的这些数据分别为172 m、77.5 m和46.9%。钻井成井初期水头高出地面20余米,单井涌水量1200~2160 m³/d,井口水温约84℃。雾迷山组地层在本区分布广泛,尤其是沿白塘口西断裂以西3~5 km宽度内直接与上覆第三系地层接触,是该组地层的浅埋区,顶界最浅处埋深912 m,自东向西埋深逐渐加大。XQ-08井揭露该层厚76.24 m,其中裂隙岩溶发育富水层段厚度为22 m,占揭露厚度的29%;WR9井揭露厚度370.22 m,其中裂隙岩溶发育层段150 m,占41%。成井初期水头高出地表14~25.7 m,单井涌水量大于120 m³/d,井口水温85~96℃。中新元古界热储层是本区最主要的热储层,不仅分布广、厚度大,而且水量大、水温高,其中又以雾迷山组最为突出,近几年来揭露该层的钻井都能获得可观的水量和较高的井口水温,是本区重点开采热水的层位。

第二节 深层地下热水的开采动态

一、开采动态特征

天津市开采基岩热水的历史较短,大约始于20世纪70年代中后期,那时开采井少、开采量不大,水温、水质观测尚未发现有明显的变化。1980年以来直到1993年以前,开采井数增加、开采量增大,虽然没有系统的观测资料,但前人从零星的观测数据中,已发现基岩热储层的地下水位在逐年下降,其中奥陶系热储层地下水位平均每年下降2.1 m,中新元古界热储层地下水位平均每年下降1.2 m左右,热水井的水位大体上从1980年前后的自流状态(水位高出地表几米到20余米)下降到1992年底时埋深几米到几十米不等。而同一时期的井口水温随时间没有明显变化,基本保持稳定。值得注意的是,由于井口水位随井口水温的变化而变化,井口水温又受开采量大小的影响,因而依据在这一时期每年在井口观测到的少数水位和水温数据进行的开采动态分析,其可信程度不高。

自1993年以来天津市开采基岩地下热水的钻井有所增加,特别是自1996年以来随着房地产业的兴起,地下热水的开发迅速发展。天津市这一时期地下热水钻井的井口开采记录较之以往要系统完善些。图4-1为天津市部分地下热水井自1996年至1998年的开采量曲线,图4-2为总开采量曲线,大多数地下热水钻井在冬季采暖期(即集中供暖季节,一般为10月下旬至次年4月上旬)为开采量高峰期,其它时期为非采暖期,开采量很小,甚至停采。图4-3为HX-10、WR4、NK-01、WR8井自1993年以来的井口水温和水位变化曲线,其中HX-10

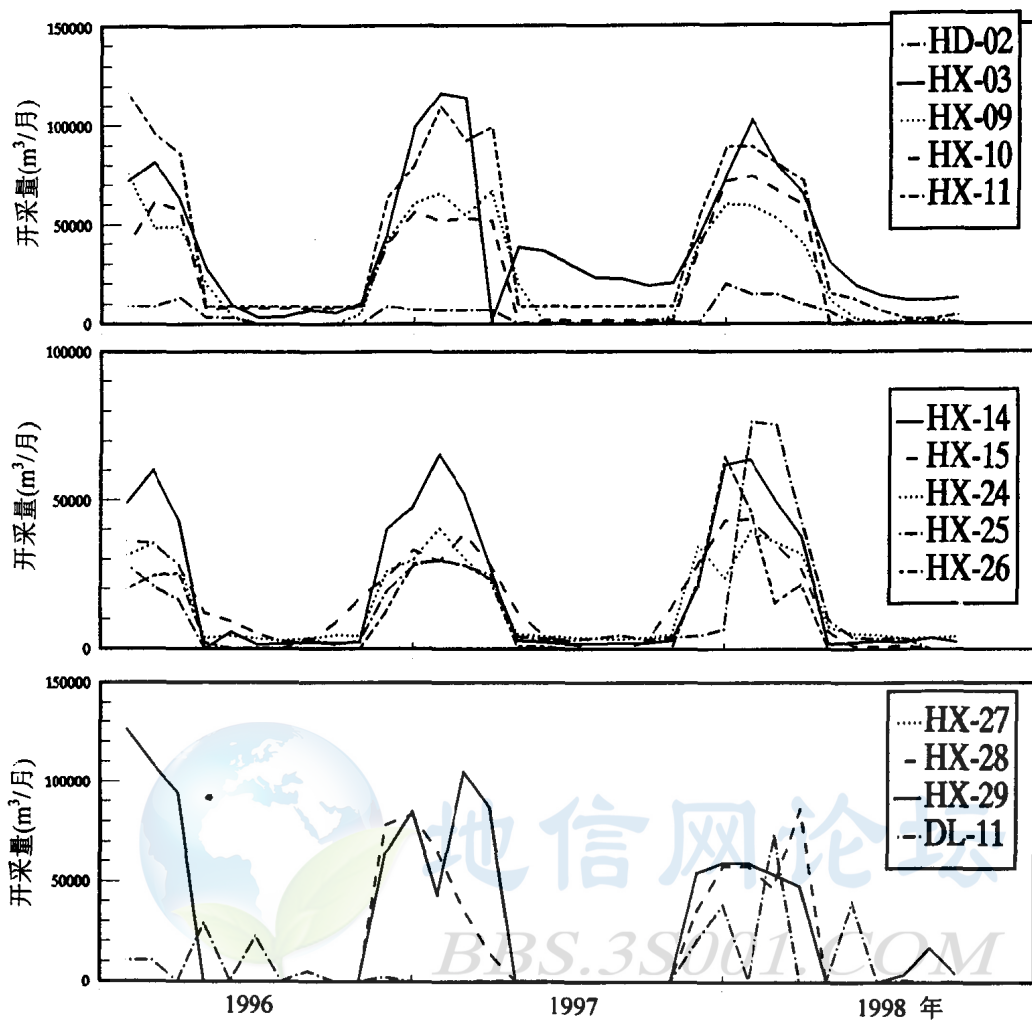


图4-1 部分基岩热水开采井开采量变化曲线
横坐标为时间 (1996年1月~1998年12月); 纵坐标为开采量 ($\text{m}^3/\text{月}$)

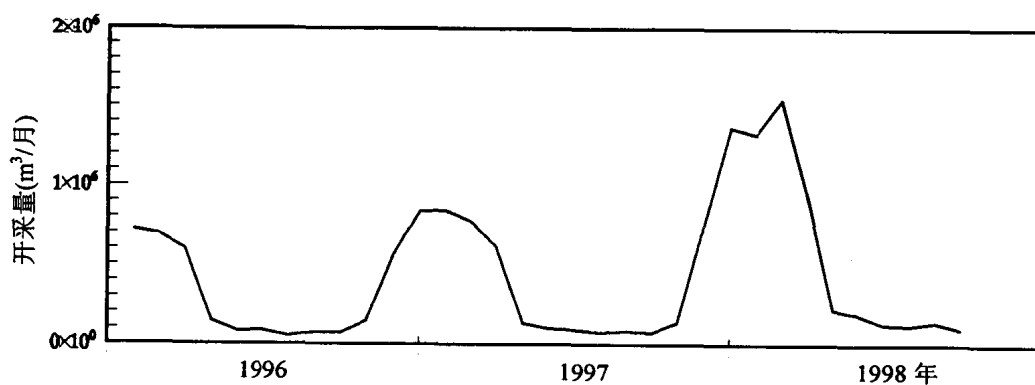


图4-2 基岩地下水总开采量变化曲线
横坐标为时间 (1996年1月~1998年12月); 纵坐标为开采量 ($\text{m}^3/\text{月}$)

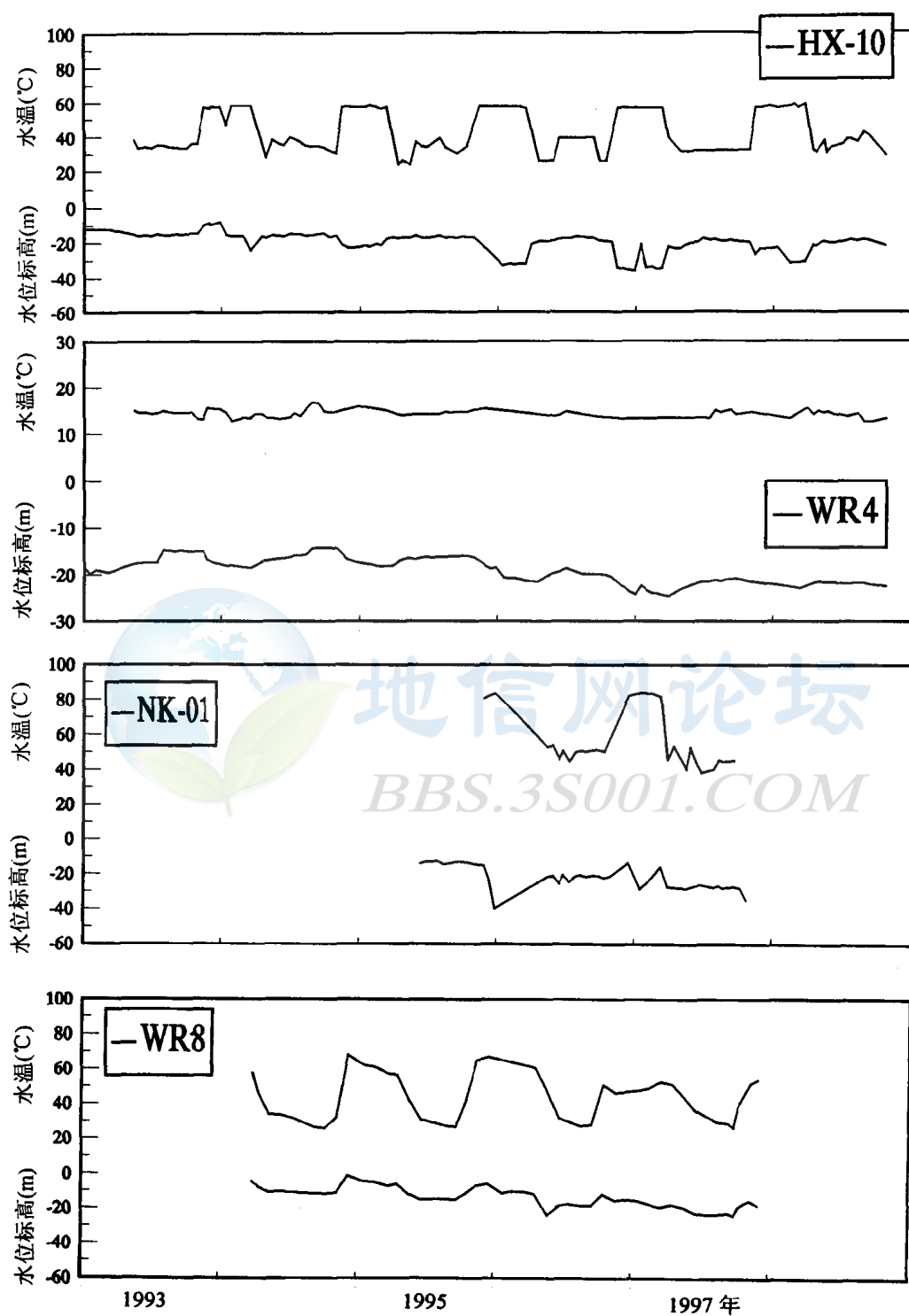


图4-3 部分基岩热水钻井开采动态曲线

横坐标为时间 (1993年1月~1998年12月); 纵坐标上半部为井口水温 (°C), 下半部为井口水位标高 (m)

和 WR4井开采奥陶系热储层热水, NK-01和 WR8井开采中新元古界热储层热水。HX-10井在每年的采暖期开采热水期间, 井口水温升高, 大约在60℃上下, 水位有所下降; 在非采暖期, 井口水温35~40℃, 水位有所回升。WR4井没有开采地下热水, 受周围开采井的影响, 在这几年里, 水位在采暖期有所下降, 在非采暖期有所回升, 而井口水温一直变化不大, 大约在15℃上下。WR8井自1994年以来在采暖期间井口水温较高, 水位也上升, 在非采暖期井口水温下降, 水位也有所下降。NK-01井只有1995~1997年的资料, 其井口水温和水位变化总的趋势与 WR8井类似。

二、深层热水钻井动水位升高现象及其分析

图4-4为天津市部分地下热水钻井1997、1998年的开采动态曲线。除了个别没有开采热水的钻井(如 XQ-05井)外, 大部分钻井的井口水温和水位均随开采量的增加而上升, 随开采量的减少而下降。即在每年10月下旬开始开采热水以后, 大多数钻井井内水位和井口水温迅速升高, 明显地高于开采前的井内静水位和井口水温, 并且随开采量的增减而升降, 到次年4月初开采量迅速减少及至停止开采后, 井内水位和井口水温也迅速下降, 大体上恢复到开采前的水平。例如 HX-31井在1997年开采前井口水温15.5℃, 相应的静水位标高-45.3 m, 开采后井口水温达84℃, 相应的动水位标高-10.01 m, 即开采前后井口温差68.5℃, 动水位高出静水位35.29 m。NK-10井所观测到的开采前后井口最大温差61.2℃, 此时动水位比静水位高49.82 m, HX-09井的这些数据为42.6℃和20.54 m, HX-25井为63.9℃和22.27 m。这种井内动水位高于静水位的现象在深层地下热水钻井开采过程中经常可以看到(陈国富等, 1997; Murray, 1996), 而在浅层常温下含水层钻井抽水时则不会出现。

在地下水动力学中, 井内水位高度可以用来表示井底压力的大小。当钻井揭露承压含水层后, 井内水位上升到一定高度。设井内从自由液面到井底的深度为 h , 如果以大气压作为基准算起, 则以重力形式表示的井底压力为

$$P = \rho gh \quad (4-1)$$

式中: P ——井底压力, MPa 或大气压;

ρ ——水的密度, kg/m^3 ;

g ——重力加速度, 其值为 $9.81 \text{ m}/\text{s}^2$;

h ——液面到井底的距离, m。

式(4-1)可用来计算井水密度为常数时的井底压力, 适用于水温较低且变化小的地表水和浅层地下水。

对于深层地下热水, 井内水柱的温度较高或者自上而下变化较大, 由于水的密度随温度的变化而发生改变, 就不宜用式(4-1)来进行计算。在物理学中已知水的密度随其温度的升高而减小, 例如当水温为20℃时水的密度为 $998.23 \text{ kg}/\text{m}^3$, 当水温为60℃和90℃时, 水的密度分别为 983.19 和 $965.34 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。故应考虑到这种变化, 改用井内液柱的平均密度。其次, 水还具有压缩性, 只是其压缩性很小, 例如20℃的水的体积压缩系数为 $4.74 \times 10^{-6} \text{ N}/\text{cm}^2$, 如水温保持不变, 压力增加10 MPa, 水的体积仅缩小约0.5%, 而且随着水温升高水的体积压缩系数还有所减小(薛禹群, 1986)。因此, 可以忽略水的压缩性的影响, 用下式来近似计算深层热水钻井的井底压力:

$$P = \frac{1}{2}(\rho_K + \rho_B)gh \quad (4-2)$$

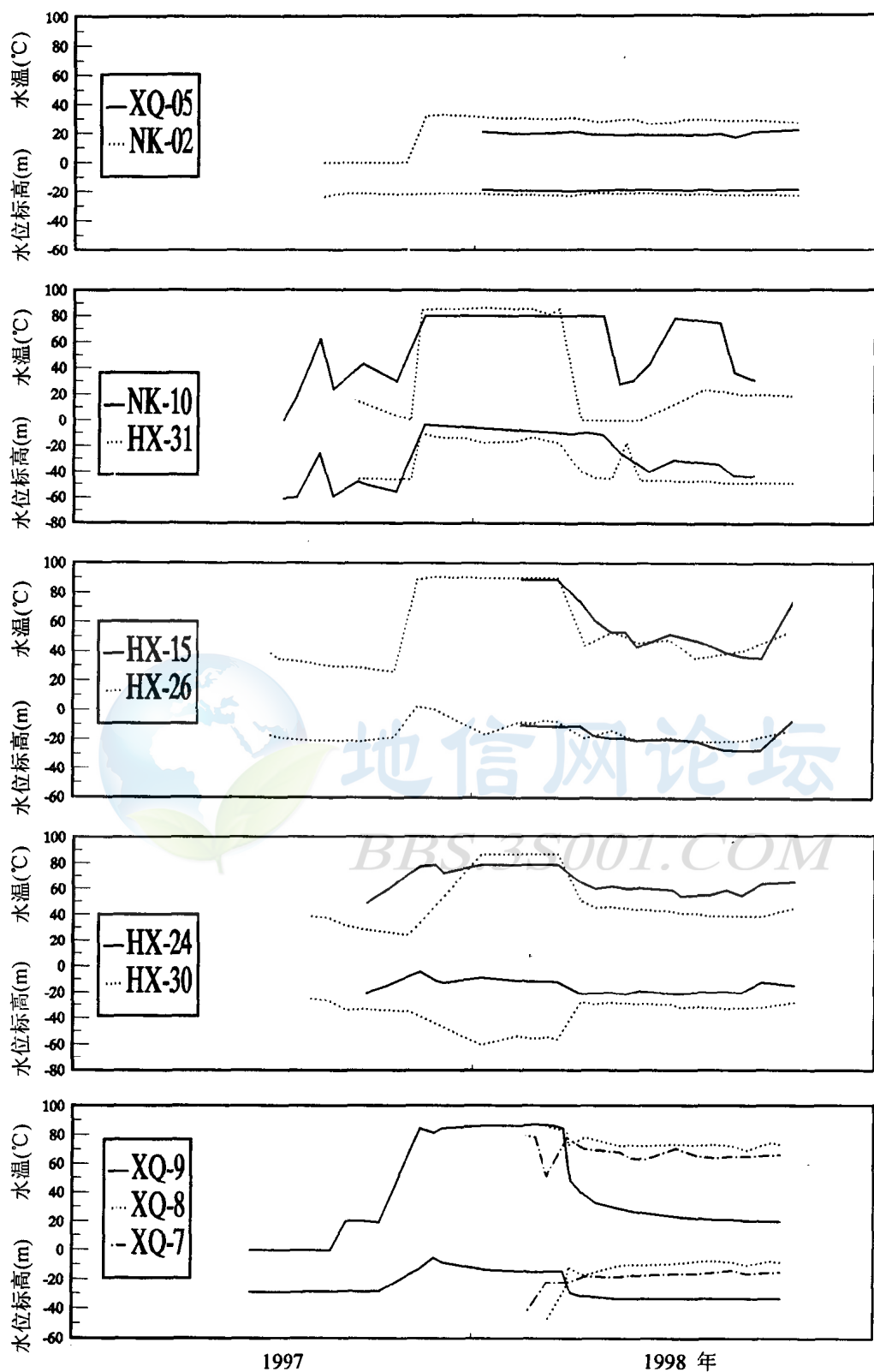


图4-4 (1) 部分基岩热水钻井开采动态曲线

横坐标为时间 (1997年1月~1998年12月); 纵坐标上半部为井口水温 (°C), 下半部为井口水位标高 (m)

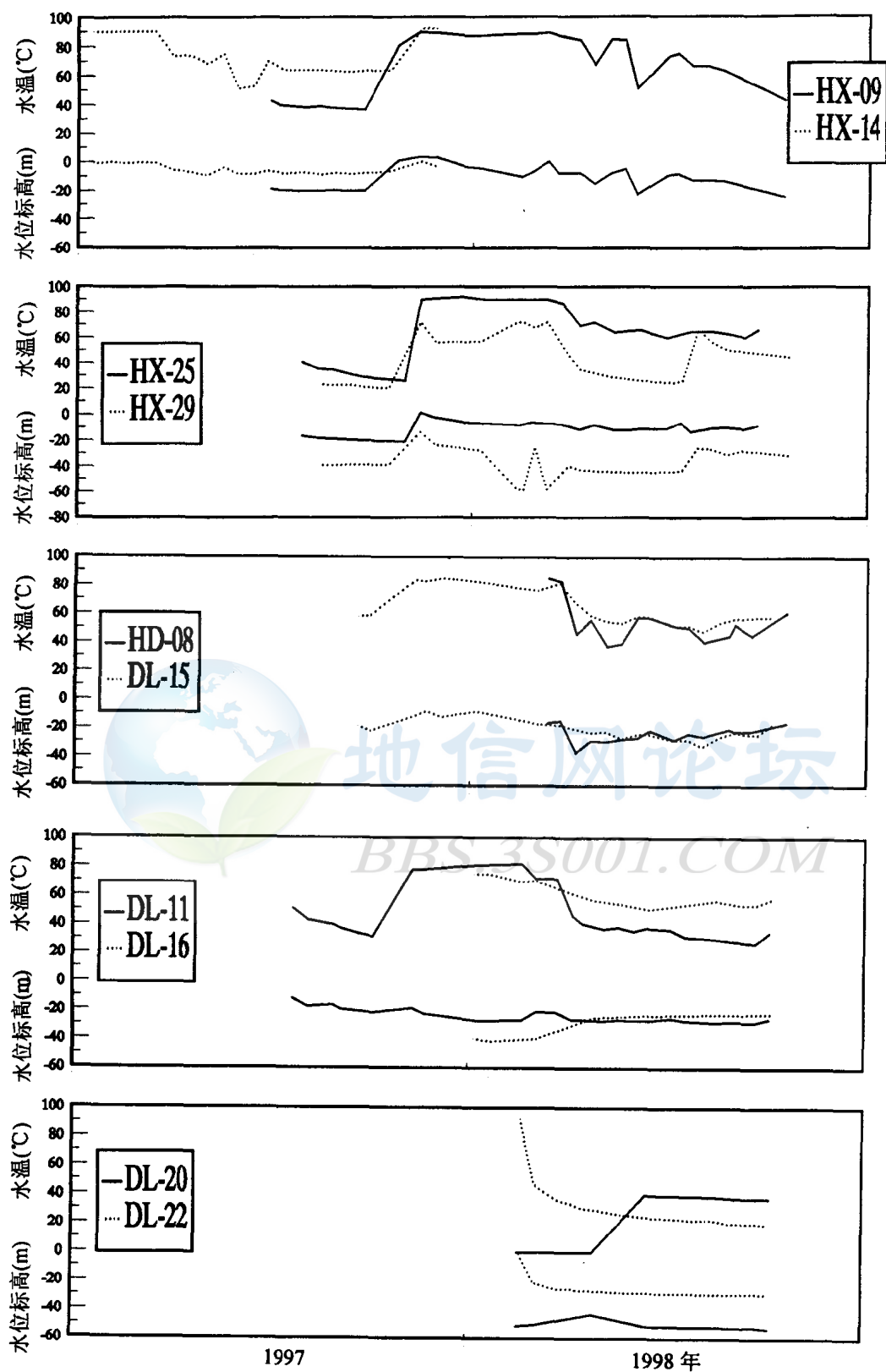


图4-4 (2) 部分基岩热水钻井开采动态曲线

横坐标为时间 (1997年1月~1998年12月); 纵坐标上半部为井口水温 (°C), 下半部为井口水位标高 (m)

式中： ρ_K ——井口水温对应的水的密度， kg/m^3 ；

ρ_B ——井底水温对应的水的密度， kg/m^3 。

深层热水钻井在开采以前井水处于静水状态，这时的井底压力为静水压力，称为井底静压，其井底水温与热储层的温度相同，而井口水温则接近当地基准温度，即在静水条件下井口水温与井底水温相差较大。当钻井以一定流量开采热水时，热水的温度从井底到井口下降很小，即在动水条件下井口水温与井底水温相差很小，这时的井底压力称为井底流压。显然井底流压总是小于井底静压。假设甲井的井底流压与乙井的井底静压的数值相同，则甲井的动水位要高于乙井的静水位。对于同一钻井，当静水条件下井口和井底的温差很大时，即使在开采条件下井底流压小于井底静压，井内动水位也有可能高于其静水位。现设静水和动水条件下井内水柱高度 h 相同，但由于静水条件下井口与井底温差大于动水条件下的井口与井底温差，致使静水条件下井内水柱的平均密度大于动水条件下井内水柱的平均密度，因而这两种条件下的井底压力并不相同，把这一压力差值换算成动水条件下的水柱高度，就是动水位高出静水位的数值，可以称为动水位升高值。显然，静水条件下的井内水柱高度（或热储层埋深）及井底与井口温差越大，则钻井开采热水引起的动水位升高值越大。

现设静水条件下的井口水温等于当地基准温度，而井底水温等于按正常地温梯度 $3^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 计算得到的数值，开采过程中热水从井底到井口的温差为 $2\sim 3^\circ\text{C}$ ，并认为动水条件和静水条件下的井底水温相同，则可计算出在静水条件下任意水柱高度和井底水温时可能出现的动水位升高值，称为动水位最大升高值。以天津市为例，当地基准温度为 13.5°C ，在动水条件下，当 $1000=h<2000\text{ m}$ 时，井底与井口温差为 2°C ，当 $2000=h<3000\text{ m}$ 时，井底与井口温差为 3°C ，可计算出不同静水水柱高度 h 和井底水温时可能出现的动水位最大升高值，表4-2列出了部分计算结果。例如，当 $h=1800\text{ m}$ 时井底水温 67.5°C ，井口水温为 13.5°C ，在动水条件下井口水温可达 65.5°C ，则动水位最大升高值为 17.46 m ；当 $h=2800\text{ m}$ 、井底水温 97.5°C 时，计算结果表明，动水位竟能高出静水位 54.32 m ！用相同的方法计算 HX-31 井（ $h=2270\text{ m}$ ）在开采热水过程中井口水温从 15.5°C 升高到 84°C 时，求得相应的动水位升高值为 35.20 m ，与实测的 35.29 m 极为接近。

上述现象与计算结果表明，深层热水钻井由于井口与井底水温存在差异，致使水的密

表4-2 深层地下热水钻井动水位升高值

单位：m

井底水温($^\circ\text{C}$)		43.5	49.5	55.5	61.5	67.5	73.5	79.5	85.5	91.5	97.5
液面至井底距离(m)	1000	3.82	5.23	6.61	8.13	9.70	11.45	13.37	15.47	17.54	19.50
	1200		6.28	7.93	9.76	11.64	13.74	16.05	18.57	21.05	23.39
	1400			9.25	11.38	13.58	16.03	18.72	21.67	24.56	27.29
	1600				13.01	15.52	18.32	21.39	24.76	28.06	31.19
	1800					17.46	20.61	24.07	27.86	31.57	35.09
	2000						22.30	25.99	30.03	34.51	38.80
	2200							28.59	33.04	37.96	42.68
	2400								36.04	41.41	46.56
	2600									44.86	50.44
	2800										54.32

度发生变化,井内水柱高度随温差的不同而改变,在开采条件下动水位存在一个升高值,而且随着热储层埋深的增大和水温的升高,动水位升高值越大.因而这种钻井的井内水位已不能用来进行有关水动力计算,宜用井底压力。

第三节 地下热水水化学特征

一、水化学基本特征

天津地区基岩地下热水在区域上在水平方向上其水化学特征存在逐渐变化的趋势,即自北东向南西方向,矿化度(TDS)逐渐升高,水化学类型由重碳酸盐型逐渐变成成份复杂的氯化物型.奥陶系热储层地下热水的矿化度由0.3 g/L 增至4.7 g/L, Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 含量偏高, SO_4^{2-} 含量最高可达2 g/L, 硬度最高可达1600 mg/L, 水化学类型由 $\text{HCO}_3-\text{Na}\cdot\text{Mg}\cdot\text{Ca}$ 型依次变为 HCO_3-Na 型、 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}$ 型、 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型或 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型和 $\text{Cl}-\text{Na}$ 型.中新元古界热储层热水的矿化度由0.4 g/L 增至2.1 g/L, 硬度107~178 mg/L, 水化学类型由 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型依次变为 $\text{HCO}_3-\text{Na}\cdot\text{Ca}$ 型、 HCO_3-Na 型、 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型、 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}$ 型、 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型和 $\text{Cl}-\text{Na}$ 型。

在天津市区及其南北近郊区,地下热水具有代表性的水质分析资料见表4-3.奥陶系热储层热水矿化度大于4 g/L, 总硬度1632.5~1656.5 mg/L, pH 值为7~8, 水化学类型以 $\text{SO}_4\cdot\text{Cl}-\text{Na}\cdot\text{Ca}$ 型为主.中新元古界热储层热水的矿化度为2 g/L 左右, 总硬度150~235 mg/L, pH 值为7~8, 水化学类型以 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型为主.另外,有少量钻井资料表明,寒武系热水的矿化度为1.73~1.82 g/L, 总硬度为130.4~169.6 mg/L, 总碱度325~366.1 mg/L, 水化学类型有 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4-\text{Na}$ 型和 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}$ 型。

表4-3 地下热水水化学分析资料 单位: mg/L

热储层	井 号	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	总 Fe	B^{3+}	SiO_2	CO_2	H_2S	TDS	水样温度/℃
奥陶系	HX-10	818.0	44.0	496.0	94.2	895.1	2052.0	3.68	1.28	2.4	27.5	225.0	—	4665.9	58
奥陶系	WR4	790.0	42.5	531.1	79.0	834.8	2065.3	4.0	6.8	—	30.5	195.3	2.0	4568.5	58.5
中新元古界	WR3	540.0	66.0	40.1	13.4	530.0	355.4	7.22	0.04	35.0	56.0	375.3	0.89	1976.5	74
中新元古界	WR5	570.0	52.5	70.1	15.2	503.5	528.3	8.2	1.6	—	52.0	375.3	0.17	2163.7	65
中新元古界	震4	544.0	70.0	40.1	13.4	522.2	350.6	7.54	0.52	35.0	57.6	381.4	—	1980.0	76.8
中新元古界	WR9	542.5	62.5	39.7	12.8	528.2	348.2	9.84	—	—	73.0	360.0	19.85	1966.4	85.4

(引自卢润等, 1987)

基岩地下热水中含有较高浓度的 SiO_2 和氟离子 (F^-), 而且两种组分在地下热水中的含量与热水的温度呈正相关关系, 即在30~100℃内随着温度的升高而增大.一般地下热水温度每升高10℃, 基岩地下热水中 SiO_2 含量增加15 mg/L 左右.此外, 区域资料表明, 这两种组分含量都有从热储层边缘向中心由低变高的变化趋势, 其含量等值线形状与地温梯度等值线形状趋于一致, 其高值区与地温梯度高值区基本吻合.因此, SiO_2 和 F^- 可用作圈定地热异常的参考性标志组分。

地下热水中的气体成分主要有 N_2 、 O_2 、 CO_2 以及微量的 CH_4 、Ar 和 He.其中 N_2 的体积

百分比为75%~80%，O₂为8%~20%。热水中的氮氧比(N₂/O₂)大多数为4~5，高于大气中的比值3.714，这是因为N₂在地下水运移过程中的变化形式主要是吸附和解吸、溶解和逸出作用，而O₂则极易与水溶组分发生氧化反应，所以N₂含量损失比O₂少。热水中的CO₂体积百分比变化较大，为1.4%~43%，大部分来源于大气。

二、地下热水的同位素特征

表4-4列出了基岩地下热水氢、氧稳定同位素和³H、¹⁴C数据，同时也列出了天津地区大气降水、浅层地下水和第三系热水的氢、氧稳定同位素的平均值。

表4-4 地下热水同位素含量

热储层	井号	δ ¹⁸ O/‰	δD/‰	³ H/TU	¹⁴ C/PMC	¹⁴ C年龄/a (修正值)
奥陶系	HX-10	-9.11	-70.35	1.75		
奥陶系	WR4	-9.01	-76.51		0.2152	22520
寒武系	SR-2	-9.0	-72.0		1.7	18474
寒武系	SR-8	-9.06	-74.6		0.9	23836
中新元古界	SR-1	-9.05	-75.1	1.1	2.2	13306
中新元古界	WR3	-9.20	-70.55	1.26		
中新元古界	震4	-9.04	-71.94	1.8±0.9		
中新元古界	增3	-9.0	-70.46	0.70	0.1338	26130
中新元古界	津1			<1.2		
天津地区大气降水平均值	-10.0	-69.5	46.30			
天津地区浅层地下水平均值	-9.23	-69.25				
天津地区第三系热水平均值	-9.21	-73.46	0.3~6.9			

(引自卢润等, 1987; 陈振震等, 1991)

图4-5为地下热水的氢、氧稳定同位素关系图，为了便于比较，同时也绘出了第三系热水、大气降水和浅层地下水的数据点。天津地区大气降水的δD值为-73.0‰~-66.0‰，δ¹⁸O值为-10.5‰~-9.5‰，其平均值数据点落在克雷格大气降水线(δD=8δ¹⁸O+10)上。浅层地下水的δD值为-70‰~-65‰，δ¹⁸O值为-10‰~-9.5‰，它们的数点落在大气降水线附近偏右下方。天津市无论是第三系热储层地下热水还是基岩地下热水，从总体上看，它们的氢、氧稳定同位素组成比较集中和均一，δD值的变化范围为-81.3‰~-64.8‰，δ¹⁸O值的变化范围为-9.55‰~-8.55‰，其中δD值的上限与浅层地下水接近，下限略低于浅层地下水的下限，在图3-5上δD和δ¹⁸O数据点均分布在大气降水线附近及其右侧，地下热水的δD和δ¹⁸O值表明它们主要来源于大气降水。同时，还具有氧同位素正向漂移的特征，说明地下热水在深埋、高温状态下，发生水-岩反应和水-岩氧同位素交换作用。

基岩地下热水，无论是奥陶系、寒武系，还是中新元古界热储层，δD和δ¹⁸O值都非常接近，结合它们的分布条件，似乎说明了它们是在同一地下热水系统中分布和循环的。此外，地下热水的δD值比当地冷水的δD值约低10‰~15‰，如果按照海拔每增加100 m，δD值降低2.5‰计算，则补给区海拔应比本区高出400~600 m，说明地下热水的补给来自北部山

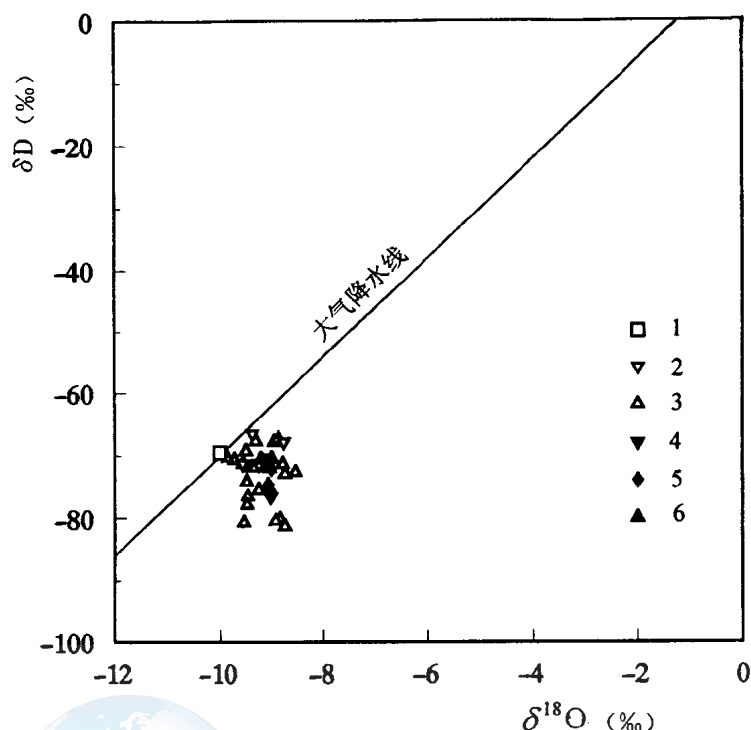


图4-5 天津市地下热水氢、氧稳定同位素关系图

1—大气降水平均值 2—浅层地下水 3—第三系热储层热水 4—奥陶系热储层热水
5—寒武系热储层热水 6—中新元古界热储层热水

区。

地下热水的放射性同位素 ^3H 浓度最高值为6.9TU,最低值为0.3TU,明显低于当地大气降水、地表水体的背景 ^3H 浓度,因此与区内同期大气降水值比较,地下热水的年龄还是比较老的。

地下热水的 ^{14}C 年龄测定并经 ^{13}C 校正后获得的初步认识是,基岩地下水的年龄大约为1.3~2.6万a,并且自北东向南西方向地下热水有逐渐变老的趋势,表明地下热水获得来自北部山区大气降水入渗补给后,自北东向南西缓慢径流,属于大气降水起源的深循环水。

第四节 基岩地下热水的成因

华北地区在中新元古代及早古生代时期,基本上处于稳定沉积阶段,广泛沉积了厚达数千米的以海相碳酸盐岩为主的地层,在漫长的地质历史时期直至新第三纪以前,由于多次构造运动,使地层抬升遭受剥蚀,以及褶皱和断裂作用,使岩层断裂破碎。在多次抬升时期,碳酸盐岩长期裸露地表,经受风化剥蚀、淋滤和溶蚀作用,形成古岩溶,缝、洞、孔发育,而多次褶皱和断裂活动,使碳酸盐岩发育裂隙,为地下水的储集和运移提供了空间和通道。大气降水的人渗补给,以及地表水和地下水的强烈交替,使碳酸盐岩中的地下水得以淡化。第三纪开始,天津地区的沧县隆起仍然裸露地表,继续得到大气降水的人渗补给;

直至上第三纪，本区普遍接受沉积，使沧县隆起处于埋藏封闭状态，但在北部山区的中新元古界和古生界地层仍裸露地表，大气降水在山区入渗补给地下水，山区地下水往南向深部运移，侧向补给平原地区隐伏的基岩地下水。

从基岩地下热水的水化学特征和同位素组成来看，本区热水是来源于大气降水的溶滤水，宝坻-宁河断裂以北的基岩山区为补给区，该断裂以北为冷水盆地（李明朗等，1999^①）。地下水在北部山区获得大气降水的入渗补给后，往南进入沧县隆起（热水盆地），自北、北东向南、南西方向缓慢流动，在漫长的深循环过程中，不断与围岩进行热交换，并接受深部热源的加温，从而形成现今的地下热水。



① 李明朗等，天津市深部基岩地热资源开发潜力研究，1999（内部报告）

第五章 天津市基岩地下热水系统的模拟和预测

第一节 基岩地下热水系统的概化

一、计算区范围

天津市基岩地下热水主要分布在呈北东-南西向展布的沧县隆起之上,热储层有奥陶系、寒武系和中新元古界(主要为雾迷山组)地层,是以碳酸盐岩为主的岩溶裂隙型热储层,属中低温-中温沉积盆地型地热田。前述章节表明,基岩热储层顶面埋深大多数超过1000 m,基岩地下热水的补给区在北部山区,山区的地下水获得大气降水入渗补给后侧向补给平原地区深层地下热储层,自北向南径流,流经天津市区,再往南径流。深层地下水在极其缓慢的流动过程中不断被围岩和深部热源加温,从而形成当今的地下热水。目前,天津地区深层基岩热水的开采主要集中在天津市区,开采井大部分分布在中新元古界和奥陶系热储层内。为了更好地模拟深层地下热水的运移和预测开采动态,计算区域应尽可能远离市区扩展到自然边界,即北部到达宝坻-宁河断裂;西部跨过天津断裂到达大城凸起东侧,大体上以奥陶系地层顶面埋深3500 m的等深线为界;南侧到达胡连庄断裂(F_7);东部以沧东断裂为界,其中南段受白塘口东、西断裂之间的白塘口凹陷分隔。计算区域的平面面积约4152 km²(如图5-1所示),其顶界为基岩热储层的顶面,底界以基岩热储层埋深4000 m处为界。

二、热储层结构及其内部特征

天津市基岩热储层包括奥陶系、寒武系和中新元古界以碳酸盐岩为主的地层,地热勘探和开发实践表明,中新元古界(主要为雾迷山组地层,以白云岩为主)和奥陶系(以灰岩为主)地层裂隙岩溶发育、富水层段多,分布范围较广、厚度大,钻井涌水量大,局部靠近断裂带的钻井热水产量丰富,是天津地区的主力热储层。寒武系主要由泥灰岩夹灰岩组成,富水性普遍较差,钻井涌水量小,总体上为弱透水层。可以把研究区域概化为三层结构的地下热水系统,上层为奥陶系热储层,中层为寒武系弱透水层,下层为中新元古界热储层,上、下热储层和中层弱透水层均为非均质各向异性裂隙岩溶含水介质。

计算区内奥陶系热储层和中新元古界热储层内部地下水存在统一的水力联系,它们之间通过寒武系弱透水层亦存在一定的水力联系,整体上是统一的地下水流系统,地下水流为三维非稳定流。计算区域内地下温度场也是一个统一的系统,地下热水的热量既有来自深部热源的加温,并向上覆地层传递,也与围岩不断发生热交换,热量的运移也是三维非稳定流动。

三、边界条件

根据前人对天津市地下热水的分布和形成条件的认识(卢润等,1987;陈振霞等,1991;

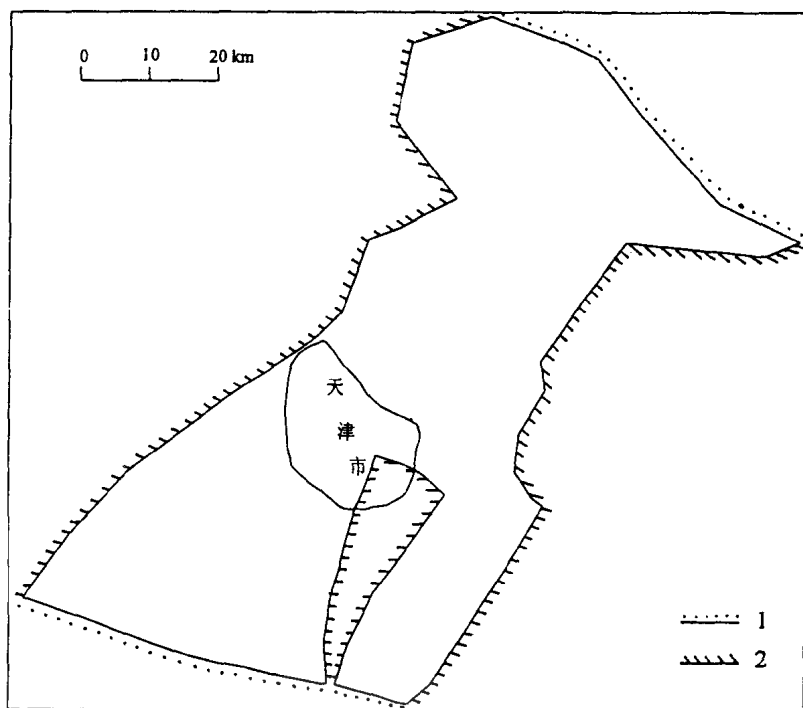


图5-1 计算区范围和边界条件

1—已知压力和温度边界 2—隔水、隔热边界

李明朗等, 1999) 和我们的综合分析, 计算区周围边界条件可作如下概化: 北部宝坻-宁河断裂和南部胡连庄断裂为已知压力和温度边界, 东、西边界为隔水、隔热边界, 白塘口凹陷的东、北、西界也是隔水、隔热边界 (如图5-1所示)。计算区的顶界和底界为第二类边界, 对地下水流来说为隔水边界, 但对热量运移来说是定热流值边界 (即通过界面的热流值为已知值)。应当指出, 计算区的东界和白塘口凹陷的东、北、西界以横向阻水断层为边界, 概化为隔水边界是合理的, 但作为隔热边界则证据不足, 同样, 计算区的西部边界的概化也有类似问题。但是, 在目前的勘探程度下, 这样的概化还是合理的, 对于以开采地下热水资源为目标的数值模拟和预测计算, 这样的处理更趋于安全。

根据上述概化, 可以写出天津市基岩地下热水系统压力场的初始条件为

$$P(x_1, x_2, x_3, 0) = P_0(x_1, x_2, x_3) \quad (5-1)$$

边界条件为

$$P(x_1, x_2, x_3, t)|_{r_1} = P_1(x_1, x_2, x_3, t) \quad (5-2a)$$

$$\left. \frac{\partial P}{\partial n} \right|_{r_2} = 0 \quad (5-2b)$$

温度场的初始条件为

$$T(x_1, x_2, x_3, 0) = T_0(x_1, x_2, x_3) \quad (5-3)$$

边界条件为

$$T(x_1, x_2, x_3, t)|_{r_1} = T_1(x_1, x_2, x_3, t) \quad (5-4a)$$

$$D \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = 0 \quad (5-4b)$$

$$D \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2^2} = \beta_2(x_1, x_2, x_3) \quad (5-4c)$$

式中： P_0 、 T_0 ——初始压力和温度；

P_1 、 T_1 ——已知压力和温度边界上的压力和温度值；

β_2 ——通过单位面积定热流值边界的热流值；

Γ_1 ——已知压力和温度边界；

Γ_2 ——隔水、隔热边界；

Γ_2^2 ——定热流值边界；

n ——边界面的外法线方向。

由式 (2-6)、(2-16) 及式 (5-1)、(5-2)、(5-3)、(5-4) 构成了描述天津市基岩地下热水运移的三维数学模型。

第二节 数值模拟计算

一、渗流区域的单元剖分及时间离散

对渗流区域进行剖分，先在平面上按不规则四边形单元剖分，共有264个平面单元、301个结点（图5-2）；剖面上按奥陶系、寒武系和中新元古界地层顶、底界面分为3层。在剖分时考虑到以下问题：①奥陶系、寒武系和中新元古界三个热储层在平面上的单元剖分基本相

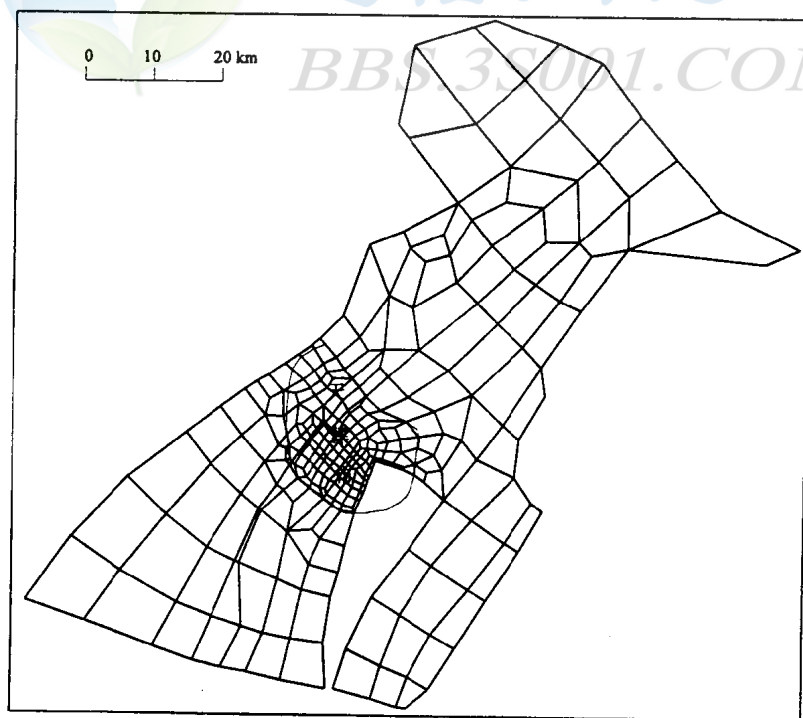


图5-2 计算区平面剖分图

同；②在重点开采地下热水的天津市区，平面单元剖分要适当加密；③在主要断裂带附近的平面单元剖分也要适当加密。这样可将渗流区域剖分为264个柱体，每个柱体有3层共792个六面体单元，每个柱体有4根棱共301根棱，每根棱自上而下有4个结点共1204个结点。对柱体和棱要按顺序进行编号，然后再对结点和单元编号。结点的编号是依棱的编号次序，从上到下编排，即先从第一根棱起，从上到下对结点依1、2、3、4编号，然后为第二根棱自上而下依次为5、6、7、8，……。对单元的编号也是依柱体的编号次序，从上到下编排，即第一个柱体自上而下依1、2、3编号，第二个柱体自上而下为4、5、6，……。

在平面剖分图上先确定每个结点的相对坐标，然后按比例换算成实际距离的坐标数据，再根据各基岩热储层顶、底面的埋深换算成各结点的标高，从而确定了所有结点的三维坐标值。图5-3、5-4为第一层和第三层结点标高等值线图，大体上相当于奥陶系热储层顶面和中上元古界热储层顶面等高线图。

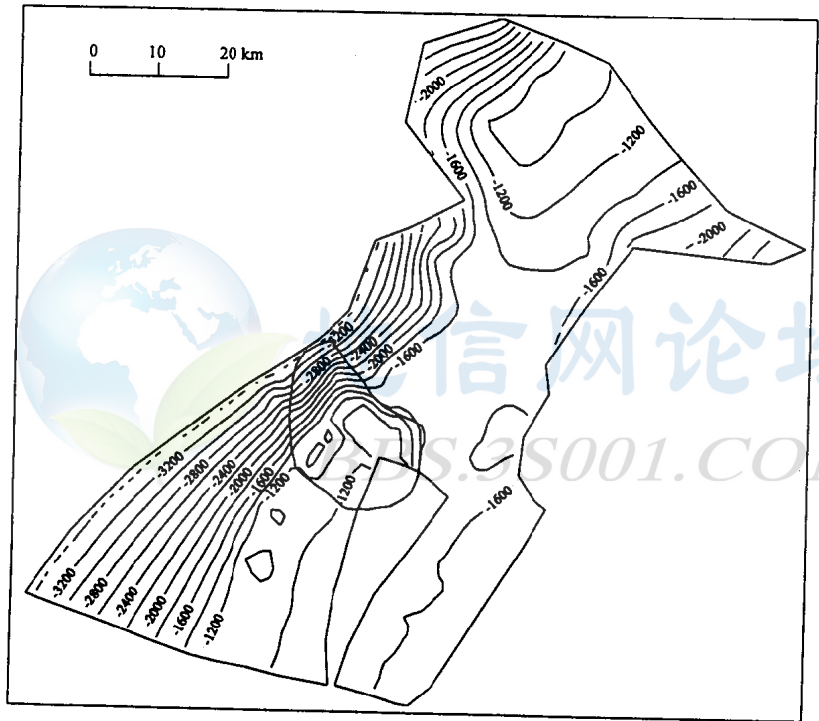


图5-3 第一层结点等高线图 (m)

根据天津市地下热水开采动态资料，选择1997年9月至1998年8月一个完整的水文年作为模拟计算时间，计算时间步长为1个月。

二、初始条件和边界条件的处理

选用1997年8月的月平均压力和温度数值作为各结点用于模拟计算的初始值，并采用以下方法计算各结点的初始压力和温度数值。

(1) 位于观测井井底处的结点的压力可用式 (4-2) 或下式计算：

$$P = 1/2 \cdot (\rho_K + \rho_B) \cdot (Hr - hr) \cdot g \tag{5-5}$$

式中：Hr——结点的埋深，m；

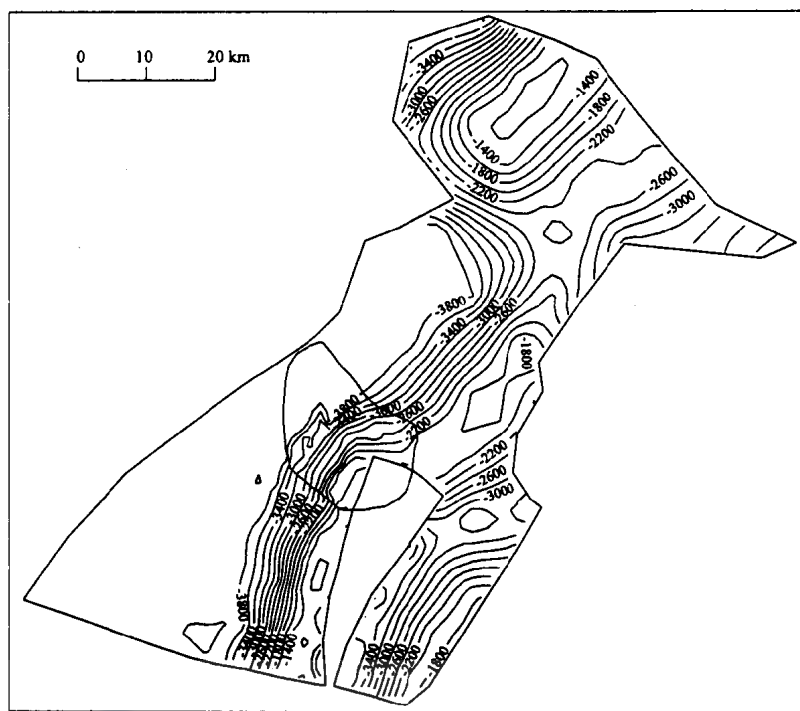


图5-4 第三层结点等高线图 (m)

hr ——井中水位埋深, m。

其它结点处的压力值先用下式计算:

$$P = \frac{1}{10} Hr \quad (5-6)$$

然后参照已知观测井点的压力值作进一步修正。

(2) 位于观测井井底处的结点的温度值为该井近年来在开采条件下井口水温最大值加上 2°C (对于奥陶系热储层) 或 3°C (对于中新元古界热储层), 这是因为在这种条件下井口水温和井底水温极为接近 (卢润等, 1987)。其它结点处的温度值先用下式计算:

$$T = (Hr - Hc)T_i + T_j \quad (5-7)$$

式中: T_i ——地温梯度 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$);

Hc ——恒温层深度, 取值为 30m ;

T_j ——当地基准温度, 取值为 13.5°C 。

其中地温梯度 T_i 对于不同深度和岩性有所不同。然后再参照已知观测井点处的温度值作进一步修正。图5-5、5-6和图5-7、5-8分别为第一层和第三层结点初始压力和温度等值线图。

北部和南部边界作为已知压力和温度边界, 共有边界结点76个, 其压力值和温度值根据区域水动力条件和地温场的分析和观测结果并参照上述初始值而给出。西部、东部及白塘口凹陷的西、北、东界均为隔水、隔热边界, 共有边界结点212个, 在边界上垂直于界面的水流量和热流量为零。计算区域的底界和顶界, 对于水流来说为隔水边界, 对热流来说是已知热流值边界。大地热流从底界进入计算区, 使地下热水获得一部分热量, 又从顶界向上覆

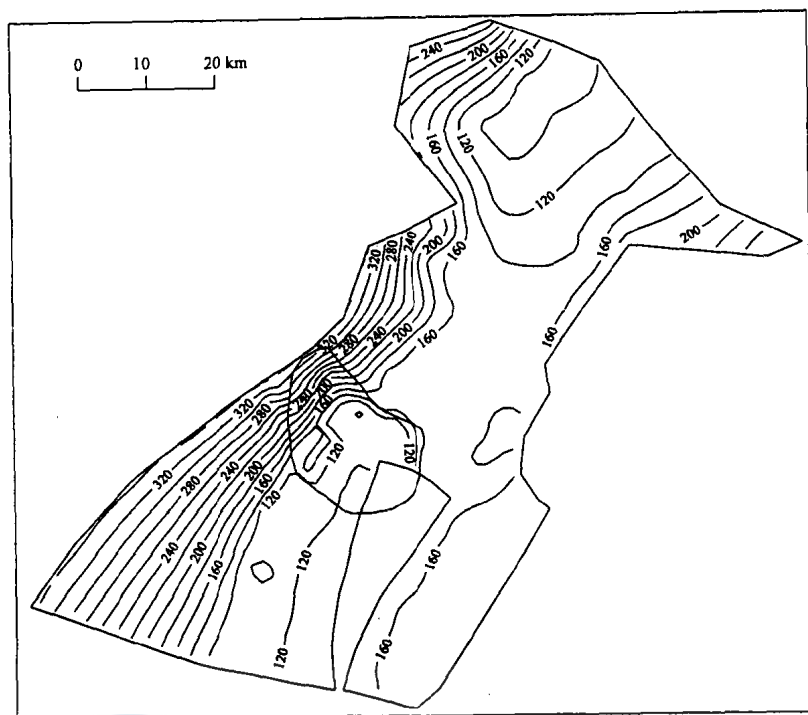


图5-5 第一层结点初始压力（大气压）等值线图

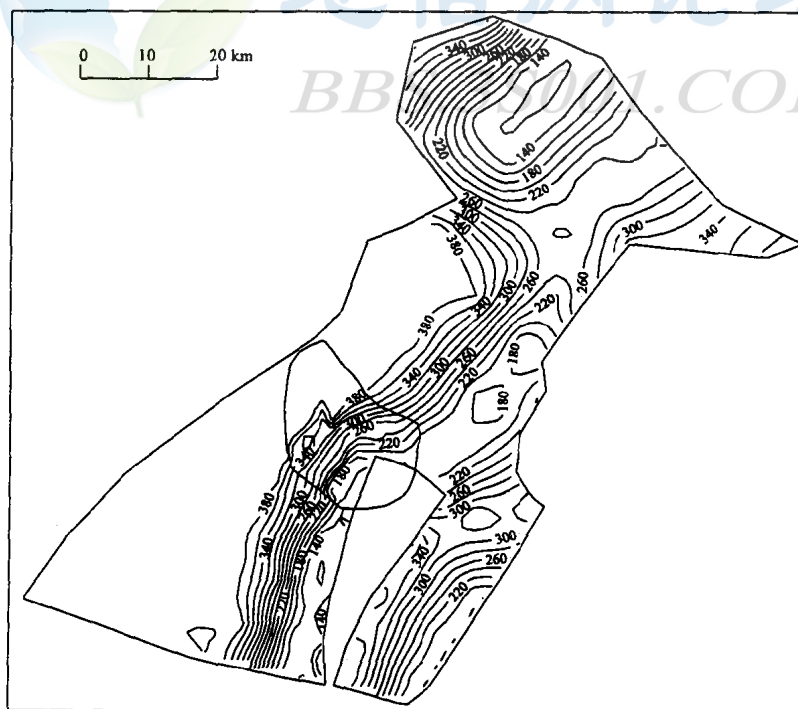


图5-6 第三层结点初始压力（大气压）等值线图

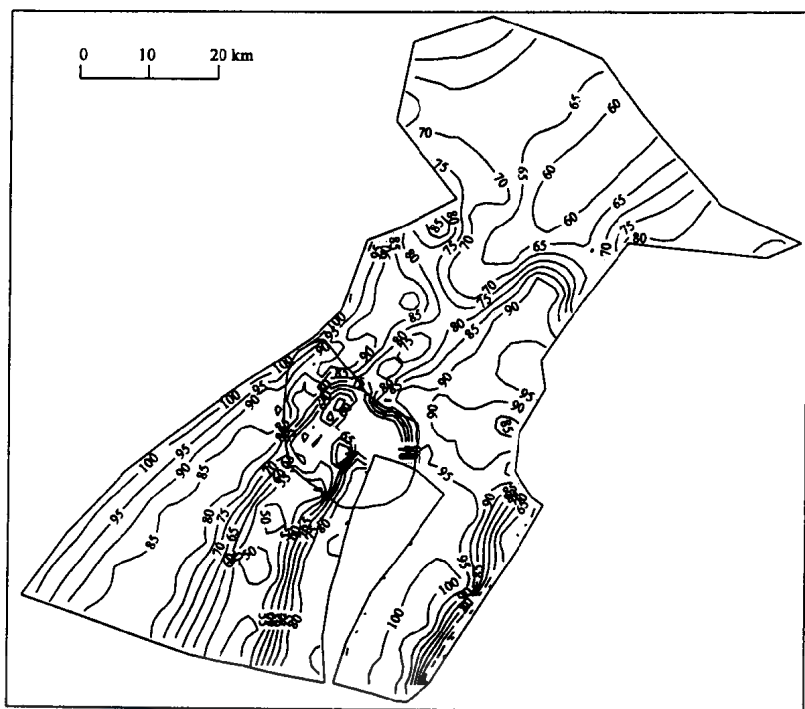


图5-7 第一层结点初始温度 (°C) 等值线图

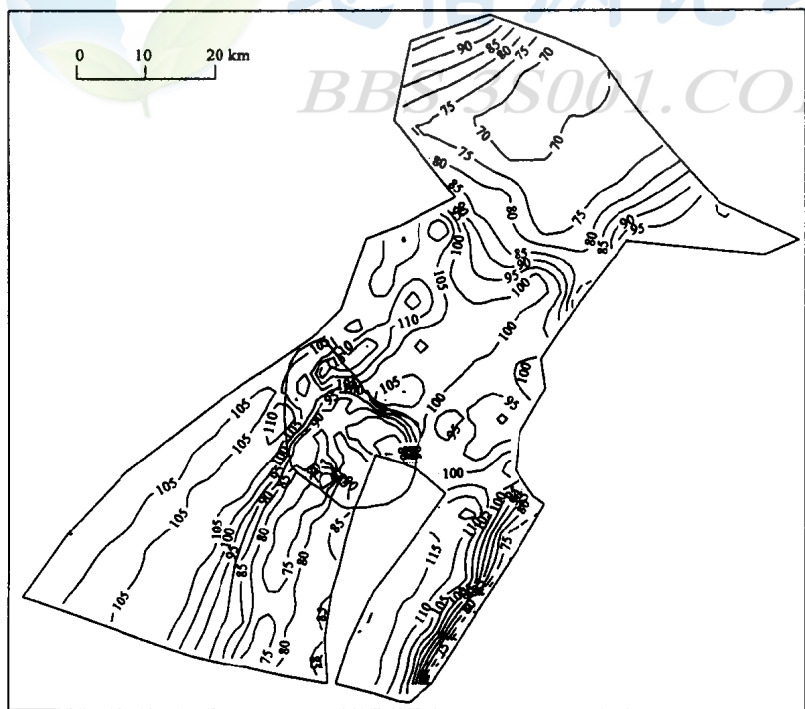


图5-8 第三层结点初始温度 (°C) 等值线图

地层传递一定热量。由于基岩热储层上覆不同地层的导热性能不同,可将顶界划分为东、西两区(图5-9),西区(1区)上覆地层主要为石炭-二叠系,结构较致密,热导率较大,东区(2区)上覆地层主要为第三系,结构较松散,热导率小。它们的数值可根据前人的计算结果(卢润等, 1987)给出,即底界热流值为 0.0935 W/m^2 ,顶界西区为 0.078 W/m^2 ,东区为 0.0628 W/m^2 。

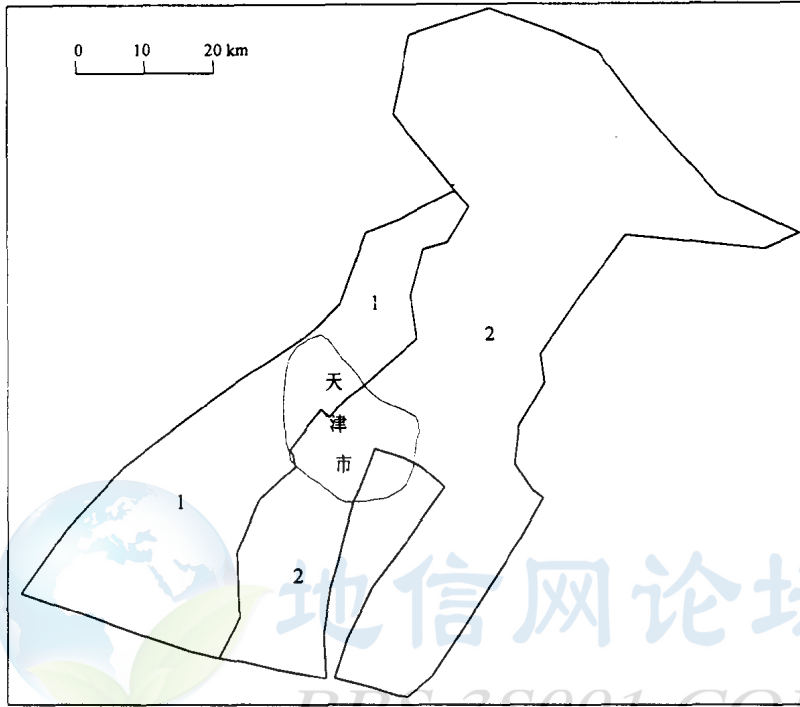


图5-9 计算区顶界热流值分区图

三、热储层参数及其分区

通过模型识别要确定的热储层参数有两类,一类是与地下水运移有关的参数,如渗透系数 K 、比弹性给水度 S_s 、空隙度 ϕ 以及决定水的密度的温度系数 α_T 和矿化度系数 α_s ; 另一类是与热量运移有关的参数,有热扩散系数 D 以及水、岩之间的热交换系 k_s 。为了简化计算,可以认为渗透的各向异性主要表现在水平方向,即在 xy 平面上,因而在渗透系数矩阵:

$$[K] = \begin{bmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{bmatrix}$$

中,有 $K_{13}=K_{23}=K_{31}=K_{32}=0$ 。同时,还可以认为传热是非均质各向异性的,即热扩散系数矩阵是对角型矩阵。在实际计算中,通常采用第一、第二、第三主方向的渗透系数 K_1 、 K_2 、 K_3 和热扩散系数 D_1 、 D_2 、 D_3 。热扩散系数改用式 (2-17a) 换算,成为 $\tilde{D}_1$ 、 $\tilde{D}_2$ 、 $\tilde{D}_3$, 水、岩之间的热交换系数改用式 (2-17b) 换算,成为 $\tilde{k}_s$ 。再者,在密度计算公式 (2-3) 中, $\alpha_P P$ 这一项通常较其它两项小,可以忽略不计。此外,地下热水的矿化度实测值,奥陶系热水为 4.0 g/L , 寒武系为 1.8 g/L , 中新元古界为 1.9 g/L 。

根据断层切割、断裂带位置和热储层富水性的差异，可将奥陶系热储层划分为5个参数分区（编号为1至5），寒武系弱透水层不细分，即只有1个区（6区），将中新元古界热储层划分为5个参数分区（编号7至11），这样渗流区域共有11个参数分区（图5-10、5-11、5-12），其中5区和10区分别为奥陶系和中新元古界热储层断层带。

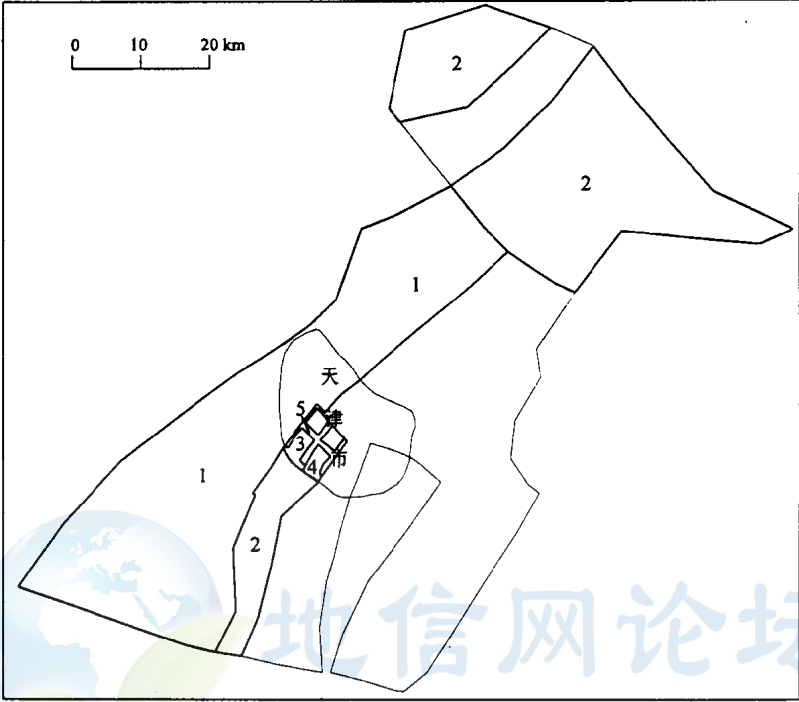


图5-10 奥陶系热储层参数分区图

热储层参数初值可根据各热储层水文地质特征和前人所作的各种试验和测试（卢润等，1987；陈振霞等，1991）参考以往的研究成果（李明朗等，1999）而给出。

四、开采井的处理

地下热水开采井的分布不规则，一部分开采井位于“棱”上，另一部分位于“柱体”中，可把前者处理为“点井”，将开采量分配到该井取水段所在的结点上；后者作为“体积井”，将开采量平均分配到该井取水段周围结点上。有些作为点井的开采井，其取水段也可能没有位于结点附近，可将开采量依取水段在上、下结点之间的位置按一定比例分配到上、下结点上。在计算中，所有开采井的开采量取负值。若有回灌井，处理方法与开采井相同，但回灌流量取正值，并应输入回灌水的温度。

五、特殊问题的处理

（一）热储层缺失区域的处理

由于断层的切割，在计算区东部在较大范围内缺失奥陶系热储层，而在西侧天津断裂以西，在埋深4000 m 之上的较小范围内缺失寒武系和中新元古界热储层。为了保持计算单元的连续性，在有缺失热储层的范围内，每个柱体仍然按三层剖分成三个六面体单元，但在参数分区时，可将缺失的热储层所在单元的参数分区处理为实际存在的热储层所在单元

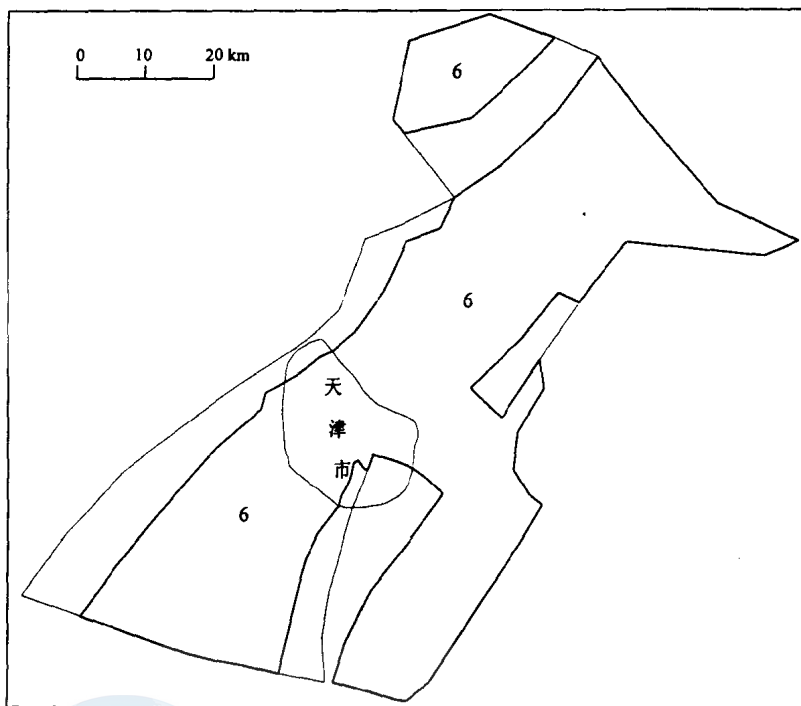


图5-11 寒武系热储层参数分区图

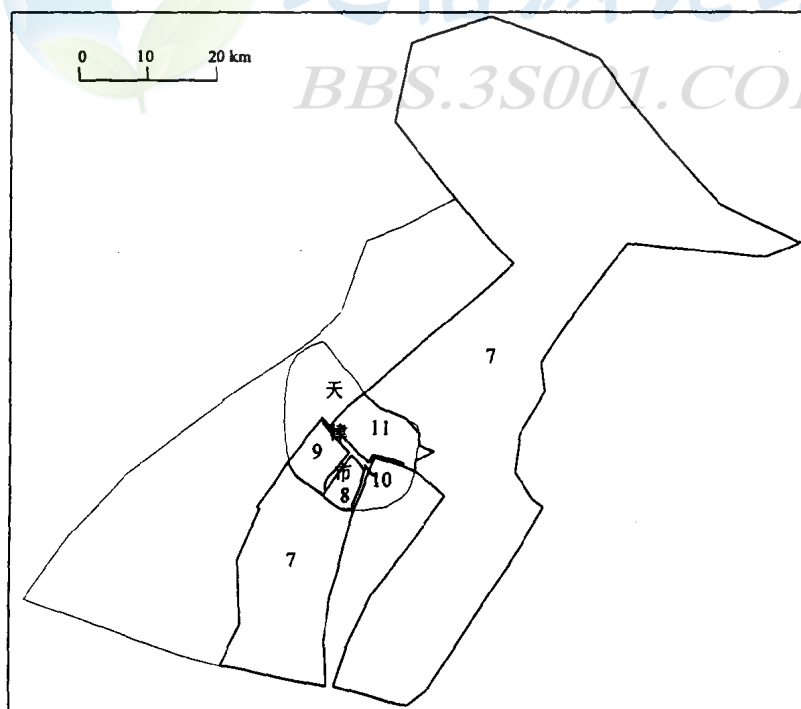


图5-12 中新元古界热储层参数分区图

相同的参数分区,从而达到与原来热储层分布状况相同的效果。以南侧西部7个柱体为例,其实际地层剖面与剖分剖面及参数分区见图5-13。

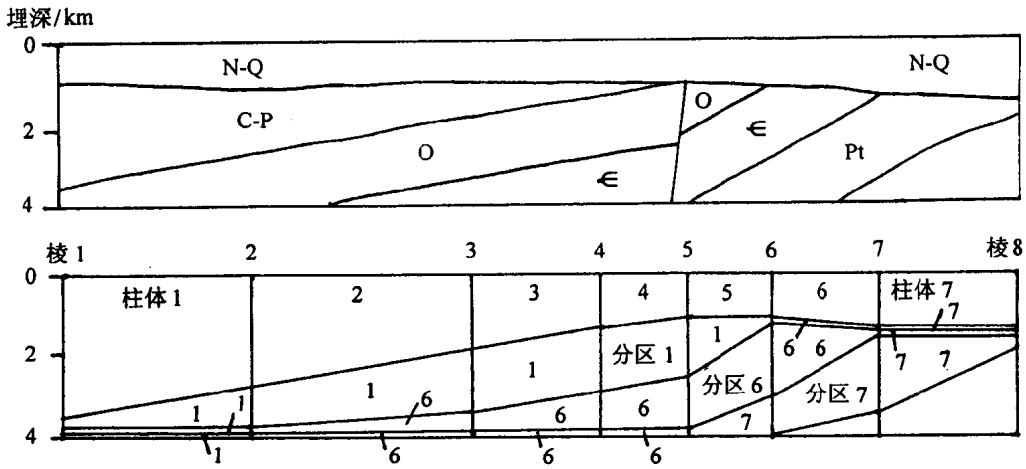


图5-13 实际地层剖面(上图)与剖分剖面(下图)对比图
参数分区1代表奥陶系热储层, 6代表寒武系弱透水层, 7代表中新元古界热储层

(二) 倾斜断层的处理

计算区内的断层有一定的倾角, 其中沧东断裂、天津断裂以及白塘口西断裂尤为突出, 致使断层面与计算区顶、底面的相交线在水平面上的投影不重合。可用断层面与顶面的相交

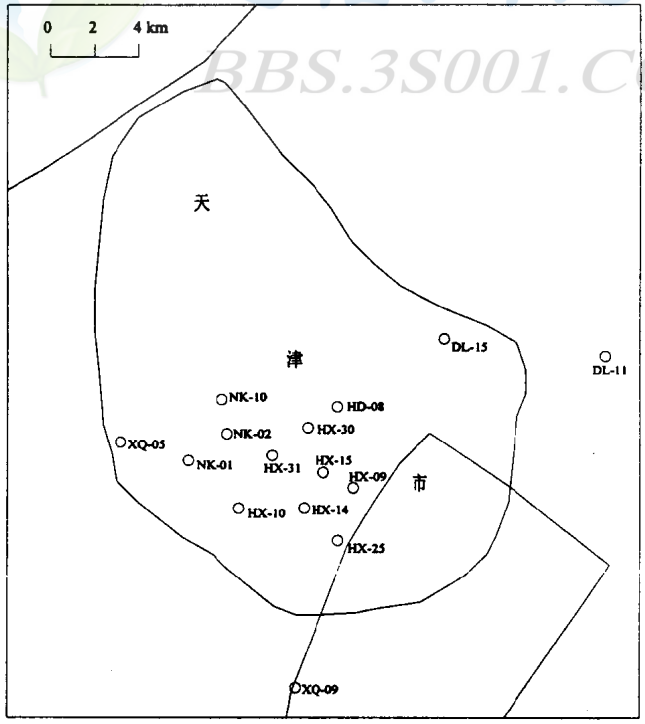


图5-14 拟合钻井位置图

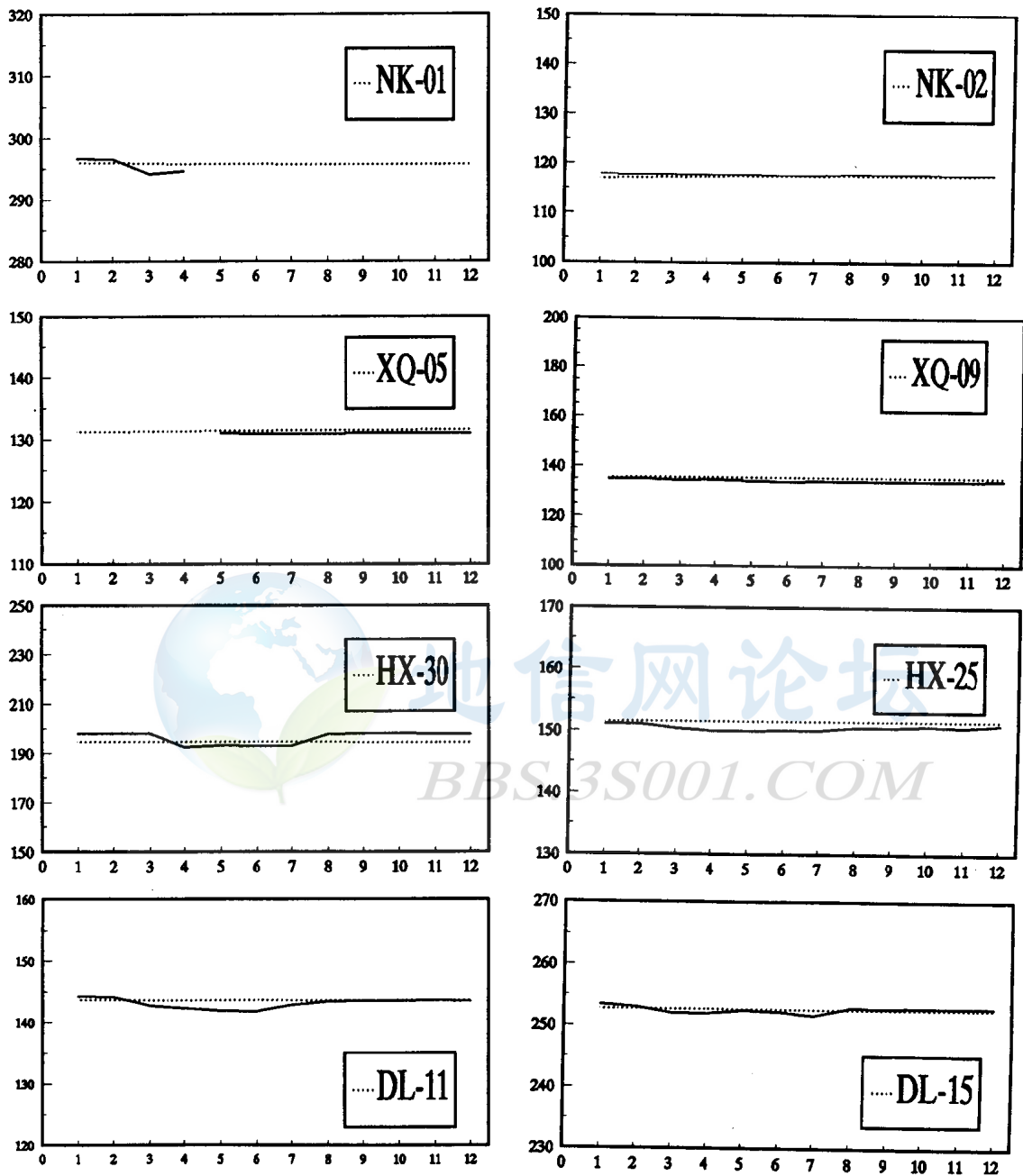


图5-15 (1) 钻井压力拟合图

实线为实测压力；点线为计算压力

横坐标为时间（1997年9月~1998年8月）；纵坐标为压力（大气压）

线作为剖分时相应的界线，以在该线上的结点的坐标作为基准，按照断层的实际倾向和倾角，换算出下面第二、三、四层对应结点的实际坐标。

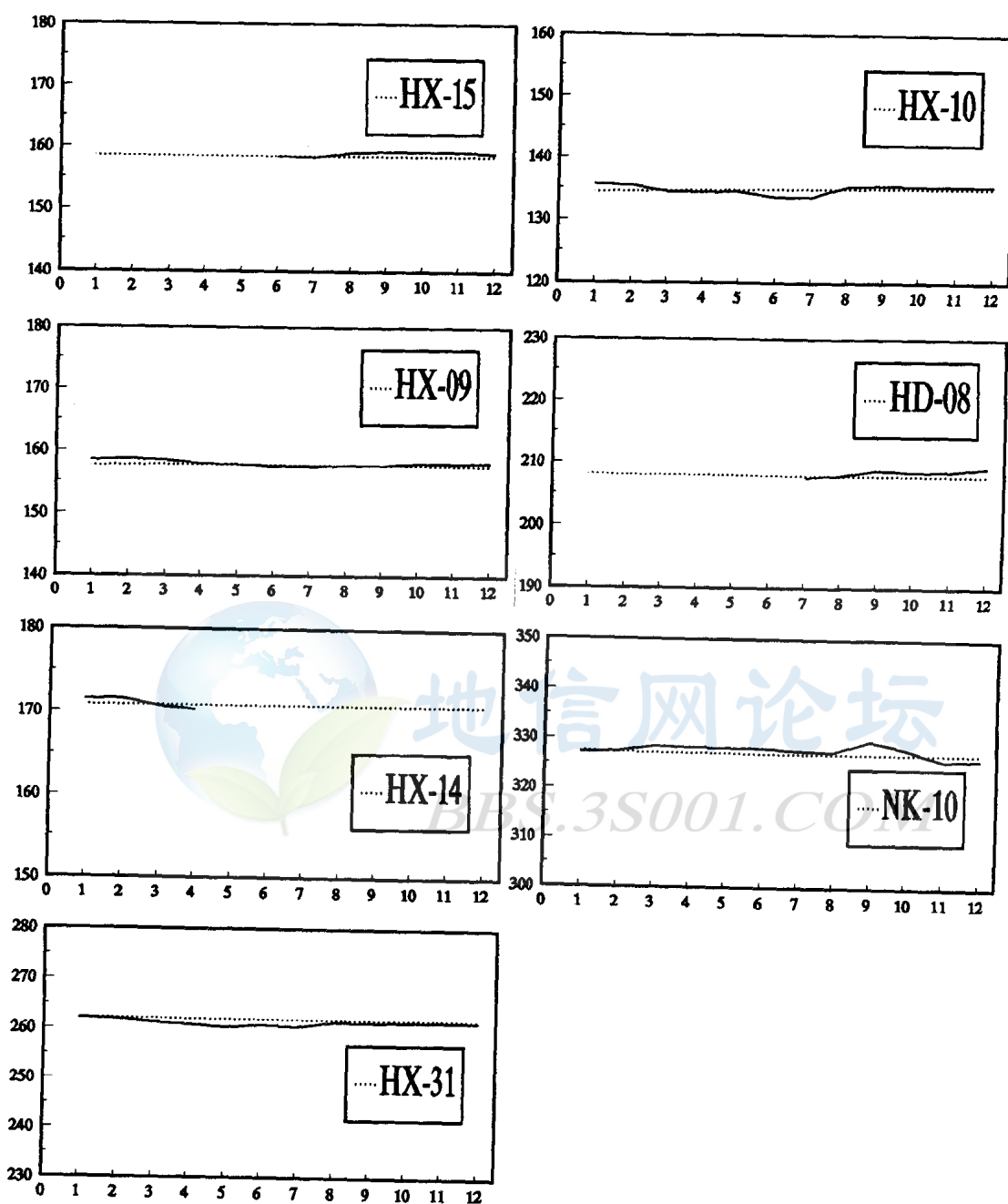


图5-15 (2) 钻井压力拟合图

实线为实测压力；点线为计算压力

横坐标为时间 (1997年9月~1998年8月)；纵坐标为压力 (大气压)

(三) 岩温及其变化

计算区域内各单元的岩温需要预先确定。可按式(5-7)先计算出某一柱体顶面四个结点

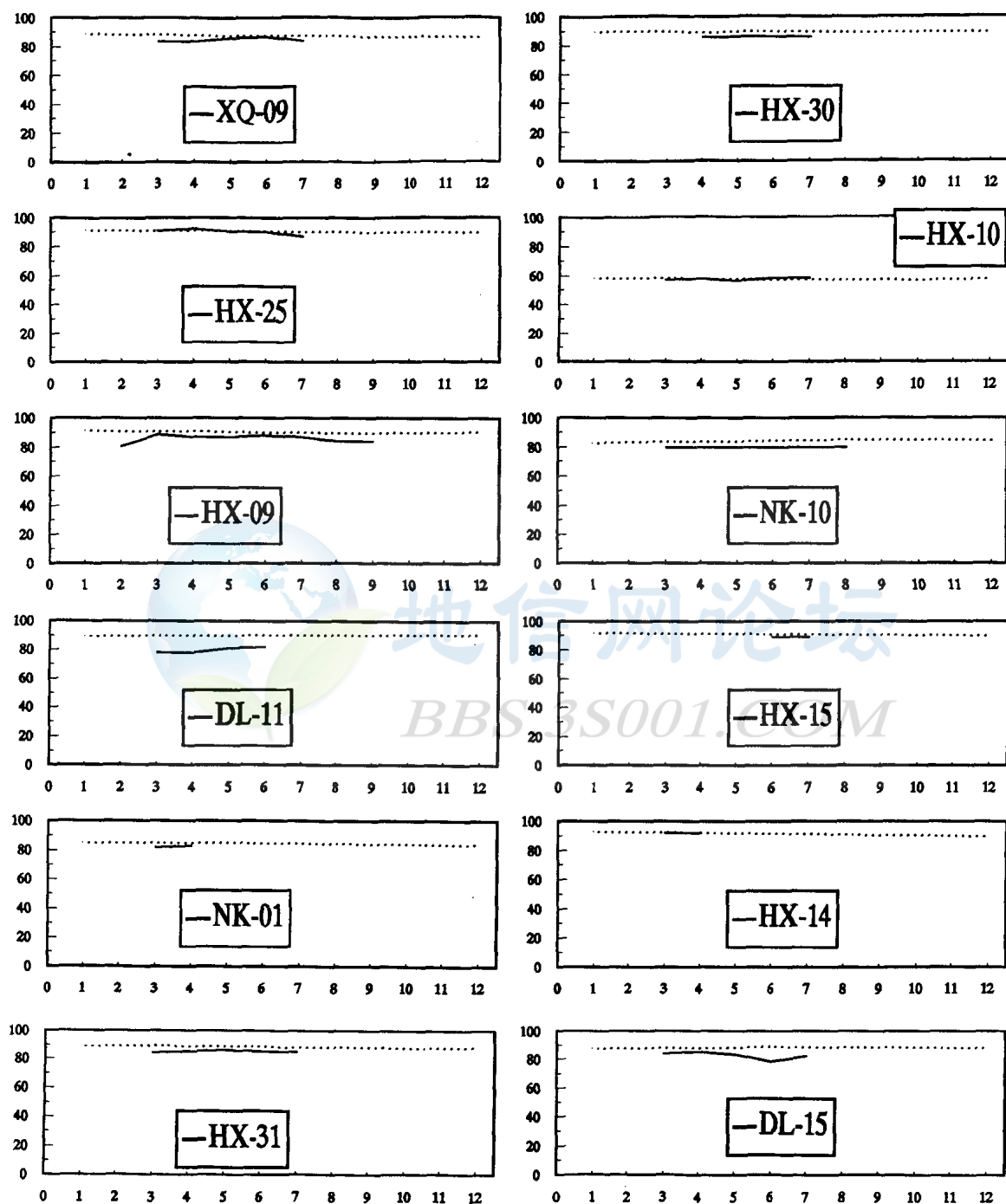


图5-16 钻井温度拟合图

实线为实测井口温度；点线为计算温度

横坐标为时间（1997年9月～1998年8月）；纵坐标为温度（℃）

表 5-1 模型拟合参数值

热储层	奥陶系						寒武系					中新元古界				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11					
分区号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11					
第一主方向渗透系数 K_1 $m \cdot d^{-1}$	4.0	4.1	4.2	4.2	5.7	0.5	4.3	4.6	4.5	6.3	4.4					
第二主方向渗透系数 K_2 $m \cdot d^{-1}$	3.3	3.4	3.9	3.8	4.5	0.5	3.6	4.2	4.0	5.1	4.0					
第三主方向渗透系数 K_3 $m \cdot d^{-1}$	1.2	1.4	1.5	1.5	2.1	0.1	1.5	1.7	1.7	2.5	1.6					
孔隙度 ϕ	0.032	0.032	0.035	0.035	0.044	0.005	0.035	0.04	0.04	0.05	0.037					
比弹性给水度 S_s m^{-1}	5×10^{-5}	6×10^{-5}	7.5×10^{-5}	7×10^{-5}	9×10^{-5}	8×10^{-6}	5.8×10^{-5}	7.6×10^{-5}	7.2×10^{-5}	9.5×10^{-5}	6.5×10^{-5}					
温度系数 σ_T	-3×10^{-5}	-3×10^{-5}	-3×10^{-5}	-3×10^{-5}	-3×10^{-5}	-3.5×10^{-5}	-3.5×10^{-5}	-3.5×10^{-5}	-3.5×10^{-5}	-3.5×10^{-5}	-3.5×10^{-5}					
矿化度系数 α_s	5×10^{-5}	5×10^{-5}	5×10^{-5}	5×10^{-5}	5×10^{-5}	4.5×10^{-5}	4.5×10^{-5}	4.5×10^{-5}	4.5×10^{-5}	4.5×10^{-5}	4.5×10^{-5}					
x 方向的 $\frac{D_1}{m^{-1} \cdot d^{-1}}$	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.02	0.045	0.045	0.045	0.075	0.045					
y 方向的 $\frac{D_1}{m^{-1} \cdot d^{-1}}$	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.02	0.045	0.045	0.045	0.075	0.045					
z 方向的 $\frac{D_3}{m^{-1} \cdot d^{-1}}$	0.035	0.035	0.035	0.035	0.045	0.01	0.041	0.041	0.041	0.052	0.041					
水、岩热交换系数 k_s $m^{-1} \cdot d^{-1}$	8×10^{-7}	8×10^{-7}	8×10^{-7}	8×10^{-7}	8×10^{-7}	1×10^{-8}	9×10^{-7}	9×10^{-7}	9×10^{-7}	9×10^{-7}	9×10^{-7}					

的岩温,然后取其平均值作为该柱体顶面的岩温。从该顶面起,按不同地温梯度计算出下面三个单元的岩温,其中奥陶系的地温梯度为 $1.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$,寒武系为 $1.2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$,中新元古界为 $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。

六、拟合与求参

将上述渗流区域的剖分单元所包含的结点和单元编号、结点坐标和标高、参数分区号及各分区的参数初值、渗流场和温度场的初始值和边界值、开采井的开采量等数据输入到求解前述深层地下热水运移的三维数学模型的计算软件,通过运行该软件,求得各节点各时段末的压力和温度。将观测井(图5-14)所在结点的计算压力和温度与实测压力和温度进行拟合,应用试估-校正法,通过反复调整各种有关参数,直到取得满意的拟合效果为止(图5-15、5-16),所求得的参数列于表5-1。经分析,各参数的数值均在合理的范围内。在图5-15中,观测井的实测压力是根据钻井的井口水位按式(5-5)换算求得的;在图5-16中,观测井的温度为井口实测温度,可以认为在采暖期开采地下热水期间(每年10月底至次年4月初),井口水温为高峰期,接近井底水温,故用这段时间的井口水温来进行拟合,在此期间一般井底水温略高于井口水温的最高值(一般高出 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$)。观测井的计算压力拟合实测压力的平均绝对误差不超过0.5个大气压,计算温度拟合实测温度(即采暖期的井口水温加上 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$)的平均绝对误差不超过 3°C 。

第三节 地下热水开采动态的预测

利用上述已建立的深层地下热水运移数值模型,可以尝试性地对地下热水开采动态进行预测。

天津市开采基岩地下热水的历史较短,大约始于1980年前后,那时开采井很少,开采量不大。进入90年代以来,特别是近几年来随着房地产业的兴起,基岩热水开采井增加较快,已达40余眼(图5-17),开采量也增大。从近几年来地下热水开采井的开采量变化曲线(图4-1、4-2)可以看出,绝大多数地下热水钻井在冬季采暖期为开采量高峰期,非采暖期(4月~10月)开采量很小,有些井甚至停采。除了现有的开采井外,天津市区还打成少量钻井待开采热水,在一些地段规划了新钻井准备开采热水,还建成或规划打几个回灌井用来回灌冷水,以便更充分地开发利用地热资源,也是为了缓解热水水位的下降趋势。同时,为了防止开采深层热水诱发地震和出现吊泵现象,要求热水开采钻井井口水位不能降低到距地面100 m以下,或者井底压力降低值不超过10个大气压。为了了解基岩热水钻井的开采动态,可以利用已建立的深层地下热水运移数值模型,对以下两种开采方案的地下热水的压力和温度变化进行预测。

一、第一开采方案

第一开采方案为现状开采方案,即以1998年8月的压力和温度作为初始值,用与模拟计算期间相同的开采井和开采量,计算未来5年直至2003年8月的压力和温度。图5-18、5-19给出了观测井的压力和温度变化曲线,可以看出,各观测井的井底压力有轻微下降,5年内下降值一般不超过2个大气压(表5-2)。钻井温度逐渐下降(表5-2),少数钻井如XQ-09、HX-14、HX-15等温度下降值稍大,5年内温度下降值在 10°C 左右。

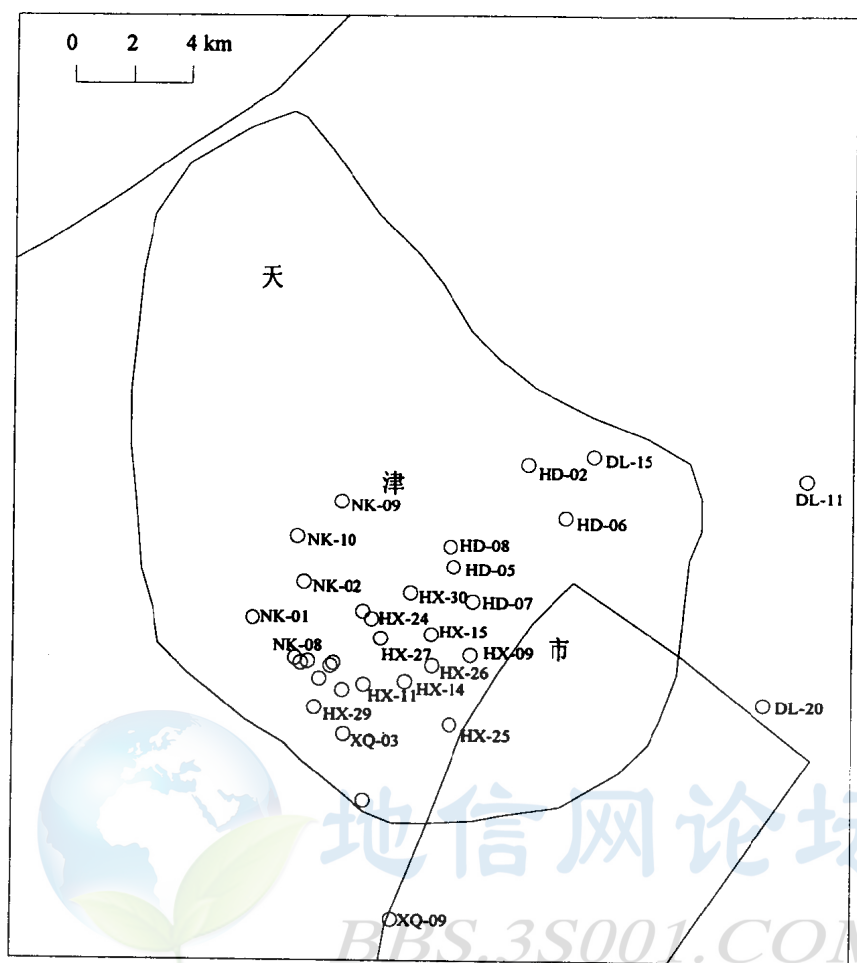


图5-17 基岩热水开采井（部分）位置图

表5-2 两种开采方案预测始、末观测井压力和温度差值

观测井	第一开采方案		第二开采方案	
	压力差值	温度差值	压力差值	温度差值
	大气压	℃	大气压	℃
XQ-09	0.13	12.66	0.13	12.66
XQ-05	0.09	7.63	0.08	7.76
HX-10	0.01	5.51	0.02	5.44
NK-01	0.02	8.84	0.02	8.88
HX-25	0.13	10.34	0.14	8.40
NK-02	0.02	3.04	0.02	7.01
HX-15	0.13	10.90	0.14	10.89
HX-09	0.16	7.53	0.17	7.55
HX-30	0.14	8.94	0.14	9.10
HD-08	0.15	10.45	0.18	8.81
DL-15	0.22	7.06	0.23	6.93
DL-11	0.23	4.70	0.23	4.68
HX-14	0.113	10.82	0.12	10.80
NK-10	0.086	7.98	0.095	7.86
HX-31	0.083	8.00	0.088	7.93

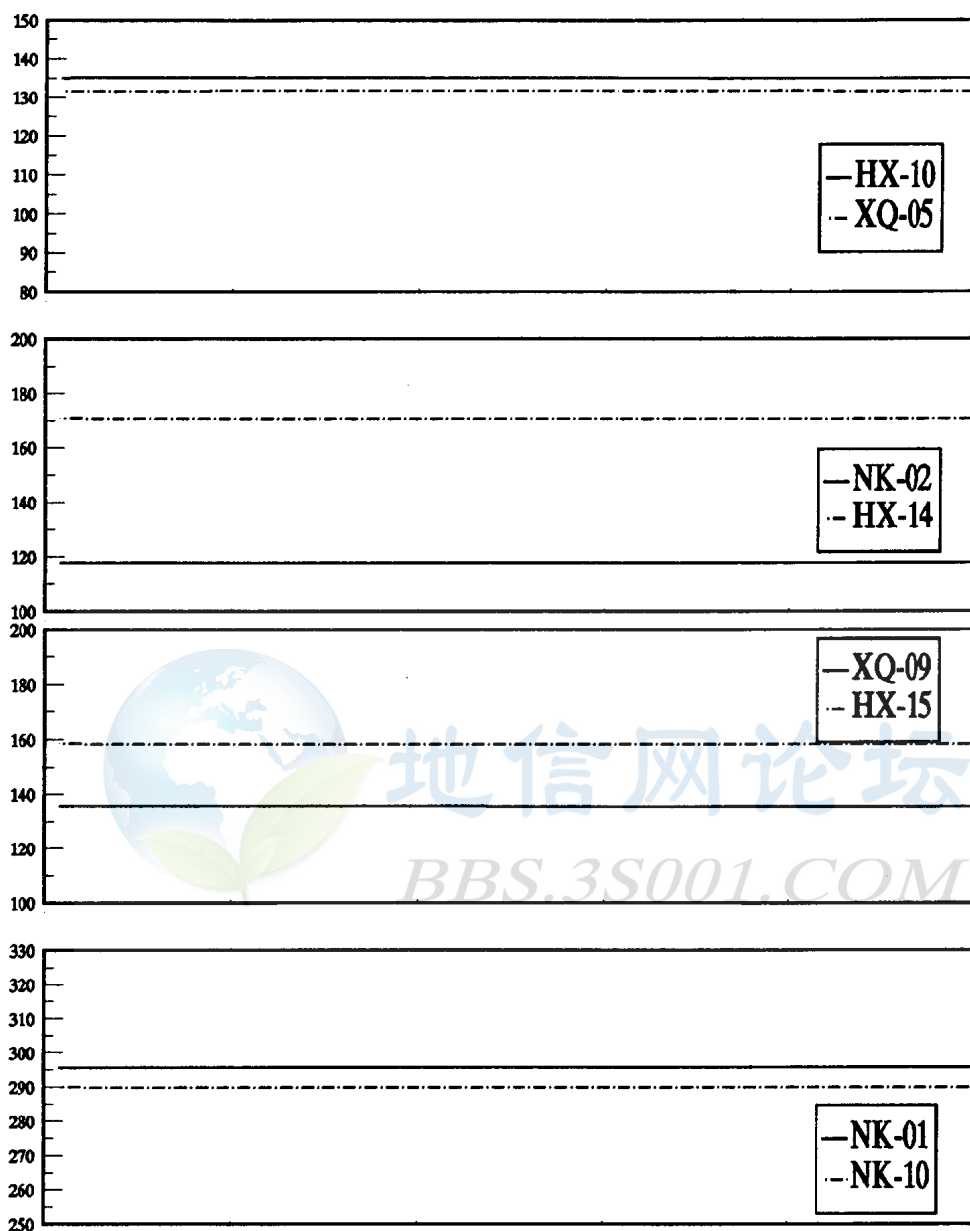


图5-18 (1) 第一开采方案预测钻井压力变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为压力 (大气压)

二、第二开采方案

第二开采方案为在第一开采方案中加上新规划的9个开采井和6个回灌井 (图5-20), 其中中新元古界热储层中有6个开采井 (TC-04、TC-05、TC-06、TC-07、TC-08、TC-09) 和5个回灌井 (TG-02、TG-03、TG-04、TG-05, TG-06), 奥陶系热储层中有3个开采井 (TC-01、TC-02、TC-03) 和1个回灌井 (TG-01)。回灌方式有两种, 一种是同层“一采一灌”的

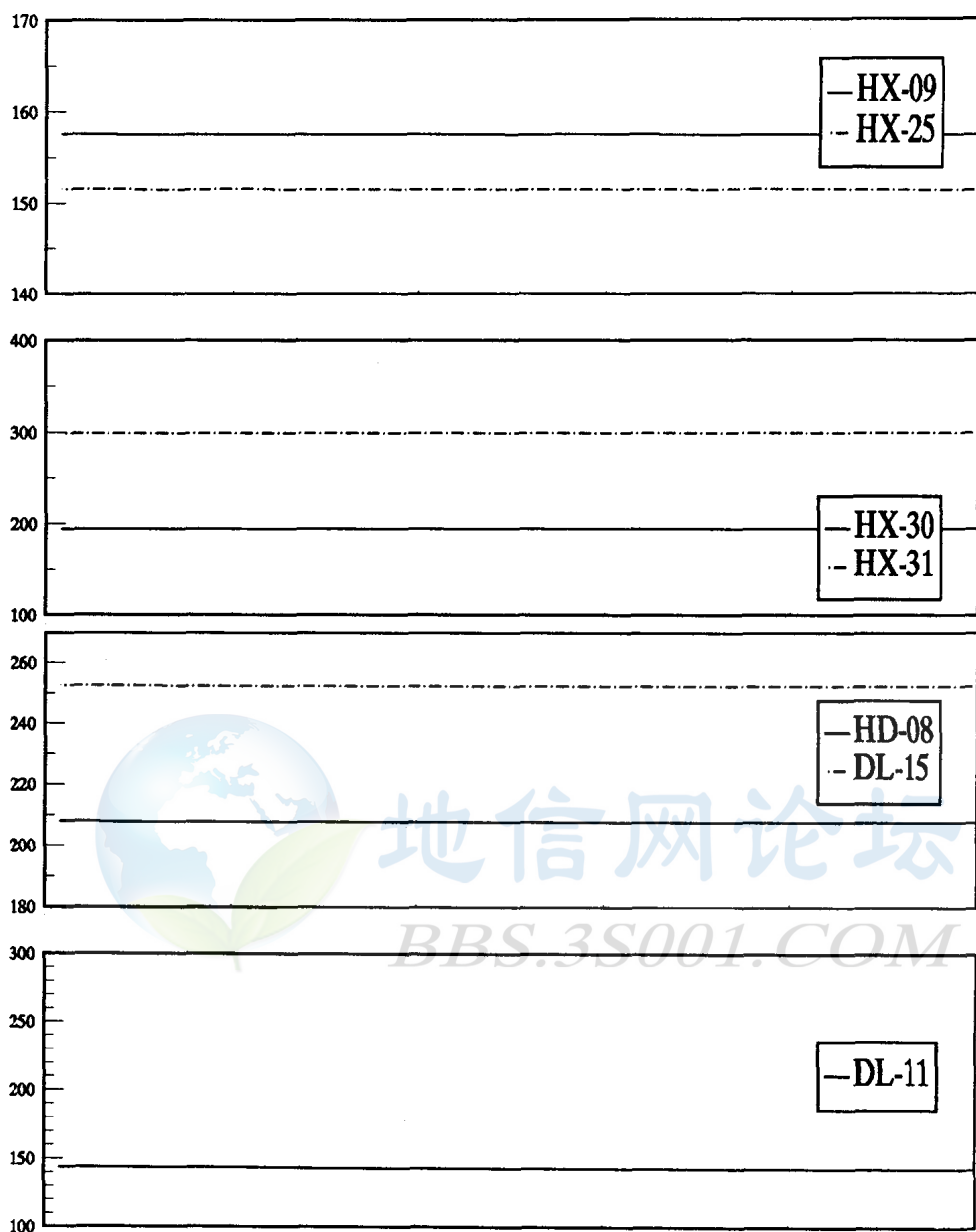


图5-18 (2) 第一开采方案预测钻井压力变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为压力 (大气压)

对井,即在一个新开采井或原有开采井的邻近施工一个回灌井,两井的井口相距数十米,但井底的距离大于500 m,用开采井开采出来的热水经使用后或经热交换器后再通过回灌井回灌到原来的热储层中。HX-32和 TG-02、TC-04和 TG-03、HX-25和 TG-04、TC-05和 TG-05以及 TC-06和 TG-06为五对同层“一采一灌”对井,开采井开采中新元古界热储层热水,再通过回灌井回灌到相同的热储层中。另一种是异层“一采一灌”对井,用开采井开采中新元古界热储层热水,经使用后或经热交换器后,再通过邻近的回灌井回灌到奥陶系热储层

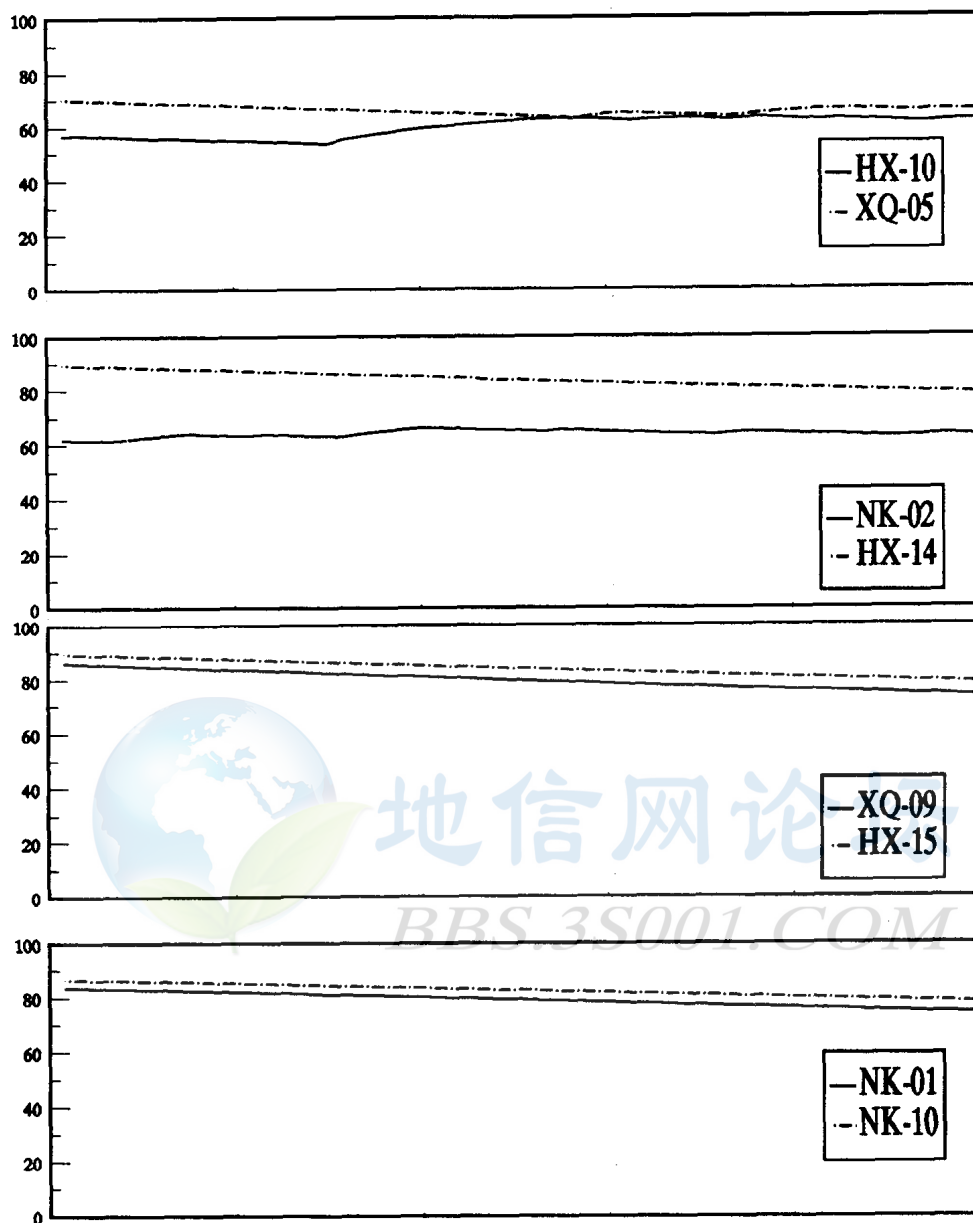


图5-19 (1) 第一开采方案预测钻井温度变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为温度 (°C)

中, TC-03和 TG-01就是这样的对井。对这两种回灌方式, 曾在 TG-04和 TG-01井进行过回灌试验, 证实是可行的, 其中 TG-04井已投入使用, 运行正常 (李明朗等, 1999)。在预测计算中, 原有开采井仍按模拟计算期间的开采量开采, 新的开采井的开采量, 单个井为20万 m^3/a , “一采一灌”对井中的开采井为25万 m^3/a , 回灌井的回灌水量为20万 m^3/a , 其中奥陶系热储层回灌井 TG-01的回灌水温为30°C, 其余回灌井的回灌水温为40°C。上述开采井的开采量中80%在采暖期 (11月~次年3月), 20%在非采暖期 (4~10月), 而回灌水量则

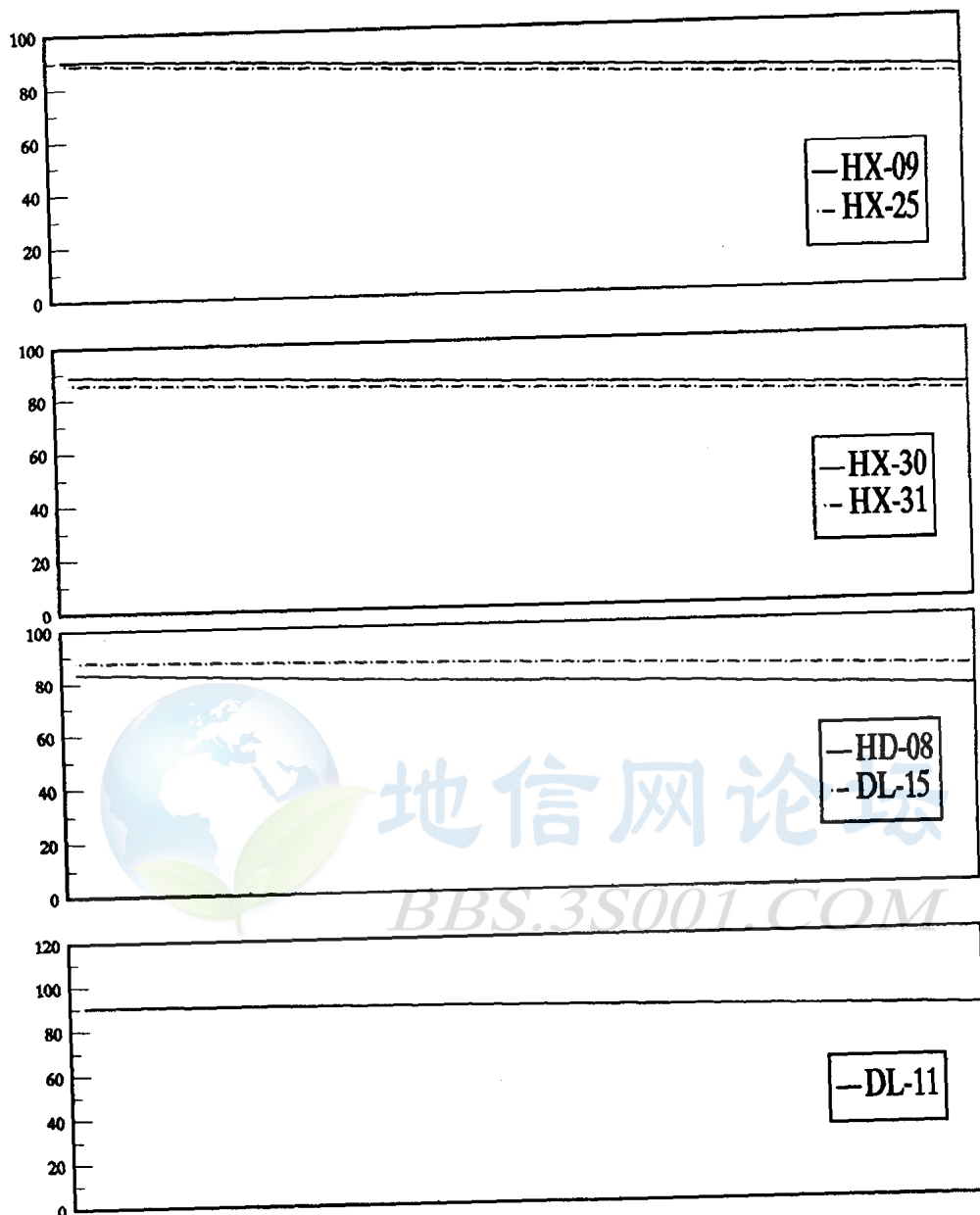


图5-19 (2) 第一开采方案预测钻井温度变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为温度 (°C)

100%在采暖期。图5-21、5-22给出了观测井在未来5年内的压力和温度变化曲线。可以看出, 观测井的井底压力也有轻微的下降, 下降幅度5年内也不超过2个大气压。钻井的温度在逐渐下降 (表5-2), 5年内降低值不超过10°C, 其中 XQ-09、HX-09、HX-14井降低值较大, 达10°C以上。

预测结果表明, 按第一开采方案即现状开采方案开采5年, 观测井的井底压力只有轻微下降, 而观测井的井底温度总体上呈下降趋势, 下降幅度稍大, 一些钻井达到10°C左右。第

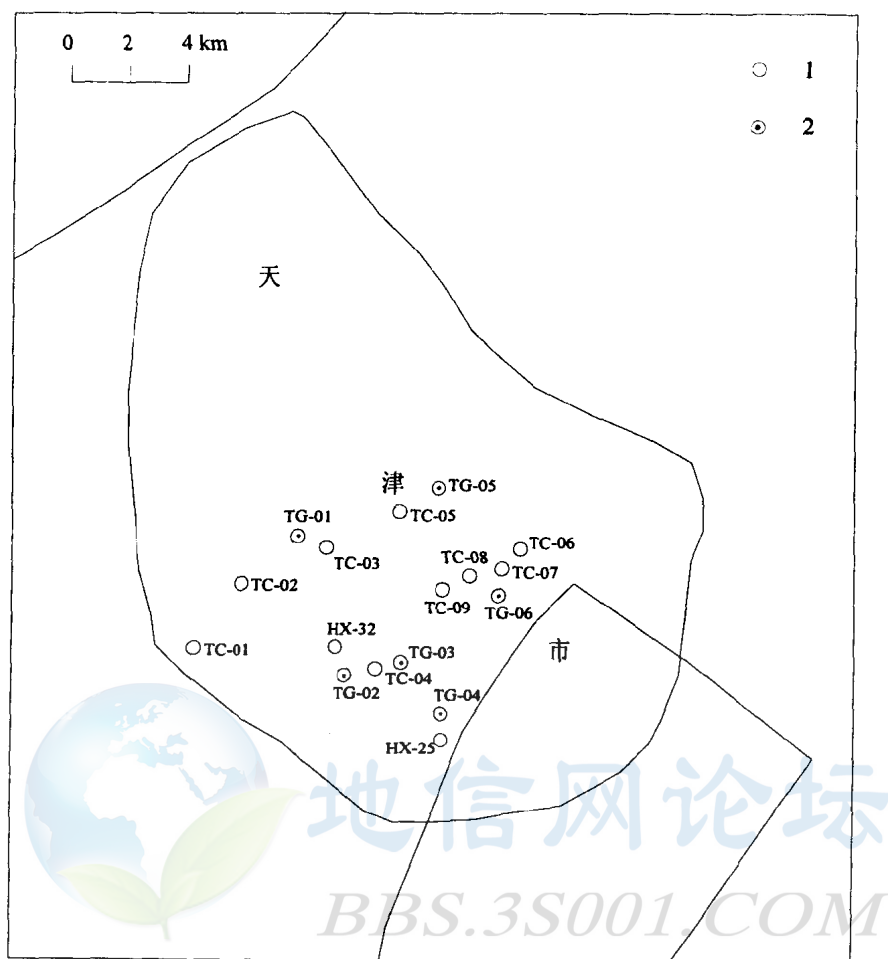


图5-20 第二开采方案规划开采井位置图
1—开采井； 2—回灌井

二开采方案虽然增加了新的开采井和回灌井，但开采5年的预测结果，与第一开采方案的结果差别不大。预测结果说明了以下问题：(1) 热水开采井的开采量不太大（大者 $4000 \text{ m}^3/\text{d}$ ，小者 $400 \text{ m}^3/\text{d}$ ，一般 $1000 \sim 1340 \text{ m}^3/\text{d}$ ），开采热水对热储层的压力场和温度场的影响不十分明显，但总体上使地热系统的压力和温度逐渐降低（仅个别钻井如HX-10井的温度先略有回升后又缓慢下降）；(2) 利用采暖期开采5个月和非采暖期（基本）停采7个月的周期性开采方式开采基岩地下热水，有利于热水的恢复，减缓热水系统压力和温度的下降；(3) 热储层的厚度大、分布范围广，也有利于减缓在目前开采条件下热水系统的压力和温度的下降。

总的来看，天津市基岩地下热水资源是丰富的，但也是有限的。目前采用的采、停交替的开采方式和采取局部回灌冷水的措施是可行的、合理的。至于回灌冷水是否会引起其它环境问题，需要实际观察。

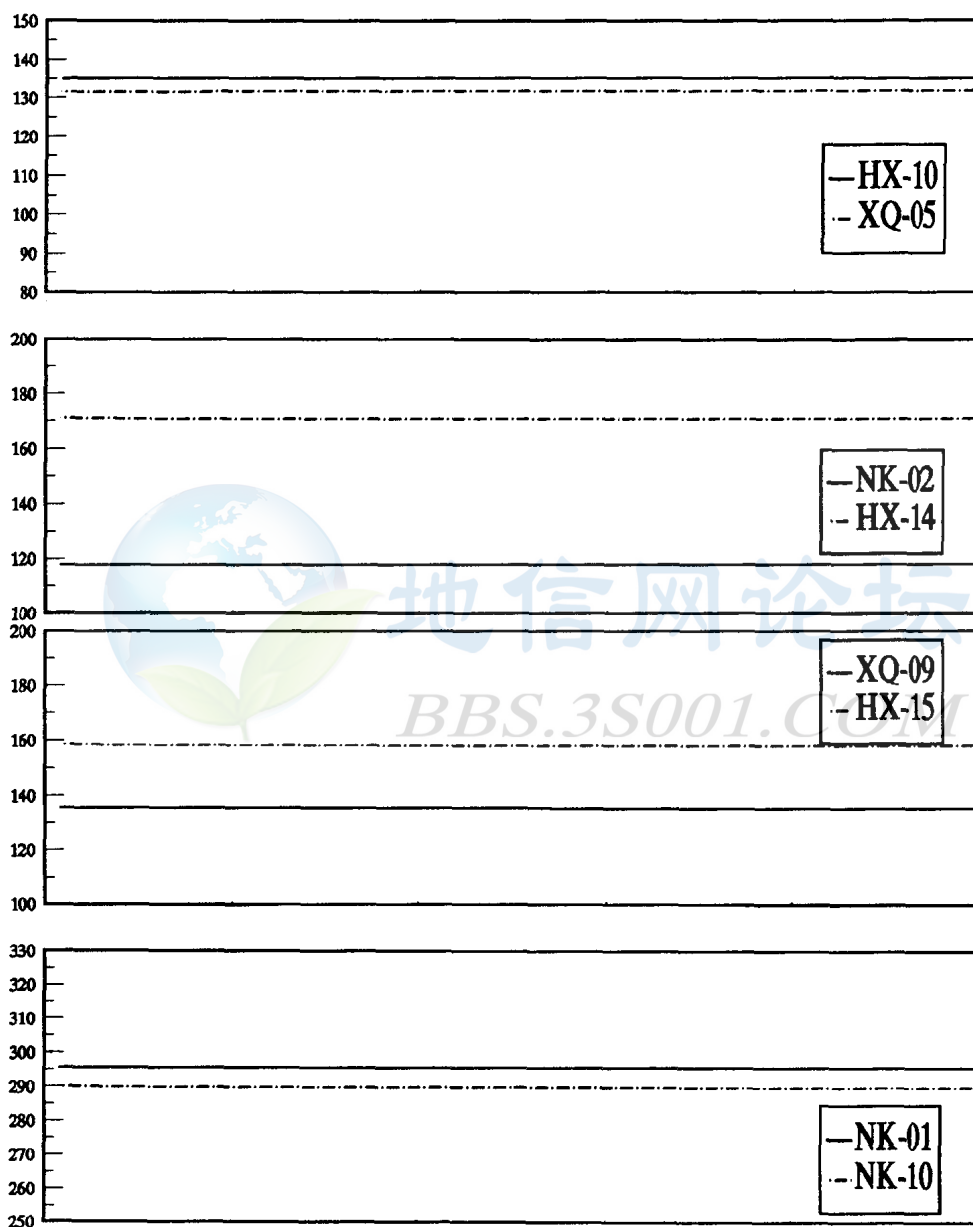


图5-21 (1) 第二开采方案预测钻井压力变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为压力 (大气压)

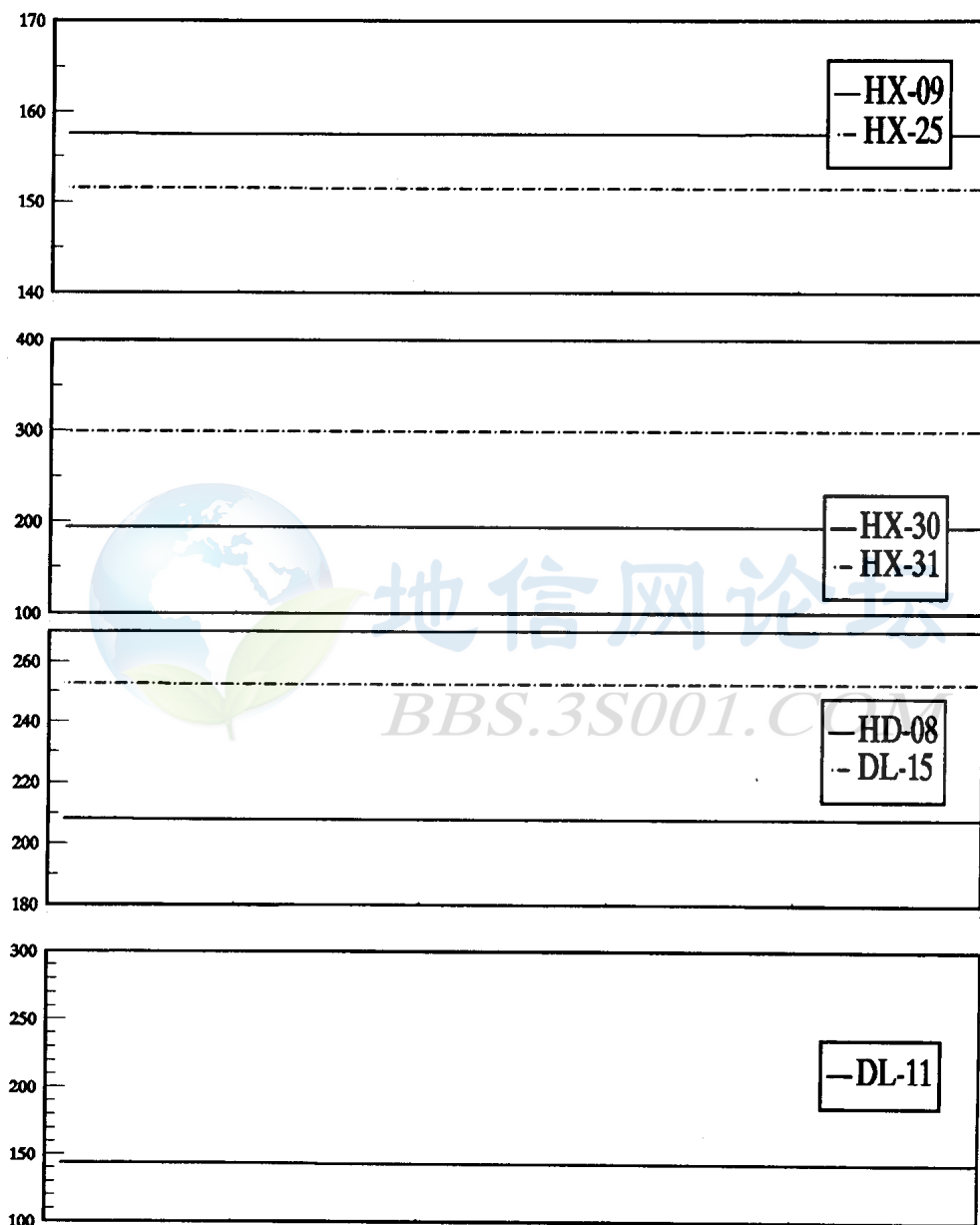


图5-21 (2) 第二开采方案预测钻井压力变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为压力 (大气压)

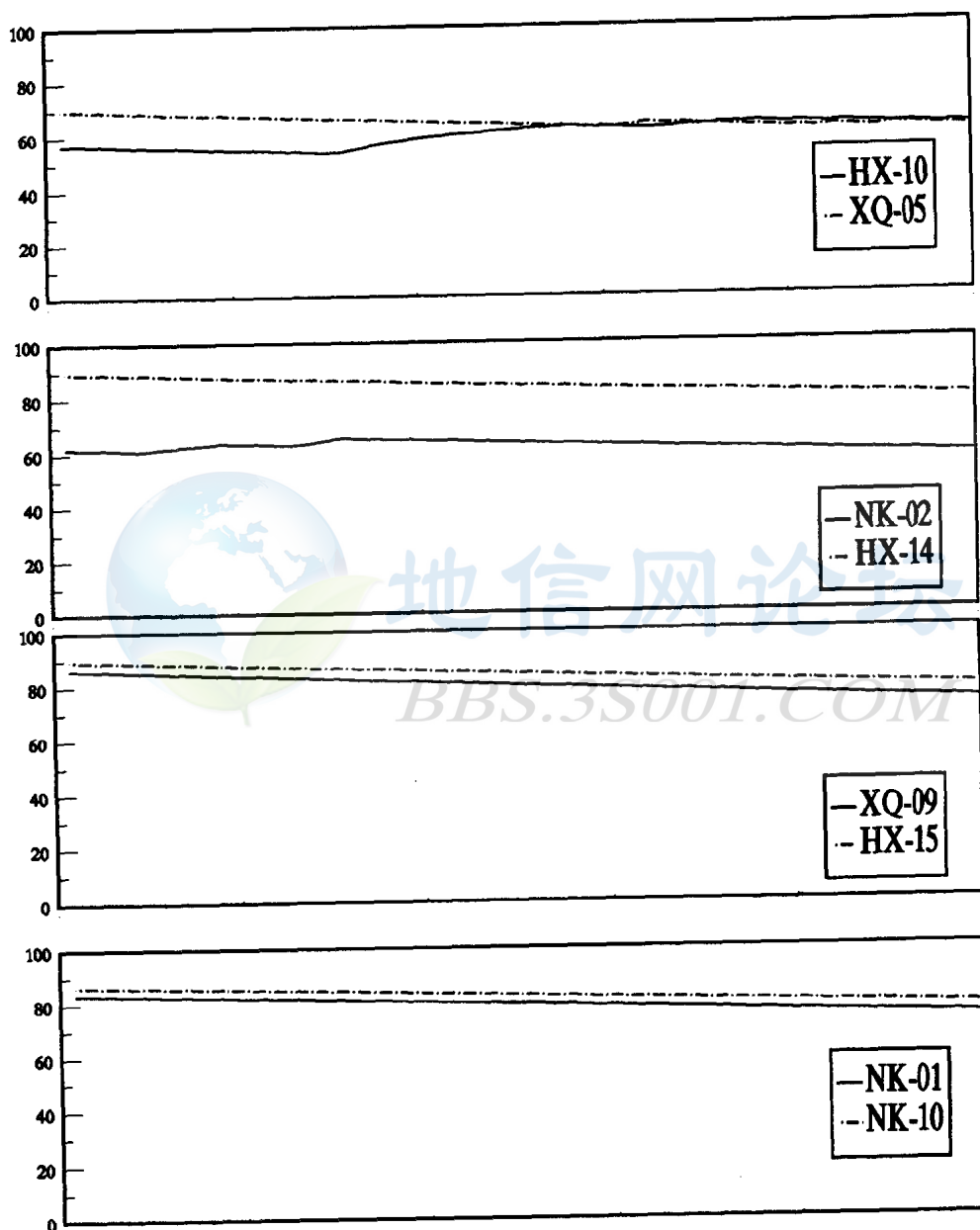


图5-22 (1) 第二开采方案预测钻井温度变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为温度 (°C)

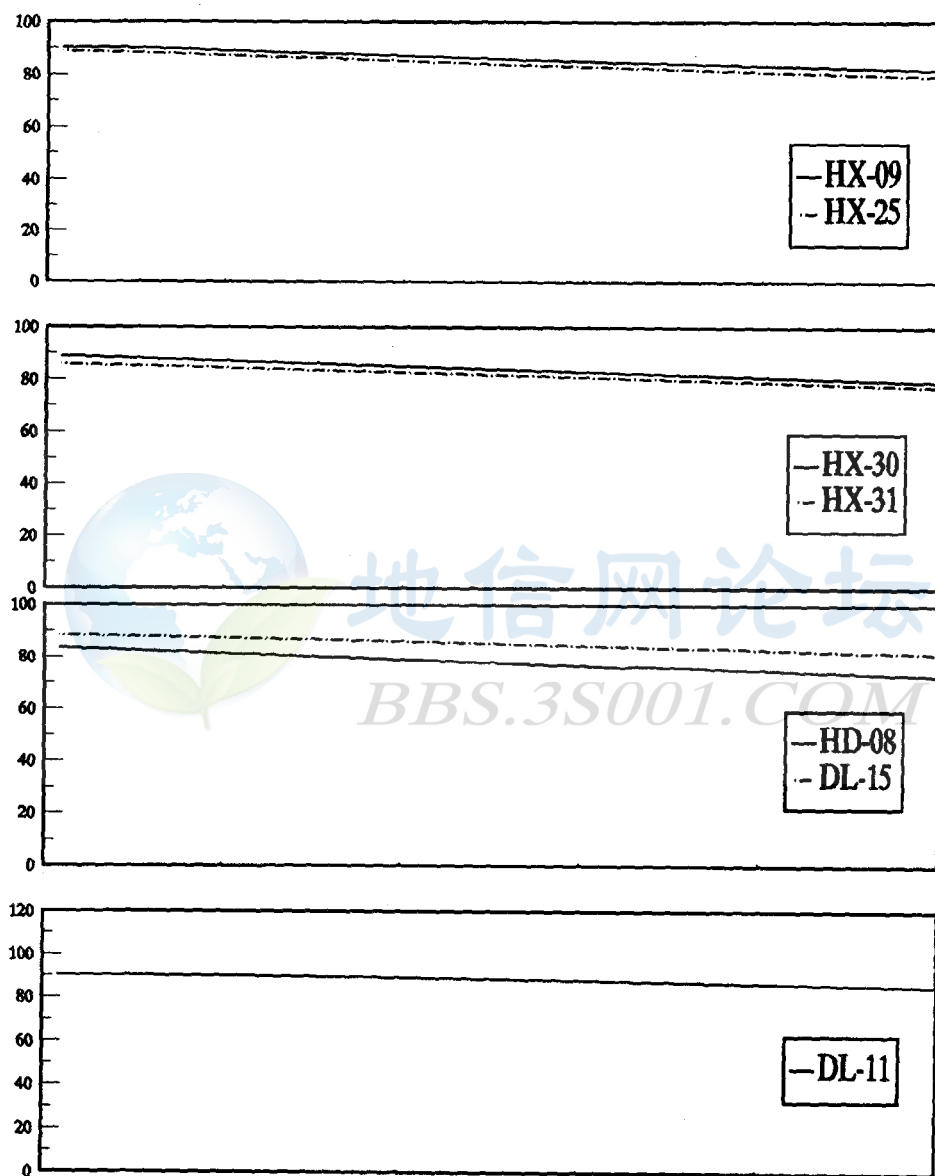


图5-22 (2) 第二开采方案预测钻井温度变化曲线图
横坐标为时间 (1998年9月~2003年8月); 纵坐标为温度 (°C)

第六章 结 论

1. 深层地下热水是一种特殊类型的地下水, 由于埋藏深、水温高, 水的密度随温度的变化而改变, 致使地下水动力场变化复杂; 由于地下水在运移过程中不断与围岩发生热交换, 并受到来自深部热源的加热, 加上开采热水和回灌冷水等因素的影响, 地下压力场和温度场随时间经常发生改变。在研究这样复杂的地下热水系统时, 需要同时描述地下水的流动和热量运移, 宜用三维非稳定流模型。

2. 从水量守恒方程出发, 建立依赖密度变化的地下热水水流控制方程, 用压力代替水头来描述地下热水的运动。其中, 认为热水的密度是压力、温度和矿化度的函数, 并表示为它们的线性函数。从能量守恒方程出发建立热量运移的控制方程, 该方程不仅描述了热量的扩散作用, 也反映了水、岩之间的热交换, 而来自深部的热流可用边界条件表示。用 Galerkin 法建立压力场有限元方程; 对于温度场控制方程, 采用算子分裂法将其分解为对流型方程和扩散型方程, 利用改进特征线法和 Galerkin 法建立其有限元方程。

3. 本文选择天津市深层基岩热水系统作为深层地下热水运移三维数值模拟的研究实例。天津市地处中朝准地台的华北拗陷区, 地下基岩有中新元古界、寒武系和奥陶系碳酸盐岩, 以及石炭-二叠系和侏罗-白垩系碎屑岩系, 被北东向及北西西向断裂切割, 自西向东呈一系列北东走向的拗陷、隆起及次一级的凹陷、凸起分布, 其上被新第三系和第四系覆盖。地温分布与基岩起伏吻合, 即在正向构造的隆起、凸起部位地温高、地温梯度大, 而在负向构造的拗陷、凹陷区地温低、地温梯度小。来自深部的热流在向上传递过程中聚集在隆起或凸起中导热性能较好的碳酸盐岩中, 第四系松散沉积层是下伏热储层良好的盖层。

4. 天津市地热田位于沧县隆起之上, 主要分布于双窑凸起和潘庄凸起。地下基岩热储层为中新元古界、寒武系和奥陶系以碳酸盐岩为主的中低温-中温岩溶裂隙含水层, 其中中新元古界白云岩和奥陶系灰岩为主要热储层, 埋深在 1000 m 之下, 厚度大、分布广, 岩溶裂隙发育, 富水层段多, 钻井涌水量 1000~4000 m³/d, 井口水温 60~96℃, 是天津市基岩热水开采的主要层位(又以中新元古界蓟县系雾迷山组的白云岩最好)。寒武系地层富水性差, 为弱透水层。

5. 天津市区基岩热水的矿化度为 1.7~4.7 g/L, 水化学类型以 Cl·SO₄-Na 型和 SO₄·Cl-Na·Ca 型为主。热水的 δD 值变化范围为 -81.3‰~-64.8‰, δ¹⁸O 值为 -9.55‰~-8.55‰, 呈现大气降水起源。热水的 ¹⁴C 年龄测定大约为 1.3 万~2.6 万 a。研究区热水是来源于大气降水的溶滤水, 地下水在北部山区获得大气降水入渗补给后, 自北向南径流, 在深循环过程中不断与围岩进行热交换, 并受到深部热源的加温而形成热水。

6. 天津市大部分基岩热水钻井在开采热水过程中井口水温和水位均随开采量的增加而上升, 随开采量的减少而下降, 出现动水位高于静水位的现象, 一般高出几米到几十米。这是因为深层热水钻井由于井口与井底水温存在差异, 致使水的密度发生变化, 井内水柱高度随温差的不同而改变, 在开采条件下动水位存在一个升高值。实测和理论计算结果表明,

随着热储层埋深的增大和水温的升高,动水位升高值越大。

7. 将研究区概化为三层结构的地下热水系统,上层为奥陶系热储层,中层为寒武系弱透水层,下层为中新元古界热储层,南、北边界为已知压力、温度边界,东、西边界为隔水、隔热边界,顶、底界为隔水和已知热流值边界。将渗流区域剖分为264个柱体,每个柱体有3层共792个六面体单元,每个柱体有4根棱共301根棱,每根棱自上而下有4个结点共1204个结点,并将渗流区域划分为11个参数分区。用1997年9月至1998年8月的热水开采动态进行模型识别,分别对压力场和温度场变化进行拟合,取得了满意的拟合效果。

8. 利用现状开采方案和在现状开采方案的基础上增加若干开采井和回灌冷水井这两种开采方案进行开采动态预测,两种开采方案的预测结果没有明显差别。预测结果表明,开采热水使地下热水系统的压力场和温度场总体上呈逐渐降低趋势,5年内观测井的压力降低值不超过2个大气压,一些观测井温度降低 10°C 左右;由于目前热水开采井开采量不太大且采用采暖期开采5个月、非采暖期(基本)停采7个月的开采方式,以及基岩热储层厚度大、分布范围广,均有利于减缓热水系统压力和温度的下降。

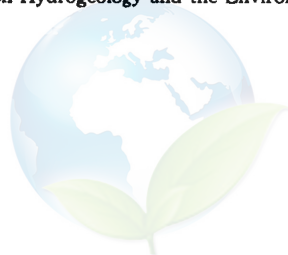
这项研究建立了适合于深层地下热水运移的三维非稳定流模型,该模型比较充分地考虑了热水密度的变化和水、岩之间的热交换等与浅层常温地下水不同的特点,能够计算深层热水系统的压力和温度随空间和时间的变化,通过对天津市基岩热水系统的实际应用研究,说明模型是合理的和可行的。由于三维流模型对野外观测数据要求高,而实际资料的系统获取往往比较困难,从而对计算结果的精度会有一定的影响。因而这项研究工作又是初步的,更深入细致的研究工作有待今后继续进行。



参考文献

- [1] J. 贝尔著, 李竟生、陈崇希译, 多孔介质流体动力学, 中国建筑工业出版社, 1983
- [2] 杨天行、朱政嘉, 水系统污染数学模型及应用, 吉林大学出版社, 1990
- [3] 王大纯、张人权、史毅虹, 水文地质学基础, 地质出版社, 1980
- [4] 薛禹群, 地下水动力学原理, 地质出版社, 1986
- [5] 薛禹群、谢春红, 多孔介质中热量运移问题研究, 工程勘察, 1990, (3), 27~32
- [6] 张志辉、薛禹群、吴吉春, 地下热水运移中自然对流的研究, 水文地质工程地质, 1995, (4), 16~17
- [7] 陈明佑, 关于溶质运移方程中的一个问题, 水文地质工程地质, 1991年, 18 (5), 48
- [8] 王之道, 关于溶质运移方程中抽注水井处理的讨论, 水文地质工程地质, 1992, 19 (5), 48
- [9] 陈墨香、汪集旻、邓孝, 中国地热学研究之进展, 地球科学, 1995, 20 (4), 367~372
- [10] 庞忠和, 地下水运动对地温场的影响 (一), 水文地质工程地质, 1987, (2), 20~25
- [11] 庞忠和, 地下水运动对地温场的影响 (二), 水文地质工程地质, 1987, (3), 30~34
- [12] 马刚, 华北平原北部地热资源评价, 水文地质工程地质, 1990, (2), 8~11
- [13] 郑克模, 北京地热田水位动态预测, 工程勘察, 1993, (3), 23~26
- [14] 吕晓俭、王桂林, 北京地热资源评价方法与信息管理系统研究, 水文地质工程地质, 1995, (4), 25~27
- [15] 姚足金, 华北地热水3万年以来的古气候记录, 地球科学, 1995, 20 (4), 383~388
- [16] 许广森、高秀生, 基岩地下热水资源系统管理, 水文地质工程地质, 1995, (3), 20~23
- [17] 范锡朋、黄文森, 福州热水资源衰减与地面沉降, 水文地质工程地质, 1995, (1), 40~43
- [18] 范锡朋、黄文森, 福州热水资源衰减与地面沉降 (二), 水文地质工程地质, 1995, (2), 26~30
- [19] 沈显杰, 西藏羊八井高温地热田地热资源评价, (二) 资源评价, 工程勘察, 1986, (1), 47~51
- [20] 沈显杰, 西藏羊八井高温地热田地热资源评价, (三) 开发动态预测, 工程勘察, 1986, (3), 42~46
- [21] 陶书华, 西安附近地下热水的形成, 水文地质工程地质, 1995, (5), 6~11
- [22] 杨健伟, 匈牙利的地热资源及其利用和管理, 水文地质工程地质, 1995, (6), 42~43
- [23] 陈国富、陈虹雁、王学工、王炜煜, 井筒内水头高度与井底压力对比试验, 工程勘察, 1997, (4), 32~35
- [24] 陈国富、陈虹雁、王学工、王炜煜, 水井抽水过程消耗的功和能, 工程勘察, 1998, (1), 41~44
- [25] 陈虹雁、陈国富、王学工, 深井抽水试验遇到的特殊现象及分析实例, 工程勘察, 1998, (3), 36~41
- [26] 符必昌、方丽萍, 腾冲地热水化学特征及腐蚀机理探讨, 水文地质工程地质, 1998, (3), 1~3
- [27] 何世春, 地下热水的锈斑与腐蚀——以华北平原为例, 水文地质技术方法, 1993, 26, 32~36
- [28] 何世春, 西藏羊八井地热田泉华结垢及腐蚀问题, 水文地质技术方法, 1990, 21, 21~28
- [29] 周训、陈明佑、赵维明, 深层地下热水钻井井内动水位升高值的计算, 勘察科学技术, 2000, (5), 33~35
- [30] C. R. 福斯特, J. W. 默西尔, 韩再生译, 地热田的模拟——液-汽双相水热系统的数学模型, 河北地质学院学报, 1981, (2), 96~107
- [31] 中华人民共和国地质矿产部标准 (DZ40-85), 地热资源评价方法, 1985
- [32] Bejjali, W., Clark, I. D., and Fritz, P., The artesian thermal groundwaters of northern Jordan: insights into their recharge history and age. *Journal of Hydrology*, 1997, 193, 355-382
- [33] Bear, J., *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill, INC., New York, 1979.
- [34] Bear, J. and Verruijt, A., *Modeling Groundwater Flow and Pollution*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1987
- [35] Brandi, G. P., Ceccarelli, A., Dipaola, G. M., Fengzhong, L. and Pizzi, G., Model approach to the management of the Tianjin hydrothermal field, China. *Geothermics*, 1986, 15 (5/6), 639-655
- [36] Eckstein, Y., Maurath, G. and Ferry, R. A., Modeling the thermal evolution of an active geothermal system. *Journal of Geodynamics*, 1985, 4, 149-163
- [37] Huyakorn, P. S., Anderson, P. F., Mercer, J. W. and White, Jr. H. O., Saltwater intrusion in aquifers: development and testing of a three-dimensional finite element model. *Water Resources Research*, 1987, 23 (2), 293-312

- [38] Huyakorn, P. S. and Pinder, G. F. , Computational Methods in Subsurface Flow. Academic Press, INC, New York, 1983
- [39] Ingebritsen, S. E. , Sherrod, D. R. and Mariner, R. H. , Heat flow and hydrothermal circulation in the Cascade Range, North-Central Oregon. Science, 1989, 243, 1458-1461.
- [40] Lu, N. and Ge, S. , Effect of horizontal heat and fluid flow on the vertical temperature distribution in a semiconfining layer. Water Resources Research, 1996, 132 (5), 1449-1453
- [41] Murray, K. S. , Hydrology and geochemistry of thermal waters in the Upper Napa Valley, California. Ground Water, 1996, 34 (6), 1115-1124
- [42] Ondrak, R. , and Moller, P. , Modeling coupled heat and mass transport applied to the hydrothermal system of the Upper Harz Mountains (Germany). Chemical Geology, 1999, 155, 171-185.
- [43] Pizzi, G. , del Giudice, C. , Sartori, L. and Li Fengzhong, Mathematical Model of Tianjin Hydrothermal Field. Aquater, 1984
- [44] Skinner, N. J. , Heat flow in Fiji. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1985, 28 (1-4), 1-4
- [45] Sophie, V. , et al. , Hydrologic and thermal modeling of an active volcano; the Piton de la Fournaise, Reunion. Journal of Hydrology, 1997, 191 (1-4), 37-63
- [46] Travi, et al. , Temperatures and thermal gradients in the Senegalese Maastrichtian aquifer; simulated test on their effect on flow discharge. Journal of Hydrology, 1996, 187, 333-350
- [47] Yanenko, N. N. , The Method of Fractional Steps. Springer-Verlag, 1971
- [48] Zhou Xun, Chen Mingyou, Li Minglang and Zhao Weiming, Occurrence and modeling of geothermal water in the basement aquifer system near Tianjin, China. In: Wang, Y. and Liang, X. (eds), Proceedings of the International Symposium on Hydrogeology and the Environment, 2000, 282-287



地信网论坛
BBS.3S001.COM

Annex 1 List of Figures

- Figure 3-1 Location of the study area
- Figure 3-2 Tectonical map of Beijing, Tianjin and Tangshan area
- Figure 3-3 Geological map of the basement rocks in the study area
- Figure 3-4 Geological cross-sections in the study area
- Figure 3-5 Schematical cross-section showing geothermal features between Taihang Mountain and Bohai Sea
- Figure 3-6 Geothermal gradients versus depth in wells SR-6 and SR-8
- Figure 3-7 Schematical figure showing geothermal model in Tianjin area
- Figure 4-1 Changes in withdrawal rates of some geothermal wells tapping the basement aquifers
- Figure 4-2 Changes in total withdrawal rate of geothermal water exploitation from the basement aquifers
- Figure 4-3 Curves of temperature and hydraulic head in some geothermal wells tapping the basement aquifers
- Figure 4-4 (1) Curves of temperature and hydraulic head in some geothermal wells tapping the basement aquifers
- Figure 4-4 (2) Curves of temperature and hydraulic head in some geothermal wells tapping the basement aquifers
- Figure 4-5 Relationship between stable isotopes of hydrogen and oxygen of geothermal water in Tianjin area
- Figure 5-1 Model area and boundaty condictionns
- Figure 5-2 Discretization in a horizontal plane of the modeled domain
- Figure 5-3 Contour map of the first layer of nodes
- Figure 5-4 Contour map of the third layer of nodes
- Figure 5-5 Contour map of initial pressure of the first layer of nodes
- Figure 5-6 Contour map of initial pressure of the third layer of nodes
- Figure 5-7 Contour map of initial temperature of the first layer of nodes
- Figure 5-8 Contour map of initial temperature of the third layer of nodes
- Figure 5-9 Subdivisions of heat flow through the top surface of the flow domain
- Figure 5-10 Subdivisions for parameters of the Ordovician aquifer
- Figure 5-11 Subdivisions for parameters of the Cambrian aquifer
- Figure 5-12 Subdivisions for parameters of the Middle and Upper Proterozoic aquifer
- Figure 5-13 Comparison of an actual stratigraphic profile (upper) with a discretized profile (lower)

Figure 5-14 Location of the observation wells

Figure 5-15 (1) Match of observed and computed pressures

Figure 5-15 (2) Match of observed and computed pressures

Figure 5-16 Match of observed and computed temperatures

Figure 5-17 Location of some geothermal wells tapping the basement aquifers

Figure 5-18 (1) Future changes in pressure at observation wells which were predicted based on the first pumping scheme

Figure 5-18 (2) Future changes in pressure at observation wells which were predicted based on the first pumping scheme

Figure 5-19 (1) Future changes in temperature at observation wells which were predicted based on the first pumping scheme

Figure 5-19 (2) Future changes in temperature at observation wells which were predicted based on the first pumping scheme

Figure 5-20 Location of some new pumping wells and injection wells

Figure 5-21 (1) Future changes in pressure at observation wells which were predicted based on the second pumping scheme

Figure 5-21 (2) Future changes in pressure at observation wells which were predicted based on the second pumping scheme

Figure 5-22 (1) Future changes in temperature at observation wells which were predicted based on the second pumping scheme

Figure 5-22 (2) Future changes in temperature at observation wells which were predicted based on the second pumping scheme

BBS.3S001.COM

Annex 2 List of Tables

Table 3-1	Stratigraphic sequence in Tianjin area
Table 4-1	Basic features of the basement aquifers in Tianjin area
Table 4-2	Values of rises in hydraulic heads in geothermal wells tapping deep-seated aquifers
Table 4-3	Hydrochemical analyses of geothermal water samples
Table 4-4	Isotopic compositions of geothermal water
Table 5-1	Values of parameters used with the model
Table 5-2	Differences between initial and predicted pressure and temperature at observation wells for the two pumping schemes



3-Dimensional Numerical Modeling of Geothermal Water Flow in Deep-Seated Aquifers

by Zhou Xun, Chen Mingyou and Li Cijun

Abstract

The density of geothermal water in deep formations changes with temperature since the water occurs in strata of great depths and has high temperatures. As a result, changes in hydraulic heads and temperatures of geothermal water system are extremely complicated. In this paper, a 3-dimensional density-dependent transient mathematical model for describing the coupled geothermal water flow and heat transport was established and used to simultaneously simulate and predict the spatial and temporal evolution of pressure and temperature in the geothermal water system near Tianjin.

Mathematical Model

The density of geothermal water is not a constant due to the change in temperature of the water. By assuming that the flow velocity is expressed using the 3-dimensional Darcy's law and the density of water is approximately expressed as a linear function of temperature, pressure, and total dissolved solids (which is assumed not to change with time), by using the Boussinesq's assumption, and by introducing the specific storage, we can derive a density-dependent governing equation describing the thermal water flow, from a mass conservation equation, as follows:

$$\frac{S_s}{\rho_0 g} \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_{ij} \left(\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{\partial z}{\partial x_j} \right) \right] + Q \frac{\rho_q}{\rho} - \frac{\phi}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t},$$
$$i = 1, 2, 3; j = 1, 2, 3 \quad (1)$$

where P is the pressure, ρ_0 is the density at the reference condition, ρ is the density of the water, S_s is the specific storage, K_{ij} is the components of the hydraulic conductivity tensor, ϕ is the porosity, g is the gravitational acceleration, T is the temperature, Q is the source (positive) or sink (negative), ρ_q is the density of the source or sink. The governing equation describing heat transport can be derived from an energy conservation equation, in the following form:

$$\phi \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial x_i} = \frac{1}{\rho c} \text{div}(D \text{grad} T) + Q(T_q - T) + \frac{k_s}{\rho c} (T_s - T),$$
$$i = 1, 2, 3; j = 1, 2, 3 \quad (2)$$

where $\vec{V}$ is the Darcy's velocity, D is the heat conductivity, c is the specific heat of water, T_0 is the temperature of the source or sink, T_s is the temperature of rock matrix, and k_s is the coefficient of heat exchange between water and rock. The third term of the right-hand side in equation (2) is the term describing heat exchange between water and rock, indicating that water is heated when $T_s > T$, and the temperature of water decreases when $T_s < T$.

The finite equation of Eq. (1) can be derived based on the Galerkin method. Eq. (2) can be solved using the split-operator method, resulting in a convective equation and a diffusive equation. They can be solved using the modified method of characteristics and the Galerkin method, respectively. The solution of the finite equations, which are used for numerical calculation, is obtained by simultaneously solving for pressure and temperature or by first solving for pressure, then solving for temperature, on the basis of the initial values of pressure and temperature of the system.

Geological Setting and Features of the Basement Aquifer System near Tianjin

The study area is located on the Cangxian Uplift in the depressed area of the northeastern North China Plain. The associated fault network consists of two major sets of normal faults. The first set of the faults trend roughly in a NE direction, and the second set of the faults, in a WNW direction. The basement rocks occur as an anticline with an axis striking to the NE. Two limbs of the anticline have been cut by faults. The strata gently dip to the northwest at angles of 9 to 13 degree. The oldest rocks tapped by the geothermal wells are dolomite of Middle and Upper Proterozoic age followed by Cambrian and Ordovician marine carbonate rocks. The overlying continental sedimentary rocks are of Carboniferous, Permian, Jurassic and Cretaceous age. After a period of uplift and erosion, a depression was created in what is now the North China Plain, and deposition of unconsolidated sediments of Tertiary and Quaternary age followed.

In the depressed area of the northern North China Plain, heat flow anomalies have been found on uplifts such as Cangxian Uplift. In general, geothermal gradient in the area of uplifts is more than 3°C/100 m and geothermal temperatures at a depth of 1000 m are more than 60°C. In contrast, in the area of depressions, the geothermal gradient is less than 2.5°C/100 m and temperature at a depth of 1000 m is less than 40°C. In the study area there are more than 10 heat flow anomalies with geothermal gradient of greater than 3.5°C/100 m. The locations of the anomalies coincide with the highlands of the basement rocks on Cangxian Uplift. The geothermal gradients decrease with depths, indicating that clastic rocks at shallow depths have lower heat conductivities than carbonate rocks at deeper depths. Sediments of Quaternary clay and Neogene mudstone act as caprocks preserving the high temperature.

The basement aquifers include the Middle and Upper Proterozoic dolomite, the Cambrian calcareous marls with bedded limestone, and the Ordovician limestone. Most of the thickness revealed by a well in the Middle and Upper Proterozoic aquifer and the Ordovician aquifer has been found fissured and cavernous. Wells tapping these aquifers produce 1000 to 4000 m³/d of

hot water at temperatures of about 60 to 97°C. Isotopic compositions of the geothermal water indicate that the water is of meteoric origin. The available data suggest that the thermal water in Tianjin area was recharged in the northern mountain area and flowed laterally for a long distance from north to south to metropolitan Tianjin, and continued to flow further south. During the journey the water continually exchanged heat with the surrounding rocks and at the same time obtained heat from conductive flow beneath the aquifer system.

Exploitation of thermal water is most intensive for about 5 months from November to March. It is followed by a shut-in period of 7 months (non-pumping period) during which pumping is reduced considerably. Typically, the water level and the wellhead temperature in a well increase significantly at the beginning of the pumping period and reach the maximum values during the pumping period, then decrease rapidly towards the end of the pumping period. Thus, water levels during pumping period are a few meters to tens of meters higher than during non-pumping period in most of the wells producing hot water, due to the decrease in density with increasing temperature in the wells. Consequently, the reservoir pressure or well bottom pressure, must be used to model the thermal water flow in the deep aquifer system, rather than the water level in a well.

Modeling and Prediction of the Geothermal Water System near Tianjin

In order to model the thermal water flow and heat transport in the basement aquifer system, we generalized the system as a 3-layer one that corresponds to the Ordovician aquifer, the Cambrian aquitard and the Middle and Upper Proterozoic aquifer. The model scope is bordered by Hulianzhuan, Baodi-Ninghe Faults in the south and north. The northern and southern boundaries of the model are prescribed pressure and temperature boundaries, and the eastern and western boundaries are defined as no-water flow and no-heat flow boundaries. For water flow, the top and bottom boundaries are no-water flow boundaries, while for heat flow, they are constant heat-flux ones. The finite-element grid used for this model consists of 4 nodes in the vertical direction and 301 nodes in the horizontal direction for a total of 1204 nodes and 792 hexahedral elements. Parameters of the aquifers and the geothermal water needed to the numerical model include hydraulic conductivity, specific storage, heat conductivity and specific heat of the water, etc. According to the changes in hydrogeologic properties and yields of the aquifers, the flow domain was subdivided into 11 zones. Pressures and temperatures of 15 observation wells were matched for the one-year period beginning September, 1997 and ending August, 1998 with a 30-day time step. A calibration process was made using a trial-and error procedure to adjust parameter values of the aquifer and the water. The match obtained was considered satisfactory with an average absolute error of less than 0.5 atm in pressure and an average absolute error of less than 3°C in temperature during the 12-month period.

Two schemes of pumpage were designed to use the calibrated model to predict the future changes in pressure and temperature for an additional 5 years. The assumption of the first pumpage scheme is that pumpage in the existing wells is at current withdrawal rates. The sec-

ond pumpage scheme is assumed to add 9 new pumping wells and 6 injection wells to the first pumpage scheme. Results of the prediction for the first pumpage scheme show that pressures decrease slightly (no more than 2 atm) during the 5-year period, and that the temperatures decrease gradually with temperature losses of approximate 10°C in some observation wells. In addition, the pressures and temperatures in the observation wells are nearly identical for the two pumpage schemes.

The results of the predictive scenario simulations indicate that both the pressure and temperature of the geothermal system have a tendency to decrease during the 5 years due to the withdrawal of the hydrothermal water. However, the declines in the pressure and temperature are not so significant as expected, possibly because of (1) the moderate pumping rates of the geothermal wells, (2) the periodical pumping schemes (5 months of pumping followed by 7 months of non-pumping), and (3) the huge extent of the geothermal system.



地信网论坛
BBS.3S001.COM