雷晓东，胡圣标，杨全合等. 2017. 北京南口—孙河断裂带水热系统特征与成因分析. 地球物理学报，60(5)：1838-1850，doi：10.6038/cjg20170519.

Lei X D, HU S B, Yang Q H, et al. 2017. Characteristics of hydrothermal system and its origin of Nankou-Sunhe fault in Beijing. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 60(5): 1838-1850, doi: 10.6038/cjg20170519.

北京南口—孙河断裂带水热系统特征与成因分析

雷晓东[1,2,3]，胡圣标[1]，杨全合[3]，姜光政[1,2]，李娟[4]，
李晨[3]，张超[1,2]，高堋[1,2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所，岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029
2 中国科学院大学，北京 100049
3 北京市地质勘察技术院，北京 102218
4 北京市地热研究院，北京 102218

摘要 中低温对流型地热资源在华北地区广泛分布，是一种清洁的替代能源. 与活动断裂带相关的水热型地热资源是中低温地热系统的重要组成部分. 本文基于高精度重力测量、微动测深及钻孔温度测量等数据，从热源、通道、储层和盖层四个方面探讨了南口—孙河断裂带水热系统特征. 低重力异常揭示的燕山期花岗二长岩、闪长岩岩体范围为 23.8 km^2 和 14.3 km^2，放射性测井数据计算得到其生热率均值为 3.14 $\mu W \cdot m^{-3}$，侏罗系火山岩生热率均值为 1.65 $\mu W \cdot m^{-3}$，隐伏岩体和火山岩均难以构成地热系统的附加热源. 重力异常显示南口—孙河断裂带宽度约 500～800 m，断裂带切割蓟县系雾迷山组白云岩热储层. 钻井温度曲线显示断裂带内水热活动强烈，说明该断裂带是导水、导热的重要通道. 断裂带南西侧马池口一带第四系松散层与侏罗系火山岩形成了热储盖层，微动测深显示火山岩最大厚度约 1500 m. 综上源、通、储、盖四个要素分析，该地热系统为热传导—对流复合型，来自京西北山区的大气降水经远距离径流深循环吸收地层热量后沿南口—孙河断裂上移到达裂隙发育的白云岩地层中形成热水. 总之，沿南口—孙河断裂带具备了良好的地热地质条件，可达到规模开采的条件.

关键词 重力；微动测深；温度曲线；水热系统；南口—孙河断裂
doi:10.6038/cjg20170519 **中图分类号** P314 **收稿日期** 2016-10-19，2017-03-14 收修定稿

Characteristics of hydrothermal system and its origin of Nankou-Sunhe fault in Beijing

LEI Xiao-Dong[1,2,3], HU Sheng-Biao[1], YANG Quan-He[3], JIANG Guang-Zheng[1,2],
LI Juan[4], LI Chen[3], ZHANG Chao[1,2], GAO Peng[1,2]

1 *State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*
2 *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*
3 *Beijing Institute of Geo-exploration Technology, Beijing* 102218, *China*
4 *Beijing Geothermal Research Institute, Beijing* 102218, *China*

Abstract The low-medium temperature geothermal resources, as a clean and alternative energy source, are widespread in North China. The hydrothermal system which is related to active faults is an important component of low-medium temperature geothermal system. Based on the data of

基金项目 中国地质调查局项目(12120114033901)，昌平新城地热资源调查评价项目(TC1408CBF)，京津冀协同发展区主要活动断裂地球物理探测项目(121201104000150012)联合资助.

第一作者简介 雷晓东，男，1983 年生，博士研究生，高级工程师，主要从事地热资源地球物理勘探技术方面的研究.
E-mail: lei-xiaodong@139.com

high precision gravity measurement, microtremor survey and borehole temperature logging, we discussed the characteristics of the hydrothermal system in Nankou-Sunhe fault zone, including heat source, channel, reservoir and cap rock. The negative gravity anomaly reveals that the area of buried Yanshanian granodiorite-adamellite mass is about 14.3～23.8 km^2. The heat production of the buried rock is 1.65～3.14 $\mu W \cdot m^{-3}$. Thus, the buried mass rock is not enough to provide additional heat to the geothermal system. The width of gravity gradient belt of Nankou-Sunhe fault is about 500～800 m. The fault zone cut through the carbonate reservoir of Wumishan Formation of Jixian System and is characterized by strong hydrothermal activity. The fault zone is considered as an important channel of deep geothermal water. The Quaternary and Jurassic volcanic rocks, located in the southwest of the fault zone, constitute the cap rocks of thermal reservoir. The microtremor survey results show that the Jurassic volcanic rocks have a maximum thickness of around 1500 m. Based on the analysis of four factors of geothermal system, i. e., heat source, channel, reservoir, and cap, the genetic model of the geothermal system of Nankou-Sunhe fault can be considered a conduction and convection mixed thermal system. The precipitation from the northwest mountainous area of Beijing is heated by the strata when it moves from surface to the deep ground. The hot water carried by high pressure through the Nankou-Sunhe fault to the dolomite strata and formed hydrothermal system with good geothermal conditions and economic production.

Keywords　Gravity; Microtremor survey; Temperature logging; Hydrothermal system; Nankou-Sunhe fault

1　引言

地热系统通常可以划分为水热系统和干热岩系统两大类.水热型系统是当前地热资源开发利用的重点,在节能减排缓解雾霾中发挥重要作用(黄少鹏,2014).水热系统的研究一般围绕深部是否存在岩浆热源、通道条件、储层条件和盖层条件即“源、通、储、盖”四个方面开展,采用的手段涵盖地球物理、地球化学、水文地质及分析测试等多个领域(庞忠和等,2015).

北京地区的地热资源属于沉积盆地中低温水热系统,其勘探开发始于 20 世纪 70 年代,现已查明东南城区、小汤山、京西北等十大地热田(宾德智等,2002).大型张性断裂带是地热田内热水深循环的重要通道.受多期次构造运动影响,北京地区的断裂构造走向以 NE、NNE 和 NW 为主.南口—孙河断裂带位于“张家口—渤海”活动构造带内,是北京地区规模最大的一条 NW 向第四纪活动断裂(张培震等,2013;陈长云,2016;嘉世旭等,2005),围绕该断裂的研究非常活跃,但近几十年来的研究主要集中在断裂的活动性上(车兆宏,1994;向宏发等,1995;江娃利等,2001;张世民等,2008;张磊等,2014a),而与该断裂相关的地热地质问题目前研究的较少.

南口—孙河断裂带因截切北东向的黄庄—高丽营断裂(北京地区Ⅱ级构造单元分界断裂)而分为北西段和南东段,北西段即昌平南口山前至北七家段,处于完整的Ⅱ级构造单元内,可以进行独立研究,我们选择此段为研究区域.研究区东北部百善至小汤山一带属于小汤山地热田,东南部沙河至郑各庄一带属于京西北地热田,这两个地区地热开发利用程度较高.而西部地质构造复杂,目前存在诸多悬而未决的地热地质问题,如活动断裂的精确位置及性质、断裂带上盘侏罗系火山岩的厚度、热储层的埋藏深度、侵入岩的分布范围等.应将研究程度较高的东部地区与西部空白区结合起来整体研究,才能更好地了解南口—孙河断裂带的水热系统特征.本文在前人研究基础上,借助 2015 年最新完成的区域高精度重力测量、微动测深剖面测量和钻孔温度测量成果,阐明了南口—孙河断裂带北西段的水热系统特征及地热成因模式.

2　地质背景

北京地区经历了多次构造变动和多阶段多旋回地质构造演化,现今构造格局是在新近纪“二隆一

凹”(大兴隆起,京西隆起和北京凹陷)的基础上发展起来的.新近纪时期“二隆一凹”被包括南口—孙河断裂带在内的一系列北西向断裂所分割,构成若干次一级的隆起和凹陷,并发育了一系列受北东、北北东向断裂所控制的新生代断陷盆地;第四纪“二隆一凹”的构造格局解体,持续活动的南口—孙河断裂带,对北京地区北部构造起着重要作用(焦青和邱泽华,2006).断裂表现为枢纽特性,其北西段自昌平南口至北七家,断面倾向南西,控制了马池口—沙河第四纪凹陷的发育,凹陷内第四系最大沉积厚度为800 m;南东段自北七家至孙河,断面倾向北东,控制了顺义凹陷南部东坝沉积中心,凹陷内第四系最大沉积厚度700～800 m(柯柏林,2009;张磊等,2014b).

南口—孙河断裂具有多期活动的特点,为全新世活动断层,在全新世至少有3次强烈活动(江娃利等,2001),最近的12 ka以来仅发生一次约相当于7级地震的突发性位错(向宏发等,1995).根据张世民等利用雪山村附近钻孔剖面建立的断裂带距今60 ka以来的古地震序列,断裂在距今60～40 ka之间发生了3次地震,40～25 ka之间发生了6次地震,25 ka以来发生了4次地震,最近3次的复发间隔为5 ka.单次事件的同震位移为0.8～2.2 m,均值为1.4 m(张世民等,2007,2008).钻孔岩心磁性地层研究及^{14}C年龄测定结果表明南口—孙河断裂具有黏滑兼蠕滑的活动特点,中更新世、晚更新世和全新世以来的垂直活动速率分别为0.12 mm·a^{-1}、0.58 mm·a^{-1}、0.31 mm·a^{-1};晚更新世以来至少可识别出两次古地震事件,错断地层的最浅深度为1.2 m(张磊等,2014a).

研究区属于南口—孙河断裂带北西段(图1,F1),地理上位于北京昌平区南口山前缓倾斜平原,大地构造位置属于中朝准地台燕山台褶带东缘.区域上经历了多期次构造运动,构造线走向大致为NE和NW向两组.南口山前断裂(图1,F2)为山区和平原区的分界.燕山早期形成了北小营—昌平向

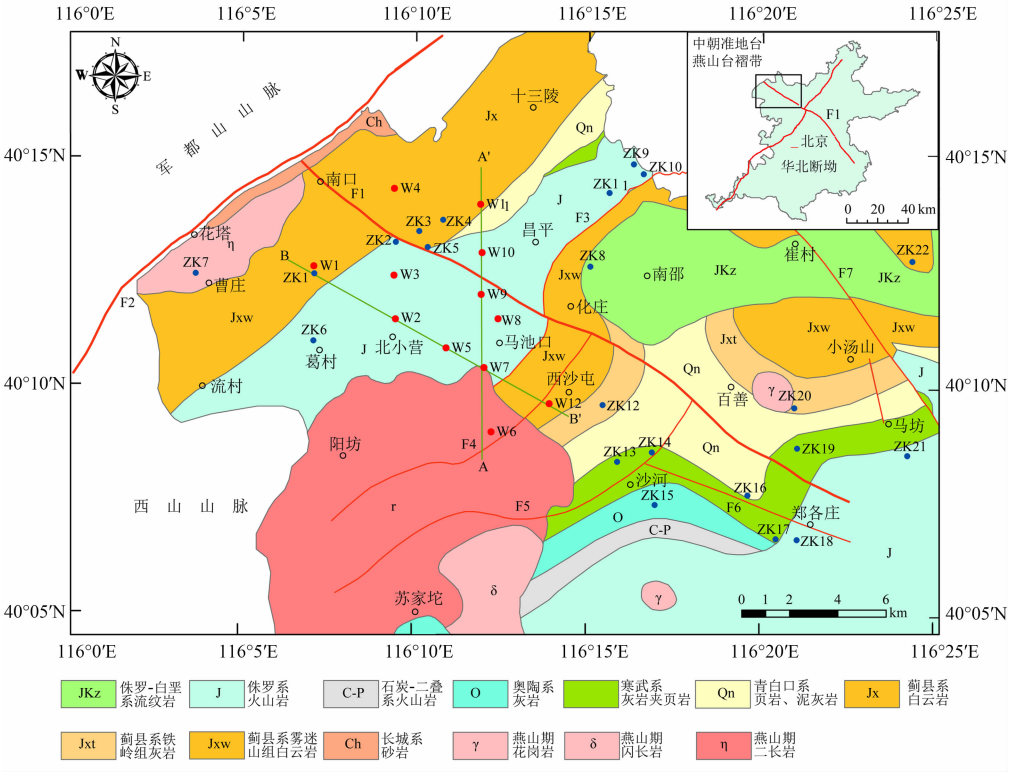

图1 研究区基岩地质构造及工作布置图

红色线表示断裂;F1:南口—孙河断裂(北西段);F2:南口山前断裂;F3影壁山断裂;F4西沙屯断裂;F5:沙河断裂;F6:郑各庄断裂;F7:小汤山断裂;绿色线表示微动测深剖面;黑色方框表示研究区及重力数据范围;蓝色点表示钻孔;红色点表示微动测深点.

Fig. 1 Locations of work stations and tectonic background of survey area

The black lines are faults; F1: Nankou-Sunhe fault; F2: fault in front of Nankou; F3: Yingbishan fault; F4: Xishatun fault; F5: Shahe fault; F6: Zhenggezhuang fault; F7: Xiaotangshan fault; The green lines are profiles of Microtremor survey; The black box outlines the study area and the Gravity data area; blue dots represent boreholes, red dots represent Microtremor survey stations.

斜，位于马池口至昌平老城一带，其核部地层为侏罗系髫髻山组凝灰岩，两翼地层为蓟县系雾迷山组白云岩. 下庄—十三陵推覆断裂（平原区段名为影壁山断裂，图 1，F3）从北山延伸到研究区，使北小营—昌平向斜东翼老蓟县系地层叠压在侏罗系之上. 南口—孙河断裂截切了北小营—昌平向斜和一系列 NE 向断裂. 区域上地层发育较全，由老到新依次有：太古界的密云群，中上元古界的长城系、蓟县系、青白口系，下古生界的寒武系、奥陶系，中生界的中上侏罗系、白垩系. 区内有髫髻山、张家口两期火山喷发，在成因上密切联系，是燕山期岩浆旋回不同阶段的产物. 区内燕山期岩浆侵入活动频繁，形成阳坊花岗岩、花塔石英二长岩、葛村闪长岩等岩体（雷晓东等，2016），岩体的侵位和展布方向受断裂带及褶皱构造控制.

3　数据与方法

3.1　重力测量

本次工作完成高精度重力勘探 260 km^2，获得有效物理点 2171 个，测点平均密度 8.35 个/km^2. 数据采集使用 Scintrex 公司的 CG-5 重力仪，该仪器读数分辨率为 1 μGal. 投入工作前在北京灵山国家重力格值标定场进行了格值标定、动静态试验，计算了零点漂移值（drift）. 测量采用单程观测法，起闭于重力基点上. 基点与北京首都机场和天津机场国家重力基本点进行了联测. 重力单点每次观测时间 1 min，重复观测直到相邻两次读数差小于 5 μGal. 测点定位利用北京测绘局建立的 CORS 系统（李冠等，2013）进行 RTK 测量，仪器使用华测 T5 高精度 GPS，实测平面精度 2.7 cm，高程精度 2.6 cm. 原始数据在固体潮改正、零点漂移改正的基础上进行了中间层校正、高度校正、纬度校正和地形校正后得到布格重力值. 中间层密度值采用 2.67×10^3 kg·m^{-3}. 近区地改（0～20 m）点附近地形简化视为单斜坡或陡坎，地改值计算采用锥形公式或台阶公式. 经计算，布格重力异常值总精度为 0.051×10^{-5} m·s^{-2}. 利用北京市平原区 1∶10 万重力资料进行了扩边，使用 Kring 法进行了网格化，搜索半径 50 m；使用中国地调局 RGIS 软件，采用窗口滑动平均法求取区域背景场，得到剩余重力异常.

3.2　微动测深

微动是一种由体波（P 波和 S 波）和面波（瑞利波和拉夫波）组成的复杂振动，并且面波的能量占总能量的 70% 以上（Toksöz and Lacoss，1968）. 微动探测是指基于从台阵观测的天然场源微动信号中采用数据处理与分析技术提取面波频散信息，再通过反演技术获得地下介质 S 波速度结构的地球物理勘探方法（Okada，2003，2006）. 面波频散曲线与介质密度、纵横波速度和层厚有关，不同的地下结构具有不同的频散曲线. 从微动信号中提取面波的频散曲线，通过对频散曲线的反演，可以得到地下介质的横波速度结构. 近年来，微动测深方法在地热、地质灾害、工程地质等多个领域得到了较好的应用（冉伟彦和王振东，1994；Xu et al.，2012）.

微动观测台阵一般在圆心处布设 1 个、圆周上至少布设 3 个观测台站. 圆形观测台阵的半径称为观测半径，决定探测深度 H. 通常情况下，探测深度 $H=(3\sim5)r$（r 为观测半径）（Okada，2003）. 为了满足探测深度要求，实际中采用多个观测台阵组成的多重观测系统进行组合观测. 本次完成微动测深 12 个点，观测半径 r 采用 80 m、160 m、320 m 和 640 m. 本次采用单点微动探测（测深）工作方法，单点每次观测时间为 120 min.

采用空间自相关法——SPAC 法（Aki，1957；王振东，1986；James Roberts and Michael Asten，2008），从微动记录中提取瑞雷波并计算各台阵的瑞雷波频散曲线，用个体群探索分歧型遗传算法（FGA），由相速度频散曲线反演地下 S 波速度结构，进行地层分层解释. 反演计算前先给定初始模型，即层数以及各层 S 波速度及层厚，再从给定范围中求得 S 波速度结构的最优解. 将各测点的实测频散曲线转换为视 S 波速度曲线，经插值光滑计算，形成视 S 波速度剖面.

3.3　钻孔温度测量

钻孔温度测量是了解地下温度场的最直接方法，是地热研究的基本方法之一；温度数据一般包括稳态连续温度、井底温度（bottom hole temperature，BHT）、试油温度（drill stem temperature，DST）等（Beardsmore and Cull，2001）. 本次研究主要使用稳态连续温度和井底温度. 稳态连续温度是指对钻孔热平衡时间以后的系统测温而获得的温度数据，代表了研究区真实的地温状况，这种测温资料最可靠、精度最高，是地温场研究最关键的资料，但获取困难，资料相对较少（余恒昌，1991）；井底温度是在钻井过程中，泥浆停钻循环相对短的时间内测得的，该温度受到泥浆循环扰动，但井底温度扰动时间短，恢复快，是稳态连续温度的重要补充.

在南口—孙河断裂带两侧4个钻孔(ZK1-ZK4,钻孔位置见图1)开展了温度测量工作.其中,ZK2井为稳态连续测温,静井时间2.5年,测温使用美国劳雷公司DS2000新型温度连续采集系统,配置铂电阻探头,测量分辨率为0.1 ℃,数据记录间隔为0.05 m,从井口开始记录温度,为保证测温探头与井液有足够的时间达到平衡,测温探头下行速度控制在6.0~8.0 m·min^{-1}之内(Jiang et al.,2016).利用其测温数据进行了单井的温度-深度曲线分析,并用最小二乘法计算了该处测温段的地温梯度.该井温度具有受岩性或岩石热导率差异控制的分段线性特征.ZK1、ZK3和ZK4为准稳态测温,采用停钻间歇期测量的井底温度;由于井底扰动时间最短,温度偏离真实温度较小,仍可用作地温场研究(余恒昌,1991);取北京地区恒温带平均深度25 m,温度12.5 ℃(卫万顺等,2010),推算出各测井段的地温梯度.

4 结果分析

研究区布格重力异常(图2a)呈现北高南低、东高西低的趋势,大体反映了基岩起伏形态为北部隆起,南部凹陷.在西部花塔村东出现局部低重力异常圈闭,异常中心重力值达-80 mGal左右,推断与第四系覆盖层厚度大及其下存在隐伏岩体有关;在东北部百善至小汤山一带存在两处相连的局部高重力异常圈闭,异常中心重力值均在-20 mGal左右,其中百善异常区轴向与南口—孙河断裂带走向一致,均为NW-SE向;小汤山异常区轴向为近东西向,延伸不远,反映了小汤山中上元古界基底凸起的形态和规模.在研究区中部偏北,重力异常等值线被整体同形同向强烈扭曲,形成明显的梯度带,推断为南口—孙河断裂带的位置.从剩余重力异常图(图2b)上可以看出,在南口—孙河断裂带北东侧沿断裂带分布有三个形态相似但不连续、长轴方向与断裂走向相同的局部高重力异常(H1、H2和H3),其规模分别为12.01 km^2、7.40 km^{2}和14.14 km^2,可能反映了结晶基底的局部凸起.在断裂南西侧,则存在多处局部低重力异常(L1—L6),其中L1异常规模23.8 km^2,根据ZK7揭露地层情况,该异常可能与南口第四纪凹陷及其下伏花岗二长岩岩体有关;L3异常规模14.3 km^2,根据ZK6揭露地层情况,该异常可能与侏罗系下伏闪长岩岩体有关.L4异常则与阳坊岩体分布有关.L2、L5和L6异常为马池口至沙河一带第四纪凹陷的反映.断裂带南西侧低异常背景下存在一处较完整的局部高重力异常(H5),其规模为17.8 km^2.

从布格重力水平梯度异常图(图3(a、b、c))上看,研究区中部存在明显的北西向条带状异常,梯度达7~8 mGal·km^{-1},梯度带宽500~800 m,形态连续,反映了南口—孙河断裂带的位置,断裂总体走向为315°.从0°和135°方向水平梯度图上(图3a、3d),也可以清晰地看到一条北东向异常带,为南口山前断裂的显示.南口—孙河断裂带与南口山前断裂在研究区呈现了明显的"倒L形"重力梯度异常.进入西北部山区,南口—孙河断裂带的重力异常不明显;在东南部郑各庄一带,梯度异常也明显减弱,反映了断裂两盘断距变小,倾角趋于平缓.在化庄至

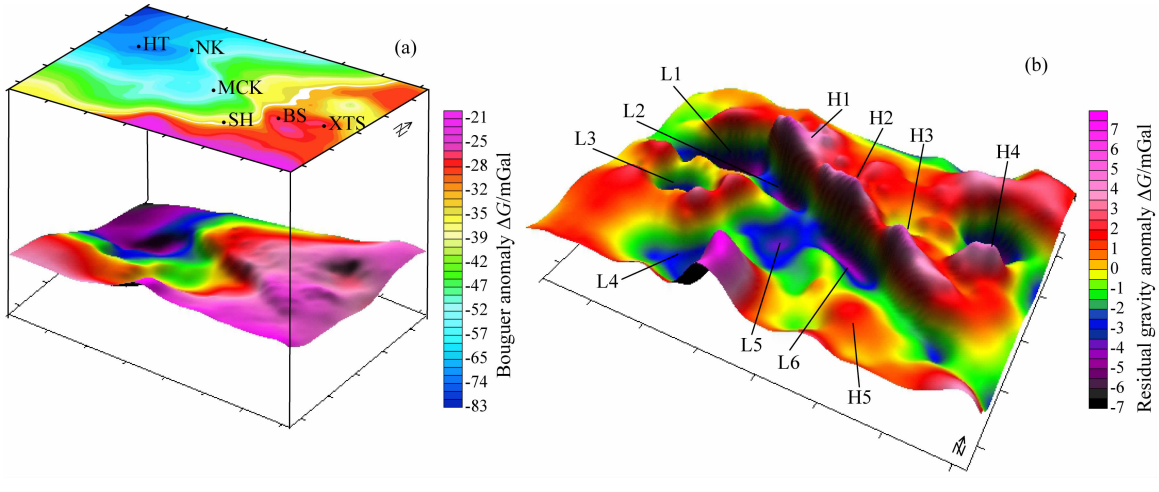

图2 布格重力异常(a)与剩余重力异常等值线图(b)

图中地名 HT:花塔;XTS:小汤山;BS:百善;MCK:马池口;SH:沙河;NK:南口.

Fig. 2 Maps of Bouguer anomalies (a) and residual gravity anomalies (b)

百善一带，梯度带略向北东方向偏转，反映断裂走向发生变化.

微动测深结果用来研究南口—孙河断裂带两侧侏罗系火山岩的厚度问题. 从 AA′视 S 波速度剖面看(图 4)，波速值在 1000 m·s^{-1}和 2500 m·s^{-1}左右存在两个明显的速度界面，将整个剖面垂向上大致分为“低—中—高”三层，其中低速层为第四系，中速层为侏罗系，而高速层则为蓟县系、青白口系或花岗岩体. 在 W09 号点两侧横向上出现明显的速度差异，反映了南口—孙河断裂带(F1)位置，断裂两盘中速层所反映的侏罗系厚度变化大，上盘顶界埋深约为 500 m 左右，底界埋深约在 2000 m 左右；下盘其厚度向北逐渐变薄，在 W10 与 W11 号点之间逐渐尖灭. BB′剖面切穿北小营—昌平向斜布置，其速度剖面图(图 4)中速层显示亦较为明显，能够清晰地反映出侏罗系的厚度变化为西薄东厚，与其下蓟县系的接触产状为西缓东陡. 综合推断在向斜核部，侏罗系的最大厚度约 1500 m. 剖面西北侧中速层所代表的侏罗系尖灭于 W01 号点附近，而东南侧高速层埋深明显变浅，推断受影壁山断裂(F3)推覆作用影响，蓟县系被推覆至侏罗系上部.

钻井温度测量结果显示南口—孙河断裂带地温梯度为 6.30～27.22 ℃/km(表 1)，平均值约 16.29 ℃/km，与整个北京地区背景地温梯度16.9 ℃/km接近(姜光政等，2016)，断裂带未见明显的热异常特征. 上部盖层地温梯度高达 27 ℃/km 左右，下部储层地温梯度明显降低，约 10 ℃/km. 其中 ZK2 为连续稳态测温，该井位于南口—孙河断裂带南

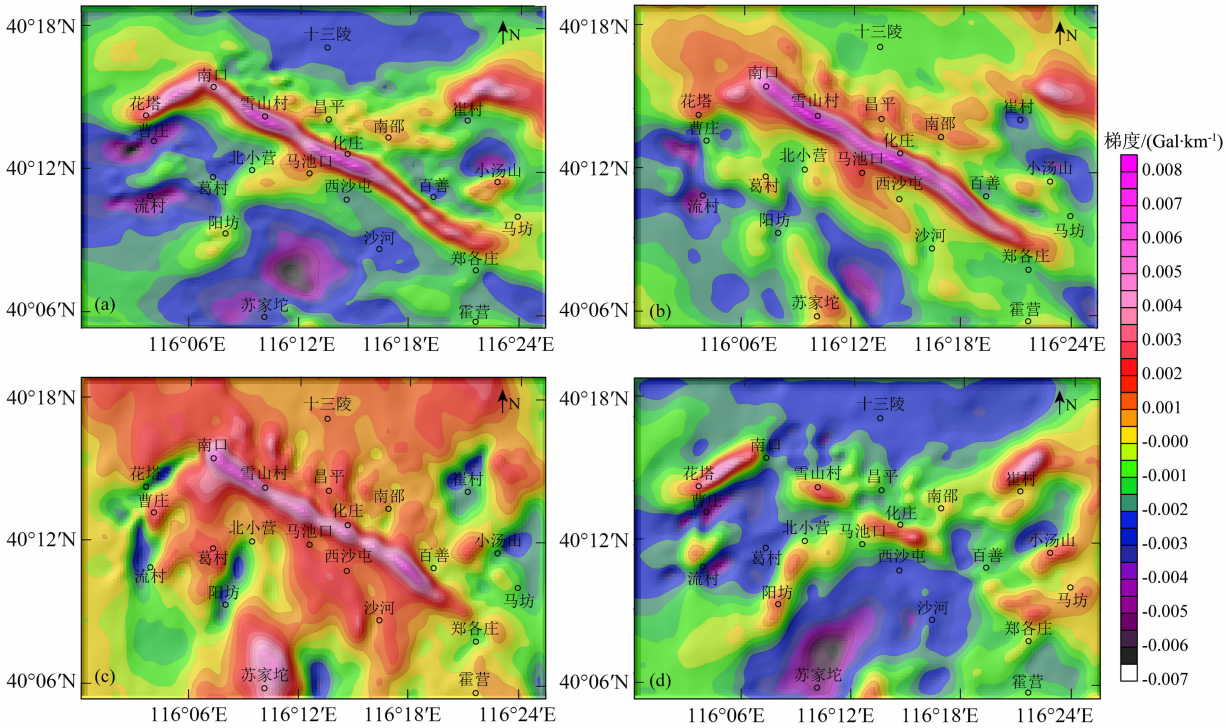

图 3　不同方向布格重力异常水平梯度图

(a) 0°；(b) 45°；(c) 90°；(d) 135°.

Fig. 3　Horizontal-gradient map of Bouguer gravity anomaly in different direction

表 1　测温钻孔信息表

Table 1　Temperature information of boreholes

井号	东经/E	北纬/N	测温段/m	井底温度/℃	地温梯度(℃·km^{-1})	测温地层
ZK1	116°07′11.69″	40°12′25.88″	0～783.2 783.2～2204.8	33.0 48.5	27.2 10.9	Q Jxw
ZK2	116°09′34.03″	40°13′09.18″	0～800.0 800.0～1052.0	33.2 35.4	27.5 6.3	Q J+Jxw
ZK3	116°10′15.03″	40°13′23.99″	0～1503.7	32.8	13.8	Q+Jxw
ZK4	116°10′56.88″	40°13′39.18″	0～3315.0	49.7	12.0	Q+Jxw+Jxy+Chg

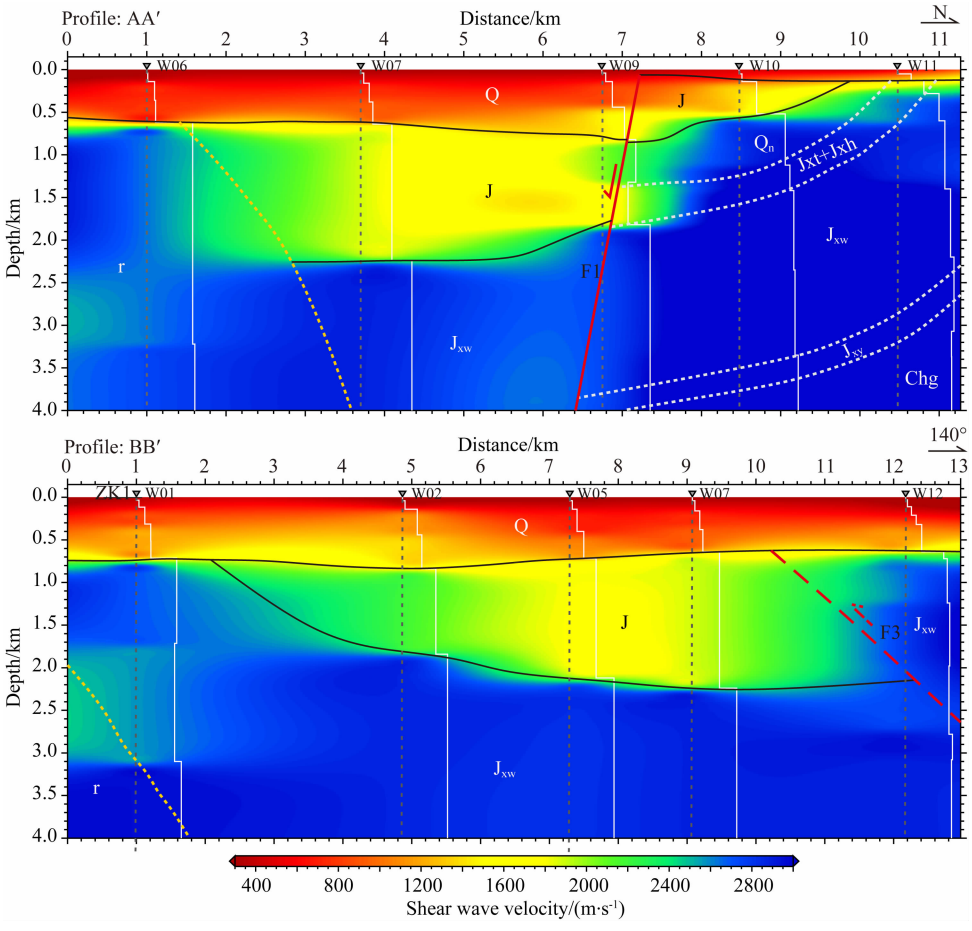

图 4 AA′和 BB′剖面二维微动视 S 波速度剖面图

Fig. 4 2D microtremor apparent S-wave velocity section of profile along AA′ and BB′

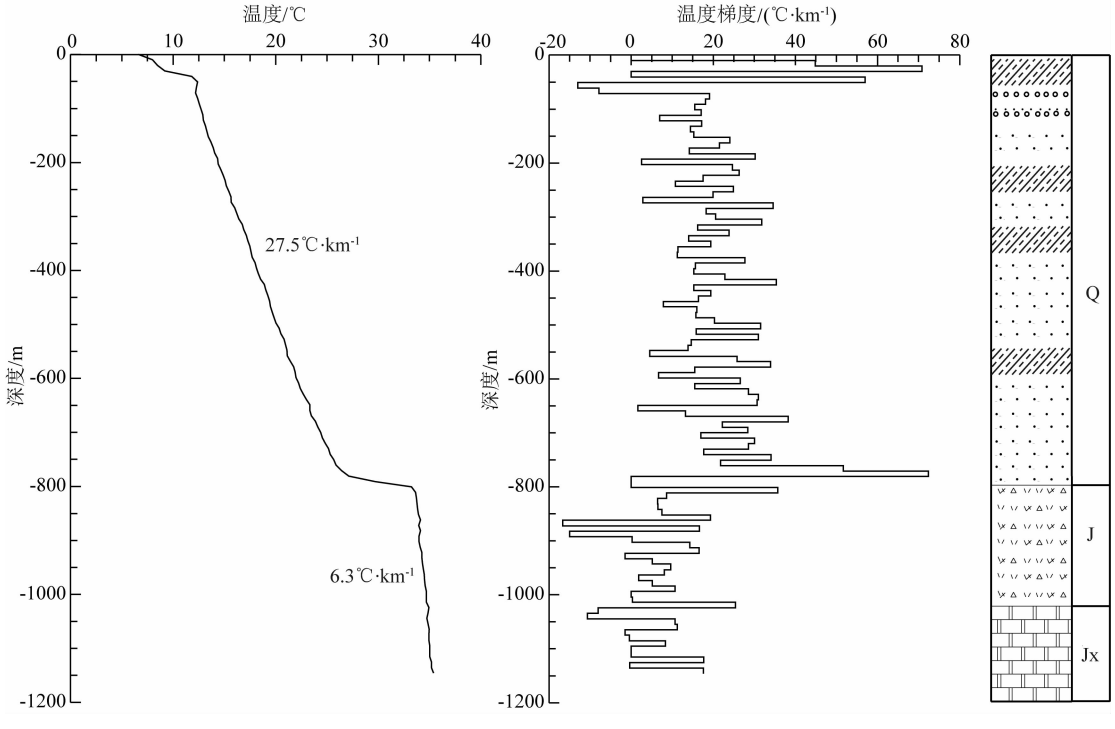

图 5 ZK2 孔温度-深度分布及其地温梯度图

Fig. 5 Temperature logs and gradient for borehole ZK2

侧影响带内. 钻遇地层：第四系（0～800 m）；侏罗系（800～1031 m），岩性为英安质角砾熔岩、流纹质角砾熔岩、流纹岩和英安岩，不含水；古风化壳（1031～1102 m）；蓟县系雾迷山组（>1102 m），岩性为白云岩，为热储层. 由稳态测温曲线（图 5）可见：温度随深度呈线性增加，在第四系（0～760 m）中，地温梯度为 27.5 ℃/km，地层增温以热传导为主；在第四系底部（760～800 m），与侏罗系交界面处，温度快速增加，地温梯度达72.4 ℃/km；在侏罗系与蓟县系中，温度随深度增加缓慢，地温梯度降至6.3 ℃/km. 曲线总体呈现“上凸”形态，显示深部热水向上排泄.

5　讨论

5.1　地热系统源-通-储-盖组合特征

大地热流是反映一个地区热状态的基本地球物理参数. 根据最新汇编的中国大陆地区大地热流图，北京地区大地热流值为 50～75 mW·m^{-2}（姜光政等，2016），热流值偏高，这可能与整个华北地区晚中生代-新生代以来的岩石圈拉张减薄或华北克拉通破坏有关（Qiu et al.，2014，2016；He，2015；朱日祥等，2012）. 那么研究区是否存在由放射性元素（U、Th、K）形成的异常（高）放射性热和岩浆余热等附加热源？对于放射性热源，我们根据 ZK2、ZK6 和 ZK7 天然放射性测井数据，利用 Bücker 和 Rybach（1996）给出的生热率计算的经验公式

$$A = 0.0158(GR - 0.8)$$

进行了计算，其中 GR 为放射性测井数据，单位为 API，A 的单位为 μW·m^{-3}. 结果表明，本区燕山期花岗二长岩（ZK7 揭露）、闪长岩岩体（ZK6 揭露）生热率平均值为 3.14 μW·m^{-3}，侏罗系火山岩地层放射性生热率为 1.67 μW·m^{-3}，均略高于华北地台平均值（花岗岩 1.58 μW·m^{-3}，酸性火山岩 1.57 μW·m^{-3}）（迟清华和鄢明才，1998），但并未富集到构成异常热源的程度. 研究区内侵入岩有花塔石英二长岩和阳坊花岗岩等，对应 L1、L4 低重力异常（图 2），K-Ar 法同位素测试年龄分别为 152.1Ma 和 131.5 Ma（鲍亦冈等，2001），这些岩体岩浆活动时代均在第四纪之前，且规模较小，余热早已散失，亦不构成特殊附加热源. 因此，研究区地热系统中地热水系地下水在深循环过程中在正常偏高的大地热流背景下被围岩逐渐加热所致.

南口—孙河断裂带作为北京地区规模最大的一条北西向断层被广泛关注，同时也是水热活动的重要通道. 早期关于断裂的区域位置特征的研究是基于 20 世纪 60、70 年代形成的 1∶10 万精度的区域重力资料. 此后北京市地质勘察技术院、中国地震局地壳应力研究所、北京市地质调查研究院等在断裂带的多个点段投入了物探、化探、槽探和钻探工程，研究了断裂的位置、产状和活动性. 本次的重力测量精度提高到 1∶5 万，提供了断裂带更为精细的位置平面信息. 相比北京市多参数立体地质调查成果，主断裂带在化庄至百善的位置应向东北移动 450～1100 m（刘清晓等，2007），这与北京市地质调查研究院近年来在百善地区通过综合物探和钻探工作确定的主断裂带及次级断裂位置相符（张磊等，2014a）. 断裂在微动剖面上的位置（AA′剖面微动测深 W09 和 W10 号点之间）以及中国地震局利用钻探和槽探工程在雪山村、旧县村和百泉庄村等地区确定的断裂位置均在此次测量的重力梯度带内（向宏发等，1995；江娃利等，2001；张世民等，2008）. 在断裂带两侧实施的岩溶水勘探孔，显示断裂倾向南西，倾角 70°左右（雷晓东等，2016）. 南口—孙河断裂带的活动表现为枢纽断裂（焦青和邱泽华，2006），水准测量结果表明断裂为张性反扭（车兆宏，1993，1994）. 地表形变测量结果表明断裂具有黏滑兼蠕滑的活动特点（张磊等，2014b）. 断裂的活动在地貌上留下明显的痕迹，在断裂的北东侧有多处残山出露，温榆河及其古河道沿断裂摆动（汪良谋等，1990；蔡向民等，2014）. 断裂的持续活动使上下地层广泛连通，形成了具有一定规模的断层破碎带，地下水经深循环被加热后可以沿破碎带到达浅部热储层中，这对水热系统的形成起着关键作用.

北京平原区的热储层为碳酸盐岩地层，包括奥陶-寒武系灰岩、蓟县系白云岩和长城系高于庄组白云岩. 南口—孙河断裂带两侧热储层多为蓟县系，该套地层可以细分为两个热储层，一是铁岭组，岩性以灰质白云岩为主，完整厚度约 300 m；二是雾迷山组，岩性以燧石条带白云岩、泥晶白云岩、藻团白云岩为主，完整厚度约 2200 m. 两热储层之间为洪水庄组页岩，厚约 100 m（北京市地质矿产局，1996）. 热储层的厚度、埋藏深度及地温梯度等要素与其所处的构造部位密切相关. 热储构造特征可以借助重力异常来分析研究. 南口—孙河断裂带北东侧局部出现的东西向条带高重力异常反映了小汤山背斜形态，为良好的聚热构造. 断裂南西侧则为低重力异常区，反映了第四纪凹陷区形态. 在凹陷区内东南部存

在一处值得注意的局部凸起(图2b,H5),也可能形成了良好的聚热环境,郑各庄一带ZK13—ZK15等井均有较高的孔底温度,推测与此构造有关.在南口—孙河断裂带北东侧H1高重力异常区已有钻孔ZK4,于2710 m深度揭露了蓟县系之下的长城系高于庄组白云岩,而其他周边钻孔均没有揭穿蓟县系.这说明在局部基底凸起区长城系高于庄组白云岩也具备成为热储层的条件.在低重力异常区,L1、L3和L4异常可能叠加了燕山期隐伏岩体的影响;而L2、L5和L6异常则反映了受南口—孙河断裂带影响,储层埋藏深度相对较大.

总的来看,蓟县系雾迷山组白云岩是本区良好的热储层.该组地层厚度大,岩溶裂隙发育,储水能力强,断裂带周边地热井单位涌水量平均值为150.15 $m^3/(d\cdot m)$.而长城系高于庄组ZK4井实测的单位涌水量仅5.95 $m^3/(d\cdot m)$.雾迷山组白云岩地层形成后受构造运动抬升至地表或近地表,经历了长时间岩溶化作用,局部保留了古风化壳,构成较好的富水层位,例如ZK2井钻遇厚达70余米的岩溶古风化壳.受构造活动的影响,特别是南口—孙河断裂带和南口山前断裂等第四纪活动断裂的影响,雾迷山组白云岩热储中形成大量构造裂缝、裂隙和岩溶孔、洞.研究区西部热储层顶板附近的渗透率高达$14000\times10^{-3}\mu m^2$以上(王树芳等,2014).在钻探过程中,井液漏失量与漏失段的长度在一定程度上反映了碳酸盐岩储层的破碎程度.井液漏失量及漏失段长度越大,储层岩溶发育程度越好(邹有缘等,1990).例如ZK1井1870.6～1919.0 m深度井液漏失90 m^3,ZK17井2381～2394 m深度井液漏失48 m^3,均证实了南口—孙河断裂带附近白云岩地层岩溶发育程度较高.

研究区盖层主要有第四系松散沉积层和侏罗系火山岩两套地层.南口—孙河断裂带控制了本区第四纪凹陷盆地的形成和发展.断裂带北东侧,基底隆起,形成三个明显的高重力异常(H1—H3).断裂带南西侧,沿断裂分布有三个低重力异常区(L1、L2和L6).最早被发现的是马池口凹陷(彭一民等,1981),沉积中心第四系厚度大于600 m,对应L2号低重力异常;结合L1、L2低重力异常与ZK2、ZK3井实钻资料,推断在南口和沙河地区也存在第四系凹陷,这两个凹陷中心第四系厚度均大于900 m(雷晓东等,2016).利用ZK2井稳态测温资料(图7)计算第四系垂向增温率为27.5 ℃/km,是本区良好的隔热盖层.另一盖层为侏罗系火山岩,其厚度问题前人研究的较少.本文利用微动资料说明了北小营—昌平向斜区域侏罗系火山岩的分布形态为西薄东厚,与蓟县系储层的接触产状为西缓东陡,并推测核部火山岩盖层的厚度在1500 m左右.关于这一地区侏罗系盖层的增温率,还需要在以后的相关工作中进一步计算.

5.2 地热系统成因模式

常见的地热系统有中低温传导型、中低温对流型、高温对流型和高温传导型四种类型,实际上,在自然界中,单一类型少见,往往是复合型的(庞忠和等,2015).本区属于中-低温地热资源(小于150 ℃),但是地热系统属于传导型、对流型还是复合型需要在"源、通、储、盖"分析的基础上结合钻孔测温结果和区域地下水系统的研究成果来确定.

对比四个钻孔的测温结果及剩余重力异常(图2)可知,ZK1、ZK2位于南口—孙河断裂带上盘L2低重力异常反映的受断裂控制的凹陷区内,而ZK3、ZK4位于断裂下盘H1高重力异常反映的基底凸起区内,其水热系统差异较大.南部凹陷区内第四系沉积盖层厚度大,且地温梯度相对较高,而在断裂带内受深循环热水对流影响基岩地层的地温梯度变化大.ZK1井对流段集中在850～1650 m深度,而ZK2集中在760～800 m,说明靠近南口—孙河断裂带,深循环热水有向上运移的趋势.ZK2在第四系底部地温梯度远大于正常地层增温率,说明可能受到了南口—孙河断裂带地下水对流活动影响;在侏罗系与蓟县系中,温度随深度增加缓慢,地温梯度降至6.3 ℃/km.上、下两段地温梯度显著差异,一方面是由地层热导率差异引起的,致密的火山岩和白云岩比第四系沉积层有更高的热导率,但热导率的差异不足以导致如此大的地温梯度差异;另一方面,地热流体沿高裂隙度、高渗透率断裂带对流,使温度趋于均一化,地温梯度降低,说明断裂带在该地热系统中起到了导水通道的作用.同时也说明,远离断裂时一般作为盖层的侏罗系火山岩,在断裂带附近因地层破碎表现出与热储层近似的温度场,具备对流传热特征.断裂北部凸起区内盖层薄(<100 m),基岩地层平均地温梯度仅为12.91 ℃/km,且呈线性增温,受断裂影响较弱,体现了接近补给区的特点.

关于热水的起源问题.目前,北京西北部地区地热系统的热流介质均为深层地下岩溶水,按照水文地质构造单元划分,本区岩溶水以南口—孙河断裂为界,西南属高崖口—南口岩溶水子系统,东北属十三陵—桃峪口岩溶水子系统(郭高轩等,2011).已有

研究发现，北京地区地下热水和大气降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 同位素数据基本上都落在北京大气降水线附近，说明北京地区地热水是大气起源，只是因降水补给的高程、径流途径不同而稍有差异（刘凯等，2015）. 大气降水的氢、氧同位素组成具有高度效应，同位素数值随地形高程的增加而减少，据此可利用公式确定补给区的高程（李娟，2008）. 根据研究区 6 眼地热井（ZK2、ZK3、ZK9、ZK14、ZK15、ZK23）的计算结果表明，地热水的平均补给高程在 200～800 m（刘凯等，2014），说明地热水源于西部、北部山区. 根据吕金波（2006）的研究，南口—孙河断裂北侧小汤山地热田热水 ^{14}C 年龄在 24～38 ka，且呈现由北向南热水水龄逐渐增大的趋势. 蓟县系雾迷山组白云岩下伏的杨庄组页岩（ZK4 揭露视厚度 94m）可能形成区域地热水隔水底板，南口—孙河断裂带南侧分布的阳坊岩体、花塔岩体和葛村岩体则构成了隔水边界，水热系统中地下水径流通道应位于研究区西南流村一带.

基于以上分析，认为南口—孙河断裂带水热系统为中低温传导-对流复合型. 其成因模式可以概括为图 6. 热水来自西部燕山和北部军都山山区大气降水的补给，经中-深循环远距离径流后到达南口—孙河断裂带附近沿断裂带上涌形成地下水排泄区. 地下水径流过程中不断被处于正常偏高热状态的围岩地层所加热，并沿断裂破碎带在浅部热储中汇聚而形成热水.

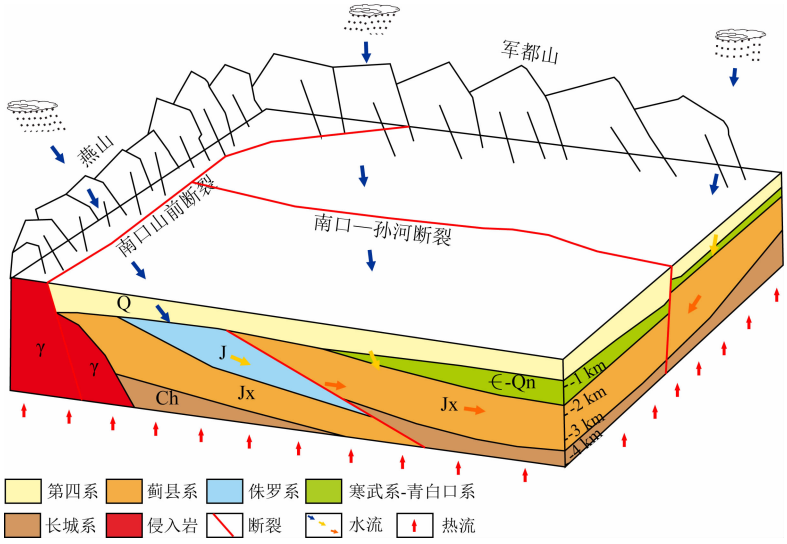

图 6　水热系统成因模式图

Fig. 6　Accumulation model of hydrothermal system

6　结论

基于重力异常特征、微动 S 波速度结构特征以及钻孔测温数据的研究，得到以下基本认识：

（1）南口—孙河断裂带上盘发育的几处燕山期隐伏岩体规模均较小，隐伏岩体与侏罗系火山岩放射性元素（U、Th、K）含量与华北背景值接近，均难以形成异常热源；

（2）南口—孙河断裂带宽度 500～800 m. 断裂在化庄至百善一带的位置较以往资料向北东方向移动 450～1100 m. 断裂的持续活动使蓟县系白云岩储层破碎，形成地下热水活动的重要通道，断裂带内热对流活动强烈.

（3）南口—孙河断裂带上盘自西向东发育受断裂控制的南口、马池口和沙河三个连续的第四纪断陷盆地. 盆地内第四系最大厚度大于 600 m，其岩性致密，垂向增温率高达 27 ℃/km，是本区重要的盖层. 另一盖层为侏罗系火山岩，在北小营昌平向斜核部最大厚度约 1500 m.

（4）南口—孙河断裂带水热系统的成因模式为中低温传导-对流复合型. 热水来自西部燕山和北部军都山大气降水的补给，经深循环远距离径流后到达南口—孙河断裂带附近后上涌，形成沿断裂带的地下水排泄区（热异常区）. 地下水下渗和径流过程中不断被处于正常偏高热状态的围岩地层所加热，并沿断裂破碎带在浅部热储中汇聚形成中-低温地热田（带）.

致谢　感谢北京市规划和国土资源管理委员会对本次研究工作的支持，感谢两位匿名审稿人的建设性

修改意见及编辑老师的辛勤劳动.

References

Aki K. 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo*, 35: 415-456.

Bao Y G, Liu Z F, Wang S F, et al. 2001. Beijing Geological Research in One Hundred Year (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House.

Beardsmore G R, Cull J P. 2001. Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and Modelling. Cambridge: Cambridge University Press.

Bing D Z, Liu J R, Wang X L. 2002. Geothermal resources in the area of Beijing. // Proceedings of Beijing 2002 International Symposium (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 169-177.

Bücker C, Rybach L A. 1996. A simple method to determine heat production from gamma-ray logs. *Marine and Petroleum Geology*, 13(4): 373-375.

Cai X M, Huang Q, Zhang L, et al. 2014. The origin of the Wenyu River in Beijing. *Geology in China* (in Chinese), 41(5): 1515-1521.

Che Z H. 1993. A study of the fault activity in the capital circle. *North China Earthquake Sciences* (in Chinese), 11(2): 23-34.

Che Z H. 1994. Study of the activity of Nankou-Sunhe fault. *Seismology and Geology* (in Chinese), 16(2): 115-120.

Chen C Y. 2016. Characteristics of segmentary motion and deformation along the Zhangjiakou-Bohai Fault. *Earthquake* (in Chinese), 36(1): 1-11.

Chi Q H, Yan M C. 1998. Radioactive elements of rocks in north China platform and the thermal structure and temperature distribution of the modern continental lithosphere. *Acta Geophysica Sinica* (in Chinese), 41(1): 31-48.

Guo G X, Liu W C, Xin B D, et al. 2011. Current situations and discussions on karst groundwater resources exploration in Beijing. *South-to-North Water Diversion and Water Science & Technology* (in Chinese), 9(2): 33-36, 45.

He L J. 2015. Thermal regime of the North China Craton: Implications for craton destruction. *Earth-Science Reviews*, 140: 14-26.

Huang S P. 2014. Opportunity and challenges of geothermal energy development in China. *Energy of China* (in Chinese), 36(9): 4-8.

James Roberts and Michael Asten. 2008. A study of near source effects in array-based (SPAC) microtremor surveys. *Geophys. J. Int.* 174(1):159-177.

Jia S X, Qi C, Wang F Y, et al. 2005. Three-dimensional crustal gridded structure of the Capital area. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 48(6): 1316-1324.

Jiang G Z, Tang X Y, Rao S, et al. 2016. High-quality heat flow determination from the crystalline basement of the south-east margin of North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 118: 1-10.

Jiang G Z, Gao P, Rao S, et al. 2016. Compilation of heat flow data in the continental area of China (4th edition). *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 59(8): 2892-2910, doi: 10.6038/cjg20160815.

Jiang W L, Hou Z H, Xie X H. 2002. Research on paleoearthquakes in Jiuxian trenches across Nankou-Sunhe fault zone in Changping county of Beijing plain. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 45(2): 160-173.

Jiao Q, Qiu Z H. 2006. Research progress of major active faults in Beijing Plain Area. *Crust Structure and Crust Stress Corpus* (in Chinese), (18): 72-84.

Ke B L. 2009. Geothermal and geological features of Sunhe fault in the northern part of Beijing Plain. *Geoscience* (in Chinese), 23(1): 43-48.

Lei X D, Guan W, Guo T, et al. 2016. Some new ideas on tectonics of karst aquifer system of Gaoyakou-Nankou in Changping, Beijing. *Chinese Journal of Geology* (in Chinese), 51(1): 116-127.

Li G, Ma Q M, Chen D Y, et al. 2013. The application of urban CORS in subway GPS network-illustrated by the case of the Beijing Subway Line 16 and Haidian line. *Bulletin of Surveying and Mapping* (in Chinese), (7): 60-62.

Li J. 2008. A Study of the Stable Isotopes of Deuterium, Oxygen-18, Sulfide-34 and Carbon-13 in Thermal Groundwater. Beijing: China University of Geosciences (Beijing).

Liu K, Zhang Y, Sun Y, et al. 2014. Application of environmental isotope to study on Beijing geothermal resources. *City Geology* (in Chinese), 9(Z1):79-84.

Liu K, Liu Y C, Sun Y, et al. 2015. Characteristics of deuterium excess parameters of geothermal water in Beijing. *Geology in China* (in Chinese), 42(6): 2029-2035.

Liu Q X, Chen J, Ran W Y, et al. 2007. Three-dimensional geological survey of Beijing plain (in Chinese). Beijing Institute of Geo-exploration Technology.

Lü J B, Che Y T, Wang J M, et al. 2006. Hydrogeochemical characteristics of thermal water and genetic model of geothermal system in North Beijing. *Seismology and Geology* (in Chinese), 28(3): 419-429.

Okada H. 2003. The microtremor survey method. // Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Monographs Series Vol. 12 Tulsa: SEG.

Okada H. 2006. Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. *Explor. Geophys.*, 37(1): 73-85.

Pang Z H, Hu S B, Wang S J, et al. 2015. Geothermal system and geothermal resources. // Wang J Y, et al. *Geothermics and its Applications* (in Chinese). Beijing: Science Press, 257-376.

Pen Y M, Li D R, Xie Z Z, et al. 1981. Some features of contemporaneous faults in Beijing plain and their significance. *Seismology and Geology* (in Chinese), 3(2): 57-64.

Qiu N S, Zuo Y H, Chang J, et al. 2014. Geothermal evidence of Meso-Cenozoic lithosphere thinning in the Jiyang sub-basin, Bohai Bay Basin, eastern North China Craton. *Gondwana Research*, 26(3-4): 1079-1092.

Qiu N S, Zuo Y H, Xu W, et al. 2016. Meso-Cenozoic lithosphere thinning in the Eastern North China Craton: Evidence from thermal history of the Bohai Bay Basin, North China. *The Journal of Geology*, 142(2): 195-219.

Ran W Y, Wang Z D. 1994. The long-wave microtremors method and its advances. *Geophys. Geochem. Explor.* (in Chinese), 18(1): 28-34.

The Beijing Municipal Bureau of Geology and Mineral Resources. 1996. The Rock Formation of Beijing (in Chinese). Wuhan: China University of Geosciences Press, 39-48.

Toksöz M N, Lacoss R T. 1968. Microseisms: mode structure and sources. *Science*, 159(3817): 872-873.

Wang L M, Xu J, Huang X M, et al. 1990. An analysis on the tectonic activities in Beijing down-warped basin. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 6(2): 25-36.

Wang S F, Pang Z H, He T Z, et al. 2014. Study on the permeability of carbonate rock geothermal reservoir in Beijing. *Journal of Engineering Geology* (in Chinese), 22(4): 647-654.

Wang Z D. 1986. The micromotional spatial autocorrelation method and its practical technique. *Geophysical & Geochemical Exploration* (in Chinese), 10(2): 123-133.

Wei W S, Zheng G S, Luan Y B. 2010. Characteristics and influencing factors of the shallow geothermal field in Beijing plain area. *Geology in China* (in Chinese), 37(6): 1733-1739.

Xiang H F, Fang Z J, Zhang W X, et al. 1995. Joint profile survey of active features for the late Quaternary subsurface faults in Beijing plain region. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 18(1): 75-79.

Xu P F, Ling S Q, Li C J, et al. 2012. Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis. *Geophys. J. Int.*, 188(1): 115-122.

Yu H C. 1991. Mine Geothermal and Thermal Pollution Treating (in Chinese). Beijing: China Coal Industry Publishing Home.

Zhang L, Bai L Y, Cai X M, et al. 2014a. An analysis of the activity of the northwest part of Nankou-Sunhe fault. *Geology in China* (in Chinese), 41(3): 902-911.

Zhang L, Bai L Y, Cai X M, et al. 2014b. Study on the position of North West Section of Nankou-Sunhe Fault in Beijing and its activity. *Geoscience* (in Chinese), 28(1): 234-242.

Zhang P Z, Deng Q D, Zhang Z Q, et al. 2013. Active faults, earthquake hazards and associated geodynamic processes in continental China. *Scientia Sinica Terrae* (in Chinese), 43(10): 1607-1620.

Zhang S M, Wang D D, Liu X D, et al. 2007. Sequence stratigraphy study of late quaternary activities of Nankou-Sunhe fault in its northern segment, Beijing. *Seismology and Geology* (in Chinese), 29(4): 729-743.

Zhang S M, Wang D D, Liu X D, et al. 2008. Using borehole core analysis to reveal Late Quaternary paleoearthquakes along the Nankou-Sunhe Fault, Beijing. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(8): 1154-1168.

Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, et al. 2012. Destruction of the North China Craton. *Science China Earth Sciences*, 55(10): 1565-1587.

Zou Y Y, Niu S H, Wang Y M. 1990. Study of heat storage layers on the geothermal log in Beijing area. *Beijing Geology* (in Chinese), (3): 3-14.

附中文参考文献

鲍亦冈，刘振峰，王世发等. 2001. 北京地质百年研究. 北京：地质出版社.

北京市地质矿产局. 1996. 北京市岩石地层. 武汉：中国地质大学出版社，39-48.

宾德智，刘久荣，王小玲. 2002. 北京地热资源. // 北京地热国际研讨会论文集. 北京：地质出版社，169-177.

蔡向民，黄淇，张磊等. 2014. 北京温榆河的成因. 中国地质，41(5)：1515-1521.

车兆宏. 1993. 首都圈断层活动性研究. 华北地震科学，11(2)：23-34.

车兆宏. 1994. 南口—孙河断层活动性研究. 地震地质，16(2)：115-120.

陈长云. 2016. 张家口—渤海断裂带分段运动变形特征分析. 地震，36(1)：1-11.

迟清华，鄢明才. 1998. 华北地台岩石放射性元素与现代大陆岩石圈热结构和温度分布. 地球物理学报，41(1)：31-48.

郭高轩，刘文臣，辛宝东等. 2011. 北京岩溶水勘查开发的现状与思考. 南水北调与水利科技，9(2)：33-36，45.

黄少鹏. 2014. 中国地热能源开发的机遇与挑战. 中国能源，36(9)：4-8.

嘉世旭，齐诚，王夫运等. 2005. 首都圈地壳网格化三维结构. 地球物理学报，48(6)：1316-1324.

姜光政，高堋，饶松等. 2016. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版). 地球物理学报，59(8)：2892-2910，doi：10.6038/cjg20160815.

江娃利，侯治华，谢新生. 2001. 北京平原南口—孙河断裂带昌平旧县探槽古地震事件研究. 中国科学：地球科学，31(6)：501-509.

焦青，邱泽华. 2006. 北京平原地区主要活动断裂带研究进展. 地壳构造与地壳应力文集，(18)：72-84.

柯柏林. 2009. 北京市平原区北部孙河断裂的地热地质特征. 现代地质，23(1)：43-48.

雷晓东，关伟，郭彤等. 2016. 北京昌平高崖口—南口隐伏岩溶水系统地质构造新认识. 地质科学，51(1)：116-127.

李冠，马全明，陈大勇等. 2013. 城市 CORS 系统在地铁 GPS 控制网测量中的应用研究——以北京地铁 16 号线及海淀山后线为例. 测绘通报，(7)：60-62.

李娟. 地下热水中 D、^{18}O、^{34}S 和 ^{13}C 稳定同位素特征研究：中国地质大学(北京)硕士学位论文. 北京：中国地质大学，2008.

刘凯，张院，孙颖等. 2014. 环境同位素在北京市地热资源研究中的

应用. 城市地质,9 (Z1):79-84.

刘凯，刘颖超，孙颖等. 2015. 北京地区地热水氚过量参数特征分析. 中国地质，42(6) :2029-2035.

刘清晓，陈坚，冉伟彦等. 2007. 北京市平原区基岩立体地质调查报告. 北京市地质勘察技术院.

吕金波，车用太，王继明等. 2006. 京北地区热水水文地球化学特征与地热系统的成因模式. 地震地质，28(3)：419-429.

庞忠和，胡圣标，王社教等. 2015. 地热系统与地热资源. //汪集旸等. 地热学及其应用. 北京：科学出版社，257-376.

彭一民，李鼎容，谢振钊等. 1981. 北京平原区同生断裂的某些特征及其研究意义. 地震地质，3(2)：57-64.

冉伟彦，王振东. 1994. 长波微动法及其新进展. 物探与化探，18(1)：28-34.

汪良谋，徐杰，黄秀铭等. 1990. 北京拗陷构造活动性分析. 中国地震，6(2)：25-36.

王树芳，庞忠和，何铁柱等. 2014. 北京地区碳酸盐岩热储渗透性研究. 工程地质学报，22(4)：647-654.

王振东. 1986. 微动的空间自相关法及其实用技术. 物探与化探，10(2)：123-133.

卫万顺，郑桂森，栾英波. 2010. 北京平原区浅层地温场特征及其影响因素研究. 中国地质，37(6)：1733-1739.

向宏发，方仲景，张晚霞等. 1995. 北京平原区隐伏断裂晚第四纪活动特征的联合剖面研究. 地震研究，18(1)：75-79.

余恒昌. 1991. 矿山地热与热害治理. 北京：煤炭工业出版社.

张磊，白凌燕，蔡向民等. 2014a. 北京平原南口—孙河断裂带北西段活动性分析. 中国地质，41(3)：902-911.

张磊，白凌燕，蔡向民等. 2014b. 北京南口—孙河断裂北西段综合物探剖面定位及其活动性研究. 现代地质，28(1)：234-242.

张培震，邓起东，张竹琪等. 2013. 中国大陆的活动断裂、地震灾害及其动力过程. 中国科学：地球科学，43(10)：1607-1620.

张世民，王丹丹，刘旭东等. 2007. 北京南口—孙河断裂带北段晚第四纪活动的层序地层学研究. 地震地质，29(4)：729-743.

张世民，王丹丹，刘旭东等. 2008. 北京南口—孙河断裂晚第四纪古地震事件的钻孔剖面对比与分析：中国科学：地球科学，38(7)：881-895.

朱日祥，徐义刚，朱光等. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学：地球科学，42(8)：1135-1159.

邹有缘，牛思会，王英敏. 1990. 北京地区地热测井与热储层研究. 北京地质，(3)：3-14.

(本文编辑　胡素芳)