https://doi.org/10.3799/dqkx.2025.247

南昌盆地大地热流特征及其对地热勘查靶区优选的启示

邓建军[1,2],白细民[1,2*],周 丽[4],段文兵[2,3],余浩文[1,2],肖礼铄[1,2]

1. 江西省地质局水文地质大队,江西南昌 330095
2. 南昌市水文地质与优质地下水资源开发利用重点实验室,江西南昌 330095
3. 江西省勘察设计研究院有限公司,江西南昌 330095
4. 江西省地质调查勘查院,江西南昌 330001

摘 要: 为了对南昌盆地后续地热资源勘查选区及开发利用提供理论指导,采用岩石热物性参数测试、钻孔测温等方法,对研究区大地热流值进行计算,分析了大地热流特征和影响因素.结果表明南昌盆地地温梯度分布在14.3~45.5 ℃/km之间,平均为31.9 ℃/km;岩石热导率分布在2.132~4.300 W/(m·K)范围内,平均为2.863 W/(m·K);计算得出南昌盆地现今大地热流值在62.26~96.95 mW/m^{2}之间,平均值为76.22 mW/m^2.热流分布具有显著"东高西低"特征.基于对大地热流特征的研究,结合区内热储赋存条件,认为昌北-莲塘和璜溪-厚田两个区域有较好的地热资源勘查前景.

关键词: 大地热流;地温梯度;热导率;放射性生热率;南昌盆地.

中图分类号: P314 **文章编号:** 1000-2383(2026)02-703-19 **收稿日期:** 2025-06-13

Characteristics of Heat Flow in Nanchang Basin and Its Revelation to the Selection of Geothermal Exploration Target Areas

Deng Jianjun[1,2], Bai Ximin[1,2*], Zhou Li[4], Duan Wenbing[2,3], Yu Haowen[1,2], Xiao Lishuo[1,2]

1. *Hydrogeological Battalion of Jiangxi Geological Bureau*, *Nanchang* 330095, *China*
2. *Nanchang Key Laboratory of Hydrogeology and High Quality Groundwater Resources Exploitation and Utilization*, *Nanchang* 330095, *China*
3. *Jiangxi Institute of Survey and Design Co., Ltd*, *Nanchang* 330095, *China*
4. *Jiangxi Geological Survey and Exploration Institute*, *Nanchang* 330001, *China*

Abstract: In order to provide theoretical guidance for the selection and development of geothermal resources in the Nanchang Basin, methods such as rock thermal property parameter testing and borehole temperature measurement were used to calculate the heat flow values in the study area, and the characteristics and influencing factors of geothermal flow were analyzed. The results show that The distribution of geothermal gradient in Nanchang Basin is 1.43-4.55 ℃/hm, with an average of 3.19 ℃/hm; The thermal conductivity of the rock is 2.132-4.300 W/(m·K), with an average thermal conductivity of 2.863 W/(m·K); The current heat flow value in the Nanchang Basin is calculated to be 62.26-96.95 mW/m^2. The distribution of heat flow has a significant characteristic of "high in the east and low in the west".Based on the study of the characteristics of geothermal flow in the earth and

基金项目: 南昌市水文地质与优质地下水资源开发利用重点实验室项目(No.20232A11);江西省地质局2023年度科技研究项目(No.2023JXDZKJKY04).
作者简介: 邓建军(1980-),男,高级工程师,主要从事水文地质、地热地质等研究工作.ORCID:0009-0002-1751-7666.E-mail:123931221@qq.com
* **通讯作者:** 白细民,ORCID:0009-0008-8760-0493.E-mail:451831291@qq.com

引用格式: 邓建军,白细民,周丽,段文兵,余浩文,肖礼铄,2026.南昌盆地大地热流特征及其对地热勘查靶区优选的启示.地球科学,51(2):703-721.

Citation: Deng Jianjun, Bai Ximin, Zhou Li, Duan Wenbing, Yu Haowen, Xiao Lishuo, 2026.Characteristics of Heat Flow in Nanchang Basin and Its Revelation to the Selection of Geothermal Exploration Target Areas.*Earth Science*, 51(2):703-721.

the occurrence conditions of thermal reservoirs in the area, it is believed that the exploration prospects of geothermal resources in the Changbei-Liantang and Huangxi-Houtian regions are promising.

Key words: heat flow; geothermal gradient; thermal conductivity; radiogenic heat production; Nanchang Basin.

大地热流是表征地球热状态的重要参数,是地下热能在地壳表层的综合反映,比其他基础的地热参数(如温度、地温梯度)更能准确地反映一个地区的地热场特征,是"窥视"地球内热的窗口(胡圣标和黄少鹏,2015;邱楠生,2024a).中国大地热流测试工作始于20世纪70年代(刘峰等,2024).中国科学院地质与地球物理研究所自1988年首次开展热流数据汇编以来,截至目前先后共5次汇编并公开发表了2 337个大地热流数据(汪集旸等,1990;胡圣标等,2001;姜光政等,2016;王一波等,2024),大陆地区各主要构造单元均有热流测点分布,中原、环渤海地区和东南沿海地区的数据较为丰富,东北、内蒙古、西藏、贵州和广西等地的大地热流数据较为匮乏.数据显示,地势最高的青藏高原表现为高热流(>80 mW/m^2),地势最低的大陆东部地区亦表现为较高热流(60~75 mW/m^2),中部和西北部地区热流较低(<60 mW/m^2).2019年,中国地质调查局启动了"全国大地热流值测量与靶区优选"项目,实测大地热流值260个,收集整理已发表未汇编热流数据185个,修编了中国大陆地区热流分布图,为区域地热资源勘查开发提供理论依据和技术支撑.

江西省大地热流研究工作从1987年开始,中国科学院地质研究所与华东地质学院合作,进行了系统的钻孔地温测量和岩石热导率样品的采集与室内测试,在此基础上获得了首批19个高质量的实测大地热流数据,大地热流值介于57.8~82.5 mW/m^2,平均值为69.5 mW/m^2(胡圣标等,1992;李学礼等,1992).首批实测大地热流数据填补了江西热流数据的空白,也为区域构造-热演化的研究打下了基础.林乐夫等(2017)综合已有资料,收集25个大地热流数据,对江西省大地热流做了进一步研究.刘峰(2020)、闫晓雪(2023)等分别在江西宁都、赣县和芦溪地区开展过大地热流研究.2022年,江西省地质局水文地质大队实施了省财政出资项目"江西省地热能、矿泉水资源潜力调查评价",对典型钻孔进行了测温和岩矿测试工作,新增36个实测大地热流数据,数据显示,新增的大地热流值一般为60.57~111.37 mW/m^2,平均大地热流值为79.70 mW/m^2(白细民和邓建军,2025).

南昌盆地是江西省盆地传导型地热资源最丰富、开发利用条件最好的区域之一(白细民等,2021).20世纪50年代以来,围绕南昌红盆找热,前人开展过大量的研究工作,取得了一定的勘查成果,目前南昌盆地地热井最大单井出水量为2 438.2 m^3/d,最大出水温度60 ℃,全区地热资源量为769.11×10^8 GJ,折合标煤26.28×10^8 t标煤,可采资源量为115.37×10^8 GJ,折合标煤3.94×10^8 t,开发潜能较大(邓建军等,2025).但区内对地温场的研究程度较低,在一定程度上制约了南昌地区地热资源开发利用.本文结合前人的研究数据,采用岩石热物性参数测试、钻孔测温等方法,对研究区大地热流值进行计算,分析了大地热流特征和影响因素,为南昌盆地后续地热资源勘查选区及开发利用提供理论指导.

1 地热地质背景

南昌盆地位于鄱阳盆地西南部.鄱阳盆地分为北鄱阳坳陷(Ⅰ)、长山隆起(Ⅱ)、南鄱阳坳陷(Ⅲ)3个一级构造单元;研究区包括南鄱阳坳陷内的南昌凹陷(Ⅲ$_2$)温家圳-滁槎以西、生米-厚田低凸起(Ⅲ$_7$)和松湖凹陷(Ⅲ$_8$)坪湖-三江以北等区域(图1).

1.1 地层

南昌盆地为一中新生代断陷型盆地,盆内构造层具双层结构.基底构造层由前震旦纪变质岩系或晚古生界石炭系、二叠系等地层所组成;盖层构造层由中新生界白垩系、古近系、第四系所组成.晚古生代地层岩性以碳酸盐岩为主,中新生代地层属内陆河湖相或山麓相红色建造,总厚度大于4 000 m,尤以白垩系分布最广、发育最全.在盖层与基底之间,呈较大的角度不整合接触关系.

研究区地表出露有青白口系、白垩系、古近系和第四系等地层.青白口系出露在西北部新建县城、西山、梅岭一带,岩性比较单一,主要由凝灰质千枚岩、片状绢云千枚岩及千枚状板岩组成.白垩系仅出露于赣江西岸,其中河口组(K_2h)地表出露于东部的石埠、璜溪、生米街等地区,但据钻孔和地震剖面资料,在第四纪覆盖层以下之盆地中,尚有

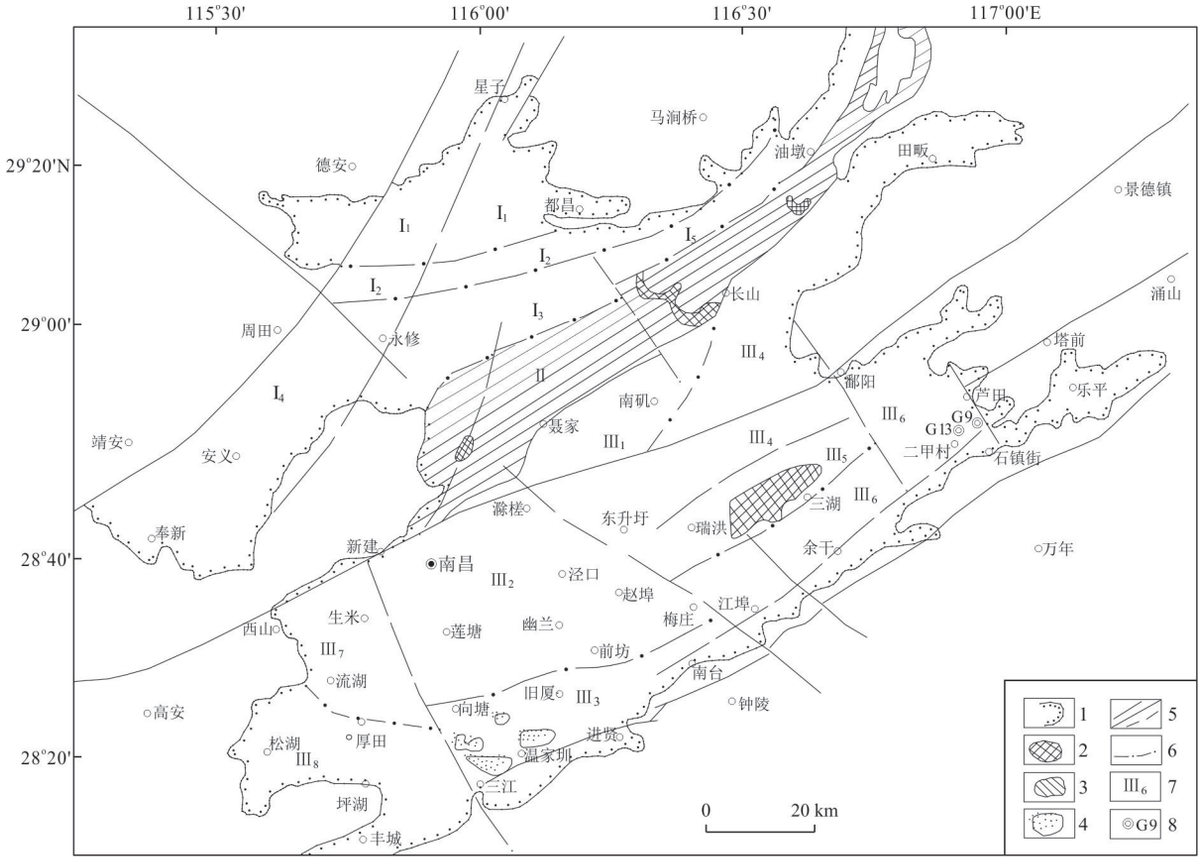

图 1　鄱阳盆地区域构造图

Fig.1　Regional structural map of the Poyang basin

据《江西省区域地质志》修改;1. 不整合界线;2. 新元古界变质岩系出露区;3. 隆起区;4. 泥盆系－侏罗系出露区;5. 实测与推测断裂及二级构造单元界线;6. 三级构造单元界线;7. 构造单元代号:Ⅰ. 北鄱阳坳陷:$Ⅰ_1$. 姣塘坳陷,$Ⅰ_2$. 牛头山凸起,$Ⅰ_3$. 永修凹陷,$Ⅰ_4$. 安义凹陷,$Ⅰ_5$. 汉港凹陷;Ⅱ. 长山隆起;Ⅲ. 南鄱阳坳陷:$Ⅲ_1$. 喻坊－南矶低凸起,$Ⅲ_2$. 南昌凹陷,$Ⅲ_3$. 向塘－前坊断阶,$Ⅲ_4$. 康山－莲湖凹陷,$Ⅲ_5$. 瑞洪凸起,$Ⅲ_6$. 江埠－二甲凹陷,$Ⅲ_7$. 生米－厚田低凸起,$Ⅲ_8$. 松湖凹陷;8. 钻孔位置及编号

广泛分布. 为一套河湖相红色碎屑岩建造,下部以暗紫红色粉砂质泥岩、粉砂岩及细砂岩为主,中夹砂砾岩层;上部主要为紫红色含钙砂砾岩及砂岩,中夹泥岩. 莲荷组(K_2l)仅分布于区内东岗桥附近一带,呈北西向带状分布,岩性为一套砖红或紫红色砾岩、砂砾岩夹砂岩、粉砂岩、泥岩. 古近系主要零星分布于南昌盆地中部,总体呈北东向展布,据物探、钻探资料,在盆地的第四系覆盖层之下,尚有广泛分布,与白垩系为连续沉积,顶为第四系覆盖,昌北木鱼山一带新余组与双桥山群呈断层接触. 为一套河湖相紫红色碎屑岩建造,岩性上部以紫红色含钙粉砂岩、灰绿色含钙泥岩,厚度变化甚大,中部以紫红色钙质粉砂岩为主,夹灰绿色含钙泥岩,底部以紫红色厚层——巨厚层状砾岩、砂砾岩、含砾砂岩为主. 第四系广泛分布,主要分布于赣江流域. 以冲积层为主,具二元结构,上部为粘性土、下部为砂砾石层.

区内岩浆岩主要出露于盆地北西边缘的梅岭一带,有晋宁期和燕山期侵入岩,燕山晚期至喜山早期中、基性熔岩和基性岩脉(墙)群等,南昌盆地东部武溪至罗家集、塘南一带的钻孔中揭露了橄榄玄武岩、玄武岩、橄榄粗玄岩等火山岩(图 2).

1.2　地质构造

南昌盆地区域构造上处于扬子地块与华南地块接合带北侧、扬子地块的南缘,主体部分属萍乡－乐平拗陷带中段. 北西和南东角分属九岭－障公山隆起带和官帽山隆起带. 构造格局明显受北东东向宜丰－景德镇深断裂和丰城－婺源深断裂、北东向腊市(萍乡)－石岗(新建)大断裂、北西向黎川－南昌大断裂等深、大断裂的控制,同时也受萍乡－广丰深断裂、靖安－九江大断裂和鹰潭～瑞昌大断裂等的影响. 其北以大路熊家－西河砖瓦厂断

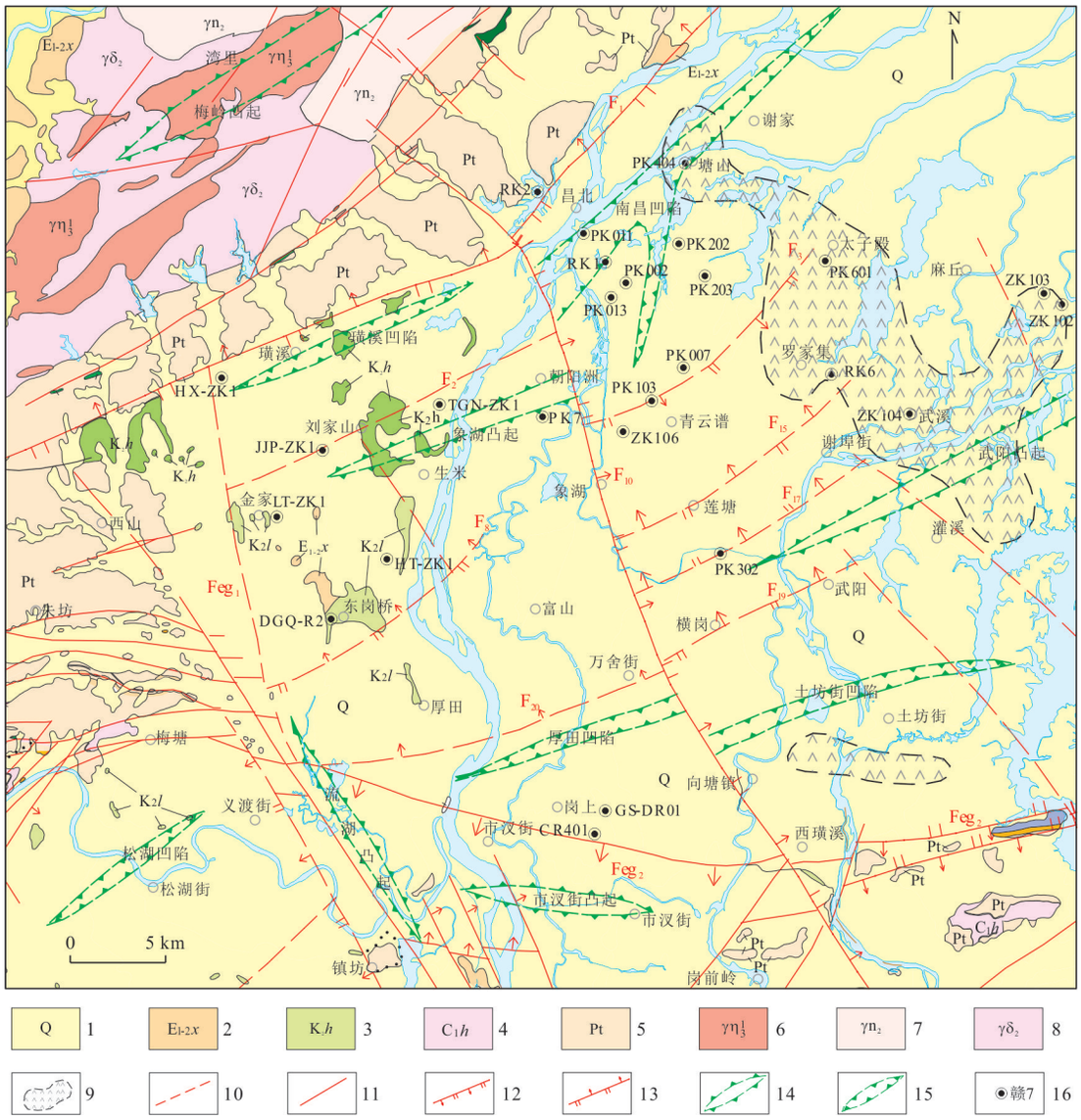

图 2　南昌盆地区域地质图

Fig.2　Regional geological map of Nanchang basin

1. 第四系；2. 古近系新余组；3. 白垩系晚世河口组；4. 三叠系晚世华山岭组；5. 青白口系双桥山群；6. 燕山期黑云母二长花岗岩；7. 晋宁期富斜花岗岩；8. 晋宁期黑云母花岗闪长岩；9. 隐伏玄武岩；10. 物探推测断层；11. 一般断层；12. 正断层；13. 逆断层；14. 基底凸起；15. 基底凹陷；16. 钻孔

裂(F1)与梅岭凸起为邻，南以久驻村—望夫岭断裂(Feg2)为界与武功—官帽台拱接壤．受特定的大地构造环境和多期构造运动叠加影响，区内地质构造复杂，具有多种多样构造形式．盆地断裂构造很发育，盆地周边有盆缘断裂围限，外围有众多断裂出露，盆地内部覆盖区物探推断也有较多的断裂分布(见图 2)．与区域构造背景一致，平面上，以北东东向断裂为主，北东向、北西向断裂次之；纵向上，基底断裂多、规模大、构造变形显著(见图 3)，盖层(红层)断裂少、规模小、变形不明显．地质构造因受多期次构造运动的影响，使由前期构造运动形成的北东东向构造，如璜溪凹陷、象湖凸起、厚田凹陷等被后期构造运动形成的北北东向、北北西向构造，如象湖东断裂(F10)、南昌凹陷等所破坏，或互为迭置、相互制约．

2　岩石热导率特征

进行岩石热导率参数的测量工作，是为了通过该参数反应地下岩体对热量传递的能力，对研究区地温梯度的分布、大地热流的展布趋势、地温异常

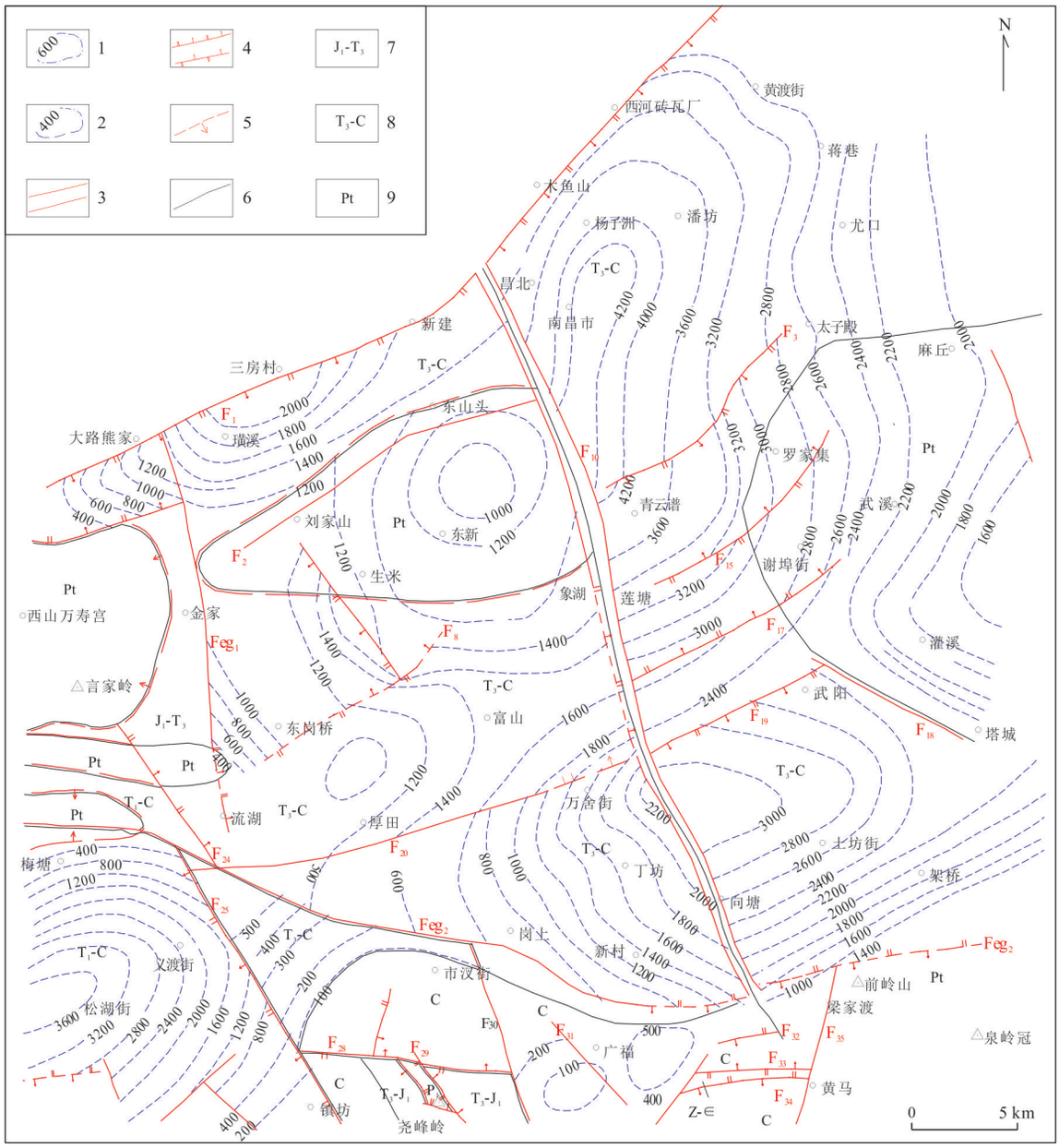

图 3　南昌盆地红层基底推断地质图

Fig.3　Geological map of inferred red bed basement in Nanchang basin

1. 推断红层底界可靠等深线;2. 推断红层底界欠可靠等深线;3. 实测与推测断层及编号;4. 正断层、逆断层;5. 推测滑脱面及其倾向;6. 地质界线;7. 侏罗系下统.三叠系上统;8. 三叠系－石炭系;9. 双桥山群

带的分布具有重要的影响.岩石热导率主要受控于岩石的化学成分、矿物组成、结构和构造、孔隙度、含水量、温度和压力等.

2.1　热导率测试结果分析

本次采集了5眼钻孔岩芯样44件,样品取样深度范围50～1 062 m.岩石热导率测试由南昌市水文地质与优质地下水资源开发利用重点实验室完成,使用仪器为湖南省湘潭市生产的DRE-5C导热系数测试仪,测量范围为0.0100～300 W/(m•K),分辨率:0.0001 W/(m•K),准确度优于5%.测量结果为干燥状态下的岩石热导率(HX-ZK1孔额外做了饱水热导率测试).测试的岩石类型主要有泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩、砂砾岩、砾岩、灰岩等,热导率值按照不同时代和不同岩性进行了分类整理,计算得到了地层厚度加权平均热导率,测试统计结果见表1.

从表中可看出,研究区岩石热导率分布相对分散,主要分布在2.132～4.300 W/(m•K)范围内,平

均热导率为2.863 W/(m•K)，石炭系砂岩热导率最高，白垩系—古近系的泥质粉砂岩最低，不同岩性岩石的热导率直方图和箱线图见图4. 地层平均热导率方面，石炭系最高，平均值3.601 W/(m•K)，二叠系热导率平均为3.253 W/(m•K)，白垩系、古近系热导率平均为2.684 W/(m•K). 总体上，热导率随粒度成份的变粗而增大，老地层的岩石热导率大于新地层. 这与研究区地温梯度随深度变小的趋势吻合，是控制地温梯度垂向变化的决定性因素.

2.2　热导率校正

岩石热导率的影响因素除了与岩性、矿物成分、孔隙度和孔隙饱水度等岩石固有性质相关外，还与温度、压力等外环境相关. 考虑到在原位深度范围内饱水状态及温压条件的影响，应对常温常压下热导率的测试结果进行饱水校正和温压校正.

2.2.1　饱水校正　岩石基本都是含有孔隙的多孔介质，风干样和饱和样均为两相介质，含水非饱和样为三相介质. 岩石热导率与孔隙度有着密切的关系，是影响岩石热导率的关键因素. 无论在二相或三相介质中，孔隙度和含水量对岩石热导率的影响都是十分复杂的，这是因为水比空气的热导率约大23倍. 南昌盆地钻井揭露的泥质粉砂岩、细砂岩及砾岩等具有较高的孔隙率，热导率的变化范围较大，因此对其热导率进行饱水校正是非常必要的.

在岩层原位深度岩石为饱水状态，为了真实的反应地下条件，本次研究对HX-ZK1孔17组岩石样品分别进行了风干热导率和饱水热导率测试. 饱水热导率测试是将已做过风干状态下岩石热导率的岩样分批放入真空饱和装置中进行24小时充水饱和，取出后用热导系数测试仪进行饱水岩样热导率测试. 测试结果见表2.

表2的测试结果表明，所有样品饱水热导率均

表1　南昌盆地热导率测试结果

Table 1　Measurement results of thermal conductivity in Nanchang basin

地层时代	岩性	取样深度	样品数	范围	均值±标准偏差	加权平均热导率
		m	个	W/(m·K)	W/(m·K)	W/(m·K)
E-K	泥质粉砂岩	115～631	6	2.132～2.670	2.391±0.234	
E-K	粉砂岩	50～500	7	2.143～2.631	2.446±0.178	
E-K	细砂岩	99～834	5	2.282～3.412	2.846±0.544	2.684
E-K	砂砾岩	100～855	7	2.546～3.433	3.039±0.559	
E-K	砾岩	360～1 570	7	2.146～3.063	2.703±0.279	
P	灰岩	142～1 032	9	3.071～3.734	3.253±0.198	3.253
C	砂岩	889～934	2	2.998～3.505	3.252±0.359	3.601
C	灰岩	1050	1	4.300	4.300	

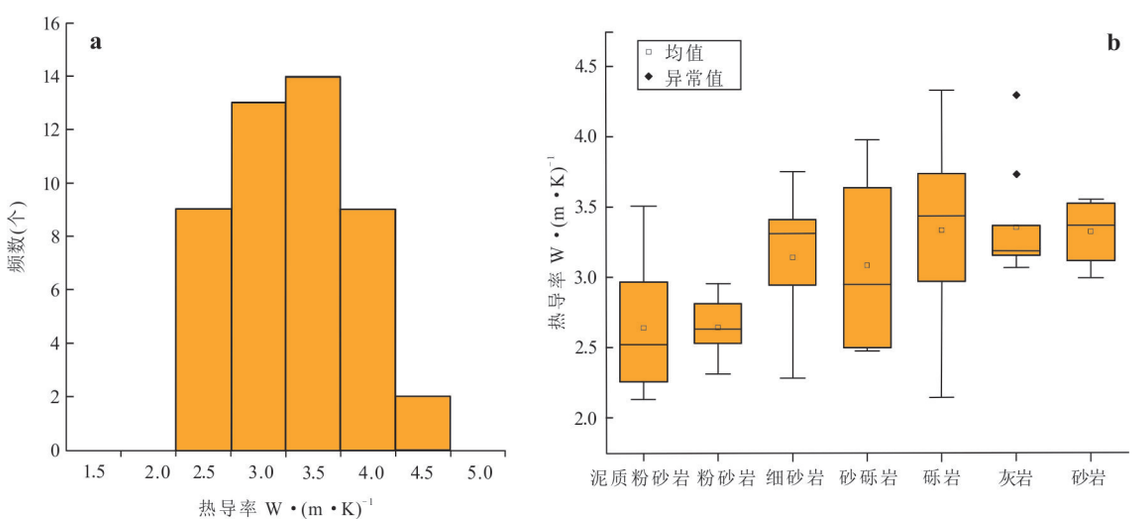

图4　南昌盆地岩石热导率统计图

Fig.4　Statistical chart of rock thermal conductivity in Nanchang Basin

a. 岩石热导率直方图；b. 不同岩性热导率参数箱线图

表 2　南昌盆地 HX-ZK1 井热导率测试结果一览表

Table 2　Thermal conductivity test results in well HX-ZK1 in Nanchang basin

样品编号	岩性	取样深度 m	风干热导率 K_{dry} W/(m·K)	饱水热导率 K_{cor} W/(m·K)	饱水校正系数 K_{cor}/K_{dry}
HX-ZK1-1	粉砂岩	50.0	2.367	3.069	1.30
HX-ZK1-2	粉砂岩	100.0	2.330	2.703	1.16
HX-ZK1-3	粉砂岩	150.0	2.558	3.233	1.26
HX-ZK1-4	砂砾岩	200.0	2.514	2.718	1.08
HX-ZK1-5	粉砂岩	250.0	2.631	2.708	1.03
HX-ZK1-6	粉砂岩	300.0	2.596	2.676	1.03
HX-ZK1-7	粉砂岩	350.0	2.311	2.815	1.22
HX-ZK1-8	砂砾岩	400.0	2.546	2.714	1.07
HX-ZK1-9	砂砾岩	450.0	2.708	3.188	1.18
HX-ZK1-10	粉砂岩	500.0	2.143	3.019	1.41
HX-ZK1-11	砾岩	550.0	2.146	2.696	1.26
HX-ZK1-12	砾岩	600.0	2.648	2.811	1.06
HX-ZK1-13	砾岩	650.0	2.792	3.471	1.24
HX-ZK1-14	砾岩	700.0	2.729	3.583	1.31
HX-ZK1-15	砂砾岩	750.0	3.193	3.335	1.04
HX-ZK1-16	砂砾岩	800.0	3.107	3.637	1.17
HX-ZK1-17	砂砾岩	850.0	3.433	3.978	1.16

大于其风干热导率．两者的比值可称作饱水校正系数，致密岩石的热导率在干燥及饱水状态下差别甚微，孔隙岩石热导率的此项差别随孔隙度的增加而增大（杨淑贞等，1993）．3 种岩性饱水校正系数，粉砂岩平均为 1.29，砾岩平均 1.22，砂砾岩平均 1.13．总体上呈现随深度减小的特征，说明研究区岩石沉积越早，压实成岩程度越高．

由于本次研究收集了部分以往热导率数据，受当时实验室条件所限，有些未开展饱水测试和孔隙度测试，这些数据采用相同岩性的饱水校正系数平均值对其进行校正．有些未开展饱水样品测试但有孔隙度数据，针对这类数据采用孔隙度对其进行饱水校正．沉积岩中，孔隙度对热导率的影响可用（1）、（2）公式（邱楠生等，2004a）进行计算，即：

$$K_{cor}=K_s\times(1-\varphi)+K_w\times\varphi, \tag{1}$$

$$K_s=(K_{dry}-K_a\varphi)/(1-\varphi), \tag{2}$$

式中：K_s 为岩石骨架热导率，W/(m•K)；K_w 为流体热导率，取 0.600 W/(m•K)；K_{dry} 为实验测试热导率，W/(m•K)；φ 为孔隙度，%；K_a 为空气热导率，取 0.021 W/(m•K)；K_{cor} 为饱水热导率校正值，W/(m•K)．

本文根据实测的岩石孔隙度数据，对热导率测试结果进行了饱水校正，结果见表 3．经饱水校正后的岩石热导率均高于干样实测热导率，校正后热导率平均增加 9.08%．粉砂岩类热导率校正后比校正前平均增大 9.41%，细砂岩、砂岩类平均增加 2.51%，而砾岩、砂砾岩平均增加 16.57%．相对而言，细砂岩、砂岩类热导率校正前后变化不大（<5%），说明细砂岩、砂岩类结构相对致密且孔隙度较小．

2.2.2 温压校正　多孔岩石热导率不仅受孔隙中所充填的流体影响，也随所在地层温度和压力的不同而变化．研究表明，岩石热导率随压力增加而升高，随温度增加而下降（赵永信等，1995）．岩石热导率数据一般是在室温常压下测试得到，但是岩石在地下原位的温度、压力等明显有别于实验室测试环境条件．宋嘉佳等（2023）从岩石热导率校正对大地热流计算值的影响角度出发，从不同角度分析研究了温度、压力校正的经验方法．本次研究为了简化温压校正过程，参考了 Abdulagatova *et al*.（2009）经过实验推导出的岩石热导率与温度和压强的经验公式：

$$K(T,P)=K_{sf}(T)\mathrm{e}^{-\frac{P_0}{P}}+K_{0,T}, \tag{3}$$

式中：$K_{sf}(T)$ 为当温度为 T 时高压状态下热导率与常压状态下热导率的差值，W/(m•K)；P_0 为常数，取值 32 MPa；$K_{0,T}$ 为常压下温度为 T 时的热导率，W/(m•K)；$P=\rho gH$ 为原位深度 H 米处的压强，Pa；ρ 取地层岩石平均密度 2.5×10^3 kg/m^3．

在对经验公式（3）简化过程中，参考了余如洋等（2020）采用的方法，岩石热导率室内测试温度为 25℃，推导出岩石热导率温压校正公式：

$$K_c=K_{dry}\left[1+0.15\left(1-0.054\frac{T-25}{100}\right)\mathrm{e}^{-\frac{1\,280}{H}}-0.054\frac{T-25}{100}\right], \tag{4}$$

式中：K_{dry} 为实验测试热导率，W/(m•K)；T 为钻孔岩芯原位温度，℃；H 为钻孔岩芯原位深度，m；K_c 为温压校正后的热导率，W/(m•K)．

经过温压校正后的岩石热导率数据见表 3．从岩性上看，经温压校正后热导率平均增加 1.24%．粉砂岩类热导率校正后比校正前增大 0.55%，细砂岩、砂岩类增加 1.51%，而砾岩和砂砾岩增加 1.72%．地层时代上，古近系、白垩系红色碎屑岩在校正后热导率比实测值平均增大了 1.12%；二叠系

岩石热导率平均为增大了1.19%;石炭系岩石热导率平均增大了3.26%.总体上,热导率校正前后变化不大(<5%),这是因为温度校正和压力校正在一定程度上可以相互抵消,且岩芯埋藏深度较浅,地层压力较小,温度较低,故而校正幅度较小.

本次计算现今大地热流时,采用的岩石热导率为综合校正热导率,即在实测饱水热导率或校正饱水热导率的基础上,再进行温压校正所得到的岩石热导率值.

3　钻孔测温与地温梯度

钻孔测温是了解地温场最直接的方式,是地热研究的基本方法之一.通过钻井开展地层温度测量是获取地温数据的最有效途径(邹开真,2023).系统测温曲线的形态可反映地热地质信息,如高渗透层的分布、导水断裂位置、地下水补给等(江晓雪,2025).钻孔测温数据大致可以分为4类,它们在地温场研究中的作用存在很大差异:(1)系统稳态测温,指钻孔热平衡时间以后的系统测温,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,资料较少;(2)静井温度,指关井数天或长期关井后将仪器下放至射孔井段获得的试油温度,有时为对不同的含油层段进行试油,数次关井并将仪器下放至不同深度进行温度测量,从而获得钻孔的系统试油温度,它在一定程度上可以替代研究区系统稳态测温,这类资料是地温场研究的主要依据之一;(3)准稳态测温数据,指关井后静井1~3 d内所测的温度数据,与稳态测温资料相比,其误差较大,只能作为区域地温场研究的必要补充;(4)瞬态测温,指完井后不到1天所进行的测温,由于静井时间短,地温与井温尚未达到平衡,测得的井温曲线不能反映真实的地温状态,一般无法用于地温场的研究(邱楠生等,2004b).

3.1　地温资料分析和筛选

在以往工作的基础上,本次研究共收集了区内55口钻孔的系统测温资料,其中,2010年以前的钻孔测温数据40组,主要是地热勘查或油气普查钻孔测温数据.据资料记载,测温工作一般是在关井后1~15 d内完成,甚至关井数月后测温取得的数据,部分数据可能由于测温仪操作或静井时间短的原因,资料的可靠性和准确性不尽人意,剔除了温度明显异常和静井时间小于5 d的数据,从中筛选了21组质量相对较高的测温数据进行了分析.2010年以后钻孔测温数据15组,这些数据基本上是在近年来实施的科研项目中,在以往施工的地热井中重新测定取得的,静井时间可达数月甚至数年,从中筛选了7组具有代表性的地温数据.一共选出的28组测温数据相对质量较高(见表4),基本可以视为静

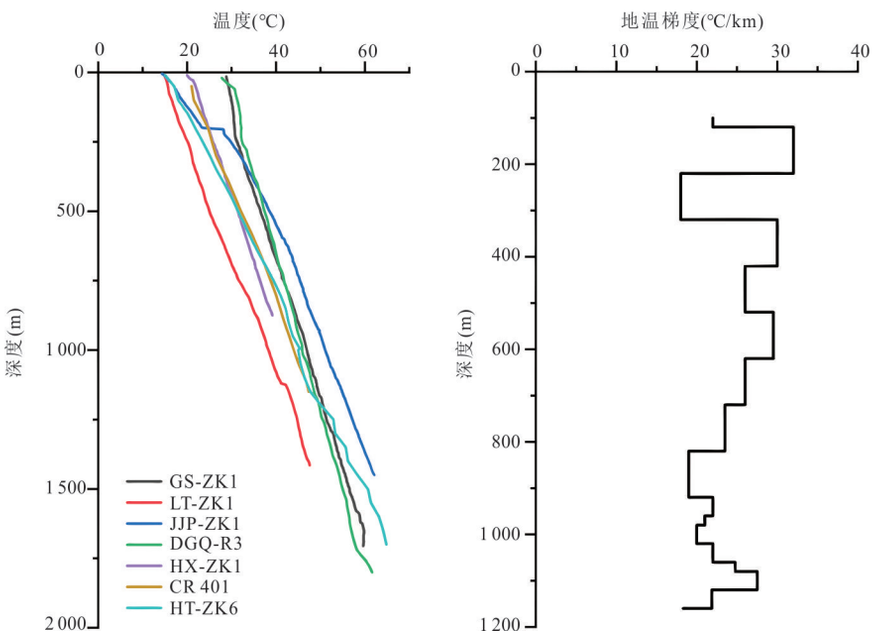

图5　静井温度、地温梯度与深度关系图

Fig.5　Relationship diagram between stable well temperature, geothermal gradient and depth

a.测温曲线图;b.CR401孔地温梯度分布图

表 3　南昌盆地岩石样品热导率校正结果

Table 3　Thermal conductivity correction results of rock samples in Nanchang basin

样品编号	取样深度	地层时代	岩性	孔隙度	实测风干热导率 K_{dry}	饱水热导率 K_{cor}	温压校正热导率 K_c	综合校正热导率 K
	m			%	W/(m·K)	W/(m·K)	W/(m·K)	W/(m·K)
CR401-11	99.0	K_2l	细砂岩	17.29	2.282	2.381	2.286	2.385
CR401-1	115.0	K_2l	泥质粉砂岩	/	2.165	2.215	2.168	2.219
CR401-2	205.0	K_2l	泥质粉砂岩	14.55	2.670	2.754	2.672	2.756
CR401-3	279.0	K_2l	泥质粉砂岩	9.75	2.371	2.427	2.373	2.430
CR401-4	390.0	K_2l	泥质粉砂岩	14.91	2.667	2.753	2.677	2.763
CR401-10	571.0	K_2l	泥质粉砂岩	9.42	2.343	2.397	2.370	2.425
CR401-9	631.0	K_2l	泥质粉砂岩	/	2.132	2.181	2.163	2.213
CR401-8	635.0	K_2l	细砂岩	16.48	2.282	2.376	2.316	2.411
CR401-6	773.0	K_2l	石英砂岩	6.30	3.953	3.989	4.039	4.075
CR401-5	818.0	K_2l	细砂岩	5.43	3.311	3.342	3.390	3.422
CR401-12	834.0	K_2l	细砂岩	4.83	3.412	3.440	3.496	3.524
CR401-15	889.0	AnD	砂岩	3.64	2.998	3.019	3.072	3.101
CR401-16	898.0	AnD	泥质粉砂岩	/	3.505	3.530	3.593	3.627
GS-DR01	1570.0	K_2l	砾岩	6.99	2.729	3.329	2.860	3.489
LT-ZK1-1	250.0	K_2l	细砂岩	/	2.943	3.065	2.947	3.069
LT-ZK1-2	360.0	K_2l	砾岩	7.03	2.816	3.436	2.826	3.448
LT-ZK1-3	800.0	K_2l	砾岩	6.58	3.063	3.737	3.138	3.828
LT-ZK1-4	1050.0	C_2h	灰岩	/	4.300	4.369	4.440	4.524
HX-ZK1-1	50.0	K_2h	粉砂岩	8.90	2.367	3.069	2.373	3.076
HX-ZK1-2	100.0	K_2h	砂砾岩	7.07	2.330	2.703	2.335	2.708
HX-ZK1-3	150.0	K_2h	粉砂岩	8.15	2.558	3.233	2.561	3.237
HX-ZK1-4	200.0	K_2h	粉砂岩	9.14	2.514	2.718	2.516	2.720
HX-ZK1-5	250.0	K_2h	粉砂岩	8.06	2.631	2.708	2.634	2.711
HX-ZK1-6	300.0	K_2h	粉砂岩	7.90	2.596	2.676	2.600	2.680
HX-ZK1-7	350.0	K_2h	粉砂岩	9.39	2.311	2.815	2.318	2.823
HX-ZK1-8	400.0	K_2h	砂砾岩	7.78	2.546	2.714	2.557	2.726
HX-ZK1-9	450.0	K_2h	砂砾岩	10.49	2.708	3.188	2.726	3.208
HX-ZK1-10	500.0	K_2h	粉砂岩	11.10	2.143	3.019	2.162	3.045
HX-ZK1-11	550.0	K_2h	砾岩	6.48	2.146	2.696	2.169	2.726
HX-ZK1-12	600.0	K_2h	砾岩	8.90	2.648	2.811	2.684	2.849
HX-ZK1-13	650.0	K_2h	砾岩	5.74	2.792	3.471	2.837	3.527
HX-ZK1-14	700.0	K_2h	砾岩	6.87	2.729	3.583	2.780	3.650
HX-ZK1-15	750.0	K_2h	砂砾岩	4.55	3.193	3.335	3.261	3.405
HX-ZK1-16	800.0	K_2h	砂砾岩	2.78	3.107	3.637	3.180	3.722
HX-ZK1-17	855.0	K_2h	砂砾岩	5.90	3.433	3.978	3.523	4.082
DR048-4	142.5	P_1m	灰岩	/	3.161	3.230	3.165	3.234
DR048-5	263.7	P_1m	灰岩	/	3.734	3.803	3.737	3.807
DR048-6	333.8	P_1m	灰岩	/	3.161	3.230	3.167	3.237
DR048-7	398.6	P_1m	灰岩	/	3.071	3.140	3.083	3.153
DR048-9	572.4	P_1m	灰岩	/	3.207	3.276	3.242	3.315
DR048-10	693.3	P_1m	灰岩	/	3.249	3.318	3.303	3.378
DR048-11	784.6	P_1m	灰岩	/	3.156	3.225	3.221	3.298
DR048-12	848.3	P_1m	灰岩	/	3.171	3.240	3.245	3.323
DR048-13	949.9	P_1m	灰岩	/	3.366	3.435	3.458	3.538

注:表中HX-ZK1孔17组饱水热导率为实测值,其余饱水热导率为孔隙度校正值或按同岩性平均校正系数计算的校正值.

表4 南昌盆地钻孔测温资料统计一览表

Table 4 Summary of temperature measurement data from drilling in Nanchang basin

孔号	经度(E)	纬度(N)	孔深(m)	25 ℃孔深(m)	500 m孔深温度(℃)	1 000 m孔深温度(℃)	最深测点	
							深度(m)	温度(℃)
CR401	115°53′24″	28°24′42″	1 162.2	210.0	32.1	44.0	1 150.0	47.4
RK1	115°53′31″	28°40′49″	1 002.3	157.0	37.8	54.7	1 000.0	54.7
RK2	115°51′23″	28°42′50″	356.8	250.0	/	/	334.0	26.7
RK3	115°54′44″	28°23′37″	1 050.3	265.0	30.1	37.1	948.0	37.0
RK4	115°53′07″	28°24′39″	999.4	193.0	32.2	/	900.0	41.2
RK6	116°00′48″	28°37′42″	1 001.3	85.0	39.2	/	985.0	58.9
RK7	115°51′36″	28°36′28″	1 000.7	137.0	37.2	/	990.0	56.4
ZK102	116°08′12″	28°39′43″	563.1	160.0	36.1	/	563.0	37.7
ZK103	116°07′37″	28°40′02″	556.4	173.0	35.6	/	550.0	37.1
ZK104	116°03′19″	28°36′36″	951.5	175.0	35.7	/	910.0	48.2
ZK106	115°54′08″	28°36′02″	1 000.9	135.0	36.8	/	945.0	51.9
PK601	116°00′35″	28°40′54″	500.9	152.0	35.9	/	498.0	35.8
PK002	115°54′10″	28°40′14″	1 009.3	192.0	38.0	/	935.0	52.2
PK007	115°56′03″	28°37′51″	294.1	163.0	/	/	280.0	30.3
PK011	115°52′48″	28°41′38″	544.8	210.0	36.2	/	510.0	36.6
PK013	115°53′43″	28°39′50″	443.7	133.0	/	/	425.0	37.1
PK103	115°55′02″	28°36′54″	292.2	167.0	/	/	290.0	30.0
PK202	115°55′52″	28°41′21″	420.0	114.0	/	/	420.0	35.3
PK203	115°56′43″	28°40′27″	367.0	145.0	/	/	360.0	33.9
PK302	115°57′17″	28°32′37″	503.3	234.0	37.6	/	500.0	37.6
PK404	115°56′03″	28°43′39″	513.0	188.0	34.5	/	500.0	34.5
LT-ZK1	115°43′08″	28°33′35″	1 415.5	498.0	25.1	38.3	1 415.0	47.6
JJP-ZK1	115°43′35″	28°35′28″	1 505.8	205.0	38.5	51.1	1 449.0	62.1
GS-ZK1	115°53′49″	28°25′23″	1 890.6	149.0	36.5	46.9	1 705.0	59.6
HX-ZK1	115°41′19″	28°37′30″	985.0	210.0	31.4	/	894.0	38.8
TGN-ZK	115°48′19″	28°36′48″	1 830.2	132.0	38.6	50.9	1 830.0	77.4
DGQ-R3	115°45′15″	28°30′45″	1 560.0	112.0	38.2	46.7	1 499.0	56.6
HT-ZK1	115°46′35″	28°32′27″	1 622.2	128.0	42.0	48.8	1 620.0	58.2

井温度，可以用于南昌盆地现今地温场的研究．通过图5a可以看出测温数据整体上都与深度呈线性关系，揭示出南昌盆地具有热传导型地温场特征，用线性回归方法可直接获取钻孔的平均地温梯度．

3.2 地温梯度分布特征

本次地温梯度的计算主要依据区内28眼地热孔的系统测温静井温度数据，部分数据来源于王兆英等(1999)．基于钻孔温度特征与钻孔含水层特征，选取测温井中温度受地下水影响较小，温度—深度曲线较平直的区段，进行地温梯度计算．南昌地区恒温带平均温度19.3 ℃(白细民等，2021)，推算出各测温孔不同地层的地温梯度．计算公式如下：

$$G=\frac{T_2-T_1}{Z_2-Z_1}, \tag{5}$$

式中：G为地温梯度，℃/km；T_2为井深Z_2处的温度，℃；T_1为井深Z_1处的温度，℃．

由表5可知，研究区28处钻孔地温梯度14.3～45.5 ℃/km，平均31.9 ℃/km，一般介于30～40 ℃/km．

根据地温梯度计算结果，绘制南昌盆地地温梯度等值线图(图6)．研究区盆地北缘大路熊家—西河砖厂断裂以北(RK2)及南部的市汊街凸起以南(CR401、RK3)，地温梯度小于24.0 ℃/km，向盆地中心渐次增大，象湖凸起至象湖东断裂以东为研究区地温梯度相对高值区，为33.1～45.5 ℃/km，赣江以西地温梯度一般22.6～32.0 ℃/km(象湖凸起除

表 5　南昌盆地地温梯度计算结果

Table 5　Calculation results of geothermal gradient in Nanchang Basin

孔号	孔深	最深测点	温度	地层地温梯度(℃/km)									全孔平均
	m	m	℃	Exn^4	Exn^3	Exn^{2+1}	平均	K	T-P	C	Pt	玄武岩	℃/km
CR401	1 162.2	1 150.0	47.0					24.7		21.4	19.5		23.6
RK1	1 002.3	1 000.0	54.7	39.9	39.7	34.9	38.1	33.7					35.3
RK2	356.8	334.0	26.7					12.6			21.6		14.3
RK3	1 050.3	948.0	37.0					19.6		11.9			18.2
RK4	999.4	900.0	41.2					23.6	21.7				23.5
RK6	1 001.3	985.0	58.9		30.0	30.0	30.0	39.1					38.5
RK7	1 000.7	990.0	56.4					36.8					36.8
ZK102	563.1	563.0	37.7		29.6	30.5	30.3	32.6				30.0	32.0
ZK103	556.4	550.0	37.1		45.5	46.9	46.6	30.8					38.0
ZK104	951.5	910.0	48.2		31.8	31.1	31.7	31.0				40.0	31.4
ZK106	1 000.9	945.0	51.9			31.5	31.5	33.3					33.1
PK601	500.9	498.0	35.8	34.0	37.4	29.5	33.6	31.7				18.8	32.6
PK002	1 009.3	935.0	52.2	43.6	46.2	41.1	43.7	34.2					37.6
PK007	294.1	280.0	30.3	44.3	52.7	35.0	45.9						45.5
PK011	544.8	510.0	36.6	42.6	41.2	37.4	40.2						40.2
PK013	443.7	425.0	37.1	49.8	43.3	38.5	44.9	30.0					44.0
PK103	292.2	290.0	30.0	43.0	51.1	39.6	45.4	29.6					43.8
PK202	420.0	420.0	35.3	40.7	34.7	28.9	35.8	32.9					34.7
PK203	367.0	360.0	33.9	39.5	45.8	39.1	42.0	31.0					40.6
PK302	503.3	500.0	37.6	38.5	46.6	46.5	41.9						41.9
PK404	513.0	500.0	34.5	22.4	31.4	25.9	28.3	30.4					28.9
LT-ZK1	1 415.5	1 415.0	47.6					19.3		22.6			20.3
JJP-ZK1	1 505.8	1 449.0	62.1					31.6			24.0		30.0
GS-ZK1	1 890.6	1 705.0	59.6					32.0	20.2				23.9
HX-ZK1	985.0	894.0	38.8					22.6			20.2		22.3
TGN-ZK	1 830.2	1 830.0	77.4					32.0		32.2			32.1
DGQ-R3	1 560.0	1 499.0	56.6					30.6	13.1	23.5			25.2
HT-ZK1	1 622.2	1 620.0	58.2					28.2	14.4				24.3

外),为中值区.在垂向上,地温随深度而增高,最高温度出现在孔底.以CR401孔为例,可以看出地温梯度在垂向上的分布并不是十分均一的(图5b),这与地层的岩性或热导率变化有关.古近系地温梯度平均38.1 ℃/km,白垩系地温梯度平均29.7 ℃/km,三叠至石炭系一般17.4~22.3 ℃/ km,青白口系平均21.3 ℃/km.总体上红层地温梯度大于基底,古近系大于白垩系,古近系上部泥岩较多,地温梯度上部大于下部,呈现随深度增大而减小的趋势.

4　现今大地热流特征

4.1　热流计算

在一维稳定条件下,大地热流在数值上等于岩层热导率与垂向地温梯度的乘积.计算公式为:

$$q=-K\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}Z}, \tag{6}$$

式中:q为大地热流,mW/m^2;K为某一测温段岩石热导率,W/(m•K);dT/dZ为测温段地温梯度,℃/km;负号表示热流方向与地温梯度方向相反.

每个钻孔可以根据地温梯度和岩石热导率数据的分布情况选择一个或者多个热流计算段,一般选取岩性较均一的层段作为热流计算段,并且要多采集计算层段内的岩石样品进行岩石热导率数据测试,使所测的热导率数据具有代表性(王朱亭等,2019).依据研究区钻孔静井温度数据和岩心热导率实测数据,新增了28个大地热流数据(表6).其中地温梯度根据各钻孔静温数据计算,热导率为各钻孔地温梯度计算的深度范围的校正热导率的平均

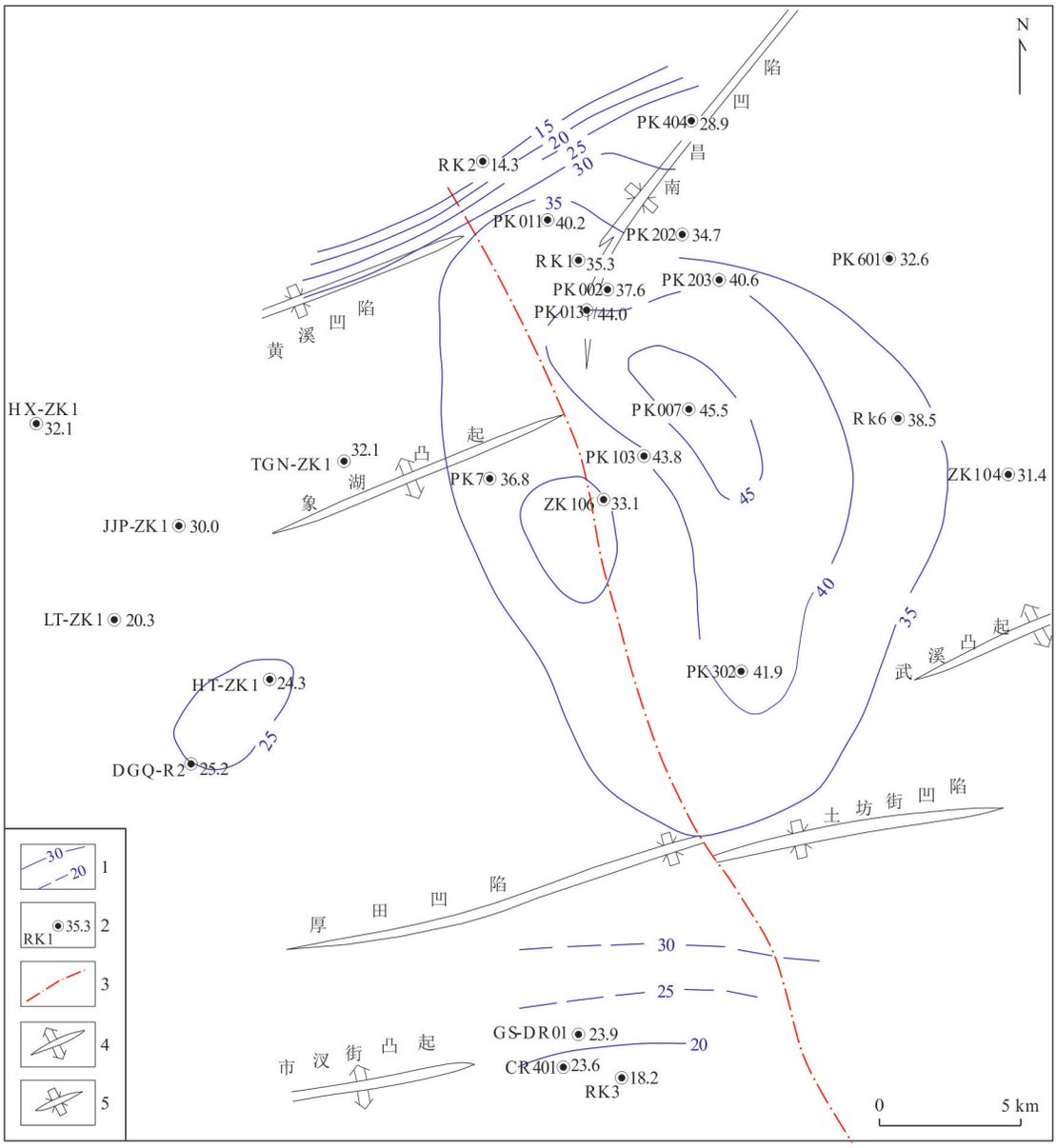

图 6　南昌盆地地温梯度等值线图

Fig.6　Contour map of geothermal gradient in Nanchang basin

1. 实测、推测地温梯度等值线(℃/km);2. 钻孔、编号及梯度(℃/km);3. 象湖东断裂;4. 凸起;5. 凹陷

值. 本次研究热导率数据少于测温数据,由于计算段一般为红色碎屑岩,岩性变化不大,因此根据地层岩性,没有热导率数据的钻孔参考经校正后相同岩性的热导率进行热流值计算. 计算结果显示,南昌盆地大地热流值一般在 62.26～96.95 mW/m^{2}之间,平均为 76.22 mW/m^2. 江西省在 1992 年报道了 19 个热流数据(胡圣标等,1992;李学礼等,1992),南昌有 2 处数据,为 56.4 和 62.6 mW/m^2,离南昌较近的丰城为 66.7 mW/m^2,进贤为 70.4 mW/m^2. 全省已知的实测大地热流值介于 57.8～82.5 mW/m^2,平均值为 69.5 mW/m^2. 从江西省大地热流的分布特征来看,位于江南造山带的赣西北地区由于造山带形成较早(晚元古代),且后期构造－热演化稳定,大地热流值较低(57.80～78.77 mW/m^2),平均 69.98 mW/m^2,与扬子地块古老而宁静的属性相吻合,热背景较低;位于华南造山带的赣南地区造山带形成较晚(早古生代),且后期(中生代)构造－热演化活跃,大地热流值较高(60.57～111.37 mW/m^2),平均 77.66 mW/m^2;介于江南造山带和华南造山带之间的萍乐拗陷带和赣东北地区,由于中生代经历了拗陷沉积、褶皱推覆及基性岩浆活动,大地热流值较高(72.20～87.55 mW/m^2),平均 80.44

表 6　南昌盆地大地热流计算结果

Table 6　Terrestrial heat flows calculation results for Nanchang basin

孔号	经度(E)	纬度(N)	深度范围	地温梯度	平均热导率	校正热导率	实测大地热流	校正大地热流
			m	℃/km	W/(m·K)	W/(m·K)	mW/m^2	mW/m^2
CR401	115°53′24″	28°24′42″	99～1 062	24.7	2.690	2.784	66.44	68.76
RK1	115°53′31″	28°40′49″	425～1 000	33.7	2.391	2.534	80.58	85.40
RK2	115°51′23″	28°42′50″	50～272	12.6	2.391	2.534	30.13	31.93
RK3	115°54′44″	28°23′37″	50～776	19.6	2.178	2.309	42.69	45.25
RK4	115°53′07″	28°24′39″	50～815	23.6	2.292	2.429	54.09	57.33
RK6	116°00′48″	28°37′42″	220～985	30.0	2.391	2.534	71.74	76.03
RK7	115°51′36″	28°36′28″	50～990	36.8	2.389	2.532	87.90	93.16
ZK102	116°08′12″	28°39′43″	300～563	32.6	2.419	2.564	78.86	83.58
ZK103	116°07′37″	28°40′02″	266～550	30.8	2.419	2.564	74.51	78.97
ZK104	116°03′19″	28°36′36″	222～910	31.0	2.394	2.538	74.23	78.67
ZK106	115°54′08″	28°36′02″	225～945	33.3	2.389	2.532	79.54	84.31
PK601	116°00′35″	28°40′54″	200～498	31.7	2.419	2.564	76.68	81.28
PK002	115°54′10″	28°40′14″	400～935	34.2	2.391	2.534	81.77	86.67
PK007	115°56′03″	28°37′51″	50～280	39.3	2.391	2.467	93.97	96.95
PK011	115°52′48″	28°41′38″	50～510	33.9	2.391	2.467	81.05	83.63
PK013	115°53′43″	28°39′50″	50～425	37.4	2.391	2.467	89.42	92.27
PK103	115°55′02″	28°36′54″	50～290	34.5	2.391	2.467	82.49	85.11
PK202	115°55′52″	28°41′21″	150～420	33.4	2.419	2.564	80.79	85.63
PK203	115°56′43″	28°40′27″	50～360	39.1	2.391	2.467	93.49	96.46
PK302	115°57′17″	28°32′37″	200～500	38.5	2.391	2.467	92.05	94.98
PK404	115°56′03″	28°43′39″	200～500	30.4	2.419	2.564	73.54	77.94
LT-ZK1	115°43′08″	28°33′35″	50～980	19.3	2.941	3.448	56.76	66.55
JJP-ZK1	115°43′35″	28°35′28″	500～1 000	25.1	2.446	2.593	61.39	65.07
GS-ZK1	115°53′49″	28°25′23″	100～650	19.1	2.729	3.489	52.12	66.64
HX-ZK1	115°41′19″	28°37′30″	100～800	20.9	2.570	3.020	53.71	63.12
TGN-ZK1	115°48′19″	28°36′48″	50～844	31.5	2.419	2.564	76.19	80.75
DGQ-R3	115°45′15″	28°30′45″	50～885	25.2	2.446	2.593	61.69	65.38
HT-ZK1	115°46′35″	28°32′27″	400～1 000	24.3	2.416	2.561	58.74	62.26

mW/m^2(胡圣标等,1992). 南昌盆地位于萍乐拗陷带中段,本次计算的大地热流值和江西省已报道的大地热流值相比,略高于省内平均值,比萍乐拗陷带和赣东北地区平均值低,但高于中国大陆平均热流值 61.5±13.9 mW/m^2(姜光政等,2016).

4.2　热流平面分布特征

根据本次计算所得大地热流数值绘制了南昌盆地大地热流等值线图(图 8). 大地热流值总体呈现东高西低的区域变化特点. 因研究区大地热流计算深度主要以古近系和白垩系红色碎屑岩为主,岩石热导率较为稳定,所以大地热流的分布规律与地温梯度分布规律基本一致. 相对高值区分布在象湖凸起至象湖东断裂以东区域,热流值一般 83.63～96.95 mW/m^2,向外围逐渐降低. 象湖凸起热流值也较高,TGN-ZK1 和 RK07 孔热流分别为 80.91 和 93.16 mW/m^2. 赣江以西东岗桥至璜溪一带,大地热流一般 62.26～66.55 mW/m^2. 研究区盆地北缘大路熊家－西河砖厂断裂以北(RK2)及南部的市汊街凸起以南(RK3),大地热流 31.39～45.25 mW/m^2,为热流低值区.

4.3　大地热流影响因素分析

4.3.1　放射性生热率　自然界中的岩石存在着放射性生热元素,在衰变过程中会释放出热能,是地球内热的主要来源之一(孙旭东等,2023). 放射性生热元素 U、Th、K 的含量也是计算岩石放射性生热率的必要参数;放射性生热元素 U、Th、K 含量的测定,可以更好地认识岩体的放射性生热元素分布及变化. 本文采用 Rybach 修正后的天然放射性元

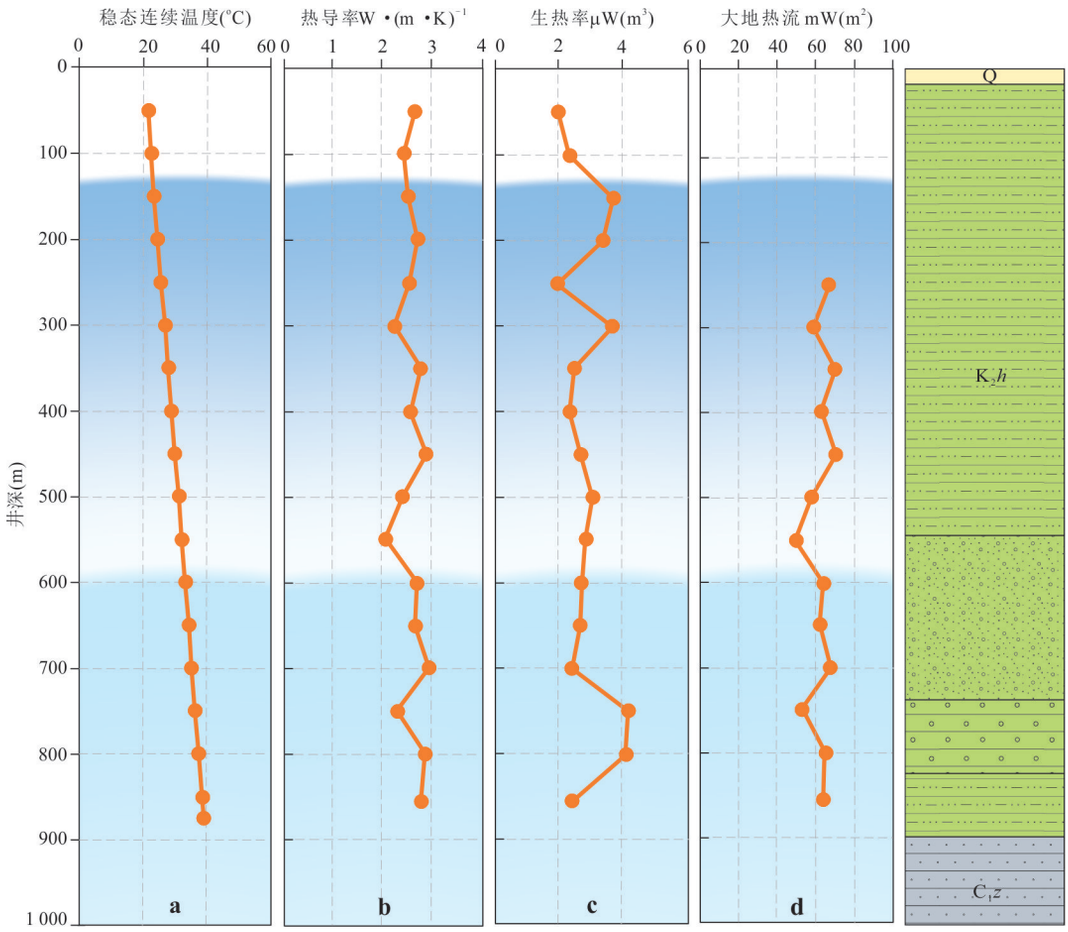

图 7　南昌盆地 HX-ZK1 井各项数据随深度变化图

Fig.7　Thermal depth profiling in well HX-ZK1 in Nanchang basin

a. 温度；b. 热导率；c. 生热率；d. 大地热流

素公式计算，计算公式如下：

$$A = 0.01\rho 9.52C_{\mathrm{U}} + 2.56C_{\mathrm{Th}} + 3.48C_{\mathrm{K}}, \quad (7)$$

式中：A 为岩石生热率，μW/m^3；C_{U}、C_{Th} 为岩石中的 U、Th 含量，10^{-6}；C_K 为岩石中 K 含量，%；ρ 为岩石密度，g/cm^3.

在采集的 31 组钻孔样品中，主要以白垩系和二叠系沉积岩为主，主要岩性的 U、Th、K 含量及放射性生热率如表 7 所示. 样品岩石放射性生热率变化范围在 0.56～4.18 μW/m^3 之间，平均值为 2.11 μW/m^3. 按地层时代统计，白垩系放射性生热率平均值为 2.65 μW/m^3，二叠系放射性生热率平均值为 0.96 μW/m^3. 按岩性统计，粉砂岩类平均值为 2.91 μW/m^3；砂砾岩类相对最高，平均值为 3.02 μW/m^3；砾岩类平均值为 2.68 μW/m^3，灰岩平均值为 0.96 μW/m^3，红色碎屑岩显著高于碳酸盐岩（见图 9）. 研究成果显示，江西省岩浆岩放射性生热率平均值为 5.04 μW/m^3. 由此可见，研究区沉积岩放射性生热率明显低于岩浆岩.

南昌盆地沉积盖层厚度由于基底起伏变化很大，盆地边缘一般厚数百米，盆地腹部基底凸起部位厚 900～1 500 m，凹陷部位一般厚 2 000～4 000 m（邓建军，2025），若按盖层最大厚度 4 000 m，平均生热率 2.65 μW/m^3 近似计算的放射性生热的贡献为 10.6 mW/m^2. 南昌盆地现今大地热流平均值为 76.22 mW/m^2，由此可知，红层盖层约 4 000 m 厚的沉积层放射性生热约占大地热流的 14%，由此看来，盆地的沉积盖层中因放射性生热而产生的热效应对大地热流有一定的贡献.

4.3.2　岩浆活动　南昌盆地位于赣北上地幔凸起区西南部，莫霍面埋深 30.0～31.5 km，属地壳减薄区，也是我国东南陆壳最薄的地区之一（王兆英等，1999）. 研究区内岩浆岩主要出露于盆地边缘的梅岭地区，有晋宁期和燕山期侵入岩. 此外，梅岭南东缘沿断裂构造带分布燕山晚期至喜山早期基性岩

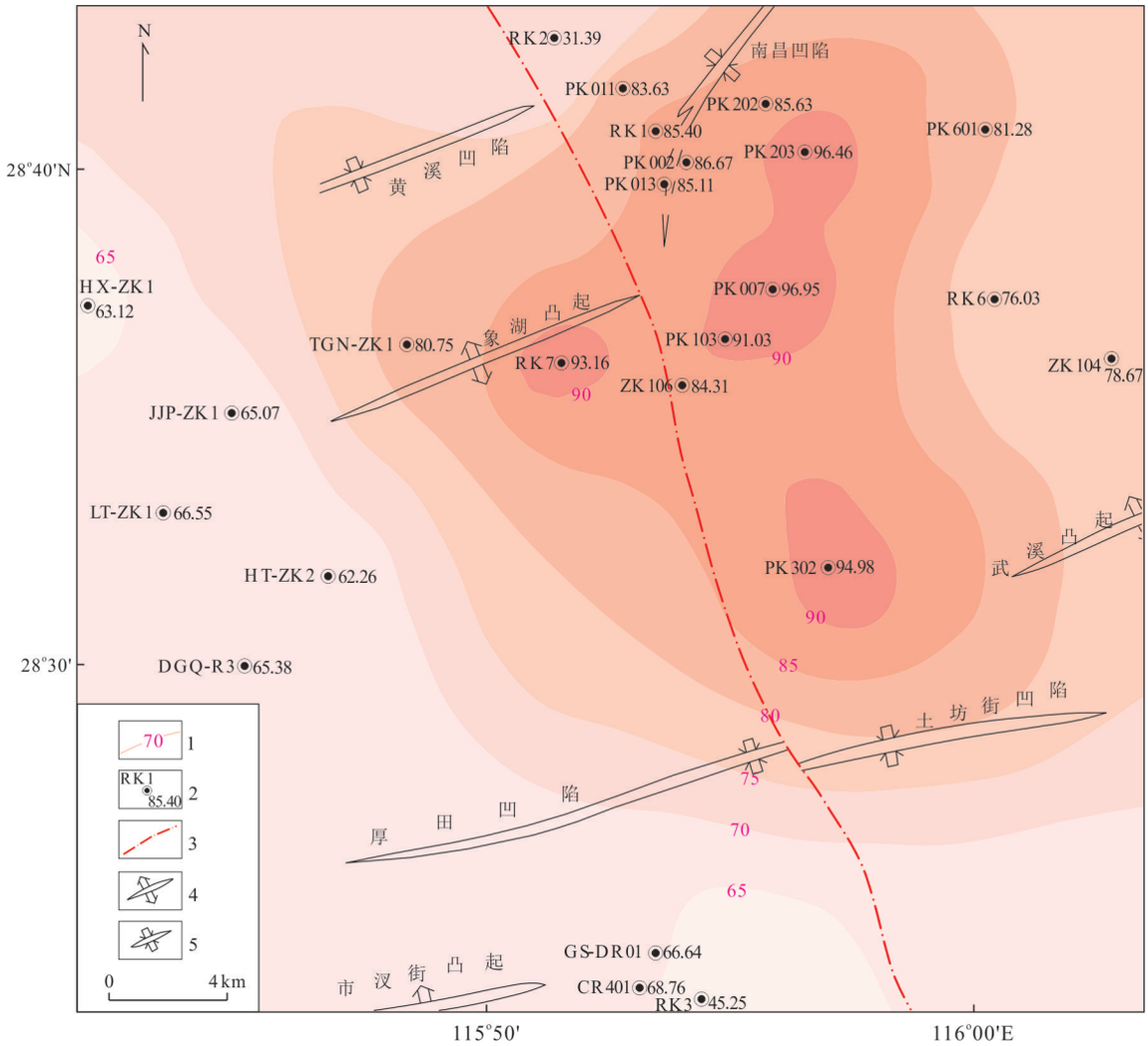

图 8　南昌盆地大地热流平面分布图

Fig.8　Terrestrial heat flow contour map in Nanchang basin

1. 大地热流等值线(mW/m²);2. 钻孔、编号及热流值(mW/m²);3. 象湖东断裂;4. 凸起;5. 凹陷

脉,南昌盆地东部武溪至罗家集、塘南一带的钻孔中揭露了橄榄玄武岩、玄武岩、橄榄粗玄岩等火山岩.前人曾认为南昌地区岩浆岩活动与地热形成有一定关系.但是,相关研究表明火山岩浆活动与地热的关系,主要受火山岩浆活动的时代和类型两个因素影响.时代愈老形成高温热异常的可能性愈小,基性火山岩浆活动与高温水热系统并无多大关系(陈墨香和汪集旸,1994).研究区岩浆岩主要是燕山期以及更古老的花岗岩,其次,零星分布的基性岩脉活动规模小,沿裂隙喷发或侵入的岩席、岩墙厚度薄,地壳浅部无岩浆囊滞留,其形成年代最晚的也在古新世.由于岩浆活动时期早,年代久远,大部分热量已经散失,仅是有限的岩浆岩余热和放射性热对地温梯度提高有一定贡献,起到补充热源的作用.所以,南昌盆地地热热源主要为上地幔传导热源.

4.3.3　水热活动及储盖条件　南昌盆地大地热流相对高值区出现在象湖凸起东端至南昌凹陷中心部位,有悖于国内已知大中型中新生代盆地基底凸起部位地温高、凹陷部位地温低的分布规律.这种规律这是因为基底凸起处岩石导热性强,其热流密度增大,因此基底凸起部位热值较高,往往形成局部高值异常,而凹陷部位则反之.然而南昌盆地的情形与此相悖.其中原因,前人分析可能与象湖东断裂有关,认为象湖东断裂存在着深循环水热对流活动,是断裂带深位热水上涌提供了附加热源,在大地热流传导的背景上叠加了对流传热的结果.但是象湖东断裂是一条封闭性的而非开启性的断裂,而在封闭性断裂构造中是不可能形成水热对流系统的,所以这种说法存在争议.据王兆英等(1999)

表7 南昌盆地岩石放射性生热率计算结果

Table 7 Calculation results of Radiogenic heat production rate of rocks in Nanchang Basin

样品编号	地层时代	岩性	取样深度	块体密度	U	Th	K	放射性生热率
			m	g/cm^3	mg/kg	mg/kg	%	μW/m^3
LT-ZK1-1	K_2l	粉砂岩	250.0	2.24	8.87	7.38	1.95	2.47
LT-ZK1-2	K_2l	砾岩	360.0	2.67	5.86	2.97	0.90	1.78
LT-ZK1-3	K_2l	砾岩	800.0	2.57	5.20	5.66	1.41	1.77
LT-ZK1-4	C_2h	灰岩	1 050.0	2.76	3.13	1.03	0.56	0.95
HX-ZK1-1	K_2h	粉砂岩	50.0	2.46	7.31	3.20	1.09	2.01
HX-ZK1-2	K_2h	砂砾岩	100.0	2.55	8.48	1.78	1.98	2.35
HX-ZK1-3	K_2h	粉砂岩	150.0	2.53	13.30	4.44	2.87	3.74
HX-ZK1-4	K_2h	粉砂岩	200.0	2.45	12.75	3.47	2.18	3.38
HX-ZK1-5	K_2h	粉砂岩	250.0	2.47	7.21	2.36	1.67	1.99
HX-ZK1-6	K_2h	粉砂岩	300.0	2.53	13.15	3.33	3.29	3.67
HX-ZK1-7	K_2h	粉砂岩	350.0	2.39	9.10	4.32	1.78	2.48
HX-ZK1-8	K_2h	砂砾岩	400.0	2.45	8.84	1.53	2.16	2.34
HX-ZK1-9	K_2h	砂砾岩	450.0	2.53	9.98	1.68	2.07	2.69
HX-ZK1-10	K_2h	粉砂岩	500.0	2.31	12.10	4.17	2.10	3.08
HX-ZK1-11	K_2h	砾岩	550.0	2.59	10.25	2.05	2.19	2.86
HX-ZK1-12	K_2h	砾岩	600.0	2.49	10.15	2.10	2.29	2.74
HX-ZK1-13	K_2h	砾岩	650.0	2.56	9.72	2.02	2.04	2.68
HX-ZK1-14	K_2h	砾岩	700.0	2.61	8.52	1.94	1.97	2.43
HX-ZK1-15	K_2h	砂砾岩	750.0	2.28	17.20	3.23	3.24	4.18
HX-ZK1-16	K_2h	砂砾岩	800.0	2.60	14.85	2.93	2.54	4.10
HX-ZK1-17	K_2h	砂砾岩	855.0	2.59	8.49	1.74	2.40	2.43
JG-ZK1-4	P_1m	灰岩	142.5	2.60	0.692	7.56	0.32	0.70
JG-ZK1-5	P_1m	灰岩	263.7	2.66	3.52	7.46	0.51	1.45
JG-ZK1-6	P_1m	灰岩	333.8	2.72	1.83	5.25	0.45	0.88
JG-ZK1-7	P_1m	灰岩	398.6	2.62	4.01	5.92	0.49	1.44
JG-ZK1-9	P_1m	灰岩	572.4	2.69	4.69	1.09	0.39	1.31
JG-ZK1-10	P_1m	灰岩	693.3	2.70	2.36	3.73	0.33	0.90
JG-ZK1-11	P_1m	灰岩	784.6	2.58	2.00	3.14	0.36	0.73
JG-ZK1-12	P_1m	灰岩	848.3	2.59	1.56	2.89	0.33	0.61
JG-ZK1-13	P_1m	灰岩	949.9	2.48	1.67	3.28	0.38	0.63
GS-DR01	K_2l	砾岩	1 570.0	2.61	0.97	2.56	1.58	0.56

分析，南昌凹陷地温分布有悖于常规，可能与上覆盖层厚度有关．象湖凸起上覆红层厚度在1 km左右，而其东侧的南昌凹陷盖层厚度达3～4 km，其保温效果不足以拥有显著高于凹陷侧的地温值．其次，可能与盖层岩性有关．象湖凸起分布的白垩系已经完全固结成岩，岩石坚硬密实，其导热性较好但保温性相对较差．而南昌凹陷上部分布的是古近系地层，其上部泥岩所占比例大，保温性相对较好，盖层的岩性特点也可能是研究区地温分布特征的重要因素．

5 讨论

根据本文对地温梯度与热流分布特征研究，结合南昌盆地热储层埋深，可推算出热储层顶底板温度，为热储有利区选择提供重要依据．根据掌握的地温梯度与热流分布特征，推算出南昌盆地500 m深度地温平均为36.1 ℃，大部分地区介于33～38 ℃之间．1 000 m深度地温平均为51.6 ℃，大部分地区介于46～54 ℃之间．

基于对区内热储赋存条件的分析，结合以往研究成果，主要从岩溶热储赋存可能性、盖层厚度、地温梯度与热流分布特征、资源量潜力等方面提出以

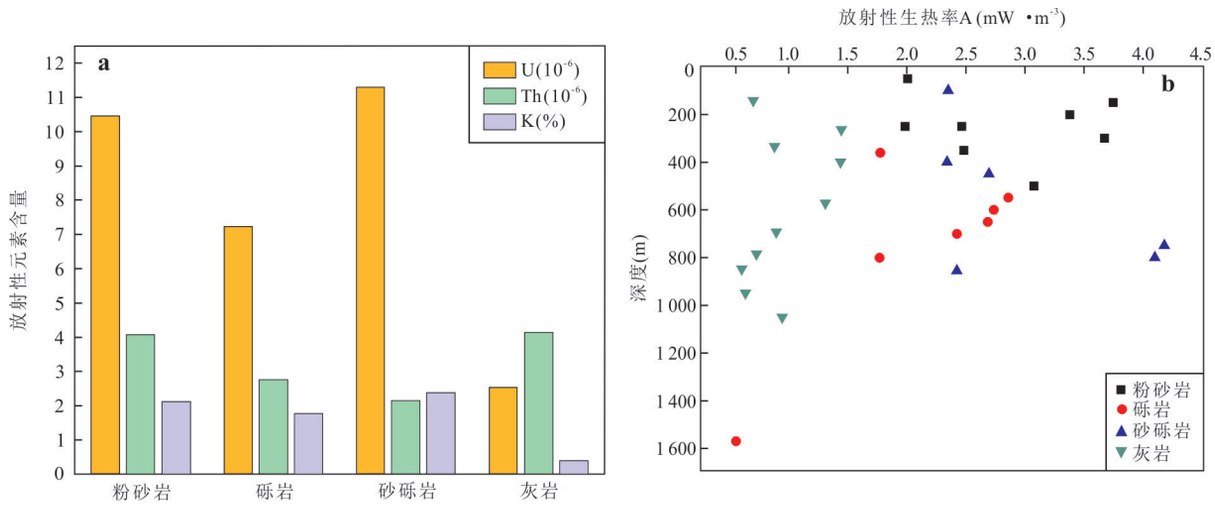

图 9　不同岩性岩石的放射性生热率统计图

Fig.9　Radiogenic heat production rate of different lithologies

a. 不同岩性岩石的放射性元素含量;b. 不同岩性岩石生热率-深度关系

下两个地热资源勘查远景区:

⑴昌北—莲塘勘查远景区:位于象湖东断裂以东之南昌凹陷、莲塘—昌北一带. 盖层厚度 2 300～4 200 m,自南向北增厚;从以往物探和钻探成果显示基底存在岩溶热储可能性较大;地温梯度和热流值是南昌盆地最高的区域. 该远景区的地热条件受象湖东断裂影响较大,在今后勘查中应重点查明象湖东断裂的性质及富水条件.

⑵璜溪—厚田勘查远景区:位于璜溪—东岗桥—厚田一带. 区内盖厚度一般为 800～2 000 m. 基底地层为石炭系、二叠系、三叠系大冶组和安源组,碳酸盐岩分布较普遍,可能赋存岩溶热储;地温梯度和热流值是南昌盆地中值区,并且资源潜力较大. 勘查中需要着重查明基底地层岩性、地质构造和岩溶水补给、运移条件及水化学特征等主要问题.

6　结论

(1)南昌盆地具有传导型地热特征,基于系统测温数据计算的地温梯度分布范围为 14.3～45.5 ℃/ km,平均 31.9 ℃/km,一般介于 30.0～40.0 ℃/km. 研究区岩石热导率分布在 2.132～4.300 W/(m•K)范围内,平均热导率为 2.863 W/(m•K),热导率随粒度成份的变粗而增大,老地层的岩石热导率大于新地层.

(2)研究区大地热流值在 62.26～96.95 mW/m^2 之间,平均为 76.22 mW/m^2. 南昌盆地现今大地热流分布具有显著“东高西低”特征,象湖凸起至象湖东断裂以东区域大地热流相对较高,热流值一般 83.63～96.95 mW/m^2,赣江以西东岗桥至璜溪一带,大地热流 62.26～66.55 mW/m^2. 盆地南北缘大地热流 31.39～45.25 mW/m^2,为热流低值区. 岩芯样品放射性生热元素测试分析表明,红色碎屑岩平均生热率为 2.65 μW/m^3,对大地热流的贡献率约为 14%.

(3)基于对大地热流特征的研究,结合区内热储赋存条件,提出昌北—莲塘和璜溪—厚田两个地热资源勘查远景区.

References

Abdulagatova, Z., Abdulagatov, I. M., Emirov, V. N., 2009. Effect of Temperature and Pressure on the Thermal Conductivity of Sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46(6): 1055—1071. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.04.011

Bai, X.M., Yu, S.P., Ye, H.L., Fan, B.H., et al., 2021. Discussion on Deep Buried Geothermal Reservoir Model in Nanchang Red Basin. New Developments in Geosciences in Jiangxi Province: Proceedings of the 2021 Academic Annual Meeting of Jiangxi Geological Society. Jiangxi Geological Society, 71—76(in Chinese with English abstract).

Bai, X.M., Deng, J.J., Ye, H.L., et al., 2025. Report on the Investigation and Evaluation Results of Geothermal Energy and Mineral Water Resources Potential in Jiangxi Province. Hydrogeological Battalion of Jiangxi Geological Bureau, Nanchang(in Chinese with English abstract).

Chen, M.X., Wang, J.Y, 1994. Geotherma Resources in China:

Formation Characteristics and Potential Assessment. Sciences Press, Beijing, 1—39(in Chinese with English abstract).

Deng, J.J., Duan, W.B., Bai, X.M., et al., 2025.Characteristics and Potential Evaluation of Geothermal Resources in Nanchang Basin.Geology in China, 1—21[2025—06—26]. http://kns. cnki. net/kcms/detail/11.1167. P. 20250415. 1644.007.html(in Chinese with English abstract).

Hu, S.B., He, L.J., Wang, J.Y., 2001.Compilation of Heat Flow Data in the China Continental Area (3rd Edition).*Chinese Journal of Geophysics*, 44(5): 611—626(in Chinese with English abstract).

Hu, S.B., Huang, S.P., 2015.Terrestrial Heat Flux in China. In: Wang, J.Y., eds., Geothermal Science and Its Applications. Science Press, Beijing, 64—122(in Chinese with English abstract).

Hu, S.B., Xiong, L.P., Wang, J.Y., et al., 1992.Report on the First Batch of Measured Geothermal Heat Flow Data in Jiangxi Province.*Chinese Science Bulletin*, (19):1791—1793 (in Chinese with English abstract).

Jiang, G. Z., Gao, P., Rao, S., et al., 2016. Compilation of Heat Flow Data in the Continental Area of China(4th Edition). *Chinese Journal of Geophysics*, 59(8): 2892—2910(in Chinese with English abstract).

Jiang, X.X., Zhu, CH.Q., 2025.Different Distribution of Deep and Shallow Geothermal Resources in Jizhong Depression under Complex Heat Transfer. *Earth Science*, 50(4):1485—1498(in Chinese with English abstract).

Liu, F., Wang, G. L., Jiang, G. Z., et al., 2024. Recent Advances in Heat Flow Measurement and New Understanding of Terrestrial Heat Flow Distribution in Terrestrial Areas of China. *Earth Science Frontiers*, 31(6): 19—30(in Chinese with English abstract).

Liu, F., Wang, G. L., Zhang, W., et al., 2020. Terrestrial Heat Flow and Geothermal Genesis Mechanism of Geothermal Resources in Northern Ningdu County, Jiangxi Province. *Geological Bulletin of China*, 39(12): 1883—1890(in Chinese with English abstract).

Lin, L. F., Wang, A. D., Sun, Z. X., et al., 2017. Surface Heat Flow Values and Characteristics, Jiangxi. *Energy Research and Management*, 9(3): 91—94(in Chinese with English abstract).

Li, X. L., Shi, W. J., Zhou, W. B., et al., 1992. Jiangxi Geothermal Flow. *Chinese Journal of Geology* (*Scientia Geologica Sinica*), 27(S1): 383—385(in Chinese with English abstract).

Qiu, N.Sa., Hu, S.B., He, L.J., 2004a. Principles and Applications on Thermal Regime of Sedimentary Basins. Petroleum Industry Press, Beijing, 6—9(in Chinese with English abstract).

Qiu, N. S., Xu, Q., Zhu, C. Q., et al., 2024b. Study on Heat Flow in Northeast China Based on the Depth of Curie Surface. *Acta Geologica Sinica*, 98(3): 680—691(in Chinese with English abstract).

Song, J. J., Wang, G. L., Xing, L. X., et al., 2023. Influence of Rock Thermal Conductivity Correction on the Calculated Value of Terrestrial Heat Flow: A Case Study of Jizhong Depression, Bohai Bay Basin. *Geological Review*, 69(4): 1349—1364(in Chinese with English abstract).

Sun, X. D., Guo, X. W., Zhang, X. H., et al., 2023. Radiogenic Heat Production of Formation and Thermal Structure of Lithosphere in the South Yellow Sea Basin. *Earth Science*, 48(3): 1040—1057(in Chinese with English abstract).

Wang, J. Y., Huang, S. P., 1990. Compilation of Heat Flow Data in the China Continental Area (2nd Edition). *Seismology and Geology*, 12(4): 364—366(in Chinese with English abstract).

Wang, Y. B., Liu, S. W., Chen, C. Q., et al., 2024. Compilation of Terrestrial Heat Flow Data in Continental China (5th Edition). *Chinese Journal of Geophysics*, 67(11): 4233—4265(in Chinese with English abstract).

Wang, Z. Y., Lin, Q., Hang, H., et al., 1999. Report on Geothermal Geological Supplementary Survey and Geothermal Exploration Target Area Demonstration in Nanchang Area. Hydrogeological Battalion of Jiangxi Geological Bureau, Nanchang(in Chinese with English abstract).

Wang, Z. T., Zhang, C., Jiang, G.Z., et al., 2019.Present-Day Geothermal Field of Xiongan New Area and Its Heat Source Mechanism. *Chinese Journal of Geophysics*, 62(11): 4313—4322 (in Chinese with English abstract).

Yan, B. Z., Xiao, C. L., Liang, X. J., et al., 2018. Characteristics and Genetic Model of the Basin Type Geothermal Water Recourses in Basalt Area of Changbai Mountain. *Geological Review*, 64(5): 1201—1216(in Chinese with English abstract).

Yang, S. Z., Zhang, W. R., Li, G. H., et al., 1993. Experimental Research on the Thermal Conductivity of Water - Saturated Rocks and Correction to the Heat Flow Observed in Caidam Basin. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 199—204 (in Chinese with English abstract).

Yu, R. Y., Huang, S. P., Zhang, J., et al., 2020. Measurement and Analysis of the Thermal Conductivities of Rock Samples from the Baiyinchagan Sag and Uliastai Sag, Erlian Basin, Northern China. *Acta Petrologica Sinica*, 36 (2): 621—636(in Chinese with English abstract).

Yan, X. X., Gan, H. N., Liu, F., et al., 2023. Characteristics

of Heat Flow and Heat Source Mechanisms in Ganxian, Jiangxi Province. *Acta Geoscientica Sinica*, 44(1): 107－116(in Chinese with English abstract).

Zhao, Y.X., Yang, S.Z., Zhang, W.R., et al., 1995. An Experimental Study of Rock Thermal Conductivity under Different Temperature and Pressure. *Progress in Geophysics*, 10(1): 104－113(in Chinese with English abstract).

Zou, K. Z., Pang, Y. M., Chen, Y., et al., 2023. Heat Flow of the Yingdong Area in Qaidam Basin and Its Influencing Factors. *Earth Science*, 48(3): 1002－1013(in Chinese with English abstract).

中文参考文献

白细民,余圣品,叶海龙,等,2021.南昌红盆深埋藏地热热储模式探讨.江西地学新进展——江西省地质学会2021年学术年会论文集.南昌:江西省地质学会,71－76.

白细民,邓建军,叶海龙,等,2025.江西省地热能、矿泉水资源潜力调查评价成果报告.南昌:江西省地质局水文地质大队.

陈墨香,汪集旸,1994.中国地热资源——形成特点和潜力评估.北京:科学出版社,1－39.

邓建军,段文兵,白细民,等,2025.南昌盆地地热资源赋存特征及潜力评价.中国地质,1－21[2025－06－26].http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1167.P.20250415.1644.007.html.

胡圣标,何丽娟,汪集旸,2001.中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版).地球物理学报,44(5):611－626.

胡圣标,黄少鹏,2015.中国陆地大地热流.见:汪集旸,著.地热学及其应用.北京:科学出版社,64-122.

胡圣标,熊亮萍,汪集旸,等,1992.江西省首批实测大地热流数据报道.科学通报,(19):1791－1793.

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.

江晓雪,朱传庆,2025.复杂热传递作用下冀中坳陷深、浅部地热资源差异分布.地球科学,50(4):1485－1498.

刘峰,王贵玲,姜光政,等,2024.我国陆区大地热流测量新进展与新认识.地学前缘,31(6):19－30.

刘峰,王贵玲,张薇,等,2020.江西宁都县北部大地热流特征及地热资源成因机制.地质通报,39(12)1883－1890.

林乐夫,王安东,孙占学,等,2017.江西省实测地表热流值及特征.能源研究与管理,(3):91－94.

李学礼,史维浚,周文斌,等,1992.江西大地热流.地质科学,(S1): 383－385.

邱楠生,胡圣标,何丽娟,2024a.沉积盆地地热体制研究的理论与应用.北京:石油工业出版社,6－9.

邱楠生,许晴,朱传庆,等,2024b.基于居里面深度对中国东北部大地热流的研究.地质学报,98(3):680－691.

宋嘉佳,王贵玲,邢林啸,等.2023.岩石热导率校正对大地热流计算值的影响——以渤海湾盆地冀中坳陷为例.地质论评,69(4):1349－1364.

孙旭东,郭兴伟,张训华,等,2023.南黄海盆地地层生热率及岩石圈热结构.地球科学,48(3):1040－1057.

汪集旸,黄少鹏.1990.中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版).地震地质,12(4):351－363,366.

王一波,刘绍文,陈超强,等.2024.中国陆域大地热流数据汇编(第五版).地球物理学报,67(11):4233－4265.

王兆英,林强,黄海,等,1999.南昌地区地热地质补充调查及地热勘查靶区论证报告.江西省地质局水文地质大队.

王朱亭,张超,姜光政,等,2019.雄安新区现今地温场特征及成因机制.地球物理学报,62(11): 4313－4322.

杨淑贞,张文仁,李国桦,等,1993.柴达木盆地岩石热导率的饱水试验研究及热流校正.岩石学报,9(2):199－204.

余如洋,黄少鹏,张炯,等,2020.二连盆地白音查干凹陷和乌里雅斯太凹陷岩石热导率测试与分析.岩石学报,36(2): 621－636.

闫晓雪,甘浩男,刘峰,等,2023.江西赣县大地热流特征与热源机制研究.地球学报,44(1): 107－116.

赵永信,杨淑贞,张文仁,等,1995.岩石热导率的温压实验及分析.地球物理学进展.10(1):104－113

邹开真,庞玉茂,陈琰,等,2023.柴达木盆地英东地区大地热流及影响因素.地球科学,48(3):1002－1013.