

鲁西北平原地热热源机制的气体同位素约束

崔 洋¹⁾, 康凤新^{1, 2, 3)*}, 钟振楠⁴⁾,
杨询昌⁵⁾, 隋海波⁶⁾, 赵 强¹⁾

1)济南大学水利与环境学院, 山东济南 250022; 2)山东省地质矿产勘查开发局, 山东济南 250013;
3)山东省地下水环境保护与修复工程技术研究中心, 山东济南 250014;
4)山东省地质矿产勘查开发局第六地质大队, 山东威海 264209;
5)山东省地质矿产勘查开发局第二水文地质工程地质大队, 山东德州 253072;
6)山东省地质矿产勘查开发局八〇一水文地质工程地质大队, 山东济南 250014

摘要: 利用地热系统中气体的组分、丰度及同位素组成, 可以识别地热流体的来源, 追溯其热源形成机制。鲁西北平原地热资源自1998年以来大规模开发利用, 但对其热源形成机制的认识尚不明确。本文利用溶解性气体组分和同位素特征对鲁西北平原热源成生条件进行了研究。溶解气成分结果表明, 地热气体组分均以N₂为主, 主要为大气降水入渗成因, 在相对封闭的地质环境中深循环, 混合一定量的地壳深部或地幔来源的气体。利用³He/⁴He比值, 定量计算出研究区壳幔热源配分比为0.90~1.57, 热源主要为地壳岩石放射性生热与来自上地幔沿深大断裂的对流热。其中, 砂岩热储受构造活动影响较小, 地幔热流占45%左右。而岩溶热储受构造控热明显: 处于深大断裂或济南岩体与灰岩接触带附近的岩溶热储地幔热流占比相对较大, 达48.77%~52.75%, 显示除了正常的大地热流传导产热, 沿深大断裂、岩体与灰岩接触带存在来自上地幔的对流聚热; 处于齐广断裂与济南岩体中间的稳定地块地幔热流相对较小, 仅占38.87%~40.97%, 指示构造相对稳定区获得深部热流较少。

关键词: 地热热源机制; 气体同位素; 溶解气体组分; 鲁西北平原

中图分类号: P314 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2022.121501

Gas Isotope Constraints on the Geothermal Heat Source Mechanism in Northwest Shandong Plain

CUI Yang¹⁾, KANG Feng-xin^{1, 2, 3)*}, ZHONG Zhen-nan⁴⁾,
YANG Xun-chang⁵⁾, SUI Hai-bo⁶⁾, ZHAO Qiang¹⁾

1) School of Water Conservancy and Environment, University of Jinan, Jinan, Shandong 250022;
2) Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, Jinan, Shandong 250013;
3) Shandong Provincial Research Center of Groundwater Environment Protection and Rehabilitation Engineering Technology, Jinan, Shandong 250014;
4) No.6 Geological Team of Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resource, Weihai, Shandong 264209;
5) The Second Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, Dezhou, Shandong 253072;
6) 801 Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, Jinan, Shandong 250014

Abstract: Gas composition, abundance, and isotopic compositions of geothermal systems can not only help identify the source of geothermal fluids but also trace the formation mechanism of heat sources. The geothermal resources in northwest Shandong Plain have been exploited and utilized on a large scale since 1998, but the formation mechanism of their heat sources is unclear. In this study, the characteristics of dissolved gas components and isotopes were used to explore the heat source generation conditions in northern Shandong Plain.

本文由国家自然科学基金项目(编号: U1906209; 42072331)资助。

收稿日期: 2022-06-30; 改回日期: 2022-12-05; 网络首发日期: 2022-12-16。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 崔洋, 女, 1998年生。硕士研究生。地质工程专业。E-mail: c15254136781@163.com。

*通讯作者: 康凤新, 男, 1968年生。博士, 研究员。主要从事水文地质与地热清洁能源研究。通讯地址: 250013, 山东省济南市历下区历山路74号。E-mail: kangfengxin@126.com。

The results of dissolved gas composition showed that the geothermal gas is mainly composed of N₂, which results from atmospheric precipitation infiltration. It circulates deeply in a relatively closed geological environment, mixing with a certain amount of gas from the deep crust or mantle. The crust-mantle heat source distribution ratio in the study area was calculated to be 0.90–1.57 based on the ³He/⁴He ratio. The crust heat flow accounts for a high proportion, and the heat source is mainly radioactive heat generated by crust rocks. Among them, the sandstone geothermal reservoir is less affected by tectonic activities, and mantle heat flow accounts for approximately 45%. The karst geothermal reservoir is obviously controlled by structures: the mantle heat flow located near the deep fault or the contact zone between Jinan intrusive rock mass and limestone accounts for a relatively large proportion, up to 48.77%–52.75%, indicating that convective heat flow accumulation occurs from the upper mantle along the deep fault or the contact zone between rock mass and limestone, in addition to heat generation from normal terrestrial heat flow conduction. The mantle heat flow in the stable block between the Qiguang deep fault and the Jinan intrusive rock mass is relatively small, accounting for only 38.87%–40.97%, indicating that the deep heat flow in the relatively stable tectonic area is less.

Key words: mechanism of heat sources; gas isotope; dissolved gas components; northwest Shandong Plain

地热能作为一种绿色清洁能源, 可应用于发电、供暖等多个领域, 带动地方经济的发展, 具有巨大的社会、经济及环境效益(Barbier, 2002; Lund and Boyd, 2016)。地热系统中的热量由地壳或地幔提供, 大地热流 q 是地壳放射性生热量 q_c 与来自地幔的深部热流 q_m 之和。一个地区的深部热状况与其构造活动密切相关, 是决定该地区地表热流的重要参数, 即地壳深部热流是影响地区内地表热流大小的决定性因素(邱楠生等, 2019)。地壳与地幔对系统中热的贡献量可用于探究地热系统的热源形成机制。理想状况下, 可以根据实测大地热流值与岩石生热率数据之间具有的线性关系来获得深部地幔热流和温度(Roy et al., 1968), 但如此计算结果是有缺陷的, 在一定程度上忽略了地壳的各向非均匀性(Vigneresse and Cuney, 1991)。

气体地球化学及其相关的同位素研究正成为了了解地质环境过程和揭示地热流体来源的有力工具(王先彬等, 1996)。地热流体中的气体地球化学特征可以指示地热流体和气体的补给来源、预测深部热储温度及示踪地热流体的径流途径, 已被广泛用于探测地热系统热流的幔源贡献(Joseph et al., 2011; Guo, 2012)。以 He 同位素为主的稀有气体研究可以反映出深大断裂带是地幔脱气的主要通道; 地幔脱气强度也反映了断裂深度、构造性质和地壳厚度及其深部构造状态(Torgersen et al., 1992)。地热流体中 He 的主要来源有两个: 地壳和地幔。地壳中的 He 是由岩石圈外层的 U 和 Th 元素衰变产生的(Day et al., 2015), 地幔中的 He 元素主要由地幔脱气产生。地幔气体中 He 的同位素组成与地壳气体截然不同, 后者富含放射性成因的 ⁴He(Craig and Lupton, 1976)。海洋玄武岩中观测到较高的 ³He/⁴He 比值, 这被认为是由地幔深层未脱气的主要证据(Lupton and Craig, 1975; Class and Goldstein, 2005)。靠近活动断层和岩浆活动

地区的地热流体通常表现出较高的 ³He/⁴He 比值(Kong et al., 2020), 是由于涌出相对大量来自地幔的气体(Hanan and Graham, 1996)。因此 He 同位素是识别幔源气最敏感而独特的地球化学示踪剂, 可用于判断地热系统中是否存在地幔脱气(陶明信等, 2005; Tang et al., 2017; 唐显春等, 2020, 2023)。诸多学者利用 He 等稀有气体同位素研究对地热系统内挥发性物质起源, 认识了各种溶解性气体组分的成生条件(Barry et al., 2013; Byrne et al., 2021)。

自 20 世纪 50 年代, 一些学者开始对气体地球化学性质研究, 其普遍认为地热气体中有地幔脱气的成分存在, 且与断裂构造具有相关性, 断裂带一定程度上对地热流体的活动有控制作用, 通过导热断裂或岩体接触带对流聚热(Lee et al., 2016; 康凤新等, 2023)。Tardani et al.(2016)利用 23 个温泉气体样品结果分析出 ⁴He 富含程度与控制火山和地热系统发生的断层密切相关, 沿断层构造与地壳沉积物, 大气降水的混合比例增加, 且裂谷作用增强时期大气中的碳浓度比今天高出三倍多。有些地质构造较复杂、热储温度较高的地热井中除地热流体外, 还存着数量可观的气相物质(马锦龙和陶明信, 2002); 因此, 监测地热田排放的气体组分及同位素示踪, 对了解地热水的起源、演化和富集过程具有指示意义(Zhang et al., 2019), 目前气体地球化学特征在揭示地热田的成因机制方面发挥着重要作用。

鲁西北地区中低温地热资源丰富, 自 20 世纪 90 年代开始逐渐得以开发利用。区域上开展了大量地热地质工作, 但针对区内地热资源热源形成机制方面的研究基本属于空白。本文通过气体组分与 He、C 同位素测试分析, 查明鲁西北地区地热流体的气体地球化学特征, 分析地壳、地幔热源对地表热流的贡献, 定量计算岩石圈热结构状况, 确定研究区地热流体中的壳幔产热通量, 进而提出了地热

系统热源及其聚集机制。

1 研究区地热地质概况

研究区地处山东省西部、北部平原, 北部与渤海相邻, 属于华北坳陷区Ⅱ级构造单元, 研究区大部分属渤海湾盆地二级构造单元济阳坳陷和临清坳陷(图1), 区域内大地热流值见表1与图2。

鲁西北地区与渤海湾大部分地区一样, 除缺失奥陶系上统、志留系、泥盆系等, 其余地层发育较齐全, 老地层均被第四系覆盖。根据区域地质资料, 区内新生界及其基底地层自老至新分述如下: 太古界泰山群变质岩系, 古生界寒武—奥陶系, 上古生界石炭一二叠系, 中生界白垩系、侏罗系, 新生界古近系、新近系和第四系(张善文等, 2003)。受喜马拉雅运动与燕山运动的影响, 区内断裂构造发育, 形成隆起、坳陷内的潜凸起、潜凹陷区。区内新近纪以来的断裂格架及活动特征, 主要表现为断块运动和对古近纪及其前的构造继承性活动, 区内对Ⅱ、Ⅲ级构造单元分布具有控制作用的分界断裂主要有: 聊考断裂带、齐广断裂带。聊考断裂的规模及活动时间长, 在三叠纪就已存在, 全长近300 km, 总体走向呈NNE向, 底部斜穿过莫霍面梯度带, 岩浆活动频繁(于磊等, 2017), 是临清坳陷区新近纪、古近纪热储与鲁西南潜隆起区寒武奥陶纪热储的控热断裂。齐广断裂总体近东西走向, 向西与聊考断裂相接, 南盘上升、北盘下降, 是济阳坳陷区新近

纪、古近纪热储与鲁中隆起区寒武奥陶纪热储的控热断裂, 沿断裂带有间歇性的基性岩浆岩活动。自古生代以来, 坎陷和隆起区受断裂活动影响和

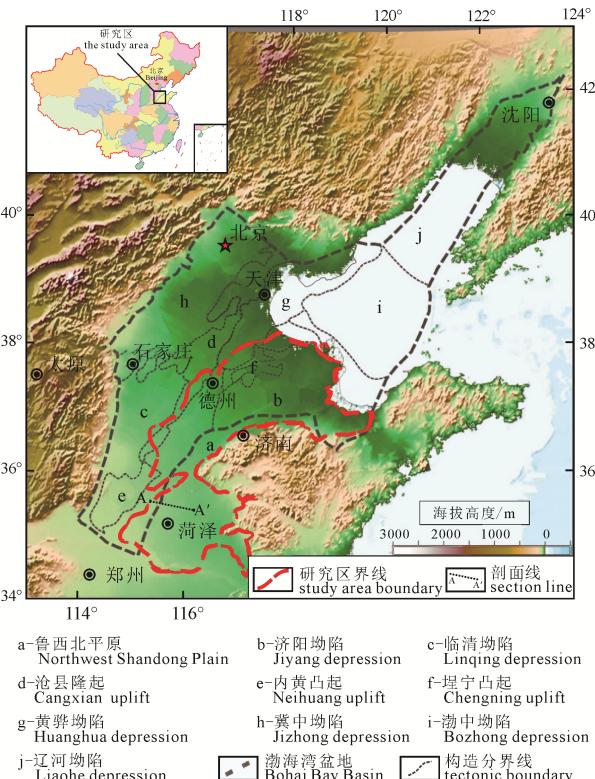


图1 渤海湾盆地位置及二级构造单元分区
(据邱楠生等, 2017 修改)

Fig. 1 Location of Bohai Bay Basin and zoning of secondary structural units (modified from QIU et al., 2017)

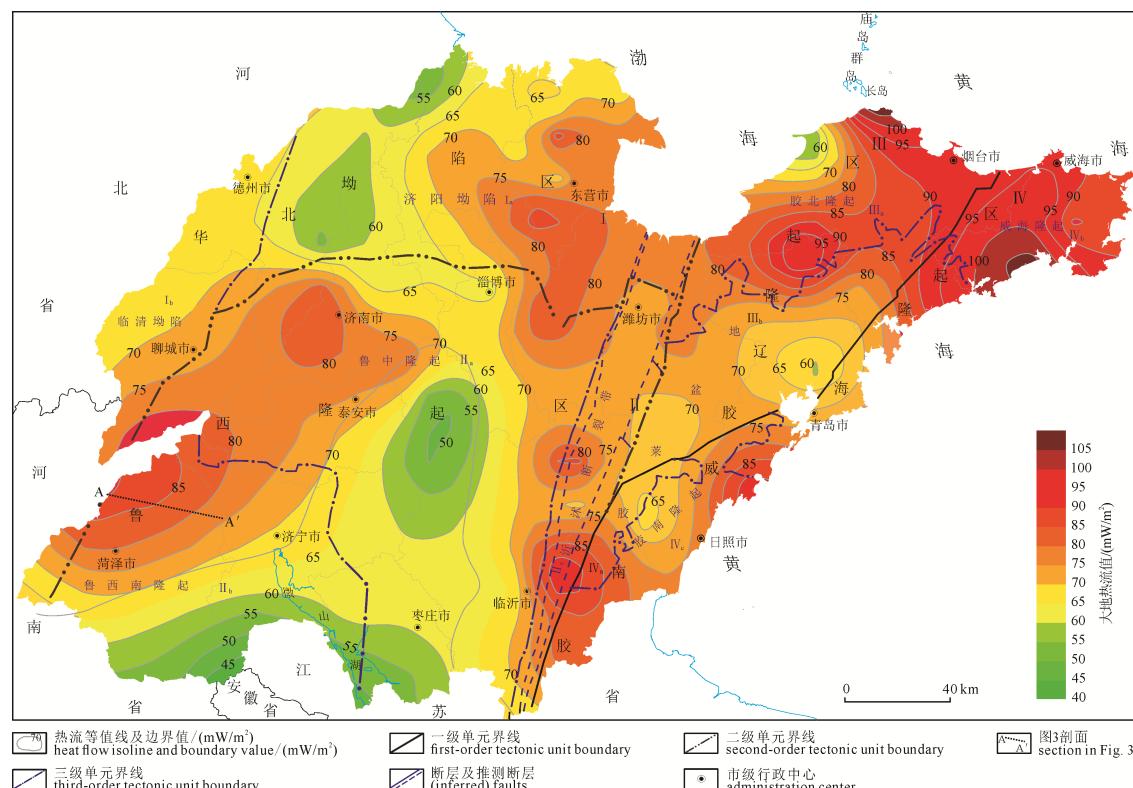


图2 山东省大地热流分布图
Fig. 2 Distribution of terrestrial heat flow in Shandong Province

表 1 渤海湾盆地主要构造单元现今壳、幔热流配分(邱楠生等, 2019)

Table 1 Crust and mantle heat flow distribution of the main tectonic units in Bohai Bay Basin (QIU et al., 2019)

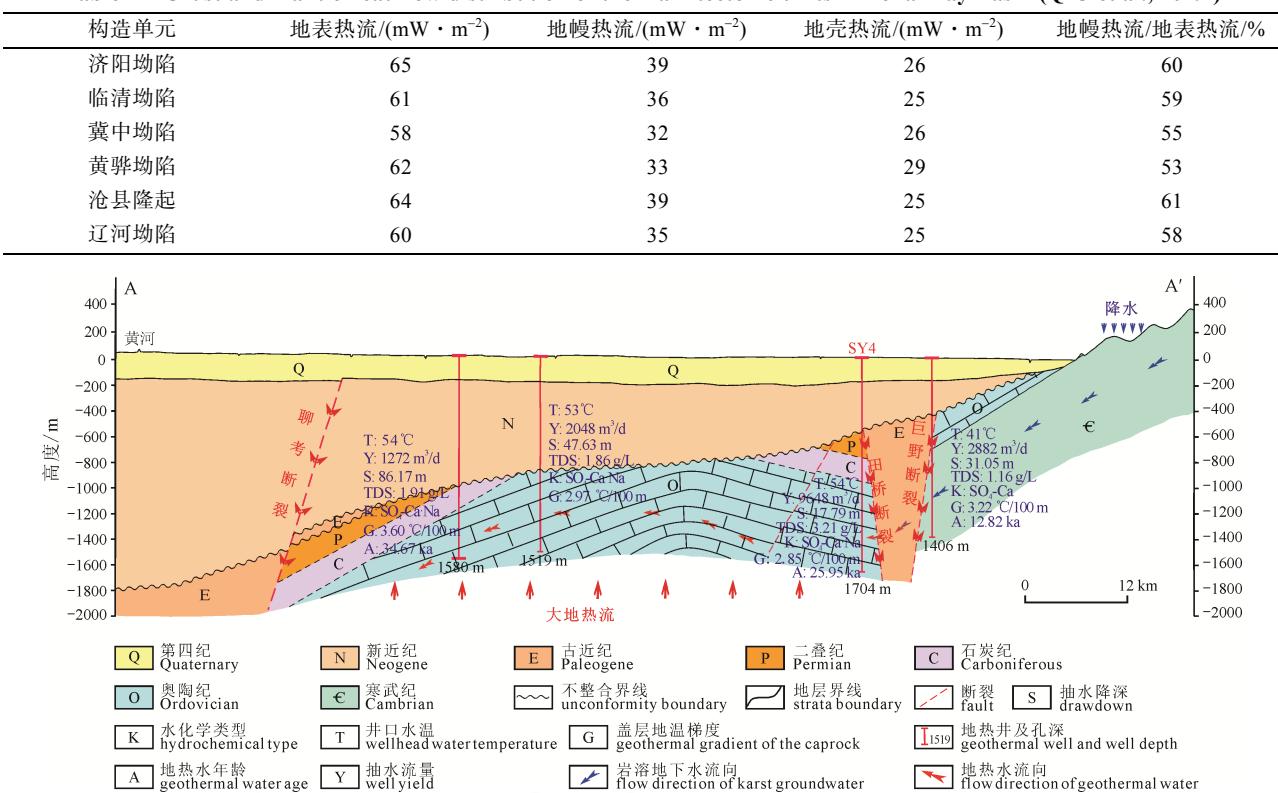


图 3 菏泽潜凸起地热地质剖面图(康凤新等, 2023)

Fig. 3 Heze potential uplift geothermal geological profile (KANG et al., 2023)

控制, 伴随多期岩浆活动, 岩浆活动较频繁。

地质构造上, 研究区是在太古界及古生界基底上发育起来的中、新生代断陷盆地, 地热水主要富集在古、新近纪层状砂岩热储孔隙、裂隙和古生代碳酸盐岩热储岩溶、裂隙内, 开发利用程度较高。据区内已有地热井的测温资料表明, 地热水的温度大多小于 100℃, 根据地热资源温度分级标准, 属于温热水-热水型中低温地热资源。按热流传递方式, 区内地热田以层状传导热为主, 兼有沿断裂带上涌的带状对流热。

2 样品采集与分析方法

为判定研究区砂岩热储和岩溶热储热源成因, 共采集溶解气体组分分析样 17 件, 其中岩溶热储分析样 13 件, 砂岩热储分析样 4 件。采样方法为现场采气, 采样点位置分布如图 4。气体样品采集方法依据规范《地热资源地质勘查规范》(GB/T 11615-2010), 利用水中溶解气体采集专用容器进行采取。本次气体测试分析项目包括气体组分与稀有气体、同位素气体。气体样品易受空气污染, 采样后样品立即送往中国科学院兰州地质研究所进行测试分析。

气体样品组分采用 MAT271 微量气体质谱仪进行测定, 仪器分辨率设为 3000, 检出下限为 0.000 1%, 气体组分以气体的体积百分含量单位表

示。同位素气体检测仪器为 Noblesse 质谱仪机组, 检测依据是 LDB03-01-2016 稀有气体同位素质谱峰高比检测方法, 碳同位素分析采用 DeltaPlus XL 质谱计进行测定, 碳同位素以相对千分对差表示, 标准样品参照国际标准 VPDB。稀有气体同位素分析采用稀有气质谱仪测定, 测试结果用 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 和 $^{4}\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 表示。检测依据有《质谱分析方法通则》(GB/T 6041-2002)、《气体分析标准混合气组成的测定和校验比较法》(GB/T 10628-2008)、《天然气体的组成分析气相色谱法》(GB/T 13610-2014)。

水样氢氧稳定同位素可用于分析研究地热水运移路径及水环境演化规律等。共采集 ^{18}O 、 ^{2}H 水样 63 件, 其中砂岩热储 39 件、岩溶热储 24 件, 采样位置见图 4, 部分点与气体采样点重合。水样采集与保存按《地热资源地质勘查规范》GB11615-2010 附录 B “地热流体分析样品的采集与保存方法”、《地下水勘查同位素技术应用规范》等相关规范执行, 送样单位为河北正定水文所测试中心。

3 结果

3.1 溶解气体组分

根据本次实测地热气体的组分分析数据(表 2), 研究区内砂岩热储与岩溶热储地热气体主要成分均为 N_2 , 其次是 O_2 , 其余气体 He 、 Ar 、 CO_2 、 CH_4 等

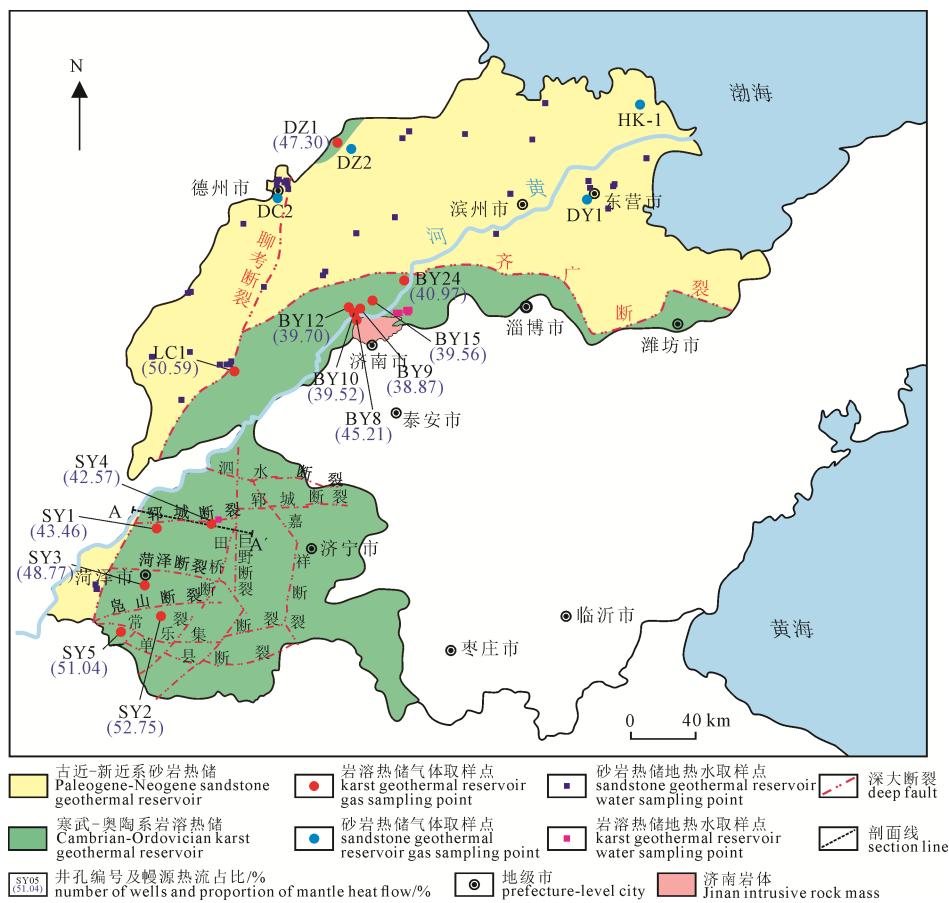


图4 取样点位置及幔源热流占比
Fig. 4 Sampling location and the proportion of mantle heat flow

表2 地热流体溶解气组分含量百分比及同位素组成

Table 2 Content percentage of dissolved gases in geothermal fluid

编号	位置	气体组分/%						R/R_a	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ / 10^{-7}	${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ /‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ /‰	R_c/R_a	
		N ₂	CO ₂	O ₂	Ar	He	CH ₄							
砂岩热储														
DZ2	宁津	96.57	0.0064	0.04	1.37	1.58	0.30	0.27	3.73	837.00	-15.3	-35.7	0.27	
DC2	德城	81.41	2.95	13.94	1.66	0.00	0.04	0.16	2.30	122.00	-17.9	-	0.16	
DY1	东营	-	-	-	-	-	-	0.28	3.98	20.00	-26.0	-64.4	0.27	
HK1	河口	69.51	0.78	18.58	0.98	0.00	0.00	0.28	3.93	12.00	-28.0	-66.5	0.26	
岩溶热储														
DZ1	宁津	88.24	1.15	0.09	1.53	1.22	7.05	0.37	5.17	886.00	-17.8	-55.6	0.37	
BY8	齐河	79.36	0.12	15.59	0.92	0.00	0.01	0.35	4.87	3.30	-21.2	-	0.29	
BY9	天桥	72.61	1.30	24.65	1.43	0.00	0.00	0.08	1.12	15.00	-13.7	-	0.06	
BY10	天桥	84.65	1.17	13.09	1.07	0.00	0.01	0.09	1.29	25.00	-4.3	-	0.08	
BY15	济阳	74.64	0.21	23.53	1.41	0.00	0.21	0.09	1.30	13.00	-16.9	-	0.07	
BY12	齐河	75.99	1.25	21.47	1.25	0.00	0.03	0.10	1.34	25.00	-10.6	-	0.09	
BY24	济阳	70.29	0.58	27.60	1.52	0.00	0.01	0.12	1.74	9.70	-7.4	-	0.10	
LC1	聊城	69.51	0.66	28.43	1.39	0.00	0.00	0.58	8.17	0.96	-9.7	-	0.41	
SY1	鄄城	75.61	2.29	21.05	1.03	0.0067	0.0006	0.20	2.77	3.72	-	-	0.13	
SY2	定陶	76.13	1.83	21.09	0.95	0.0007	0.0005	0.76	10.70	0.41	-	-	0.21	
SY3	菏泽	73.74	4.39	20.87	1.00	0.0018	0.0011	0.46	6.39	1.07	-	-	0.26	
SY4	郓城	77.78	2.24	18.93	1.03	0.0110	0.0150	0.17	2.36	6.26	-	-	0.13	
SY5	曹县	72.50	5.14	21.31	1.04	0.0012	0.0029	0.62	8.66	0.74	-	-	0.38	

注: R/R_a 为样品 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 值与大气 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 值($R_a = 1.384 \times 10^{-6}$)之比; R_c/R_a 为样品校正后的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 值; $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 CO_2 中的碳稳定同位素, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 为 CH_4 中的碳稳定同位素; X_M 为幔源 He 与总 He 的比值, q_e/q_m 为壳幔热流比值。

占比较低，均未超过 10%。地热气体组分占比具有一致性，即 N₂ 为气体主要组分，其余气体占比相对较低，稀有气体占比比较稳定，可归类为高氮地下热水类型。在中低温地热系统中，地热流体挥发性组分中通常富含 N₂，高水平的含氮量表明地质构造环境相对封闭。地下热水中的 N₂ 主要来自大气(陈安定, 1998)，主要由于降水带入的大气氮性质较为稳定，很少参与各种化学反应，得以积累在地热流体中。另外，有机物的热解反应或地幔的脱气也可产生 N₂(冯明扬等, 2016)。研究区地热流体均富含 N₂，表明研究区内地热流体在相对封闭的构造环境中迁移。

研究区热储地热气体中 He、Ar 含量比较稳定，这与惰性气体特性有关。N₂ 与 Ar 百分含量之比的变化对 N₂ 来源的判断具有重要意义，主要是由于 Ar 为稀有气体，很少受到其他条件影响，这个比值受氮气的影响更大，进而可以分析氮气来源(Rahayudin et al., 2020)。Giggenbach(1995)利用地热气体中 N₂ 与稀有气体 Ar、He 的百分比含量绘制了三角图，能够通过 N₂/Ar 的比值识别 N₂ 来源。Fischer et al.(1998)利用实测数据计算出在极低的 He 浓度下，大气、空气饱和水中 N₂/Ar 比值分别为 84、38，对判别地热气体中 N₂ 来源奠定了基础。砂岩热储与奥陶纪灰岩热储中的气体组分均以 N₂ 为主，砂岩热储地热气体中 N₂/Ar 的比值较为稳定，介于 70~71，N₂ 主要来源为大气降水入渗补给，而寒武奥陶系岩溶热储中的 N₂/Ar 介于 50~86，差别较大，N₂ 主要来源于浅部地下水与深循环地下水的混合水。

DZ1 位于德州乐陵市，为岩溶热储取样点，CH₄ 含量较高，占 7.05%，且 DZ1 地热井井口温度达到 82 ℃，推测与地热气体和热量沿深层断裂构造上涌有关。CO₂ 是改变水溶液化学成分的重要参数，地热流体中的 CO₂ 主要来自变质作用、火山活动以及深部地幔和岩浆的脱气，此外，CO₂ 含量也受导气裂缝的开合控制(Kong et al., 2020)。根据表 2，研究区砂岩热储中 CO₂ 含量很低，说明热储层的封闭程度较好，受深源脱气影响较小。岩溶热储 CO₂ 含量百分比普遍高于大气，表明岩溶热储可能受断层构造控制或岩石变质作用影响。

研究区砂岩热储地热水主要来源于大气降水的入渗补给，在相对封闭的地质环境中迁移。岩溶热储地热水主要来源于大气降水与深循环地下水的混合水，CH₄、CO₂ 等气体含量受断层构造、水岩作用等因素的影响。

3.2 同位素

利用稳定性同位素或放射性同位素的示踪作

用研究水文学和地质学中的若干基本问题，有助于各种复杂的水文地质过程研究的定量化和微观化。惰性气体易赋存于流体中，不同源区同位素比值差别大的特性，在示踪地热流体来源中有着重要潜力。近年来，将稀有气体地球化学与同位素特征相结合，可以更加准确的示踪地热流体来源和迁移过程(Li et al., 2012)。

3.2.1 氢氧稳定同位素

氢氧稳定同位素组成结果如表 3 与图 5 所示，其中 1~39、57~63 号为砂岩热储样品，40~56 号为岩溶热储样品。区内砂岩热储地热水取样集中在鲁西北坳陷区德州、聊城等地，共取样 39 个，取样储层为馆陶组和东营组砂岩，其 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 关系投影点大多落于全国大气降水线($\delta D=8\delta^{18}\text{O}+10$)与当地雨水线($\delta D=7.5\delta^{18}\text{O}+5.4$)(杨丽芝, 2009)下方，发生了明显的氧正漂移， δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 关系拟合曲线公式为 $\delta D=2.88\delta^{18}\text{O}-44.71$ ，其与当地雨水线交点的 δD 值为 -73.39‰，该值为该区地热水补给降水的 δD 值。砂岩类地下热水距补给区较近和较远区的 ^{18}O 漂移特征无明显差异，只有在距补给区较远、埋深较大的封闭位置， ^{18}O 才会产生明显的漂移(张保建等, 2015)。16、17、31、35 等点 $\delta^{18}\text{O}$ 值异常偏高，盖层埋深较厚，地热水埋藏较大，且距补给区较远， ^{18}O 出现正漂移。整体上来说， $\delta^{18}\text{O}$ 的分布规律为沿上游到下游、内陆到滨海的方向，自西南向东北径流排泄入海的过程中，即聊城→济南→德州→滨州→东营，地热水埋深逐渐增大，沿 $\delta^{18}\text{O}$ 轴呈近水平的漂移。

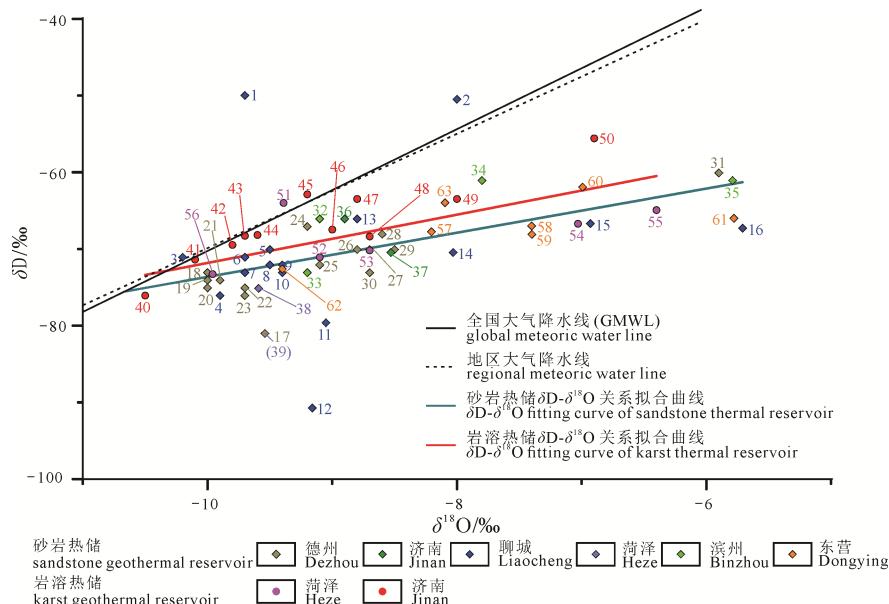
区内岩溶热储地热水拟合方程($\delta D=2.88\delta^{18}\text{O}-44.71$)，取样集中在菏泽、济南，取样储层为寒武奥陶系灰岩，共取样 24 个。区内地热水的 δD 为 -55.5‰ ~ -80.65‰， $\delta^{18}\text{O}$ 为 -6.92‰ ~ -10.5‰。取样点大多分布于地区降水线附近，具有现代大气降水的氢氧稳定同位素组成特征，除 54、55 之外其余均未显示出 $\delta^{18}\text{O}$ 值正漂移现象，说明研究区岩溶地热水水岩同位素交换影响不明显，其补给均直接或间接来源于大气降水的入渗补给，经深循环在大地热流加热作用下形成的。54、55 两点位于菏泽市牡丹区和定陶区，属于鲁西的地下水集中排泄区，显示出明显的氧漂移现象，说明地热水产生了水岩同位素交换，这主要是由于该区域距补给区较远，地下水经过较长距离的径流，与围岩发生水岩相互作用，导致地热水 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高。

由于不同地热区地热水 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值距离雨水线远近不同，即发生不同程度的 ^{18}O 漂移，为说明这一现象，引入 “($d=\delta D-8\delta^{18}\text{O}$)” 的 D 过量参数 d，

表3 地热水氢氧同位素测试结果

Table 3 Test results of hydrogen and oxygen stable isotopes in geothermal water

编号	位置	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	d/‰	编号	位置	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	d/‰
1	临清市御临园	-49.90	-9.70	27.70	33	无棣县白天鹅洗浴	-73.00	-9.20	0.60
2	临清市颐清园	-50.40	-8.00	13.60	34	滨州市海洋之星洗浴	-61.00	-7.80	1.40
3	临清市	-71.00	-10.20	10.60	35	滨州市鸿盛大酒店	-61.00	-5.79	-14.68
4	聊城市冠县中心医院	-76.00	-9.90	3.20	36	济南市商河县	-66.00	-8.90	5.20
5	聊城开发区	-70.00	-9.50	6.00	37	济南市商河水务局	-70.39	-8.53	-2.15
6	聊城东昌府区	-71.00	-9.70	6.60	38	农艺园地热井	-75.05	-9.59	1.67
7	聊大新校温泉浴池	-73.00	-9.70	4.60	39	园丁小区地热井	-80.94	-9.54	-4.62
8	高唐县大顺花园	-72.00	-9.50	4.00	40	济南市高官屯村	-76.00	-10.50	8.00
9	聊城市莘县水韵花园	-72.00	-9.40	3.20	41	济南市温泉小镇	-71.30	-10.10	9.50
10	聊城冠县	-73.00	-9.40	2.20	42	齐河县地热示范基地	-69.40	-9.80	9.00
11	聊城单管屯西南	-79.55	-9.05	-7.15	43	济南市鸭旺口社区	-68.20	-9.70	9.40
12	聊城谷庄星海家园	-90.67	-9.16	-17.39	44	济南市北郊林场	-68.10	-9.60	8.70
13	聊城冠县天沐	-66.00	-8.80	4.40	45	济南历城区桃园村	-62.80	-9.20	10.80
14	临清市贵族小区	-70.37	-8.03	-6.13	46	济南荷花温泉会馆	-67.40	-9.00	4.60
15	聊城开发区图腾温泉花园小区	-66.60	-6.93	-11.16	47	济南历城区坝子村	-63.40	-8.80	7.00
16	聊城东昌府畜产公司	-67.22	-5.71	-21.54	48	齐河县李家岸村	-68.30	-8.70	1.30
17	德州凯元温泉度假村	-80.94	-9.54	-4.62	49	齐河县油房赵村	-63.40	-8.00	0.60
18	德州市德城区	-73.00	-10.00	7.00	50	济南历城区济钢温泉	-55.50	-6.90	-0.30
19	德州市湖滨南路	-74.00	-10.00	6.00	51	菏泽南华康城	-63.92	-9.39	11.20
20	德州市开发区	-75.00	-10.00	5.00	52	郓城34号井	-71.00	-9.10	1.80
21	德州市开发区	-74.00	-9.90	5.20	53	菏泽学院	-70.10	-8.70	-0.50
22	德州市武城二中	-75.00	-9.70	2.60	54	菏泽睿鹰嘉园	-66.63	-7.03	-10.39
23	德州水文队老家属院	-76.00	-9.70	1.60	55	定陶秦河村	-64.85	-6.40	-13.65
24	德州市乐陵希森温泉	-67.00	-9.20	6.60	56	曹县庄寨	-73.20	-9.96	6.48
25	临邑县洛北春嘉园	-72.00	-9.10	0.80	57	东营市东三路	-68.00	-8.20	-2.40
26	德州市禹城宜家北苑	-70.00	-8.80	0.40	58	东营市西城北一路	-67.00	-7.40	-7.80
27	禹城市寺后李村	-70.00	-8.70	-0.40	59	东营康益农业科技	-68.00	-7.40	-8.80
28	德州市凯元温泉	-68.00	-8.60	0.80	60	东营市白云饭店	-62.00	-7.00	-6.00
29	乐陵市中央世纪城	-70.00	-8.50	-2.00	61	东营宾馆	-66.11	-5.79	-19.79
30	宁津县名门现代城	-73.00	-8.70	-3.40	62	东营市时代康桥	-73.00	-9.40	2.20
31	德城区水文队办公区	-60.00	-5.90	-12.80	63	东营垦利海宏公司	-64.00	-8.10	0.80
32	滨州滨海乡	-66.00	-9.10	6.80					

图5 鲁西北地区地热水中 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素关系图Fig. 5 Relationship diagram of δD and $\delta^{18}\text{O}$ for geothermal water in northwest Shandong

作为水岩反应中 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素交换过程的衡量指标。d 值越小, 地下水径流速度越慢, 径流时间越长, 地质环境越封闭, 地热水的可更新能力弱(尹观等, 2001)。对比分析各市地热水 D 过量参数 d 值, 滨州、东营地区地热水 d 值在 -19.79 ~ 2.2 之间, 大多为负值或接近负值; 德州、聊城地区地热水 d 值在 -21.54 ~ 8.76 之间, 多为正值, 这说明鲁西北坳陷地热区西南部较中部、东部地区地热水距离补给源更近, 径流时间相对较短, 更新能力相对较强。因此推测鲁西北坳陷地热区地热水来源为西部太行山及南部鲁中山区大气降水补给, 地下水自内陆向滨海径流。

3.2.2 He 来源分析

由于惰性气体的结果仅涉及物理过程, 不易受化学反应的影响, 因此可以使用惰性气体进行各种地球化学现象的分析(Luo et al., 2017)。目前地幔中惰性气体与地球形成时原始惰性气体的成分相同, 主要是 He、Ne 和 Ar, 大气中的惰性气体被认为是由地球脱气形成的, 来自地壳的惰性气体主要是由地壳岩石及其放射性同位素衰变所引发的各种核反应产生的。He 在地球不同层的同位素组成往往差异很大, 所以应用 He 同位素可以更为准确的判别地热流体中气体的来源, 进而可以分析区域内断裂构造的性质、深部热构造状态及地壳厚度等信息。

通常以 R (样品 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值)与 R_a (大气 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值, 即 1.384×10^{-6})之间的关系来表示 He 同位素的特征, 分析地壳与地幔对系统内热量的贡献情况(Tang et al., 2017)。根据前人研究结果, 上地幔来源 He 的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值范围为 $(8 \pm 1) R_a$, 下地幔中 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值 $> 30 R_a$ (Hilton et al., 2002), Mamyrin(1984)计算得出纯地壳成因的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值为 $0.01 \sim 0.1 R_a$, 这些研究结果对岩石圈热结构的定量研究具有指导作用。地幔中观测到的 He 和 Ne 比值的变化是由于放射性原因导致, 则 He 与 Ne 浓度具有一定的相关性(Craig and Lupton, 1976; Honda et al., 1993), 大气中 ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ 的比值为 0.288(Sano and Williams, 1996), 研究区地热气体的 ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ 比值在 0.41~886 之间, 高于大气背景值。通过 ${}^{20}\text{Ne}$ 修正 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值来反映地热系统中更真实的热液活动状态(Moreira and Allègre, 1998; 天娇等, 2022), 采用 Craig et al.(1978)提出的校正方法:

$$R_c = \frac{\left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}}\right)_S \times \left(\frac{\text{He}}{\text{Ne}}\right)_S - \left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}}\right)_a \times \left(\frac{\text{He}}{\text{Ne}}\right)_a}{\left(\frac{\text{He}}{\text{Ne}}\right)_S \times \left(\frac{\text{He}}{\text{Ne}}\right)_a}$$

式中, R_c 表示对大气 He 污染校正之后的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值, 下标 S 和 a 分别表示样品和大气。

令 X_M 为地幔来源 He 占总 He 体积浓度的比例, 一般根据壳幔二元混合模型对其进行计算。假设大洋中脊玄武岩来源的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值为 $8 R_a$, 纯地壳来源的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值为 $0.02 R_a$, 采用公式进行计算:

$$R_c/R_a = 8X_M + 0.02(1-X_M)$$

地热流体中的 He 来源为地幔脱气作用及地壳放射性岩石的衰变, 其中 ${}^3\text{He}$ 几乎全部源于地幔。地热流体中 ${}^4\text{He}$ 、 ${}^3\text{He}$ 通量分别与壳、幔热流成正相关关系, 所以 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值与壳幔热流比值 q_m/q_c 之间也成正相关关系, ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 值可以灵敏地指示大陆地表热流中地幔组分的相对含量(O'Nions and Oxburgh, 1988)。2000 年, 汪洋(2000)根据 He 同位素与壳、幔热流的相关关系, 估算出二者之间存在的相关性系数, 其计算公式如下:

$$q_c/q_m = 0.815 - 0.300 \ln(R/R_a)$$

式中: q_c/q_m —大陆地区的地壳热流和地幔热流的比值; R/R_a —样品 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 与大气 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 的比值。

地热气体样品 ${}^3\text{He}$ 体积浓度差异较大, 砂岩热储中 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值为 $0.12 \sim 0.28 R_a$, 校正后的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值 R_c 为 $0.1 \sim 0.28 R_a$, 样品的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值与校正后比值均高于 $0.1 R_a$, 均含有地幔起源的 He。岩溶热储中 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值为 $0.08 \sim 0.76 R_a$, 校正后的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值 R_c 为 $0.06 \sim 0.42 R_a$, 其中, BY9、BY10、BY12、BY15、BY24 校正后 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值介于 $0.06 \sim 0.12 R_a$, ${}^3\text{He}$ 含量相对较低, 表明这些地热井气体中地壳起源的 He 组分所占比例较大, 即地幔热流热贡献较大。根据研究区内不同热储地热气体组分含量及同位素特征, 显示 He 的来源以地壳来源为主导, 同时含有部分地幔起源 He 的加入。

4 热源机制

4.1 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 分析

CO_2 释放通量是提示板块构造活动断裂特征的最好途径之一, 较高的 CO_2 值表明可能存在大规模的地幔脱气过程(Frondini et al., 2009; 徐胜等, 2022)。戴金星(1995)认为碳稳定同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$)方法可以有效判断 CO_2 成因来源, 经过大量的数据调查及统计, 计算出大气 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -7\text{\textperthousand}$, 有机成因 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 主要在 $-10\text{\textperthousand} \sim -30\text{\textperthousand}$ 区间, 无机成因 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} > -8\text{\textperthousand}$, 主要在 $-10\text{\textperthousand} \sim +3\text{\textperthousand}$, 无机成因 CO_2 中, 由深部碳酸盐岩变质脱碳作用生成的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 $0 \pm 3\text{\textperthousand}$, 火山-岩浆成因和地幔脱气成因的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -6\text{\textperthousand} \pm 2\text{\textperthousand}$ 。此外, 裂谷与大断层岩浆活动、 CO_2 气藏的形成及附近岩浆活动的时空相关性有关, 是形成 CO_2 气藏的有利构造环境(申宝剑等,

2007)。

(1)结合 He 同位素分析结果, 不同类型地热气体落在两条混合线之间, 可能有少量地幔来源 CO₂ 的加入。BY10、BY24、LC1 三个点 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值在 $-4.3\text{\textperthousand} \sim -9.7\text{\textperthousand}$ 区间, 大于 $-10\text{\textperthousand}$, 其它 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值多在 $-10.6\text{\textperthousand} \sim -28.0\text{\textperthousand}$ 区间, 说明地热水中气体 CO₂ 成因来源主要为地壳有机成因, 幕源热物质含量较少, 这与以上壳源、幔源 He 来源分析一致。

(2)济南北部(BY10、BY24)取样点气体中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值分别为 $-4.3\text{\textperthousand}$ 、 $-7.4\text{\textperthousand}$, 接近于火山岩浆成因和幔源成因 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -6\text{\textperthousand} \pm 2\text{\textperthousand}$, 但由于不同成因的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值会互相重叠, 比如海相灰岩与有机沉积物的 C 混合也可产生 $-6.5\text{\textperthousand}$ 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值(Sano and Marty, 1995), 因而仅利用单一的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成对 CO₂ 的来源进行判别具有一定的困难。利用幔源 He 和 CO₂ 的逸出具有耦合性的特征(O'Nions and Oxburgh, 1988), 在分析 CO₂ 的来源时, 基于 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 和 ^3He 共同分析可以准确判别 C 的起源。Sano and Marty(1995)基于 CO₂/ ^3He 和 $\delta^{13}\text{C}$ 提出地幔起源, 壳源碳酸盐变质成因和壳源有机成因三元混合模型, 图 6 所示为三个端元和基于各端元 CO₂/ ^3He 比值作的混合线, 地幔、地壳碳酸盐变质成因和有机成因三个端元的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值分别为 $-6.5\text{\textperthousand}$ 、 0\textperthousand 、 $-25\text{\textperthousand}$, CO₂/ ^3He 比值分别取 2×10^9 、 2×10^{10} 、 2×10^{11} 。所以从图 6 可以看出, BY10 的 C 多来源于壳源碳酸盐变质作用而非上地幔。BY24 距齐广断裂较近, 但根据于磊等(2017)重磁资料分析, 齐广断裂在济阳区并未切割至上地幔, 获得幔源 CO₂ 通量有限, 主要为壳源碳酸盐变质成因。聊城(LC1)取样点气体中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 $-9.7\text{\textperthousand}$, 接近 $-10\text{\textperthousand}$, 结合 He 同位素结果, 分析认为 CO₂ 来源有幔源成因, 其西侧的聊考深大断裂起到了沟通幔源 CO₂ 作用, 证明了具有来自上地幔的热物质。

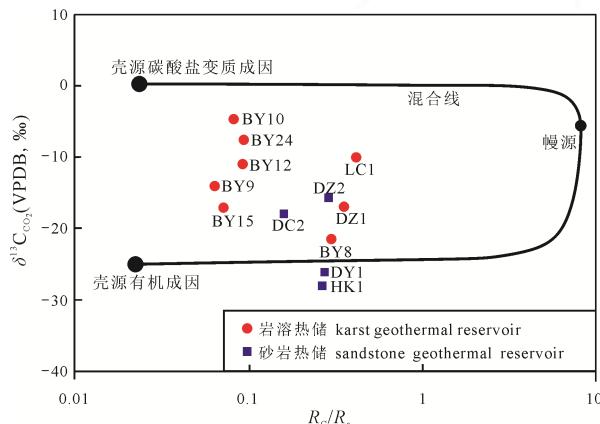


图 6 地热气体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ - R_c/R_a 关系图

Fig. 6 Relationship of $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ - R_c/R_a in the geothermal gas

(3)东营(DY1)、河口(HK1)取样点气体中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值在 $-26\text{\textperthousand} \sim -28.0\text{\textperthousand}$ 区间, 位于混合线下方, 并靠近混合线, 地壳有机成因明显, 胜利油田为该区地热气体地壳有机成因提供了充足依据。

4.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 分析

地热系统中 CH₄ 的来源多种多样, 如生物成因 CH₄ 主要由细菌和微生物还原及有机质厌氧再矿化作用产生, 它们不断分解较大的分子, 最终产生 CH₄(Garcia, 1990)。深源碳酸盐岩的减少也会导致 CH₄ 的产生, 在一定深度的淡水和低硫酸盐环境中, 一旦建立了厌氧条件, CH₄ 生产将不受限制, 此时碳酸盐还原是主要的产 CH₄ 途径(Whiticar, 1999)。在一定深度的地热系统中, 温度也是 CH₄ 形成的主要原因。地热水温度高, 大分子碳水化合物分解生成 CH₄, 较为典型的就是沉积盆地中的天然气(Welhan, 1988; Jenden et al., 1988)。在没有细菌的情况下, 具有强还原条件和无机催化剂(如 Fe)时, 非生物和地幔产生的 CH₄ 也相当可观(Poreda et al., 1986; Clark and Fritz, 1997)。其中, 生物成因和热成因是沉积盆地地热系统中 CH₄ 形成的主要原因(Cinti et al., 2014)。热成因 CH₄ 通常比生物成因 CH₄ 更富 ^{13}C , 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 值范围为 $-50\text{\textperthousand} \sim -30\text{\textperthousand}$, 而生物成因的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 值范围更广, 为 $-100\text{\textperthousand} \sim -50\text{\textperthousand}$ (Kawagucci et al., 2013)。

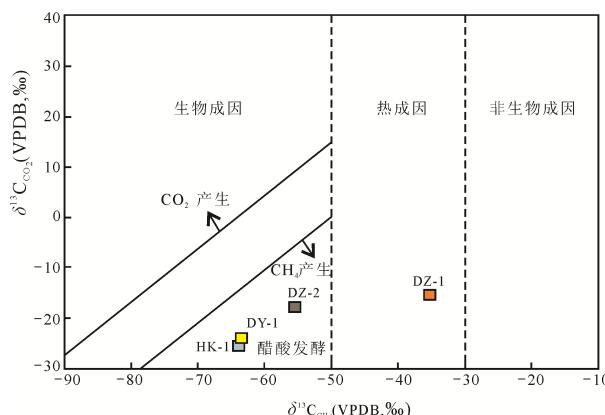
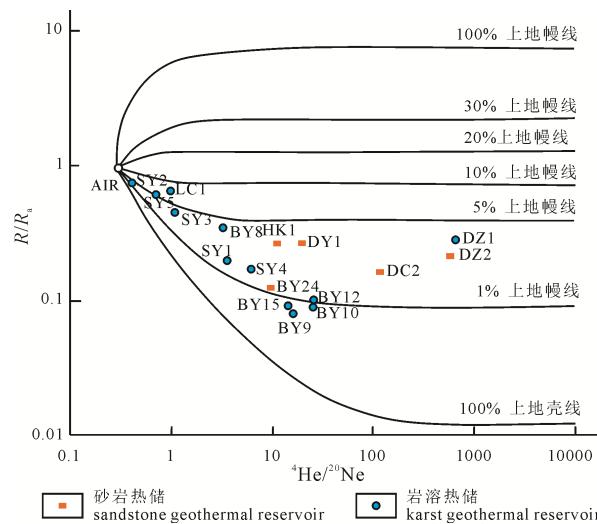
碳同位素特征是区分 CH₄ 和 CO₂ 成因的有效工具(Pang et al., 2018)。虽然 CH₄~CO₂ 共存体系中可能存在碳同位素分馏作用, 但在特定地质环境下, 碳同位素分馏作用基本稳定, 可以根据 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 的相关性, 指示 CH₄ 的成因类型(Horita, 2001)。根据本次采集的气体样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 分析结果, 它们之间的关系如图 7 所示。

由图 7 可以看出, 研究区中砂岩热储 HK1、DY1、DZ2 地热气体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 值均较低, 为生物成因, 属于醋酸发酵产生的 CH₄。其生成的反应过程为: $\text{CH}_3\text{COOH} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$ (Whiticar, 1999)。岩溶热储 DZ1 中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 值较高, 属于热成因 CH₄, 这是由于温度升高导致优质碳水化合物分解而形成 CH₄, 这也与该井内地热流体的温度较高(82 °C)是一致的。

4.3 He 同位素分析

利用 R/R_a - ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ 关系图可以判断气体的来源及流体循环深度。根据本次取样分析试验数据, 各地热气体样品 ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ - R/R_a 关系如图 8 所示。

研究区地热流体中地幔起源 He 占总 He 的比例均不超过 10% 上地幔线, 表明 He 均以地壳来源为主导, 同时含有少量地幔起源 He 的加入。

图 7 地热气体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 关系图Fig. 7 Relationship of $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ - $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ in the geothermal gas图 8 地热气样品 ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ -R/R_a 的关系图Fig. 8 Relationship of ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ -R/R_a in the geothermal gas

4.3.1 砂岩热储 He 同位素分析

砂岩热储地热气体 He 同位素所占比重基本相同。地幔起源 He 占总 He 组分的 1.78% ~ 3.23%，均分布在 1% 上地幔线与 5% 上地幔线之间，地幔热流占比 42.43% ~ 45.61% (表 3)，较为稳定。He 的来源为：一是地壳中 U 和 Th 放射性衰变产生 ${}^4\text{He}$ 的积累效应；二是地质历史时期深部幔源物质的上涌提供了 ${}^3\text{He}$ 富集的来源。地区内砂岩热储储层均为馆陶组，受断裂切割影响较小，地壳内放射性元素的衰变为砂岩热储地热流体内 He 的主要来源，幔源 He 占比较小且稳定。

4.3.2 岩溶热储 He 同位素分析

岩溶热储 He 分布区间较广，处于 100% 上地壳线与 10% 上地幔线之间，受地质构造条件影响较为明显。

(1) 穿壳深大断裂附近显示出较高的地幔热流值。DZ1、LC1、SY1-5 等取样点位于聊考断裂附近，地幔起源 He 占总 He 组分达 2.35% ~ 4.46%，分布在 5% 上地幔线附近，反映该断裂带与地幔相连通，

深度达到上地幔，封闭程度相对较高。地幔热流占比达 48.77% ~ 52.75%。 ${}^3\text{He}$ 主要沿深大断裂构造上涌，聊考深大断裂为气体从深部向上扩散迁移提供了通道； ${}^4\text{He}$ 的主要来源是太古代变质花岗岩基底中 U 和 Th 放射性元素的衰变。聊考深大穿壳断裂沟通了地壳深部甚至上地幔和浅部地热流体联系，田桥和汶泗等断裂促进了地下水深循环；SY2、SY5 分别位于聊考断裂的次级断裂凫山断裂和常乐集断裂、单县断裂附近，断裂活动较为频繁，聊考断裂沟通的深部热流能够沿这些次级断裂向浅部传递，深循环地下水获取深部热流后，沿高渗透性断裂破碎带向浅部迁移聚集，水热对流能力明显升高，热量沿深大断裂上涌，遇巨厚、热导率低的古近纪、新近纪、第四纪等砂岩、泥岩地层，热量向上传递受阻，聚集于热储顶部，热流密度明显增强。大地热流传导和水热对流相叠加形成浅部带状高地温梯度异常区。

(2) 位于济南岩体与齐广断裂中间的稳定地块地幔热流占比相对较小。BY9、BY10、BY12、BY15、BY24 样品处于济南岩体以北、齐广断裂以南，地幔起源 He 占比较少，均分布在 1% 上地幔线附近，多小于 1%，幔源热流占比仅 38.87% ~ 40.97%。该区域地热流体主要来自南部鲁中山区深循环径流补给，地块相对稳定，地幔所提供的热流量较小；距济南岩体也有一定距离，中生代岩浆岩的侵入并未对其产生较大的影响。所以，在齐广断裂与岩体接触带之间较为稳定的地块上，地幔起源 He 没有深部通道向上扩散，地幔热流较小。

(3) 济南岩体附近显示出较高的 He 浓度和地幔热流占比。济南辉长岩体位于华北克拉通的东部，从华北克拉通东部早白垩世侵入岩构成可以看出，济南岩体构成了该期幔源岩浆的代表(杨承海等，2005)， ${}^3\text{He}$ 沿济南岩体与围岩的接触带上涌进入储层。由图 8 可见，BY8 取样点距 5% 上地幔线较近，达 3.4%，地热流体循环深度到达上地幔。地幔热流占比达 46.91%，高出周围取样点地幔热流占比 7.21%~8.04%。

He 同位素除了可以判识气体源区外，根据 He 同位素与壳、幔热流的相关关系，可计算出壳幔热流，进而根据公式计算岩石平均生热率(邱楠生等，2019)。

$$q = q_m + q_c$$

$$q_c = DA$$

q —大地热流值， mW/m^2 ； D —地壳放射性元素集中层的厚度， km ； A —岩石放射性生热率， $\mu\text{W}/\text{m}^2$ 。

放射性热产生元素一般聚集在上、中地壳，华北地区上、中地壳厚度为 25 km， D 值一般取其

60%~80%, 本文按60%计算, D 取值15km(迟清华和鄢明才, 1998)。

根据表4可以看出, 地热气体样品中地幔起源He占总He的0.53%~4.83%, 因此He的来源均以地壳来源为主导, 含有少量地幔He的加入。经计算, 研究区砂岩热储与岩溶热储壳幔热流比例(q_c/q_m)为0.9~1.57, 地幔热流为23.32~39.02 mW/m², 地壳热流为29.64~40.98 mW/m², 地壳岩石生热率1.98~2.73 μW/m², 壳幔源热流 q_m 占大地热流 q 的比例为38.87%~52.71%。聊考断裂及济南岩体与灰岩接触

带附近SY2、SY5、LC1和BY8岩溶热储层地幔热流占比比较大, 达46.91%~52.75%, 指示其热流除了来自均匀的大地传导热外, 更多的热流来自沿深大断裂上涌的对流热, 热源形成机制如图9所示。齐广断裂与济南侵入岩体之间的稳定地块地幔热流相对较小, 仅为40%左右, 指示其主要热源是大地热流传导热。根据邱楠生等(2019)的成果, 渤海湾盆地热结构以幔源热源为主, 具有“冷壳热幔”的特征。而研究区来自深部的热扰动不强烈, 地幔热流占比为38.87%~52.75%, 这种差异可能与采样点的位置

表4 地壳、地幔热流值和岩石平均产热率计算

Table 4 Calculation of crust and mantle heat flow and average heat production rate of rock

编号	位置	X_M /%	q_c/q_m	q /(mW/m ²)	q_m /(mW/m ²)	q_c /(mW/m ²)	地壳放射性元素集中层厚度/km	岩石生热率/(μW/m ²)	q_m/q /%
砂岩热储									
DZ2	宁津	3.08	1.21	63	28.48	34.52		2.30	45.21
DC2	德城	1.78	1.36	60	25.46	34.54	15	2.30	42.43
DY1	东营	3.18	1.19	75	34.21	40.79		2.72	45.61
HK1	河口	3.05	1.20	75	34.15	40.85		2.72	45.53
岩溶热储									
DZ1	宁津	4.37	1.11	63	29.80	33.20		2.21	47.30
BY8	齐河	3.33	1.13	60	28.15	31.85		2.12	46.91
BY9	天桥	0.53	1.57	60	23.32	36.68		2.45	38.87
BY10	天桥	0.77	1.53	60	23.71	36.29		2.42	39.52
BY15	济阳	0.66	1.53	60	23.73	36.27		2.42	39.56
BY12	齐河	0.82	1.52	60	23.82	36.18		2.41	39.70
BY24	济阳	0.97	1.44	60	24.58	35.42	15	2.36	40.97
LC1	聊城	4.83	0.98	60	30.36	29.64		1.98	50.59
SY01	鄄城	1.39	1.30	70	30.42	39.58		2.64	43.46
SY02	定陶	2.35	0.90	65	34.29	30.71		2.05	52.75
SY03	菏泽	2.96	1.05	80	39.02	40.98		2.73	48.77
SY04	郓城	1.36	1.35	65	27.67	37.33		2.49	42.57
SY05	曹县	4.46	0.96	70	35.73	34.27		2.28	51.04

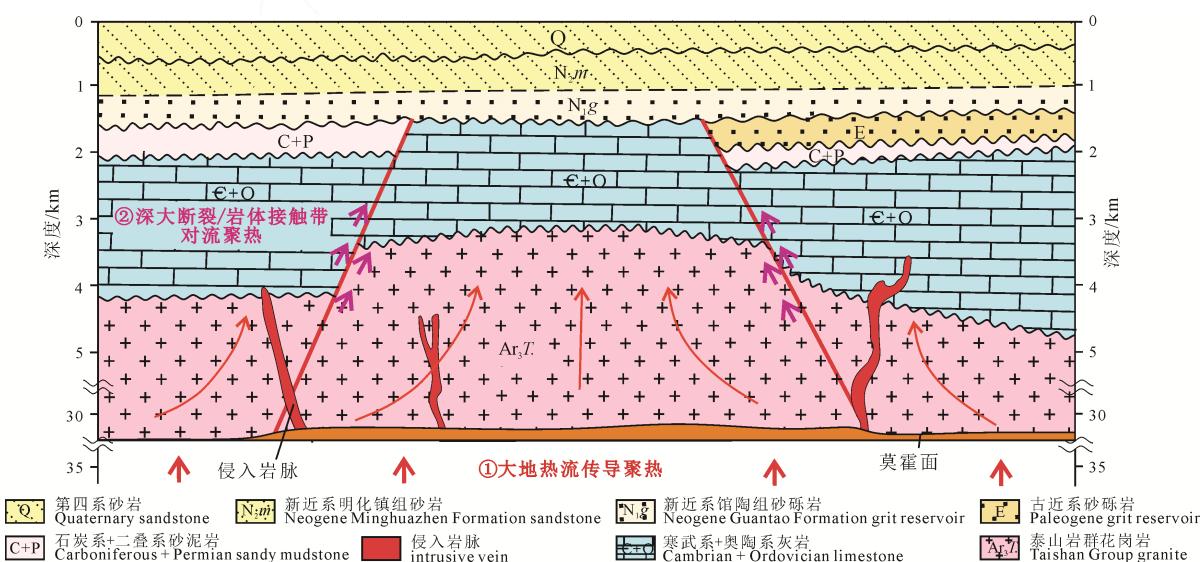


图9 热源机制概念模型
Fig. 9 Conceptual model of heat source mechanism

和深部构造的稳定性有关(Pang et al., 2018); 鲁西北地区莫霍面整体下沉(于磊等, 2017), 受岩石基底波动和热岩石圈厚度的影响, 来自深部的热物质有限。

5 结论

(1) 地热水溶解气气体组分与氢氧稳定同位素特征指示鲁西北坳陷区地下热水主要来源于大气降水入渗, 在相对封闭的地质环境中深循环, 通过深循环加热形成的。砂岩热储显示出明显的氧漂移现象, 指示地热水在运移过程中产生了水岩同位素交换; 岩溶热储地热水未显示出 $\delta^{18}\text{O}$ 值正漂移现象, 指示岩溶地热水水岩同位素交换影响不明显, 其补给均直接或间接来源于大气降水的入渗补给。

(2) 地壳内放射性元素衰变为砂岩热储地热流体 He 的主要来源, 幕源 He 占比较小且稳定, 幕源热源占比 42.43%~45.61%, 主要热源为大地传导热流, 指示砂岩热储受深大断裂沟通的幕源热流影响微弱。

(3) 岩溶热储 He 的来源以壳源为主导, 同时含有部分地幔起源 He 的加入, 主要来自于沿深大穿壳断裂及岩体与围岩接触带的上涌, CO_2 也显示有地幔来源热物质; 处于聊考深大断裂附近的地热流体地幔热流占比较高, 达 48.77%~52.75%, 显示聊考断裂与地幔相连通且其切割深度达到上地幔, 指示沿深大穿壳断裂及岩体与围岩接触带上涌的深部对流热流明显增多, 热源机制概括为大地热流传导聚热、沿深大断裂及侵入岩与围岩接触带对流聚热。处于稳定地块区域地幔热流占比仅 38.87%~40.97%, 热源主要为大地热流传导聚热。

Acknowledgements:

This study was supported by National Natural Science Foundation of China (Nos. U1906209 and 42072331).

参考文献:

- 陈安定. 1998. 地下富氮气体中氮主要来自地面大气水下渗[J]. 天然气地球科学, 9(6): 30-33.
- 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[J]. 地球物理学报, 41(1): 38-48.
- 戴金星. 1995. 中国含油气盆地的无机成因气及其气藏[J]. 天然气工业, 15(3): 22-27.
- 冯明扬, 宋汉周, 杨谦, 刘加才. 2016. 江苏部分地热水的气体成分和微量元素含量特征及其指示意义[J]. 水文地质工程地质, 43(1): 164-170.
- 康凤新, 史启朋, 马哲民, 隋海波. 2023. 盆地潜凸起岩溶热储地热田成因机理: 以菏泽潜凸起为例[J]. 地质学报, 97(1): 221-237.
- 马锦龙, 陶明信. 2002. 稀有气体同位素地球化学研究进展[J]. 地球学报, 23(5): 471-476.
- 邱楠生, 许威, 左银辉, 常健, 刘春黎. 2017. 渤海湾盆地中一

新生代岩石圈热结构与热-流变学演化[J]. 地学前缘, 24(3): 13-26.

邱楠生, 胡圣标, 何丽娟. 2019. 沉积盆地地热学[M]. 东营: 中国石油大学出版社: 84-90.

申宝剑, 黄智龙, 刘洪文, 许成, 林治家, 严再飞, 陈冕. 2007. 济阳坳陷高青-平南断裂带两类气藏的地球化学特征及成因[J]. 矿物岩石, 27(3): 81-87.

唐显春, 王贵玲, 马岩, 张代磊, 刘忠, 赵旭, 程天君. 2020. 青海共和盆地地热资源热源机制与聚热模式[J]. 地质学报, 94(7): 2052-2065.

唐显春, 王贵玲, 张代磊, 马岩. 2023. 青藏高原东北缘活动构造与共和盆地高温热异常形成机制[J]. 地球学报, 44(1): 7-20.

陶明信, 徐永昌, 史宝光, 蒋忠惕, 沈平, 李晓斌, 孙明良. 2005. 中国不同类型断裂带的地幔脱气与深部地质构造特征[J]. 中国科学 D 辑, 35(5): 441-451.

天娇, 庞忠和, 李义曼, 周晓成. 2022. 地热气体研究进展[J]. 地质学报, 96(5): 1752-1766.

王先彬, 刘刚, 陈践发, 张成君, 夏新宇. 1996. 地球内部流体研究的若干关键问题[J]. 地学前缘, 3(3-4): 105-118.

汪洋. 2000. 利用地下流体氦同位素比值估算大陆壳幔热流比例[J]. 地球物理学报, 43(6): 762-770.

徐胜, 管芦峰, 张茂亮, 钟君, 刘伟, 谢显刚, 刘丛强, TAKAHATA N, SANO Y. 2022. 青藏高原东缘鲜水河-安宁河断裂带深源气体释放[J]. 中国科学: 地球科学, 52(2): 291-308.

杨承海, 许文良, 杨德彬, 刘长春, 柳小明, 胡兆初. 2005. 鲁西济南辉长岩的形成时代: 锆石 LA-ICP-MSU-Pb 定年证据[J]. 地球学报, 26(4): 321-325.

杨丽芝, 张光辉, 刘中业, 刘春华. 2009. 鲁北平原地下水同位素年龄及可更新能力评价[J]. 地球学报, 30(2): 235-242.

尹观, 倪师军, 张其春. 2001. 氚过量参数及其水文地质学意义——以四川九寨沟和冶勒水文地质研究为例[J]. 成都理工大学学报, 28(3): 251-254.

于磊, 张健, 高玲举, 董森. 2017. 鲁西隆起重磁异常特征及其构造活动性分析[J]. 地震学报, 39(5): 694-707.

张保建, 高宗军, 张凤禹, 郝栓虎, 刘福义, 臧建军. 2015. 华北盆地地下热水的水动力条件及水化学响应[J]. 地学前缘, 22(6): 217-226.

张善文, 王永诗, 石砾石, 徐怀民. 2003. 网毯式油气成藏体系——以济阳坳陷新近系为例[J]. 石油勘探与开发, 30(1): 1-10.

References:

- BARBIER E. 2002. Geothermal energy technology and current status: an overview[J]. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 6(1-2): 3-65.
- BARRY P H, HILTON D R, FISCHER T P, DE MOOR J M, MANGASINI F, RAMIREZ C. 2013. Helium and carbon isotope systematics of cold "mazuku" CO_2 vents and hydrothermal gases and fluids from Rungwe Volcanic Province, southern Tanzania[J]. Chemical Geology, 339: 141-156.
- BYRNE D J, BROADLEY M W, HALLDÓRSSON S A, RANTA E, RICCI A, TYNE R L, STEFÁNSSON A, BALLENTINE C J, BARRY P H. 2021. The use of noble gas isotopes to trace subsurface boiling temperatures in Icelandic geothermal systems[J]. Earth and Planetary Science Letters, 560: 116805.
- CHEN An-ding. 1998. Nitrogen of underground nitrogen-rich gas mainly from atmospheric water seepage[J]. Natural Gas Geoscience, 9(6): 30-33(in Chinese).
- CHI Qing-hua, YAN Ming-cai. 1998. Radioactive elements of

- rocks in North China Platform and the thermal structure and temperature distribution of the modern continental lithosphere[J]. Chinese Journal of Geophysics, 41(1): 38-48(in Chinese with English abstract).
- CINTI D, TASSI F, PROCESI M, BONINI M, CAPECCHIACCI F, VOLTATTORNI N, VASELLI O, QUATTROCCHI F. 2014. Fluid geochemistry and geothermometry in the unexploited geothermal field of the Vicano-Cimino Volcanic District (Central Italy)[J]. Chemical Geology, 371: 96-114.
- CLARK I D, FRITZ P. 1997. Environment isotopes in hydrology[M]. Boca Raton: CRC Press/Lewis.
- CLASS C, GOLDSTEIN S L. 2005. Evolution of helium isotopes in the Earth's mantle[J]. Nature, 436(7054): 1107-1112.
- CRAIG H, LUPTON J E. 1976. Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts[J]. Earth & Planetary Science Letters, 31(3): 369-385.
- CRAIG H, LUPTON J E, HORIBE Y. 1978. A mantle helium component in circum-Pacific volcanic gases: Hakone, the Marianas, and Mt. Lassen[C]//ALEXANDER E C, OZIMA M. Terrestrial rare gases. Tokyo: Scientific Society Press.
- DAI Jin-xing. 1995. Abiogenic gas in oil-gas bearing basins in China and its reservoirs[J]. Natural Gas Industry, 15(3): 22-27(in Chinese with English abstract).
- FRONDINI F, CALIRO S, CARDELLINI C, CHIODINI G, MORGANTINI N. 2009. Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy)[J]. Applied Geochemistry, 24(5): 860-875.
- FENG Ming-yang, SONG Han-zhou, YANG Qian, LIU Jia-cai. 2016. Characteristics of dissolved gases and trace element in geothermal waters in Jiangsu and their tracing significance[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 43(1): 164-170(in Chinese with English abstract).
- FISCHER T P, GIGGENBACH W F, SANO Y, WILLIAMS S N. 1998. Fluxes and sources of volatiles discharged from Kudryavy, a subduction zone volcano, Kurile Islands[J]. Earth and Planetary Science Letters, 160(1-2): 81-96.
- GARCIA J. 1990. Taxonomy and ecology of methanogens[J]. Fems Microbiology Letters, 87(3-4): 297-308.
- GIGGENBACH W F. 1995. Variations in the chemical and isotopic composition of fluids discharged from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 68(1-3): 89-116.
- GUO Qing-hai. 2012. Hydrogeochemistry of high-temperature geothermal systems in China: A review[J]. Applied Geochemistry, 27(10): 1887-1898.
- HANAN B B, GRAHAM D W. 1996. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes[J]. Science, 272(5264): 991-995.
- HILTON D R, FISCHER T P, MARTY B. 2002. Noble gases and volatile recycling at subduction zones[C]//PORCELLI D P, BALLENTINE C J, WIELER R. Noble Gases. Berlin: De Gruyter.
- HONDA M, MCDOUGALL I, PATTERSON D. 1993. Solar noble gases in the Earth: The systematics of helium-neon isotopes in mantle derived samples[J]. Lithos, 30(3-4): 257-265.
- HORITA J. 2001. Carbon isotope exchange in the system $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ at elevated temperatures[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(12): 1907-1919.
- DAY L M D, BARRY P H, HILTON D R, BURGESS R, PEARSON D G, TAYLOR L A. 2015. The helium flux from the continents and ubiquity of low- ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ recycled crust and lithosphere[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 153: 116-133.
- JENDEN P D, KAPLAN I R, POREDA R, CRAIG H. 1988. Origin of nitrogen-rich natural gases in the California Great Valley: Evidence from helium, carbon and nitrogen isotope ratios[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(4): 851-861.
- JOSEPH E P, FOURNIER N, LINDSAY J M, FISCHER T P. 2011. Gas and water geochemistry of geothermal systems in Dominica, Lesser Antilles island arc[J]. Journal of Volcanology & Geothermal Research, 206(1-2): 1-14.
- KANG Feng-xin, SHI Qi-peng, MA Zhe-min, SUI Hai-bo. 2023. Genetic mechanism of the karst geothermal reservoir in buried uplifts of basins: a case study of Heze[J]. Acta Geologica Sinica, 97(1): 221-237(in Chinese with English abstract).
- KONG Yan-long, PANG Zhong-he, PANG Ju-mei, LI Jie, LYU Min, PAN Sheng. 2020. Fault-affected fluid circulation revealed by hydrochemistry and isotopes in a large-scale utilized geothermal reservoir[J]. Geofluids, 2020(24): 2604025.
- KAWAGUCCI S, UENO Y, TAKAI K, TOKI T, ITO M, INOUE K, MAKABE A, YOSHIDA N, MURAMATSU Y, TAKAHATA N, SANO Y, NARITA T, TERANISHI G, OBATA H, NAKAGAWA S, NUNOURA T, GAMO T. 2013. Geochemical origin of hydrothermal fluid methane in sediment-associated fields and its relevance to the geographical distribution of whole hydrothermal circulation[J]. Chemical Geology, 339: 213-225.
- LEE H, MUIRHEAD J D, FISCHER T P, EBINGER C J, KATTENHORN S A, SHARP Z D, KIANJI G. 2016. Massive and prolonged deep carbon emissions associated with continental rifting[J]. Nature Geoscience, 5: 145-149.
- LI Jian-wei, LI Zhan-ke, ZHOU Mei-fu, CHEN Lei, BI Shi-jian, DENG Xiao-dong, QIU Hua-ning, COHEN B E, SELBY D, ZHAO Xin-fu. 2012. The Early Cretaceous Yangzhaiyu lode gold deposit, North China Craton: A link between craton reactivation and gold veining[J]. Economic Geology, 107(1): 43-79.
- LUND J W, BOYD T L. 2016. Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review[J]. Geothermics, 60: 66-93.
- LUO Lu, PANG Zhong-he, LIU Jin-xia, HU Sheng-biao, RAO Song, LI Yi-man, LU Liang-hua. 2017. Determining the recharge sources and circulation depth of thermal waters in Xianyang geothermal field in Guanzhong Basin: The controlling role of Weibei Fault[J]. Geothermics, 69: 55-64.
- LUPTON J E, CRAIG H. 1975. Excess ${}^3\text{He}$ in oceanic basalts: Evidence for terrestrial primordial helium[J]. Earth & Planetary Science Letters, 26(2): 133-139.
- MA Jin-long, TAO Ming-xin. 2002. The advances in the research of noble gas isotopic geochemistry[J]. Acta Geoscientia Sinica, 23(5): 471-476(in Chinese with English abstract).
- MAMYRIN B A. 1984. Helium Isotopes in Nature[M]. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company.
- MOOREJ N, NORMAN D I, KENNEDY B M. 2001. Fluid inclusion gas compositions from an active magmatic-hydrothermal system: a case study of The Geysers geothermal field, USA[J]. Chemical Geology, 173(1): 3-30.
- MOREIRA M, ALLÈGRE C J. 1998. Helium-neon systematics and the structure of the mantle[J]. Chemical Geology, 147(1-2): 53-59.
- O'NIONS R K, OXBURGH E R. 1988. Helium, volatile fluxes and the development of continental crust[J]. Earth & Planetary Science Letters, 90(3): 331-347.
- PANG Ju-mei, PANG Zhong-he, LÜ Min, TIAN Jiao, KONG Yan-long. 2018. Geochemical and isotopic characteristics of

- fluids in the Niutuzhen geothermal field, North China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 77(1): 12.
- POREDA R J, JENDEN P D, KAPLAN I R, CRAIG H. 1986. Mantle helium in Sacramento basin natural gas wells[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(12): 2847-2853.
- QIU Nan-sheng, XU Wei, ZUO Yin-hui, CHANG Jian, LIU Chun-li. 2017. Evolution of Meso-Cenozoic thermal structure and thermal-rheological structure of the lithosphere in the Bohai Bay Basin, eastern North China Craton[J]. *Earth Science Frontiers*, 24(3): 13-26(in Chinese with English abstract).
- QIU Nan-sheng, HU Sheng-biao, HE Li-juan. 2019. Geothermics in sedimentary basins[M]. Dongying: China University of Petroleum Press: 84-90(in Chinese).
- RAHAYUDIN Y, KASHIWAYA K, TADA Y, ISKANDAR I, KOIKE K, ATMAJA R W, HERDIANITA N R. 2020. On the origin and evolution of geothermal fluids in the Patuha Geothermal Field, Indonesia based on geochemical and stable isotope data[J]. *Applied Geochemistry*, 114: 104530.
- ROY R F, BLACKWELL D D, BIRCH F. 1968. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 5(1): 1-12.
- SANO Y, MARTY B. 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs[J]. *Chemical Geology*, 119(1-4): 265-274.
- SANO Y, WILLIAMS S N. 1996. Fluxes of mantle and subducted carbon along convergent plate boundaries[J]. *Geophysical Research Letters*, 23(20): 2749-2752.
- SHEN Bao-Jian, HUANG Zhi-long, LIU Hong-wen, XU Cheng, LIN Zhi-jia, YAN Zai-fei, CHEN Mi. 2007. Geochemistry and origin of two types of gas pool in Gaoqing-Pingnan faults, Jiyang Depression[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 27(3): 81-87(in Chinese with English abstract).
- TANG Xian-chun, ZHANG Jian, PANG Zhong-he, HU Sheng-biao, TIAN Jiao, BAO Shu-jing. 2017. The eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China: Geology, geophysics, genesis, and hydrothermal system[J]. *Tectono-physics*, 717: 433-448.
- TANG Xian-chun, WANG Gui-ling, MA Yan, ZHANG Dai-lei, LIU Zhong, ZHAO Xu, CHENG Tian-jun. 2020. Geological model of heat source and accumulation for geothermal anomalies in the Gonghe basin, northeastern Tibetan Plateau[J]. *Acta Geologica Sinica*, 94(7): 2052-2065(in Chinese with English abstract).
- TANG Xian-chun, WANG Gui-ling, ZHANG Dai-lei, MA Yan. 2023. Coupling Mechanism of Geothermal Accumulation and the Cenozoic Active Tectonics Evolution in Gonghe Basin, Northeastern Margin of the Tibetan Plateau[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 44(1): 7-20(in Chinese with English abstract).
- TAO Ming-xin, XU Yong-chang, SHI Bao-guang, JIANG Zhong-ti, SHEN Ping, LI Xiao-bin, SUN Ming-liang. 2005. Characteristics of mantle degassing and deep-seated geological structures in different typical fault zones of China[J]. *Science in China Series D Earth Sciences*, 35(5): 441-451(in Chinese).
- TARDANI D, REICH M, ROULLEAU E, TAKAHATA N, SANO Y, PÉREZ-FLORES P, SÁNCHEZ-ALFARO P, CEMBRANO J, ARANCIBIA G. 2016. Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 184: 193-211.
- TIAN Jiao, PANG Zhong-he, LI Yi-man, ZHOU Xiao-cheng. 2022. Research progress of geothermal gas[J]. *Acta Geologica Sinica*, 96(5): 1752-1766(in Chinese with English abstract).
- TORGERSEN T, HABERMEHL M A, CLARKE W B. 1992. Crustal helium fluxes and heat flow in the Great Artesian Basin, Australia[J]. *Chemical Geology*, 102(1-4): 139-152.
- VIGNERESSE J L, CUNNEY M. 1991. Are granites representative of heat flow provinces? [C]//ČERMÁK V, RYBACH L. *Terrestrial heat flow and the lithosphere structure*. Berlin Heidelberg: Springer: 86-110.
- WANG Xian-bin, LIU Gang, CHEN Jian-fa, ZHANG Cheng-jun, XIA Xin-yu. 1996. Fluid in the earth[J]. *Earth Science Frontiers*, 3(3-4): 105-118(in Chinese with English abstract).
- WANG Yang. 2000. Using helium isotope composition in underground fluid to estimate the ratio of crust/mantle component of continental heat flow[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 43(6): 762-770(in Chinese with English abstract).
- WELHAN J A. 1988. Origins of methane in hydrothermal systems[J]. *Chemical Geology*, 71(1-3): 183-198.
- WHITICAR M J. 1999. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane[J]. *Chemical Geology*, 161(1-3): 291-314.
- XU Sheng, GUAN Lu-feng, ZHANG Mao-liang, ZHONG Jun, LIU Wei, XIE Xian-gang, LIU Cong-qiang, TAKAHATA N, SANO Y. 2022. Degassing of deep-sourced CO₂ from Xianshuihe-Anninghe fault zones in the eastern Tibetan Plateau[J]. *Science China Earth Sciences*, 52(2): 291-308(in Chinese).
- YANG Cheng-hai, XU Wen-liang, YANG De-bin, LIU Chang-chun, LIU Xiao-ming, HU Zhao-chu. 2005. Chronology of the Jinan gabbro in western Shandong: Evidence from LA-ICP-MS zircon U-Pb dating[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 26(4): 321-325(in Chinese with English abstract).
- YANG Li-zhi, ZHANG Guang-hui, LIU Zhong-ye, LIU Chun-hua. 2009. Isotope age of groundwater in Lubei Plain and an evaluation of its renewable capacity[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 30(2): 235-242(in Chinese with English abstract).
- YIN Guan, NI Shi-jun, ZHANG Qi-chun. 2001. Deuterium excess parameter and geohydrology significance—Taking the geo-hydrology researches in Jiuzhaigou and Yele, Sichuan for example[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 28(3): 251-254(in Chinese with English abstract).
- YU Lei, ZHANG Jian, GAO Ling-jü, DONG Miao. 2017. Gravity-magnetic anomalies and tectonic activities in Luxi uplift[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 39(5): 694-707(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Bao-jian, GAO Zong-jun, ZHANG Feng-yu, HAO Shuan-Hu, LIU Fu-yi, ZANG Jian-jun. 2015. Hydrodynamic condition and response of formation water chemical fields of geothermal water in North China Basin[J]. *Earth Science Frontiers*, 22(6): 217-226(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Shan-wen, WANG Yong-shi, SHI Di-shi, XU Huai-min. 2003. Meshwork-carpet type oil and gas pool-forming system—Taking Neogene of Jiyang depression as an example[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 30(1): 1-10(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Wen, LI Yu-hong, ZHAO Feng-hua, HAN Wei, LI Yan, WANG Yun-peng, HOLLAND G, ZHOU Zheng. 2019. Using noble gases to trace groundwater evolution and assess helium accumulation in Weihe Basin, central China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 251: 229-246.