

青海共和盆地地热资源热源机制与聚热模式

唐显春^{1,2}, 王贵玲^{1,2}, 马 岩^{1,2}, 张代磊^{1,2},
刘 忠³, 赵 旭³, 程天君³

- (1. 地球深部探测中心, 中国地质科学院, 北京, 100037;
2. 自然资源部地热与干热岩勘查开发技术创新中心, 石家庄, 050061;
3. 中石化地球物理公司江汉分公司, 武汉, 433124)

摘 要: 青海共和盆地东侧贵德扎仓热田是探讨共和盆地地热资源成因的关键地区。本文综合区域地质、岩石热物性、同位素年代学、水文地球化学和地球物理测量等方法, 重点分析了共和盆地的构造背景和热源机制, 深入研究了共和盆地热能系统的关键环节。研究发现: ①识别出盆地地壳 15km 以下深度发育高导体, 并可与新生代青藏高原东部中-下地壳发育的层状低速高导层对比; ②近 NW-NS 向的瓦里贡左旋走滑逆冲断裂是扎仓热田重要的控热和导热断裂; ③晚中生代花岗岩与上覆围岩具有显著的热导率; ④温泉氢氧同位素指示水源以地表水补给为主; ⑤存在浅层新生界碎屑岩中-低温热储和深层花岗岩中-高温热储, 发育四类地热资源。综合分析提出了共和盆地干热岩三元聚热模式: 即新生代中-下地壳发育的高温低速高导层是主要热源, 中晚三叠世花岗岩是良好的导热和储热体, 既是干热岩母岩, 也是热储, 新生代低热导率沉积岩是良好的盖层。研究对于青藏高原地热成因、资源预测、开发规划等具有参考意义。

关键词: 共和盆地; 干热岩; 热源机制; 低速高导层; 贵德扎仓热田

横亘欧亚大陆的地中海-喜马拉雅构造带是全球主要的地热异常带之一, 其中青藏-喜马拉雅地区也是中国地热活动最为集中的地区, 大地热流值普遍高热异常 ($90 \sim 150 \text{ mW/m}^2$, 最高可达 300 mW/m^2 , Jiang Guangzheng et al., 2016; Hu Shengbiao et al., 2000), 区内发育羊八井-羊易、康定-巴塘、共和盆地恰卜恰-贵德等著名地热田。

共和盆地内部及周缘地区热显示丰富 (Xue Jianqiu et al., 2013; Wang Guiling et al., 2017)。盆地东侧贵德扎仓和曲乃亥温泉温度高达 $93 \sim 96^\circ\text{C}$, 超过当地沸点。2017 年在青藏高原东北缘共和盆地恰卜恰 3705m 深处钻获 236°C 的高温干热岩体, 这是我国首次钻获埋藏最浅温度最高的干热岩体, 进一步证实共和盆地地热资源异常丰富, 也重新引起了对该区地热资源评价的重视 (Zhang Senqi et al., 2018)。

对于青海共和盆地干热岩的成因一直没有定论, 主流存在几种观点: ①花岗岩的放射性生热导

致共和盆地区域性热异常 (Zhang Chao et al., 2018, 2019); ②共和盆地是典型的传导型热储, 其热源来自深部, 通过盆地内发育的花状断裂传导至浅部 (Yan Weide et al., 2013; Zhang Senqi et al., 2018; Gao Ji et al., 2018); ③热源来自深部地幔 (Feng Yanfang et al., 2018)。三种观点均有一定的合理性, 也有各自的缺点, 主要集中在: ①热源机制不确定; ②传导和聚热机制不明确。同时这些争论影响了对干热岩本身的认识, 也制约了地热资源的评价和高效开发利用进程。

本文重点聚焦共和盆地地热资源成因机制和地热系统两大基础问题, 选择盆地东侧扎仓热田为代表, 围绕热源、水源、热储、热传导和聚集过程等关键环节, 从区域地质、深部地球物理、岩石热物性、水文地球化学等方面综合研究, 探讨其可能的热源并建立综合成因模式, 以期全面评价共和盆地地热资源提供参考依据。

1 地质背景

1.1 区域地质

共和盆地位于青藏高原东北缘,地处中部造山带北西向延伸的构造部位,是昆仑断裂、阿尔金断裂、南祁连断裂共同左旋走滑断裂作用下控制的新生代陆内盆地(Zhang Guowei et al., 2004;

Zhang Kaijun et al., 2012)。盆地东侧以瓦洪山走滑断裂与柴达木-东昆仑断裂为界,与西秦岭地块相邻;盆地西侧以多禾茂断裂为界与巴彦克拉盆地相邻;盆地南侧以阿尼玛卿缝合带为界与松潘-甘孜褶皱带相邻,盆地北侧以青海湖南山断裂为界与祁连造山带相邻(青海省地质矿产局, 1991)。

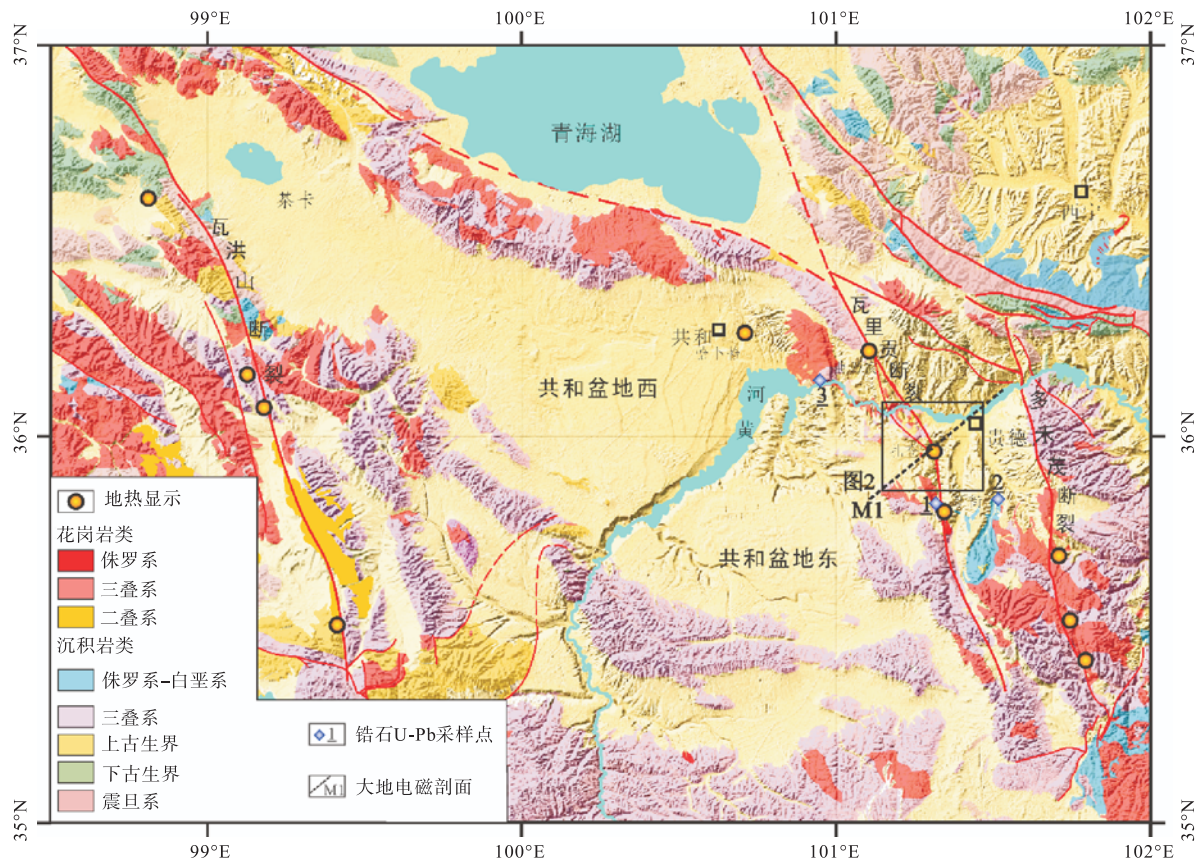


图 1 青海共和盆地地质与地热地质简图

共和盆地呈菱形展布,长约 280km,宽约 95km,面积 $1.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。黄河从盆地中间北东向穿越,形成深切峡谷,并将盆地分为东、西两部分。其中东侧盆地包括贵南—沙沟—贵德地区,西侧盆地主要包括茶卡—恰卜恰广阔地区。

共和盆地的基底形成于三叠纪,定型于白垩纪中晚期(Zhang Kaijun, 2001, 2002; Zeng Lu et al., 2018),总体上经历了盆地形成-湖泊盆地发展和盆地扩展盆地固定-间隔抬升的复杂过程。盆地周围发育有东昆仑和西秦岭造山带的火成岩序列和变质沉积岩,以中—晚三叠世变质沉积岩、印支

期花岗岩、花岗闪长岩为主(Zhang Kaijun, 2001, 2002; Zeng Lu et al., 2018)。共和盆地内部上覆地层和盆地腹地以新生代碎屑沉积岩为主,在盆地西南部发育 NW 向-近 NS 向构造岩浆岩隆起带,兼具有走滑性质。上覆地层和盆地腹地以新生代碎屑沉积岩为主。盆地内新生代沉积,总体呈现西厚东薄的趋势。西侧厚度可达 6000m,中东部恰卜恰地区厚度一般为 1500m 左右,东侧贵德地区一般为 500 ~ 1500m。

盆地内部及周缘地区统计报道的温泉超过 80 处(Xue Jianqiu et al., 2013; Zhang Chao et al.,

2018)。共和盆地发育的地热显示有几个明显特点：一是温泉总体呈现沿着断裂带集中分布的特点(Zhang Senqi et al., 2018; Feng Yanfang et al., 2018);以中温温泉为主,其中 6 处温泉出口温度超过 60℃,盆地东侧贵德扎仓和曲乃亥温泉温度分别为 96℃和 97℃,超过了当地沸点。除了浅层新近纪和古近纪碎屑岩为主的水热型热储,2017 年共和盆地在深部钻获干热岩,岩性为三叠纪花岗岩,温度最高 236℃(Yan Weide et al., 2013; Zhang Senqi et al., 2018; Kong Lingtian et al.,

2018)。1.2 扎仓热田地热地质特征扎仓热田位于共和盆地东侧,紧邻近 NNW 走向的瓦里贡断裂的中段(图 2)。该断裂呈 NW-NS 向发育,露头断面产状 206°∠88°,具有走滑性质。热田露头可见底部发育侏罗纪花岗岩、花岗闪长岩,上覆有早—中三叠世变质砂岩(产状 82°∠17°),同时与新近纪黄色—红色黏土岩呈不整合接触。热田西侧发育次级走滑性质的热光断裂,呈 NW 走向发育,倾角 77°~82°(图 3)。

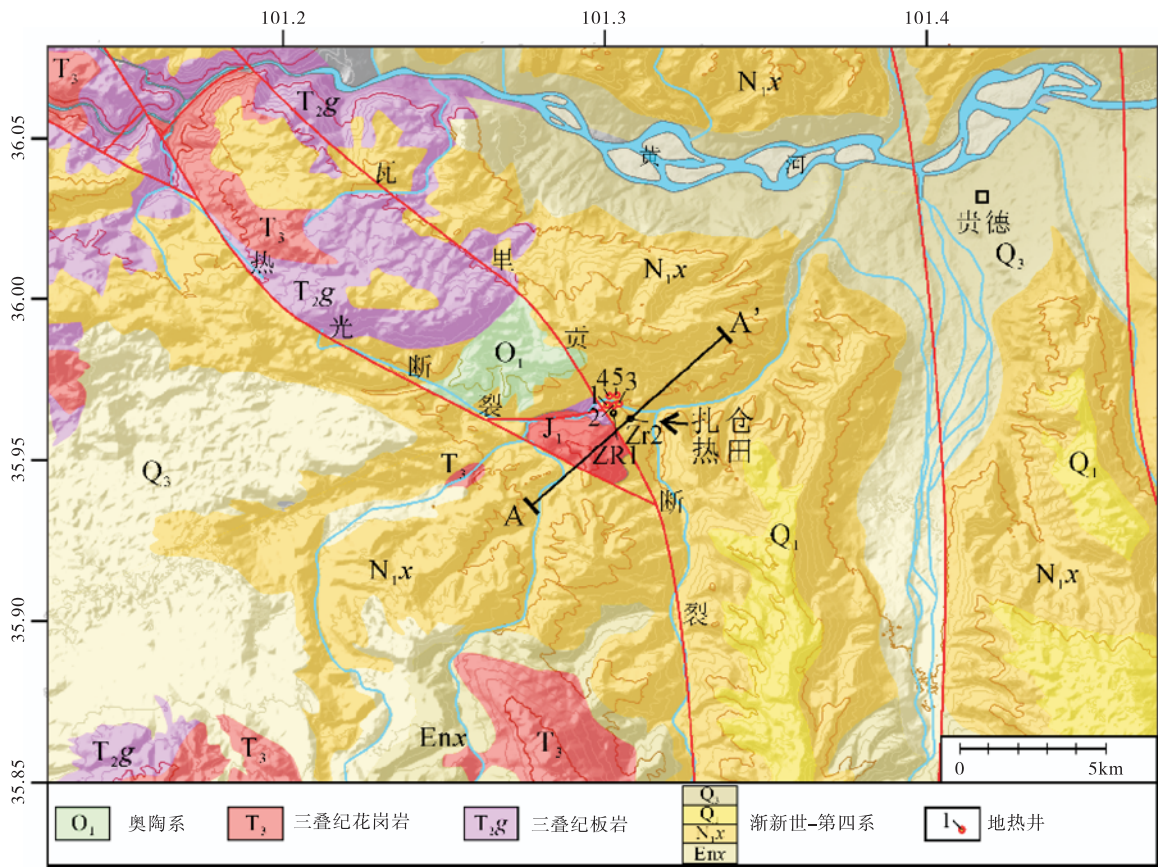


图 2 共和盆地东贵德扎仓热田地质简图

该热田内地热异常显示主要沿着河谷的第四系砂岩层中集中分布,可达 30 处/100m,温度 32~96℃,流量 0.1~0.3L/s(Jiang Zhenjiao et al., 2017)。当地 5 口浅钻在 90~100m 深度也获得 93~96℃气液两相高温流体,泉口标高 2448m,流量可达 800m³/d。自 2013 年以来,共和盆地针对地热资源开展了多轮次调查工作,包括在贵德扎仓温泉村实施

的 ZR1 井和 ZR2 井、共和恰卜恰地区实施的 GH1 井、GH-01 井等,均在盆地东、西侧揭示了深层存在良好的地热资源。其中贵德扎仓 ZR2 井自上而下分别钻遇第四纪—新近纪砂砾岩、三叠纪古浪组变质砂板岩、灰色花岗岩、花岗闪长岩、肉色花岗岩岩株。终孔深度 4703m,其中 4303.2m 测得温度 175.2℃(岩性花岗岩),地温梯度可达 60℃/km(Zhang Chao et al., 2018, 2020)。

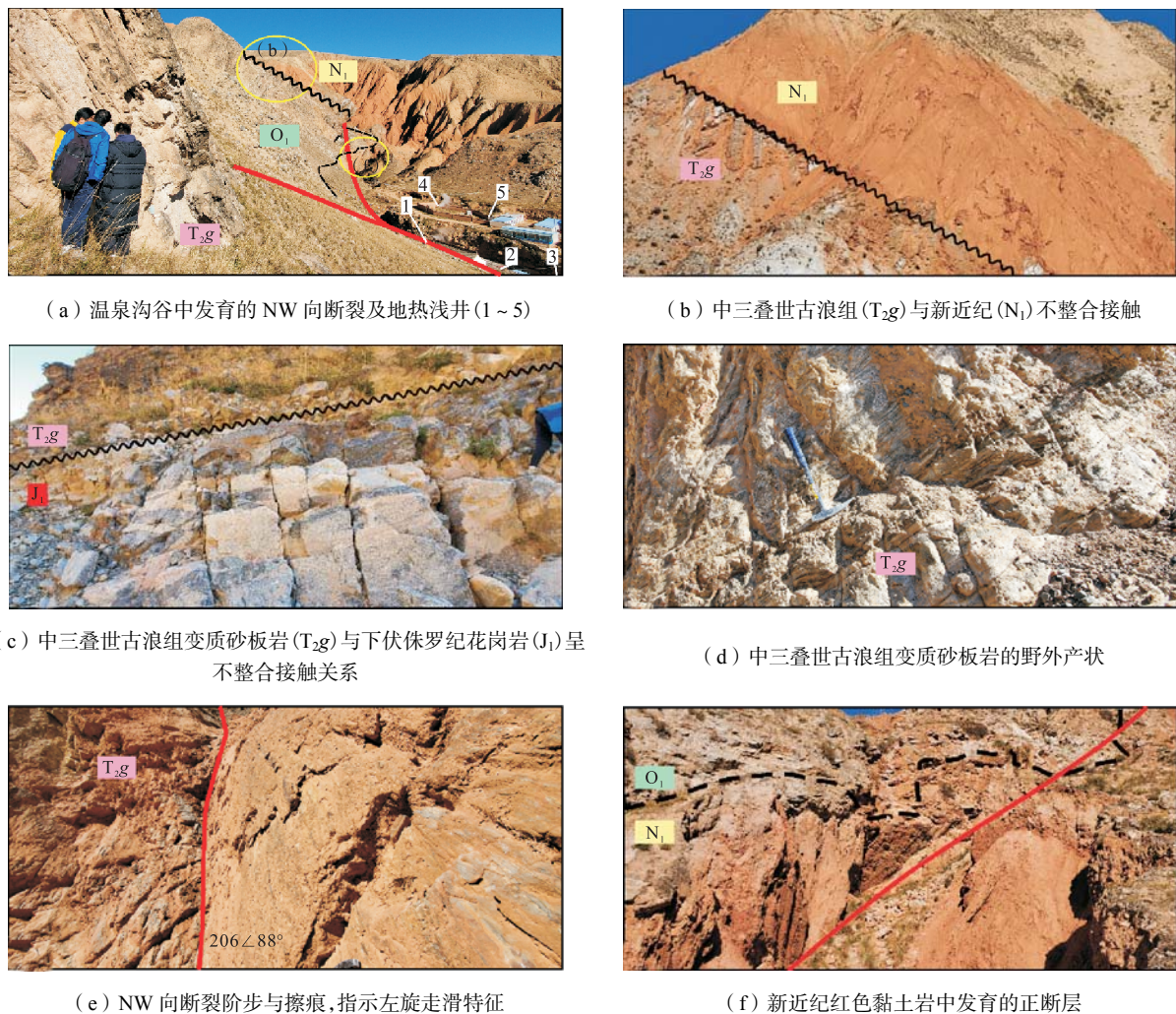


图 3 共和盆地扎仓热田典型野外露头剖面图

2 研究方法测试结果

围绕扎仓热田及周缘地区,采集了 3 件露头花岗岩样品测定其结晶年龄,6 件水样测定其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 同位素,24 件岩石样品测定其热导率和含水性,同时采集了 400 点大地电磁观测值(图 1)。

2.1 同位素年代学

3 件花岗岩样品采集自共和盆地东侧的新街(GD1)、扎仓(GD2)及中部龙羊峡(GD3)(图 1)。采集新鲜花岗岩样品粉碎并分离锆石并提纯后,由武汉上谱分析科技有限责任公司完成制靶和 CL 图像拍照,仪器为高真空扫描电子显微镜(JSM-IT100)。锆石 U-Pb 定年在中国地质大学(武汉)完成。采用激光剥蚀电感耦合等离子体质

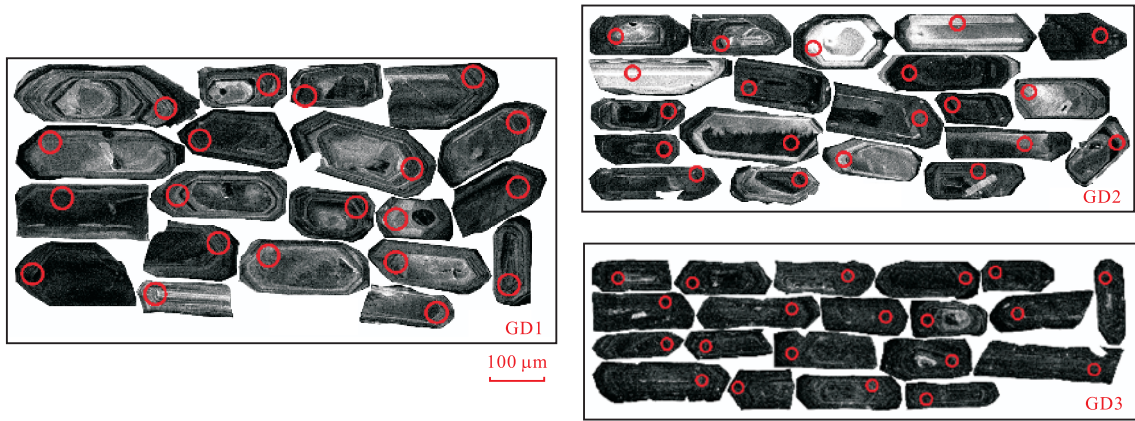
谱法(LA-ICP-MS),激光剥蚀系统为 GeoLas 2005,激光脉冲频率 8Hz,束斑大小 $32\mu\text{m}$,ICP-MS 为 Agilent 7500a 型号,利用 ICPMS DataCal 9.0 软件进行数据处理。

本次采集的花岗岩样品主要呈粉色或灰白色,分选的锆石呈透明—半透明自形长柱状,长轴约 $270\sim 400\mu\text{m}$,短轴约 $90\sim 210\mu\text{m}$ 。阴极发光图像可见明显结晶环带结构,具有典型的岩浆结晶特征(图 4)。锆石 Th/U 比值为 $0.14\sim 1.01$,多数为 $0.2\sim 0.5$ (表 1)。

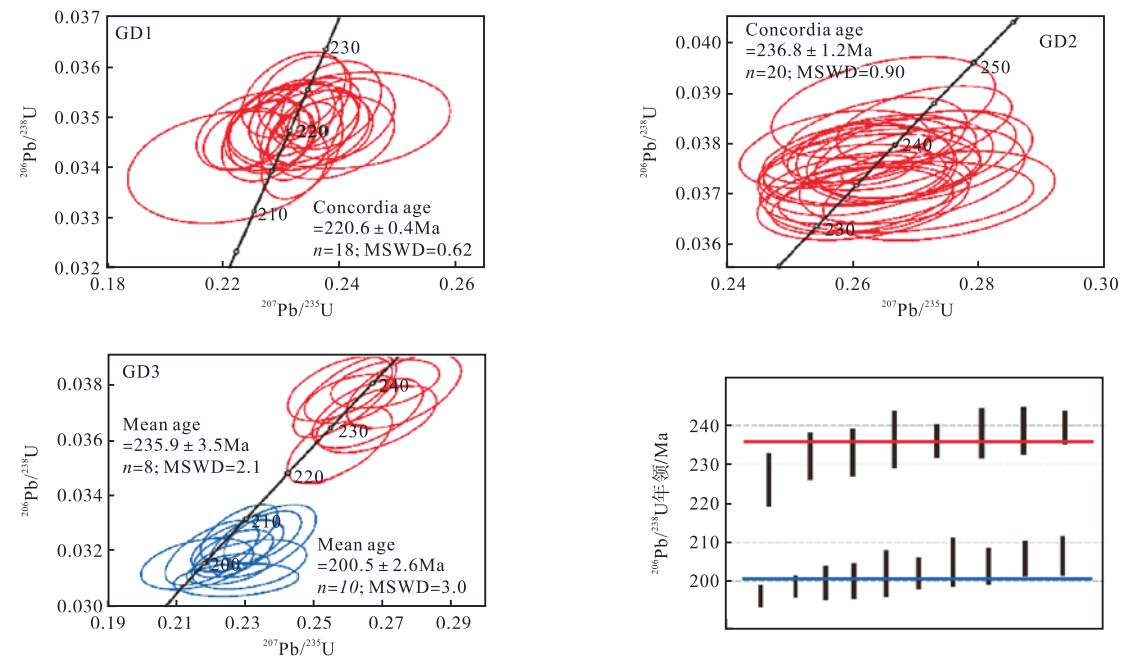
测定结果显示,区内花岗岩锆石结晶年龄主要集中在中—晚三叠世。其中样品 GD1 谐和年龄为 $220.6\pm 0.4\text{Ma}$ ($n=18$, $\text{MSWD}=0.62$),样品 GD2 谐和年龄为 $236.8\pm 1.2\text{Ma}$ ($n=20$, $\text{MSWD}=0.9$),样品 GD3 获得两个相对明显不同的年龄

值, 分别为 $235.9 \pm 3.5\text{Ma}$ ($n = 8$, $\text{MSWD} = 2.1$) 和 $200.5 \pm 2.6\text{Ma}$ ($n = 10$, $\text{MSWD} = 3.0$, $\text{Th}/\text{U} = 0.1 \sim 0.3$)。从结果来看, 区内岩浆活动至少可以分为三

期, 最早为 236.8Ma , 中间一期为 220.6Ma , 最新一期为 200.5Ma 。



(a) 花岗岩样品锆石 CL 图



(b) U-Pb 测年频谱图

图 4 共和盆地扎仓及周缘地区花岗岩样品锆石 CL 图和 U-Pb 测年频谱图

表 1 共和盆地贵德扎仓热田及周缘地区花岗岩锆石 U-Pb 同位素数据表

样品测点	含量 ($\times 10^{-6}$)			同位素比值						年龄 (Ma)					
	^{208}Pb	^{232}Th	^{238}U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
GD1-1	23.94	167	566	0.0516	0.00	0.2693	0.01	0.0378	0.01	333	61	242	5	239	2
GD1-2	26.05	180	611	0.0491	0.00	0.2572	0.01	0.0378	0.01	154	56	232	5	239	2
GD1-3	37.76	294	870	0.0504	0.00	0.2635	0.01	0.0378	0.01	213	46	237	4	239	2
GD1-4	30.70	198	725	0.0508	0.00	0.2631	0.01	0.0374	0.01	232	66	237	6	237	2
GD1-5	22.95	129	538	0.0496	0.00	0.2649	0.01	0.0387	0.01	176	63	239	6	245	2
GD1-6	36.57	207	862	0.0502	0.00	0.2636	0.01	0.0380	0.01	206	56	238	5	241	2
GD1-7	26.46	179	630	0.0516	0.00	0.2632	0.01	0.0370	0.01	265	56	237	5	234	2
GD1-8	26.84	189	631	0.0504	0.00	0.2598	0.01	0.0373	0.01	213	49	235	5	236	2

GD1-9	29.67	233	697	0.0508	0.00	0.2613	0.01	0.0373	0.01	232	57	236	5	236	2
GD1-10	28.02	204	661	0.0522	0.00	0.2693	0.01	0.0373	0.01	295	59	242	6	236	2
GD1-11	29.42	181	705	0.0511	0.00	0.2621	0.01	0.0371	0.01	256	61	236	6	235	2
GD1-12	17.63	151	409	0.0528	0.00	0.2685	0.01	0.0369	0.01	320	69	242	7	234	2
GD1-13	33.33	242	793	0.0515	0.00	0.2616	0.01	0.0368	0.01	261	56	236	5	233	2
GD1-14	25.10	192	594	0.0538	0.00	0.2738	0.01	0.0369	0.01	361	61	246	6	234	2
GD1-15	36.78	271	866	0.0514	0.00	0.2616	0.01	0.0368	0.01	261	59	236	6	233	2
GD1-16	21.75	216	487	0.0509	0.00	0.2641	0.01	0.0376	0.01	235	67	238	6	238	2
GD1-17	25.34	182	591	0.0521	0.00	0.2714	0.01	0.0377	0.01	300	57	244	6	239	2
GD1-18	28.18	214	656	0.0507	0.00	0.2643	0.01	0.0378	0.01	228	54	238	5	239	2
GD1-19	28.53	194	686	0.0514	0.00	0.2623	0.01	0.0369	0.01	261	53	236	5	234	2
GD1-20	51.34	414	1170	0.0512	0.00	0.2714	0.01	0.0383	0.01	250	44	244	5	242	2
GD2-1	32.35	376	788	0.0537	0.00	0.2596	0.01	0.0350	0.01	367	63	234	6	222	2
GD2-2	30.10	405	712	0.0525	0.00	0.2559	0.01	0.0352	0.01	306	55	231	6	223	2
GD2-3	7.11	69.9	170	0.0541	0.00	0.2629	0.01	0.0349	0.02	376	137	237	11	221	2
GD2-4	13.73	293	289	0.0539	0.00	0.2566	0.01	0.0346	0.01	365	80	232	7	219	2
GD2-5	62.6	658	1549	0.0519	0.00	0.2465	0.01	0.0343	0.01	280	52	224	5	218	2
GD2-6	35.78	269	890	0.0505	0.00	0.2472	0.01	0.0354	0.01	217	61	224	5	224	2
GD2-7	4.60	75.8	107	0.0472	0.00	0.2211	0.01	0.0340	0.01	57.5	152	203	12	215	3
GD2-8	34.64	313	848	0.0497	0.00	0.2363	0.01	0.0347	0.01	189	82	215	5	220	2
GD2-9	17.83	158	448	0.0503	0.00	0.2440	0.01	0.0354	0.01	209	40	222	6	224	2
GD2-10	38.59	326	912	0.0507	0.00	0.2450	0.01	0.0348	0.01	228	61	223	8	221	2
GD2-11	21.57	276	521	0.0479	0.00	0.2283	0.01	0.0347	0.01	100.1	74	209	6	220	2
GD2-12	37.06	335	941	0.0477	0.00	0.2268	0.01	0.0345	0.01	83.4	53	208	5	219	2
GD2-13	22.15	147	582	0.0495	0.00	0.2348	0.01	0.0345	0.01	172	67	214	5	219	2
GD2-14	49.9	303	1205	0.0518	0.00	0.2458	0.01	0.0347	0.01	280	100	223	8	220	2
GD2-15	32.59	272	823	0.0519	0.00	0.2505	0.01	0.0351	0.01	280	61	227	5	222	2
GD2-16	53.9	627	1352	0.0515	0.00	0.2470	0.01	0.0347	0.01	265	53	224	4	220	2
GD2-17	31.99	265	818	0.0503	0.00	0.2429	0.01	0.0350	0.01	206	56	221	5	222	2
GD2-18	19.49	154	504	0.0518	0.00	0.2485	0.01	0.0348	0.01	276	67	225	6	221	2
GD3-1	88.3	422	2162	0.0527	0.00	0.2271	0.01	0.0309	0.01	317	64	208	6	196	1
GD3-2	60.57	289	1722	0.0523	0.00	0.2349	0.01	0.0323	0.01	298	45	214	5	205	3
GD3-3	91.5	435	2375	0.0507	0.00	0.2202	0.01	0.0318	0.01	233	67	202	5	202	3
GD3-4	74.95	423	2115	0.0514	0.00	0.2262	0.00	0.0318	0.01	261	48	207	4	202	2
GD3-5	70.77	396	2001	0.0532	0.00	0.2307	0.01	0.0314	0.01	345	67	211	6	199	2
GD3-6	83.5	392	2265	0.0495	0.00	0.2156	0.01	0.0315	0.01	172	67	198	6	200	2
GD3-7	105.1	904	2853	0.0521	0.00	0.2248	0.00	0.0313	0.01	300	53	206	4	199	1
GD3-8	67.64	293	1943	0.0513	0.00	0.2275	0.01	0.0321	0.01	254	46	208	4	204	2
GD3-9	65.26	263	1858	0.0507	0.00	0.2282	0.00	0.0326	0.01	228	42	209	4	207	3
GD3-10	68.93	369	1930	0.0524	0.00	0.2349	0.00	0.0324	0.01	302	44	214	4	206	2
GD3-11	53.96	267	1399	0.0519	0.00	0.2571	0.01	0.0357	0.01	283	46	232	5	226	3
GD3-12	51.61	347	1243	0.0528	0.00	0.2757	0.01	0.0376	0.01	320	46	247	5	238	3
GD3-13	54.31	258	1355	0.0525	0.00	0.2676	0.01	0.0367	0.01	306	58	241	6	232	3
GD3-14	65.4	398	1557	0.0505	0.00	0.2589	0.01	0.0374	0.01	217	84	234	5	237	4
GD3-15	60.47	251	1512	0.0492	0.00	0.2569	0.01	0.0377	0.01	167	50	232	5	239	3
GD3-16	56.89	319	1377	0.0521	0.00	0.2651	0.01	0.0369	0.01	300	54	239	5	233	3
GD3-17	48.84	306	1161	0.0515	0.00	0.2703	0.01	0.0379	0.01	265	54	243	5	240	2
GD3-18	52.35	275	1276	0.0504	0.00	0.2606	0.01	0.0373	0.01	217	46	235	4	236	2

2.2 热物性测试

24 件热物性测试在中国地质大学(武汉)资源学院完成,测试参数包括热导率、体积热容、热扩散系数、岩石密度、含水率。测试采用 ISOMET

2114 手持式测量仪器完成,通过探针与测试样品直接热接触,通过插入探针的电阻加热器的电加热来激发热流,分析材料对热流脉冲的温度响应和与时间的函数关系。

本次测试 24 件岩石样品,其中 12 件为中三叠世古浪组砂岩、浅变质砂岩和板岩,5 件为渐新世黏土岩,7 件为中—晚三叠世花岗岩或花岗闪长岩。

结果显示(表 2),中三叠世浅变质砂板岩热导

率为 $1.30 \sim 2.44 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$,平均为 $1.69 \pm 0.31 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$;比热容 $1.42 \sim 1.77 \text{ MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$,平均为 $1.55 \pm 0.10 \text{ MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$;热扩散系数 $0.67 \times 10^{-6} \sim 1.39 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$,平均值为 $1.03 \times 10^{-6} \pm 0.18 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 。

表 2 共和盆地典型岩性的热物性参数统计表

编号	岩性	导热系数 $\lambda(\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K}))$	体积比热容 $C_p(\text{MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K}))$	热扩散系数 $\alpha(\times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s})$	含水率(%)
1	粉砂岩	1.2957	1.5056	0.8606	0.76
2	砾岩	1.3740	1.4585	0.9421	1.45
3	灰色砂岩	2.4405	1.7513	1.3934	1.48
4	深灰色粉砂岩	2.2655	1.7700	1.2797	0.43
5	灰黑色粉砂岩	1.9542	1.4241	0.6700	0.8
6	灰色变质泥岩	1.3287	1.7596	0.7554	2.45
7	青灰色砂岩	1.4070	1.4780	0.9519	0.72
8	千枚岩化变质板岩	1.3904	1.4832	0.9375	2.47
9	变质砂岩	1.5427	1.4848	1.0396	0.03
10	灰色板岩	1.6840	1.4816	1.1366	0.28
11	粉色变质砂岩	1.9837	1.5390	1.2890	0.8
12	灰色变质砂岩	1.6357	1.4962	1.0932	0.13
13	新近纪浅黄色黏土岩	0.6121	1.5297	0.4001	2.21
14	新近纪浅黄色黏土岩	0.3872	1.3388	0.2893	2.43
15	新近纪浅黄色黏土岩	0.3411	1.3880	0.2457	1.72
16	新近纪浅黄色黏土岩	0.2142	1.3417	0.1597	3.14
17	新近纪浅黄色黏土岩	0.3259	1.5400	0.2116	2
18	细粒花岗岩	3.2623	1.8237	1.7888	1.31
19	花岗岩	2.4438	1.8244	1.3395	1.76
20	花岗岩	2.9150	1.6618	1.7541	0.16
21	花岗岩	2.6568	1.8353	1.4477	1.46
22	花岗岩	3.0161	1.8959	1.5908	0.21
23	灰色花岗闪长岩岩	3.1772	1.7021	1.8666	0.32
24	灰色花岗岩	2.0794	1.5605	1.3325	1.08

共和盆地腹地厚层发育的渐新世黏土岩热导率为 $0.2142 \sim 0.6121 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$,平均为 $0.3761 \pm 0.10 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$;比热容 $1.3388 \sim 1.5400 \text{ MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$,平均为 $1.4276 \pm 0.09 \text{ MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$;热扩散系数 $0.16 \times 10^{-6} \sim 0.40 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$,平均为 $0.2613 \pm 0.07 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 。

中晚三叠世花岗岩热导率为 $2.0794 \sim 3.2623 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$,平均为 $2.7929 \pm 0.34 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$;比热容 $1.5605 \sim 1.8959 \text{ MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$,平均为 $1.7576 \pm 0.10 \text{ MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$;热扩散系数 $1.3325 \times 10^{-6} \sim 1.8666 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$,平均为 $1.5886 \pm 0.18 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 。

2.3 水文地球化学

为了评价研究区的地热流体来源,本次采集了 5 口地热浅井和附近河流的水样各 1 件,测试其 $\delta \text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 同位素值,分析过程由美国 BETA 实验室完成。

水样测试结果显示,5 口地热浅井的 $\delta \text{D}(\text{‰})$ 和 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ 同位素数据基本一致, $\delta^{18}\text{O}$ 含量为 $-11.10 \pm 0.08\text{‰}$, δD 含量 $-84.58 \pm 0.45\text{‰}$,河水样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 含量 -8.89‰ , δD 含量 -61.58‰ 。

2.4 大地电磁探测

此次共完成 400 点大地电磁测量,由中石化物探分公司使用加拿大凤凰公司生产的 V8-6R/RUX-3E 型五分量仪器完成数据采集。野外采用“十字形”五分量观测方式,单测点观测时间不少于 17h,并尽可能增加低频数据的谱叠加次数,在测量区外 200 km 处设置远参考站。有效观测频率范围 $320 \sim 0.0005 \text{ Hz}$,有效观测频点数 40 个。数据处理和反演软件利用 MT-Pineer(V5.50)、Topeak、MT3DV 完成。

大地电磁测量结果显示(图 5),共和盆地东侧贵德地区纵向存在三个主要的电性结构层:表层

表现为高频段的低电阻、高相位、近似一维并且主轴角度杂乱的特征,推测它是盆地区新生代地层的表现,主要分布于瓦里贡断裂以东的盆地区,深度可达 1.5km;第二层高电阻、低相位、整体为高维性且主轴角度趋近于 $15^\circ/75^\circ$,在横向上具有差异性,瓦里贡断裂以西地区存在大规模高阻异常体,并有向盆地区延伸的趋势,视电阻率约 $150 \sim 1000 \Omega \cdot \text{m}$,可能是侵入三叠系的异常高阻花岗岩体,深度延伸可达 20km。断裂东侧浅部为比较平缓的低阻层,厚度 1.5km,视电阻率小于 $10 \Omega \cdot \text{m}$,可能与三叠系浅变质岩有关。第三层深度接近 20km,位于第二层下部,整体表现为低阻异常,视电阻率在 $1 \sim 10 \Omega \cdot \text{m}$,考虑共和盆地花岗岩含水率约 0.9%,认为低阻高导的特征可能与深部高温有关系(Jiang Jianjun et al., 2013)。延测线方向发育多条正断层,扎仓热田所在的位置即瓦里贡断裂带,且在区域上电性特征明显,可能切割深度大,产状较陡。结合 ZR2 钻井资料,编制了扎仓热田可能的地质结构剖面图(图 6)。

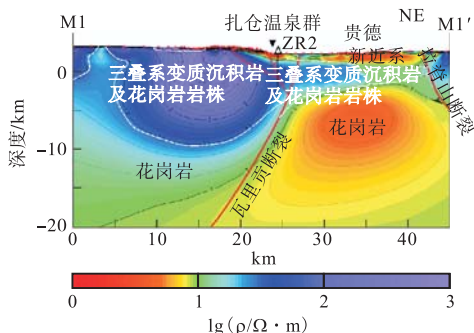


图 5 共和盆地东侧大地电磁测量电性结构剖面图(M1-M1'剖面位置见图 1)

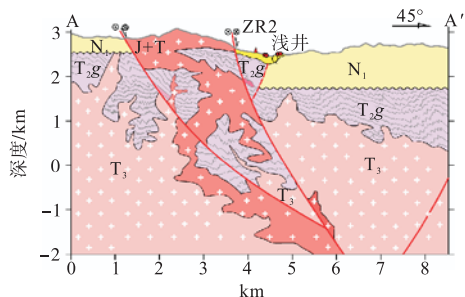


图 6 共和盆地扎仓热田地质剖面图(剖面位置见图 2)

3 讨论

3.1 热源机制

共和盆地及周缘地区地热异常显示丰富,对

于其热源问题研究由来已久。地壳花岗岩放射性元素异常富集(Zhang Senqi et al., 2018, 2019)、地幔热(Feng Yanfang et al., 2018)、深大断裂导热(Zhang Senqi et al., 2018; Zhang Shengsheng et al., 2018)被认为是共和盆地地热异常形成的三大主流观点。

3.1.1 花岗岩放射性生热率与生热贡献

广泛发育的花岗岩是共和盆地的显著特点。花岗岩不仅与放射性生热密切相关,同时也是共和盆地干热岩的母岩。一般认为花岗岩富含铀系元素的矿物,放射性生热能产生并聚集大量的热能,在合适的条件下可能会形成较高的地热异常(Li Xueli et al., 2000; Wang Jiyang et al., 2015)。在中国东南沿海地区发现有富铀花岗岩,含量可达 $6.28 \sim 7.56 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Lin Lefu et al., 2017)。澳大利亚库珀盆地 Innamincka 花岗岩(年龄 $320 \sim 300\text{Ma}$)具有较高的放射性生热率($7 \sim 10 \mu\text{W}/\text{m}^3$),被认为是 Habanero 干热岩形成的主要因素(Ayling et al., 2016)。

共和盆地发育的花岗岩年龄集中分布在中—晚三叠世(235Ma、220Ma、200Ma),这是秦岭中央造山带覆盖共和盆地在内的区域性构造岩浆时间的局部表现,一般被认为是岩石圈拆沉作用引发的岩浆底侵事件(Zhang Hongfei et al., 2006)。该岩浆活动的时间和背景与松潘-甘孜褶皱带内广泛发育的花岗岩具有相似性。同位素研究表明其岩浆来自于地壳物质的部分熔融,源岩类型以泥质岩类或杂砂岩为主(Shi Zhangliang et al., 2009)。本次野外也发现中三叠世变质板岩具有强烈的变形作用,局部发育石榴子石、电气石、夕线石等变质矿物,我们推测共和盆地 220~200Ma 发育的花岗岩可能与松潘甘孜复理石褶皱带滑脱过程中发生部分熔融事件相关,明确是三叠系沉积岩基底滑脱引起的地壳重熔,深度可达 15km(Zhang Kaijun, 2001; Reid et al., 2005; Tang Xianchun et al., 2017a, 2017b)。

Zhang et al. (2020)统计了共和盆地 3 口地热钻井获取的花岗岩岩芯的放射性生热率,测得平均值 $3.20 \pm 1.07 \mu\text{W}/\text{m}^3$,根据加厚的地壳厚度估算的花岗岩放射性生热贡献热流约为 $30.4 \sim 40.5 \text{ mW}/\text{m}^2$,提出放射性热流贡献约占比共和盆地平

均大地热流的 29.6% ~ 39.7%。一般地,全球花岗岩放射性生热率的平均值为 $2.1 \sim 2.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Vila et al., 2010; Artemieva et al., 2017), 生热率值与花岗岩年龄关系密切。可见,相比典型放射性生热主导的地热田,共和盆地花岗岩放射性生热率水平与全球中—新生代花岗岩放射性生热率平均值 ($3.09 \pm 1.62 \mu\text{W}/\text{m}^3$) 接近。这表明共和花岗岩并未表现出强烈的放射性生热率异常,尽管放射性元素的热流存在一定贡献,但并非共和盆地的主要热源。一般认为花岗岩冷却时间为 5 ~ 8Ma, 共和盆地中—晚三叠纪花岗岩本身已无余热供热能力。

3.1.2 中-下地壳低阻高导层可能是重要的热源

大地电磁探测结果表明,共和盆地中-下地壳普遍存在低阻高导异常层(图 7, 视电阻率小于 $3.0 \Omega \cdot \text{m}$), 可能是深部高温异常体的电性反映(本次研究; Gao Ji et al., 2018; Zhao Lingqiang et al., 2019; 中国地震局未发表资料; Khan and Shankland, 2012; Alan and Alan, 2012)。该低阻高导异常层在盆地下方 15 ~ 55km 似乎普遍发育, 且呈现北侧浅、南侧深的特征。同时该高导层也跨越盆地, 向南侧跨越昆仑断裂、延伸马尔康, 并于松潘-甘孜深部相连接; 向北侧可能被秦岭北断裂带(青海南山)阻挡, 电阻率值降低, 延伸不超过海原断裂(图 7, Zhao Lingqiang et al., 2019)。

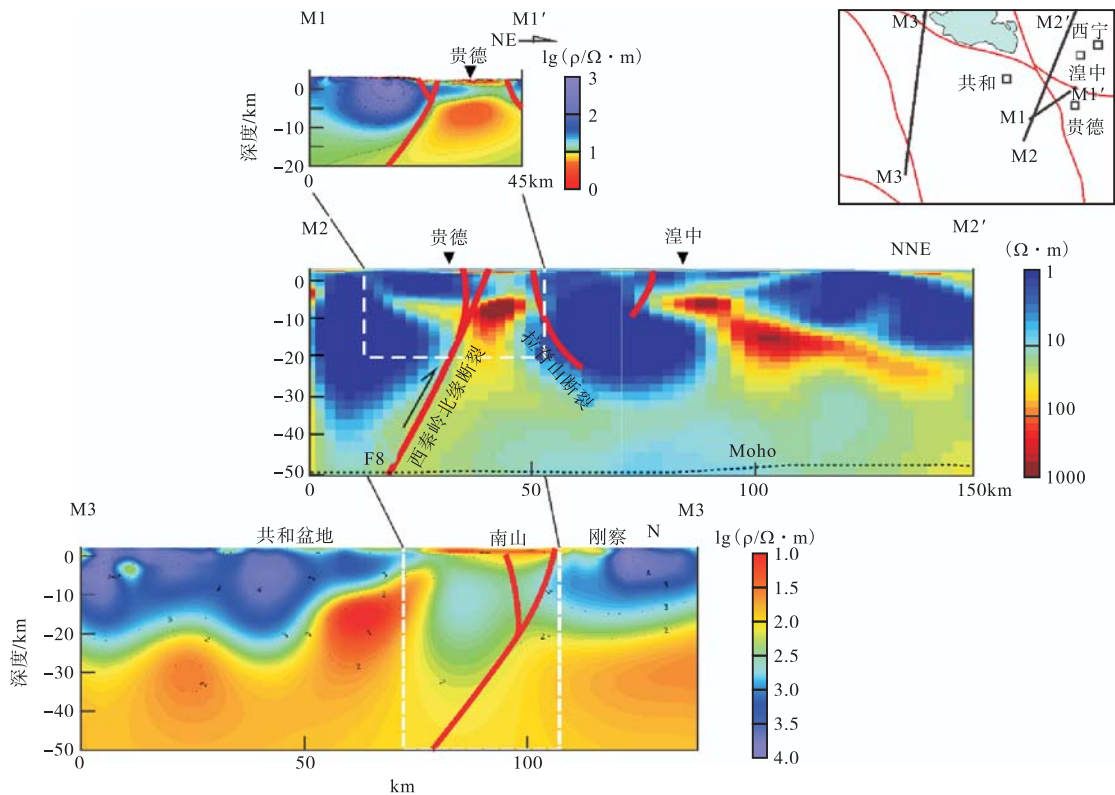


图 7 共和盆地及周缘地区电性结构剖面对比图(剖面 a 为本次研究;剖面 b 据赵凌强等, 2019;剖面 c 据中国地震局未发表资料)

Bai Denghai et al. (2010) 认为青藏高原东部地壳 15km 以下深度发育高导层, 电阻率小于几十欧姆米, 位置处于鲜水河断裂和金沙江断裂之间, 呈带状延伸, 层厚 20 ~ 30km, 表明该位置存在一条韧性的地壳流。人工地震解释的低速层位置也与之对应(速度约为 5.8km/s, 厚度大约 8 ~ 10km, 如 Wang Chunyong et al., 2003; Huang Jinli et al.,

2001; Sun Jie et al., 2003), 可能表明地下 15km 发育熔融的岩浆囊。Tang Xianchun et al. (2017) 通过 S 波速和重力资料反演, 估算 15km 深度温度超过 650°C , 并指出藏东中-下地壳韧性地壳流可能是理塘-巴塘地热异常的主要热源。

此外, 从共和盆地已报道的温泉群中的气体同位素数据来看, ^3He 值为 $0.04 \sim 0.08\text{Ra}$ (Tan

Hongbing et al., 2012), 表明热源几乎无幔源成分, 而全部来自于地壳热。 ^3He 同位素数据似乎不太支持 Feng Yanfang et al. (2018) 的热来自地幔的观点。基于区域地质背景、地球物理资料以及温泉产状和气体同位素证据, 我们推测, 松潘-甘孜褶皱带下方发育的韧性流可能向北与共和盆地下方的高导层可对比, 无论在成因上, 还是地球物理特征上具有相似性, 可能也是共和盆地的主要热源。

3.2 花岗岩在共和盆地地热资源形成过程中的作用

本次研究统计了盆地内主要的岩性和热能聚散的相关性。从结果可以看出, 花岗岩、三叠纪变质砂板岩为主的围岩, 以及上覆的渐新世黏土岩或粉砂岩, 其热导率值分别为 $2.79 \pm 0.34 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$ 、 $1.69 \pm 0.31 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$ 、 $0.38 \pm 0.10 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$ 。相比而言, 花岗岩总体表现出较高的热导率值和热扩散系数。就热导率而言, 花岗岩是三叠纪浅变质岩的 1.69 倍, 是新生界碎屑岩的 7.5 倍(图 8)。这表明相对于相同条件下接受同样的热源, 三叠纪花岗岩具有更好的导热效果或聚热能力, 有利于形成干热岩等区域性地热资源, 而新生代碎屑岩的导热效果较差。但高热导率值也意味着在暴露条件下, 花岗岩区热散失的能力相对更高, 而巨厚的新生代碎屑岩沉积(5~8km)更容易形成区域性盖层, 降低散热量, 为花岗岩热能聚集提供保护。

3.3 走滑断裂带与地热异常

伴随印度板块向欧亚板块挤压, 青藏高原自新生代以来发生大规模由南向北递进式隆升变形, 高原东北缘的共和盆地在此背景下发育 NW-NNW 向断裂构造, 并受侧向挤出机制的影响, 具有陡倾向、深切割、左旋走滑的特点。盆地及周缘地区的地热异常, 均具有沿着断裂带发育或集中出露的特点, 如西侧瓦洪山断裂带内的, 中部瓦里贡断裂带内曲乃亥和扎仓温泉群, 东侧多禾茂断裂带内的温泉群。结合地质背景, 温泉集中分布在断裂带内, 其原因可能有两个: 一是断裂是贯穿热储, 是泄压和泄流的主要通道, 二是断裂带切割至深部高热导率花岗岩热储, 形成了局部对流型热储通道。

从电性结构剖面图来看, 扎仓热田所在的热

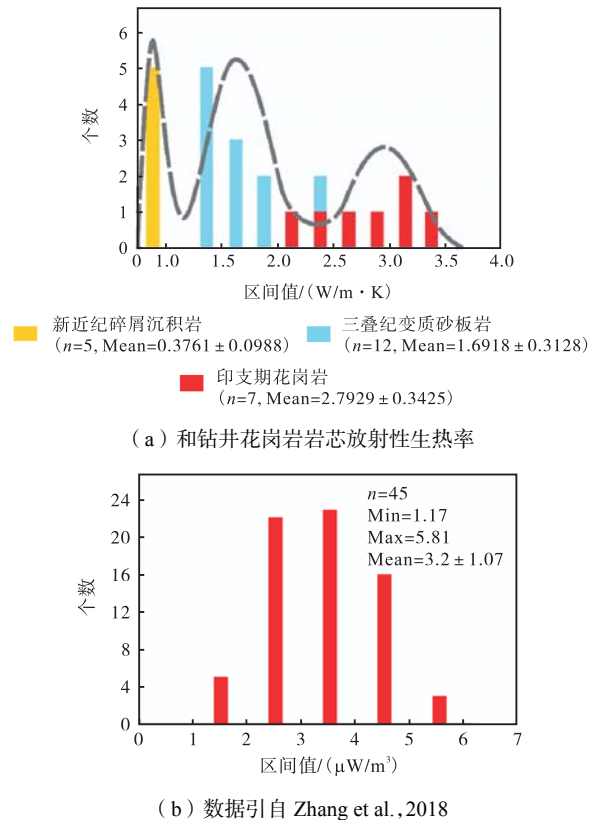


图 8 共和盆地岩石样品热导率统计柱状图

光断裂(瓦里贡断裂的中段分支), 具有左侧花岗岩发育区明显高阻异常($>2.0\Omega\text{m}$), 断裂右侧往拉脊山方向明显低阻异常。该电性特征与地层发育特征与青海南山断裂带具有相似性。本次结果可以大胆推测, 近 NS 走向瓦里贡走滑断裂带以北以东地区在构造属性上, 不属于广义的共和盆地。瓦里贡走滑断裂带, 不仅是共和盆地东侧重要的构造边界, 也是重要的控热边界(图 5、图 6、图 7)。

3.4 水源

从共和盆地扎仓热泉采集的样品, 其 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 同位素散点投图均落到全球大气降水线(GMWL)上, 表明其来源为大气降水(图 9)。考虑到地热井与河流基本处于相似的地质背景下, 其同位素存在差异, 可能与样品水汽分离影响有关(Jiang et al., 2017)。扎仓温泉的循环深度为 1385m(Wang Bin et al., 2015; Li Xiaoling et al., 2016), 指示补给的大气降水循环深度不超过三叠纪浅变质板岩和下部侵入的晚三叠世花岗岩。这也从侧面说明, 区内花岗岩起到导热的作用。

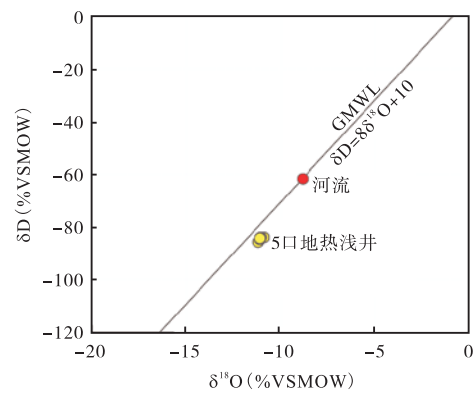


图9 共和盆地扎仓热田 $\delta D-\delta^{18}O$ 同位素关系图

3.5 热储

区内地热钻井(贵德扎仓地区 ZR2、地热浅

井、共和恰卜恰 GH1 井为代表)与地表露头揭示,共和盆地内发育四套主要热储,可以总结为四层两类。浅部三层,为碎屑岩热储,是水热型地热资源的重要储层,分别为新近纪细砂岩或粉砂岩、古近纪粉砂岩中-低温热储、中三叠世变质砂岩中-低温热储、中—晚三叠世花岗岩热储(干热岩)。

浅层新生代碎屑岩热储上、下均含有黏土岩,可以形成较好的隔水层,同时由于较低的热导率和热扩散系数,共和盆地巨厚的新生界(500~8000m)可以形成良好的盖层。深层花岗岩具有较高的热导率和热扩散系数,不仅是沟通深部热源和浅部热储的重要传热导体,也是干热岩热储的母岩(图10)。

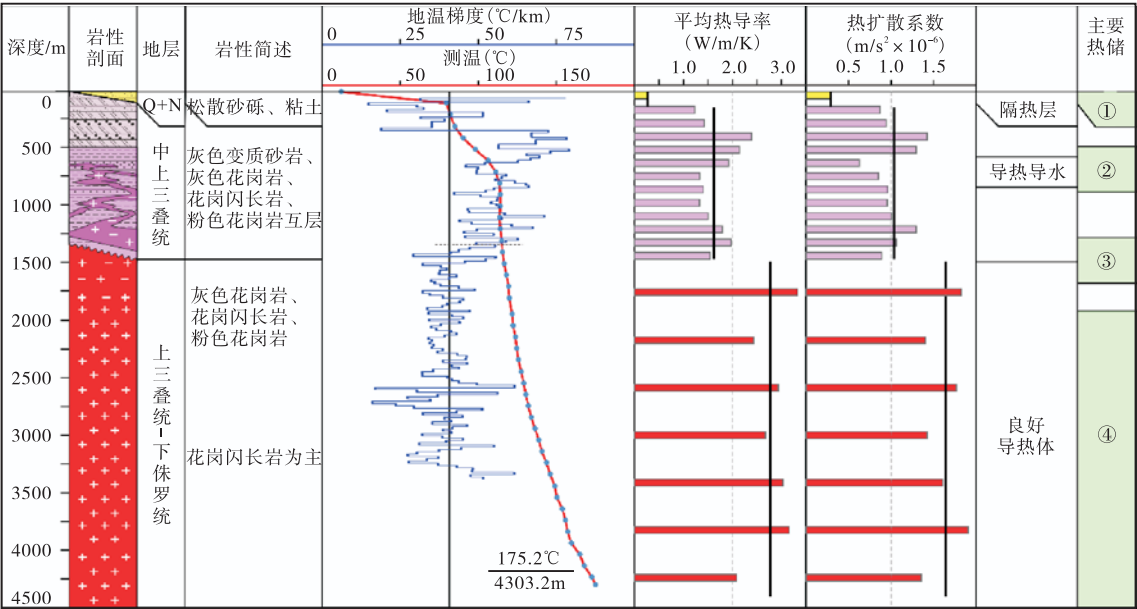


图10 共和盆地扎仓热田 ZR2 井测温曲线(ZR2 井测温曲线引自 Zhang Chao et al., 2020)

4 成因模式

综合区域地质、地球物理反演的深部地质结构特征、地表地热异常显示发育规律、钻井揭示的地层与热储结构、水样品化学与氢氧同位素特征、岩石热物性参数,我们提出共和盆地干热岩三元聚热模式(图11):即新生代中-下地壳发育的高温低速高导层是主要热源,受走滑断裂简单剪切作用向中-上地壳抬升导致区域性异常高热;中—晚三叠世花岗岩具有较高的热导率和低含水率,是重要的导热体,也是干热岩母岩和重要的热储;新生代低热导率沉积岩是良好的盖层;浅层地表水

下渗循环至花岗岩体附近形成碎屑岩型水热系统,深层花岗岩为干热岩系统。近 NNW 走向具有左旋走滑特征的断裂带切穿了浅部热储与深部花岗岩体(干热岩),是重要的导热构造和控热构造。

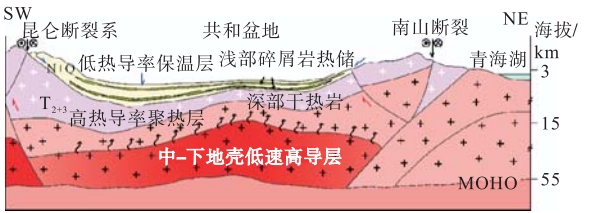


图11 青海共和盆地深部地热能聚集模式图

局部地区受新生界青藏高原东北缘变形过程中形成的 N-E 走向或近 E-W 走向张性正断层影响,可能是主要的控水构造,在两组断裂交汇部位形成泄压区,是温泉(群)集中分布的有利部位。

5 结 论

(1)共和盆地 15km 深部发育层状低阻高导异常体,与新生代青藏高原东北缘变形过程中在中-下地壳发育的层状低速高导层可对比,可能是盆内干热岩和丰富的水热型地热异常的主要热源。

(2)近 NW-NS 向的瓦里贡左旋走滑断裂是扎仓热田重要的控热和导热断裂,同时也是共和盆地东部重要的控热边界。

(3)共和盆地中生代花岗岩与上覆围岩的热导率具有显著差异性。花岗岩具有较高热导率,既是干热岩的母岩,也是沟通深层热能的良好导热体;上覆新生界碎屑沉积岩热导率较低,是良好的盖层;共和盆地浅层水热型资源水源补给以大气降水为主,水循环深度一般不超过底部花岗岩的

侵入界面。

(4)氢氧同位素数据表明共和盆地浅层水热型资源水源补给以大气降水为主,水循环深度一般不超过底部花岗岩的侵入界面;

(5)存在浅层新生界碎屑岩中-低温热储和深层花岗岩中-高温热储,发育四层两类地热资源。

(6)提出了共和盆地干热岩三元聚热模式:即新生代中下地壳发育的高温低速高导层是主要热源,中晚三叠世花岗岩是良好的导热和储热体,既是干热岩母岩,也是热储,新生代低热导率沉积岩是良好的盖层。

致谢: 本文受到中国地质调查局和中国地质科学院地质调查项目、国家自然科学基金、自然资源部地热与干热岩勘查开发技术创新中心项目资助。野外工作受到罗银飞教授、雷玉德博士帮助。野外大地电磁探测由中国石化地球物理公司协助完成。

参考文献略

转自:地质学报,2020,第94卷(7):2052-2065.

美国能源部大力推进增强型地热系统工程示范

张 伟

(地调局地质文献中心)

据美国能源部网站 2024 年 2 月 13 日报道,为了支持拜登政府的“投资美国”议程,美国能源部宣布为 3 个项目提供总计 6000 万美元的资助,以证实增强型地热系统技术的有效性和可扩展性,

据美国能源部网站 2024 年 2 月 13 日报道,为了支持拜登政府的“投资美国”议程,美国能源部宣布为 3 个项目提供总计 6000 万美元的资助,以证实增强型地热系统技术的有效性和可扩展性。美国能源部长珍妮弗·格兰霍姆认为这些示范项目将促进美国在更广泛地区部署实施地热发电,从而充分利用这类可再生能源帮助实现 2035 年 100%清洁电力目标。目前,美国地热发电量约为 4000 兆瓦,但美国能源部最近的一项分析表明,到 2050 年,增强型地热系统技术可以为美国电网提供 9 万兆瓦的稳定电力,足以覆盖超过

6500 万户家庭。

地热资源按其赋存条件可分为水热型和干热岩型地热资源。其中,干热岩型地热资源是指赋存于不含原生水或含少量水(但不能流动)的高温(180℃以上)深部岩体内资源潜力巨大的热能。目前,针对干热岩型地热资源的开发主要采用增强型地热系统方法,即通过高渗透性人工热储建造实现以注入水为代表的工质流体的循环换热,从而用于发电或供暖等。随着对地热资源分布、赋存条件等的全面深入了解,广泛认为增强型地热系统技术可应用于所有低渗透性地热资源的储层改造或建造。因此,美国能源部在 2014 年启动以干热岩型地热资源为目标的“地热能前沿瞭望台研究计划(FORGE)”示范项目的基础上,于 2023 年提出将进一步支持 4 类区域的增强型地热系统工

下转第 22 页