

基于 TOUGH2 数值模拟的 贵德盆地地热成因机制分析

刘 峰^{1,2}, 王贵玲^{1,2*}, 张 薇^{1,2}, 岳 晨^{1,2}

(1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄, 050061;

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)

摘要: 贵德盆地位于青藏高原东北部, 地热资源丰富但地热研究程度相对较低, 制约了当地地热资源的开发利用。本文选取贵德盆地的典型剖面, 利用 TOUGH2 软件, 根据研究区地热地质条件完构建了该二维剖面上的水-热耦合模型, 并通过模型识别与验证确定了模型的精确程度与适用性。在此基础上得出盆地内东西向的 F1 断裂为主要导水断裂, 地层温度则是主要是通过传导自然增温获得的, 由于新近系地层含水性要好于古近系地层, 浅部温度较低的水可能由断裂进入较深的地层, 造成断裂所在区域局部地温下降。基于模型评价了区域地热资源潜力, 与前人成果基本相符, 区域内主要热储为新近系热储。

关键词: 贵德盆地; TOUGH2; 剖面二维流; 数值模拟; 地热资源评价

0 引 言

贵德盆地的中、地温地热资源赋存较为丰富, 尤其是扎仓地热田, 是贵德地热资源研究的重点区域。贵德盆地地热研究开始较晚, 研究程度相对较低。1977-1979 年, 青海省地质局第二水文队对贵德地区地下热水进行勘察, 证实盆地中有地下热水分布, 标志着该地区地热资源研究的开始。周小波等(2005)在贵德扎仓地热田建立热储概念模型, 研究了其地热成因。方斌等(2009)运用同位素方法, 分析了与地热田热水形成有关的起源、循环深度和年龄等问题。林武乐等(2017)通过重力和电磁法推断出贵德盆地浅部地热是沉积型地热。总体而言, 贵德盆地浅部低温热储状况及地层沉积演化已基本了解(廖娟等, 2013; 宋春晖等, 2001; WANG Gui-ling et al.2018)。而深部地热分布, 热储构造特征及形成机制等深入研究尚未展开。

水热耦合模型是将水分运移和温度场结合起来分析的一种数值模拟。随着计算机技术的发展, 数值模拟在研究盆地热结构方面逐渐成为一项行之有效的技术。国外已被一些专家运用到地热学的研究中(Pruess et al.1999; Michael et al.2001)。Ben Norden 等(2008)在德国东北部盆地建立岩石

圈二维热模型, 对当地产热岩层的厚度、莫霍面温度进行了计算。Alberto 等(2012)计算了西班牙中央山系与塔霍盆地的岩石生热率, 模拟了当地岩石圈的控热构造。Oliver Schilling 等人(2013)利用 FEFLOW 模拟西澳大利亚州珀斯都会区浅层热储层温度场, 结果表明对流会影响热储层温度场的分布。中国在地下水热耦合模拟方面的研究发展迅速。薛禹群等人(1980)在进行上海市储能试验研究时, 建立了含热机械弥散的研究区水流和热运移三维数学模型, 并解出了模型对应的有限元解。王贵玲等(2002)人在研究西安市地热田地质条件的基础上, 建立了水热耦合模型, 对该地区地热尾水回灌进行模拟研究(2002)。张远东等(2006)应用数值模拟技术建立水热耦合三维数值模型。王洋等(2011)探讨了 TOUGH2 二维模型在增强型地热系统模拟中的优势。雷宏武(2014)模拟了松辽盆地 EGS 开发的水热动力耦合过程。岳高凡等(2015)采用 TOUGH2 对共和盆地地热系统进行模拟。

综上所述, 本文在贵德盆地岩层热物性参数的基础上, 通过采用 TOUGH2 模型进一步验证热结构研究方法和所获取数据的正确性, 查明贵德盆地热结构与地热场分布状态, 为贵德盆地地热

资源开发利用提供理论依据。

1 研究区概况

贵德盆地位于青藏高原东北部,大地构造单元属于西秦岭造山带西部(Li *et al.*2013),是印支构造运动发生发展起来的断陷盆地,盆地北部为青海湖-南山断裂,东部为多禾茂断裂,西部以瓦里贡山构造岩浆岩隆起带与共和盆地分隔,形成一个相对独立的构造区域(图 1)(李乐乐,2016)。盆地边缘发育有大量热泉,泉口温度最高达 93.5℃,高于当地沸点 92℃(Chen, 2014);盆地内部地热井也有较好的热显示,当地年平均气温仅为 8℃,而水温>20℃的钻孔共 24 口(图 2),其中大部分深度不足 300m(郎旭娟,2016)。盆地内部与周缘基底地层中广泛发育花岗岩类。花岗岩侵入中、下三叠系地层,构成盆地混合基底。盆地基底之上为新生界沉积岩,主要为新近系、古近系砂

岩,为地下热水的形成与赋存提供了良好的热储盖层和热水库容,其中新近系地层渗透性较好,厚度较大,为本地区主要的热储层(表 1)。

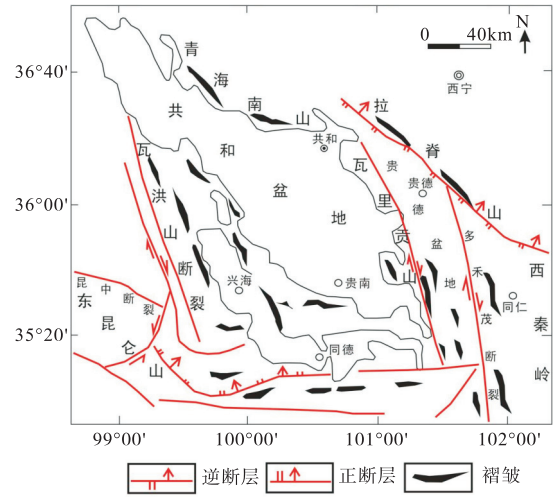
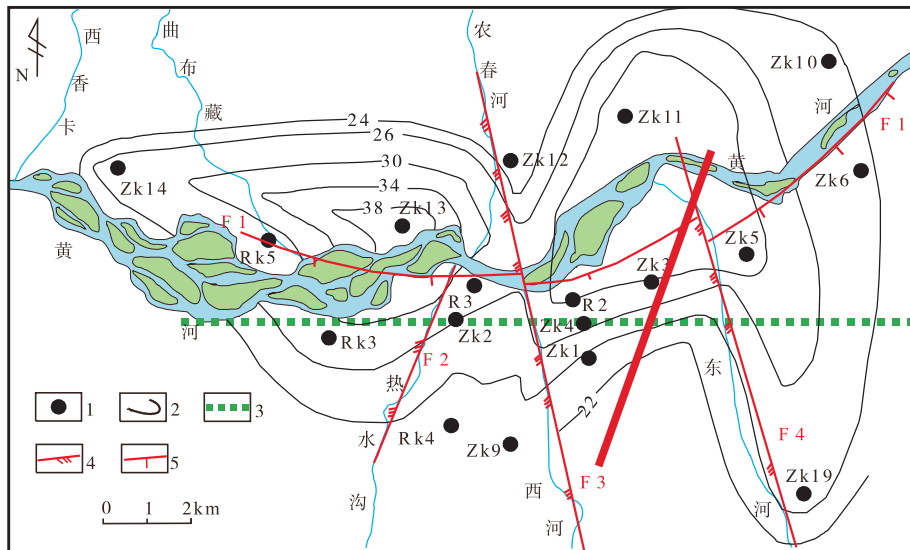


图 1 贵德盆地大地构造简图(李百祥,王志林,2013)



1—水温大于 20℃的钻孔;2—200m 温度等值线(℃);3—MT 测点;4—推测压性断裂;5—推测张性断裂

图 2 贵德盆地 200 米深度等温线图(图中红线为模拟剖面位置)

物探成果显示,研究区主要有四条断裂:其中 F1 断裂该断裂呈近东西向穿越整个贵德盆地,切穿盆地基底,受其他断裂影响产生错动,因此推测该断裂为盆地内地层切割最深、形成时间最早的断裂。如图 2 所示,盆地内水温大于 20℃的钻孔基本沿 F1 断裂分布,表明该断裂对整个贵德盆地的构造格局与水热运移特征具有控制作用。F2、F3、F4 三条断裂均为压扭性断裂,切割深度达到盆地基底,断裂带可能不含水,但深部地热可以沿

该断裂通道运移至基底面附近。200m 温度由中部向四周逐渐降低,推测与盆地中部沉积层最厚(表 1)、受传导增温影响最大有关,

地下水流程方面,贵德盆地地下水多为承压自流水,其中盆地中部水头最高,地下水主要流向为由南、北部山区向盆地中部径流的特征。200m 温度曲线在农春河、西河径流方向上凸向高温区域幅度最大,推测为中部区域为贵德盆地地下水主径流带。R2、R3 号钻孔揭露的浅部新近系低温

热储, 地热水自流量最大, 达 $1288.22\text{m}^3/\text{d}$, 也侧面印证了本论断。

基于以上地热地质条件, 在整个盆地资料有限的条件下, 选取位于盆地中部地热水主径流带、穿过研究区最深钻孔 R2 (2700m) 与主要控热控水

断裂 F1 的 ZK9-ZK11 剖面为模拟范围, 开展剖面二维流地地质条件模拟, 可在最大程度上代表贵德盆地热源与水源的相互作用, 分析盆地地热资源成因机制与热水运移特征。

表 1 贵德盆地砂岩热储特征一览表

钻孔号	孔深(m)	高程(m)	热储岩性	水头(m)	降深(m)	涌水量(m^3/d)	水温($^{\circ}\text{C}$)	矿化度(g/L)
ZK ₂	266.88	2222.96	中砂、粗砂及砂砾	+23.0	22.99	603.245	18.5	0.423
ZK ₄	272.50	2224.98	中砂、粗砂及砂砾	+20.33	18.13	554.342	21.5	0.5687
ZK ₁₃	293.38	2212.93	中砂、粗砂及砂砾石	+24.75	18.90	1074.211	25.5	0.4133
ZK ₃	385.63	2231.15	中砂、粗砂及砾石	+8.52	7.71	27.862	34.6	0.646
RK ₂	404.41	2212.12	中砂、粗砂	+20.8	19.39	1219.795	26.5	0.4956
ZK ₁₅	470.41	2226.94	中砂、粗砂及砂砾石	+9.13	8.15	145.843	22.5	0.4642
RK ₁	603.95	2207.48	中粗砂岩	+32.85	15.53	1221.35	28.0	0.5282
R ₂	1709.5	2206.00	中砂岩、中细砂岩	+11.07	28.1	1288.22	36.5	0.527
R ₃	2701.2	2213.00	中砂岩、中细砂	+12.4	43.08	968.46	41.0	0.638

2 模型建立

2.1 模拟工具

利用数值模拟研究地下热储中热水系统的运动规律, 已成为地热流体开发和评价的重要技术方法(高亮等, 2013), 尤其是在水热运移中的多相、多场耦合方面效果较好, 在水热模拟、EGS 热储工程(雷宏武, 2014), 核废料处理(刘学艳, 2010), 包气带水文学(黎照洪), 二氧化碳储存(郑艳, 2009)等方面广泛使用。本文采用 TOUGH2.0 软件, 根据贵德盆地热储层特定的地质条件, 建立了适合本区的二维剖面水-热耦合热传导模型, 形成一个可以根据各类源汇项数据变化而动态更新的热储评价和预测的信息系统。

2.2 模型概化

2.2.1 模拟区域选定

如图 2 所示, 贵德盆地内的地热井主要沿两个方向分布, 即大致呈东西向的黄河河谷一线与大致呈南北向的农春河-西河河谷一线, 属于传导性地热田。

区内地热地温梯度值一般介于 $3.59 \sim 9.7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 之间, 最高为 $17.62^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 计算大地热流值集中在 $74 \sim 79.5\text{mW}/\text{m}^2$ 之间(郎旭娟, 等. 2016), 平均为 $76.5\text{mW}/\text{m}^2$, 高于全球大陆地区平均热流值 $65 \pm 1.6\text{mW}/\text{m}^2$ (Pollack et al.1993), 属较高的地热背景, 可为地下热水的形成提供有效的热能。认为在较高的地热背景下, 通过地热传导增温是形成地下热水的一个重要因素; 深部热

能沿构造断裂向上对流为地下热水形成的另一个重要因素。

在此基础上, 选取如图 2 所示的剖面作为模拟剖面, 选取理由如下:

(1) 地热条件方面。该剖面位于盆地中部地热条件最好的区域, 剖面上地热井较多且从盆地边缘到盆地中心都有分布, 在地热地质条件方面具有代表性。同时, 该剖面切穿贵德盆地的主要控热构造 F1 断裂, 对于研究 F1 断裂的控热作用非常有意义。

(2) 地下水条件方面。盆地内部地下水的流动以近南北向流动为主, 即由两侧山地向黄河流动。该剖面与盆地中心的地下水流向基本相同, 方便进行地下水流的模拟。

(3) 该剖面有扎实的前人研究基础, 资料丰富。前人曾沿此剖面根据 ZK9、ZK11、RK1 等井的实测地层资料绘制贵德盆地新近系地层剖面图, 在后续的物探、地热调查等工作中, 也都是以此剖面为重点, 进行调查研究。

(4) 盆地中心的 R2 井深 2700m, 是研究区最深的地热井。以 R2 为中心, 为贵德盆地地热条件最好的地区, 地热井数量多、温度高、有一部分为自流井, 该区域也最能代表贵德盆地的生热模式与地热资源赋存条件。

2.2.2 模型剖分及边界条件

贵德地区目前地热资源开采较少, 因此本次模拟不考虑地热水开采, 模拟其天然条件下的稳

定流状态。综合考虑模拟区大小、计算量大小将模拟区剖分 500 行×1 列规则矩形网格,各层均采用 16m×1m 的均匀剖分格式。有效单元格 25500 个(如图 3)。

根据现有研究成果分析,将研究区的顶部边界高程设为 2297.54m,底部边界高程设为 -465.47m,模型顶、底部边界设定为定温度边界。模型顶部温度设定为本地区恒温层地温 8℃(Chen, 2014)。贵德盆地沉积层平均地温梯度为 4.3℃/100m(Liu et al.2017)底部边界温度即根据该地温梯度与基岩埋深起伏计算所得,温度范围 69℃~119℃。南北两侧边界设为隔水隔热边界。模型材料分布如图 3、表 3 所示,所有参数均为钻孔岩心取样的实测值平均得来,取样数量见表 3:

表 3 主要参数表

材料名	取样数	密度/(kg/m ³)	孔隙度	渗透率			热导率/(W/m-c)	比热容/(J·kg-C)
				X/m ²	Y/m ²	Z/m ²		
隔水层(GSC)	2	2490.0	0.18	1.0×10^{-16}	1.0×10^{-16}	1.0×10^{-16}	1.85	1112.45
新近系含水层(XHS)	5	2380.0	0.131	2.26×10^{-12}	2.256×10^{-12}	2.256×10^{-12}	1.72	920.17
古近系含水层(GHS)	3	2463.0	0.127	7.0×10^{-15}	7.0×10^{-15}	7.0×10^{-15}	1.76	924.35
新近系断裂(XDL)	2	2380.0	0.131	5.0×10^{-12}	1.0×10^{-16}	1.0×10^{-16}	1.72	920.17
古近系断裂(GDL)	1	2463.0	0.127	14.0×10^{-15}	14.0×10^{-15}	14.0×10^{-15}	1.76	924.35
隔热边界(GBJ)		2490.0	0.108	1.0×10^{-16}	1.0×10^{-16}	1.0×10^{-16}	0	1112.45

模型侧向流入量用源汇项表示,前人曾计算出盆地南北侧边缘处新近系、古近系热储层断面流量,按公式 $q = Q/L$ 计算,除以断面长度 13.5km 获得热储层南北两侧边界上的单宽流量,分别赋值在该层最边缘的两个单元格中。计算得新近系热储层源汇项为南侧 43.78g/s、北侧 40.96g/s;古近系热储层南侧 0.14g/s、北侧 0.13g/s。源汇项处的温度由地温梯度计算得出。

模型热储层地热井在研究区规划区内共分布 5 眼,ZK9-52, RK1, R1, R2, ZK11-46,各井位置及深度如图 2 所示。目前基本都没有开采,因此本次模拟未计算抽水量。本模型针对有盖层的热储层而建,因此未考虑潜水含水层及与潜水补径排相关的黄河渗流量。

2.3 模型识别与验证

为了对模型参数进行识别和验证,本研究采用了试估—校正法。该方法通过不断调试岩石的渗透、孔隙度率等参数值,对比模型计算温度值、水位值和研究区实测结果,然后根据两者的拟合

垂向上,分别将新近系热储层与古近系热储层按照热储厚度与深度概化为两层较薄的等效热储层,其他地层均为隔水层。横向上,模型中部受断裂影响,地层出现错动,断裂内部地层渗透率相对较大。

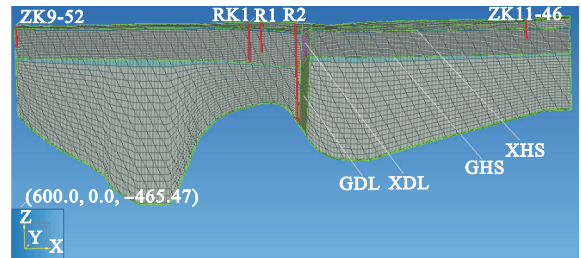


图 3 贵德盆地剖面模型网格剖分与材料分区示意图

情况不断修正输入的参数值以使两者拟合得更好,重复这一个过程直至与实测数据基本吻合。最终校正后各层的三向渗透率相同,隔水层渗透率均为 $1 \times 10^{-16} \text{m}^2$,新近系含水层为 $2.256 \times 10^{-12} \text{m}^2$,新近系断裂为 $5.5 \times 10^{-12} \text{m}^2$,古近系断裂为 $1.45 \times 10^{-15} \text{m}^2$;隔水层孔隙度为 0.118,其他参数保持不变。

综合考虑观测孔的位置及观测孔数据的完整性,将盆地新近系含水层钻孔的观测水位(图 4)和经模型计算出来的压力场换算得到的水位以及平面上的 200m 温度场上该剖面切穿的等值线与沿剖面实测地温(图 2)进行拟合,在垂向上的 R2 钻孔的实测温度(图 5)同模型计算出来的地温进行拟合,经过反复调参,拟合结果如图 4 至 5 所示,横坐标为钻孔距起点距离。

图 4 显示新近系热储层水流场整体拟合较好,实测与拟合曲线趋势相同,两者误差不超过 10%。其中南侧拟合效果好于北侧,推测为北侧水位测量点较少,数据误差所致。200m 深度地温场

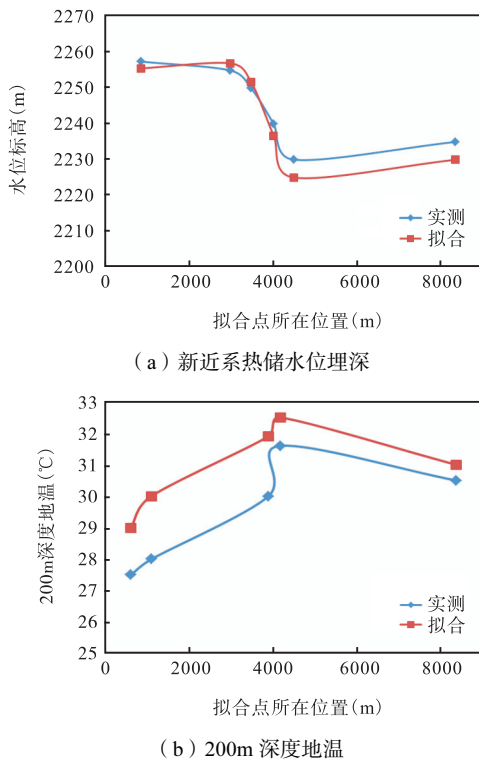


图 4 模型新近系热储水位埋深、200m 深度地温拟合曲线

实测与拟合曲线趋势相同,两者误差大部分不超过 10%。但拟合数据均大于实测数据。该现象较为正常,因为新近系热储层实测地温是由新近系钻孔中相应位置的水温代替的,浅层温度较低的水的混入导致其可能比实际地温要低。

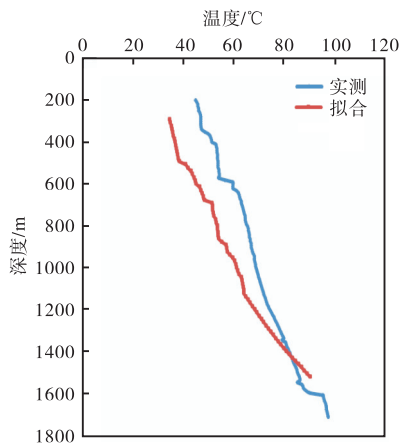


图 5 R2 井深度—地温关系拟合曲线

图 5 显示 R2 井深部温度拟合效果比较好,浅部则实测水温大于模拟地温,推测为浅部水温受深部古近系地温影响而变高所致。深部实测与拟

合地温误差较小,说明古近系热储温度拟合效果较好。同时,模拟得 R2 水位高于井口标高,与该井自流的现状也相符。

各拟合曲线效果显示模拟模型基本达到精度要求,与研究区地热地质条件相符,基本上反映了地热水流场和温度场的基本特征,可利用模型进行预测。

2.4 模型应用

根据模型修正的参数与得到的地温场,可利用相关公式估算热储资源量,本文采用热储法计算公式如下:

$$Q_{ri} = A_i \cdot H_i \cdot C_i \cdot (T_{ri} - T_0) \quad (11)$$

式中: Q_{ri} 为第 i 层热储中储存的热量, J; A_i 为热储评价区面积, m^2 ; H_i 为热储层厚度, m; C_i 为热储岩石和地热流体的平均体积比热容, $J/m^3 \cdot ^\circ C$; T_{ri} 为热储层温度, $^\circ C$; T_0 为基准温度, $8^\circ C$ 。

热储层单元格面积 A_i : 每个单独热储层的单元格总面积可直接导出来,由于是矩形剖分,所以每个单元格的大小相同,每个单元格的面积 A_i 由总面积 A 除以单元格数即可得到。本模型宽度为 1m,根据前人成果(Chen, 2014),盆地内取剖面长度与垂直于剖面的断面长度 13.5km 结合计算各热储层面积。

热储层平均厚度 H_i : 即对第 i 个矩形单元格的四个顶点所对应的某个热储层的厚度进行算术平均。由于在 TOUGH2.0 中不再对岩层进行垂直方向上的剖分,所以每个单元格的厚度即为层厚, $H_i = V/A$ 。

热储层平均温度 T_i : 模型运行后可以按层输出每个单元格的最终温度。热储层基准温度 T_0 : 根据贵德地区平均气温,取值为 $8^\circ C$ 。

平均体积比热容 C : 平均体积比热容影响因素较多,但对同一类型热储层因其岩性、岩石密度、岩石比热容的变化不大,所以平均体积比热容的影响变化亦不大,本文取新近系、古近系热储平均比热容为 $2.34 \times 10^6 J/m^3 \cdot ^\circ C$ 。

根据公式,将以上所准备的各层基本数据用 FORTRAN 编程计算即可得到出贵德盆地地热资源量,新近系地热资源总量为 $1.1 \times 10^{14} KJ$,与前人(Chen, 2014)研究结果($1.72 \times 10^{14} KJ$)相近。根据地热资源地质勘查规范(GB/T11615-2010),贵德

盆地新近系热储为砂岩型热储,可开采地热资源量为 2.75×10^{13} KJ,即总量的 25%。与前人研究结果相近;并首次计算得贵德盆地古近系地热资源总量为 4.69×10^{14} KJ,可开采地热资源量为 1.17×10^{14} KJ。

资源量评价结果显示,古近系热储层地热资源较多,是新近系热储的 4 倍以上。但由于古近系热储层渗透性较差,该层地热资源的开采条件并不出众。实际进行地热开发时应综合考虑水量与热量的平衡,做到科学规划、持续开采。

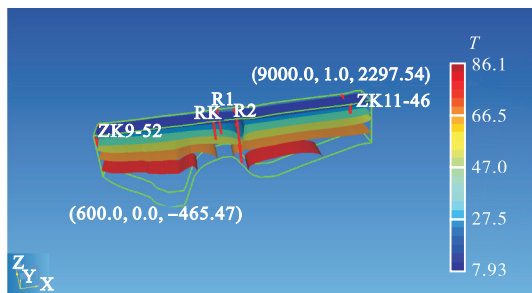


图 6 模拟剖面初始地温场

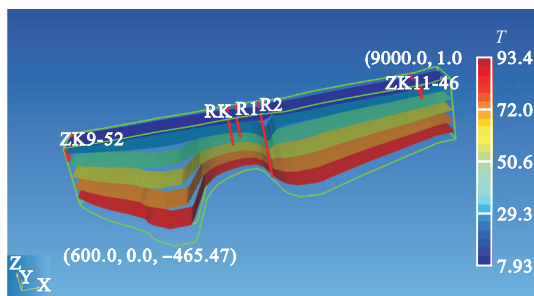


图 7 模拟剖面稳定地温场

如图 6 和 7 所示,模型模拟出的稳定地温场中,F1 断裂处地温曲线下凹,说明断裂处为相对低温区,浅部温度较低的水可经由断裂进入较深的地层造成深部地层温度下降。但基本呈层状分布的剖面地温场说明区域地温主要是通过自然增温获得的。这符合当地岩石圈热结构及大地热流研究结果(郎旭娟,2016;LIU Feng *et al.*2017),也与盆地深部地温主要受地层传导加热这一模型初始设定条件相吻合。

3 结论

(1)根据当地地热地质条件,结合模拟软件特征建立了贵德盆地剖面二维水-热耦合热传导模型,并采用了试估—校正法对模型参数取值进行验证,取得较好效果,可为区域地热资源勘查与开发提供借鉴。

(2)由模型输出结果可以看出,模拟剖面上地温基本呈层状分布,说明地层温度则主要是通过传导自然增温获得的。F1 断裂周边地温等值线下凸,相同层位地温相对较低,推测是由于断裂导水能力强,浅部温度较低的水可经由断裂进入较深的地层,造成断裂处局部温度下降,说明近东西向的 F1 断裂对盆地内地热水运移有重要意义。

(3)利用模型评价了贵德盆地地热资源量,与前人成果相比,本次评价的新近系地热资源量略小,推测为本次只计算了盆地中部部分区域,计算范围较小所致。首次计算了贵德盆地古近系地热资源量,与新近系热储层相比资源量较为可观,但考虑到古近系热储层渗透性较差,该部分资源的开采尚待商榷。

综上,贵德盆地地热成因机制可概括为:受盆地边缘地表水补给的新近系地层地下水,在向盆地中心汇流过程中不断受到深部地温传导加热,形成新近系热储层,为研究区的主要热储层。断裂只在局部地区起到冷水下行通道的作用。古近系热储层富水性较差,开发利用困难。

同时,需考虑到贵德盆地地热资源研究程度仍相对较低,本次研究未考虑流体流动过程中储层物理性质的改变、剖面二维流模型对整个盆地热状态的代表性也存在一定误差,因此,还需在今后的进行进一步的深入研究,以期更好地服务于当地地热资源地可持续开发利用。

致谢

本文由京津石地热资源调查(DD20160190)和全国大地热流值测量与靶区优选(DD20190128)两个项目资助