

# 鲁北地区砂岩热储地热尾水回灌地温场变化特征分析

刘志涛<sup>1,2)</sup>, 刘帅<sup>1,2)</sup>, 宋伟华<sup>1,2)</sup>, 杨询昌<sup>1,2)</sup>, 周群道<sup>1,2)</sup>

1) 山东省地勘局第二水文地质工程地质大队(山东省鲁北地质工程勘察院), 山东德州, 253072;

2) 山东省地热清洁能源探测开发与回灌工程技术研究中心, 山东德州, 253072

**内容提要:** 本文通过对德州水文家园砂岩热储地热回灌井全井段温度监测, 在深度上分为 5 个区段论述了地温场的变化特征, 重点对热储温度恢复的热量来源进行了分析。研究表明, 在规模化生产性回灌时, 低温地热尾水回灌会使得回灌井周边热储温度明显降低, 并且恢复速率特别缓慢; 通过定性分析和定量计算, 认为大地传导热流和顶部地层传导热流在热储温度恢复中的作用极其微弱, 而外围同层相对高温地层传导的热量 and 地热水流动带来的热量是其温度恢复的主要热量来源。基于该研究结果, 在规模化回灌条件下, 发生热突破是必然的, 因此深入开展回灌工程采灌井合理井距研究、防止短时间内发生热突破是非常有必要的。

**关键词:** 地热尾水回灌; 砂岩热储; 地温场; 热量来源

积极推进冬季清洁能源取暖是改善空气质量的重要措施之一, 地热资源作为集热能、水资源为一体的可再生新能源和清洁能源, 受到越来越多的关注 (Rybach et al., 1999; Axelsson et al., 2002; Sullivan et al., 2005; Kang Fengxin, 2013), 并且在清洁能源取暖中发挥着越来越重要的作用。鲁北地区地热资源较为丰富, 主要为砂岩热储, 已大规模开采十多年, 但尾水直排造成了水资源的严重浪费, 地热水位显著下降, 并对周边环境造成了一定的热污染和水化学污染 (Wu Lijin et al., 2016)。

地热尾水回灌是解决以上问题的有效途径 (He Manchao et al., 2003; Zhu Jialing et al., 2012), 但在鲁北地区近几年的回灌研究中发现, 低温地热尾水回灌又带来了新问题, 即回灌井周边热储温度降低, 在下一个供暖季之前远不能恢复到最初的热储温度, 使得原来所设想的开采井和回灌井交替使用以解决回灌过程中的堵塞问题成为不可能。本文以德州市德城区水文家园地热回灌工程为例, 通过对回灌井全井段温度的全面动态监测, 分析研究了低温地热尾水回灌后回灌井周边地温场的变化特征,

并首次深入探讨了本区在回灌条件下热储温度恢复的热量来源, 以期地为地热资源可持续开发利用提供参考。

## 1 地质背景

鲁北地区是在华北地台基础上发展起来的中新生代断陷盆地, 在大地构造单元上属于华北板块 (I 级) 的华北拗陷区 (II 级)。中新生代以来, 受喜马拉雅运动与燕山运动的影响, 断裂构造发育, 形成凸凹相间的 III 级构造单元济阳拗陷 (III 级)、临清拗陷 (III 级) (Liu Guiyi, 2001; Yan Shiqiang et al., 2007; Wang Yanjun et al., 2008)。在拗陷和隆起区内受断裂活动的影响和控制, 形成了众多的次级构造单元—凸起与凹陷。区内除无棣大山等局部地区有基岩出露外, 其余均被第四系沉积物覆盖。区内自中新世以来, 受差异性升降运动的影响, 一直缓慢下沉, 沉积了厚度巨大的新生代地层, 由老到新为古近纪孔店组、沙河街组、东营组, 新近纪馆陶组、明化镇组, 第四纪平原组 (Yang Xunchang et al., 2019)。

注: 本文为山东省地质科研项目 (鲁地字 [2019] 34 号文, 编号 KY201944)、山东省鲁北地质工程勘察院科研项目 (砂岩热储地热尾水回灌对地温场影响分析研究) 联合资助的成果。

收稿日期: 2019-07-23; 改回日期: 2019-09-12; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 刘志涛, 男, 1982 年生。高级工程师, 主要从事地热资源勘查开发与回灌研究。Email: 6180533@qq.com。通讯作者: 刘帅, 男, 1989 年生。工程师, 主要从事水文地质地热地质研究。Email: 332182068@qq.com。

**引用本文:** 刘志涛, 刘帅, 宋伟华, 杨询昌, 周群道. 2019. 鲁北地区砂岩热储地热尾水回灌地温场变化特征分析. 地质学报, 93(s1): 149~157, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2019222.

Liu Zhitao, Liu Shuai, Song Weihua, Yang Xunchang, Zhou Qundao. 2019. Change characteristics of geothermal field for geothermal return water reinjection of sandstone reservoir in the northern Shangdong. Acta Geologica Sinica, 93(s1): 149~157.

区内地热资源形成受地壳深部的地幔结构、岩浆活动和地壳浅部地质构造、地层岩性、地下水活动等影响,与盖层(保温层)、热储空间、热源和热水补给源等因素有关(Chen Moxiang et al., 1985; Wang Guiling et al., 2004; Jin Zhijun et al., 2006; Liu Zhongquan et al., 2008),主要热储有新近纪馆陶组、古近纪东营组砂岩孔隙裂隙热储,寒武—奥陶纪碳酸盐岩裂隙岩溶热储。其中馆陶组为区内最具开发利用的热储(Kang Fengxin et al., 2013),根据已有地热井测温资料,馆陶组热储地热水温度大多小于 90℃,属于低温地热资源。

馆陶组热储盖层为第四纪平原组和明化镇组松散沉积层的黏性土与砂性土组成的松软层。馆陶组砂岩、砂砾岩富水性强,该层既传热又储热、储水,具备了较好的储集空间,构成了区内馆陶组孔隙-裂隙层状热储层。热源主要来自正常的地壳深部及上地幔传导热流和深部岩浆热,沧东、聊城-兰考、广饶-齐河等规模较大的超壳断裂对地壳深部和上地幔的岩浆热源起到了重要的沟通和传导作用,并构成地下热流的良好通道。地热水主要为盆地沉积物形成时保存下来的沉积水和封存水,另一部分为沉积物形成后由远近山区的大气降水补给(周绍智等, 2007)。

## 2 研究方法

本次主要通过对典型地热回灌井的全面动态监测,研究了测温曲线的垂向整体特征,并以温度、温度梯度、增温率等为主要指标研究了不同区段地温场随时间变化特征,重点对热储温度恢复的热量来源进行了分析研究。

本次所测地热回灌井位于德州市德城区水文家园内,该小区于 2016 年建成了地热采灌工程,有开采井和回灌井各 1 眼,间距 180m,所利用热储为本区主要热储即新近纪馆陶组砂岩热储。其回灌井成井深度 1536m,回灌段分布于 1346~1525m 区间,共有含水层 5 层,岩性主要为砂砾岩,热储温度 55℃,累计厚度 155m,下入滤水管 169.58m(表 1)。该采灌工程 2016~2019 年连续三个供暖季实现地热供暖尾水 100%回灌,回灌量总计 51.4 万 m<sup>3</sup>,回灌温度 32~35℃。在鲁北地区,该采灌工程回灌时间最长,回灌效果持续良好,因此具有较好的代表性。

2017~2018 年供暖季结束停止回灌后,于 2018 年 4 月至 11 月对回灌井共进行了 9 次全井段测温

工作,与第一次测温时间间隔分别为 0d、7d、37d、79d、102d、137d、165d、195d、208d(表 2)。其中前两次测温时间间隔为 7d,测量结果初步分析表明主要研究区段即热储段短时间内温度变化很小,经研究认为监测频率没有必要很高,后期设计为每月测量一次,并根据实际工作情况进行了适当调整,另外在供暖季到来进行回灌井抽水维护保养前进行最后一次测量,以掌握温度最终恢复情况。测温方式为将温度传感器通过回灌井井管下放至井底,期间每 5m 记录一个温度数据,精度 0.1℃。由于井底有淤堵,未能测至成井时深度 1536m,最小测量深度为 1505m,每次测温获得温度数据 300 点以上。

表 1 回灌井含水层和滤水管基本情况一览表

Table 1 Aquifers and screen pipes of reinjection well

含水层位置(m)	含水层厚度(m)	滤水管位置(m)	滤水管长度(m)
1346~1360	14	1343.40~1354.64	11.24
1375~1407	32	1366.40~1524.74	158.34
1410~1425	15		
1428~1492	64		
1495~1525	30		
合计	155		169.58

表 2 回灌井测温时间一览表

Table 2 Temperature measurement time of reinjection well

测温次序	测温时间	测温时间间隔(d)
第 1 次	2018 年 4 月 8 日	0
第 2 次	2018 年 4 月 15 日	7
第 3 次	2018 年 5 月 15 日	37
第 4 次	2018 年 6 月 26 日	79
第 5 次	2018 年 7 月 19 日	102
第 6 次	2018 年 8 月 23 日	137
第 7 次	2018 年 9 月 20 日	165
第 8 次	2018 年 10 月 20 日	195
第 9 次	2018 年 11 月 2 日	208

本次在对回灌井温度监测的基础上,采用统计和对比分析的方法对监测数据进行整理汇总分析,从温度、温度梯度、增温率等不同角度分析地温场的动态变化特征,并用定性分析和定量计算的方法研究了回灌条件下热储温度恢复的热量来源。

## 3 地温场变化特征分析

通过对测温数据的整理,绘制了各次测温曲线(图 1)。根据曲线随深度整体变化特征,自井口至井底可分为五个区段段,分别为:顶部均匀变温段、上部陡变段、中部均匀增温段、下部陡降段、底部波动段。

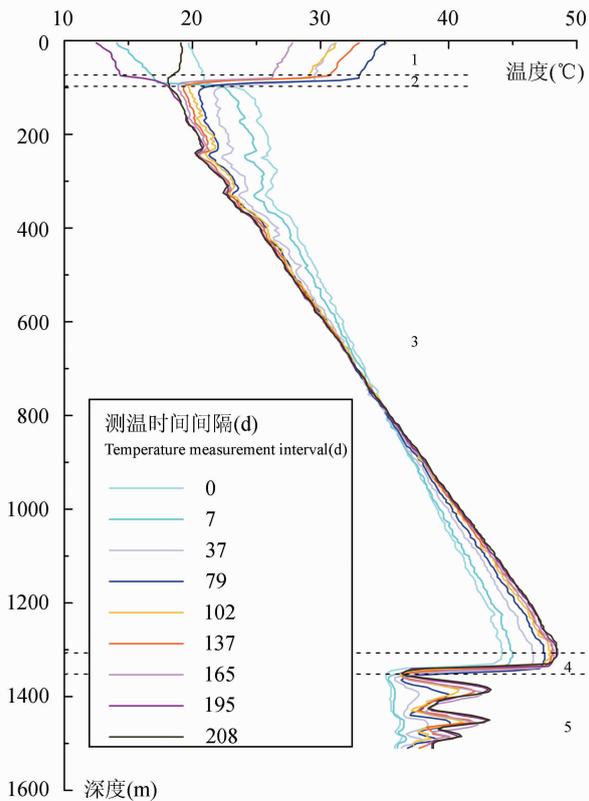


图 1 回灌井各次测温曲线图

Fig. 1 Temperature measurement curve of reinjection well

1—顶部均匀变温段;2—上部陡变段;

3—中部均匀增温段;4—下部陡降段;5—底部波动段

1—Top section of uniform change;2—upper section of drastic change;

3—middle section of uniform increase;4—lower section of drastic decrease;5—bottom section of fluctuant change

### 3.1 顶部均匀变温段

该段自井口起,底部深度各次测温有所不同,在65~90m,平均80m,与水位埋深基本一致。该段测温曲线特征为随深度增加而较均匀的上升或下降,其中0d(4月8日)、7d(4月15日)、195d(10月20日)三次测温为上升,升幅在1.3~3.2℃,温度梯度(温度随深度的变化率)为0.015~0.038℃/m;37d至165d(5月15日至9月20日)5次测温为下降,降幅1.6~2.3℃,温度梯度 $-(0.020\sim0.033)$ ℃/m;208d(11月2日)测温自上至下则变化不大,变幅0.3℃,略有下降,温度梯度仅有 $-0.0005$ ℃/m。测温结果为上升趋势正好对应大气环境温度较低时,下降趋势正好对应气温较高时,说明本段升降与气温关系密切。

该段位于水位以上,井温受气温和地层温度的共同影响,但分析受气温影响更为显著,因为按照一般的地温变化特征,在深度20m左右会存在一个恒

温带(Wei Wanshun et al., 2010; Wang Wanli et al., 2017),恒温带以下为增温带,地温随深度增加会逐渐增加,而该井20m以下测温曲线并未表现出该特征。本井测温曲线显示,气温影响深度远大于恒温带深度,主要是因为回灌井井管材质为钢管,导热性好,热量主要通过井管传导至下部,另外该段井筒内为空气,其密度和比热很小,且井径也仅有340mm,空气体积有限,很容易受传导热量的影响而引起温度的改变。

### 3.2 上部陡变段

该段底部在80~105m,平均97m,区段长度10~25m,平均17m。该段测温曲线表现为随深度增加而陡然上升或下降,即在很短区段内温度发生了很大的变化。和顶部均匀变化段相同,0d、7d、195d三次测温为上升,升幅分别为3.0~5.2℃,温度梯度0.18~0.52℃/m;37d至165d(5月15日至9月20日)5次测温为下降,降幅7.1~12.4℃,温度梯度 $-(0.39\sim0.71)$ ℃/m;208d(11月2日)测温自上至下则变化不大,略有下降,降幅0.8℃,温度梯度 $-0.053$ ℃/m。

该段位于水位以下,由于水的密度是空气密度的800倍左右,比热是其4倍左右,当相同体积的水和空气升高相同温度时,所需要的热量前者是后者的3200倍左右,因此大气通过井管所传导的热量已不足以影响井筒内水温,而受周围地温的影响则更显著。

### 3.3 中部均匀增温段

该段底部深度1310~1325m,平均1317m,区段长度1215~1235m,平均1220m。该段温度曲线主要特征为随深度增加而升高,且升幅较为均匀,即曲线基本表现为一条斜直线,温度梯度1.65~2.51℃/100m,并且随着时间的延续温度梯度呈现出逐渐增大的趋势(图2)。

9条测温曲线在785m深度附近相交,在交点之上,相同深度处温度随时间延续而降低,交点以下则随时间延续而升高,交点附近温度基本保持不变(图3)。这是因为地热尾水回灌影响了回灌井周边一定范围内的地温场,使得地层温度大体和回灌水温度一致,停止回灌后,受外围地层热传导等作用的影响,回灌井周边地温逐渐恢复,趋于和原始地层温度一致。交点之上地层原始温度小于回灌水温度,因此停止回灌后温度逐渐降低,交点之下正好相反,而交点附近地层原始温度与回灌水温度大体相同,因此基本保持稳定不变。基于该特征,我们也可以通

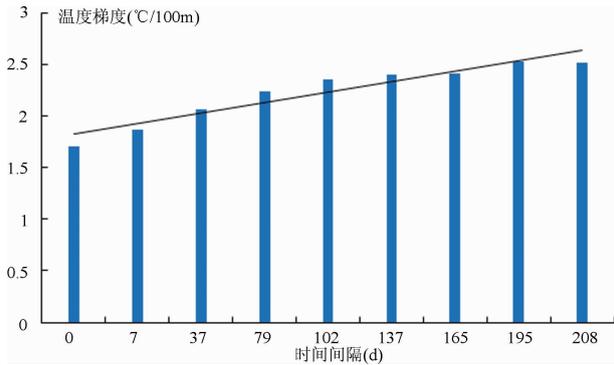


图2 中部均匀增温段各次测温温度梯度柱状图  
Fig. 2 Temperature gradient histogram of middle section of uniform increase

过测温曲线交点温度推测回灌水温度。

另外,在250~400m深度附近,测温曲线波动相对要大一些,该段位于测温曲线交点以上,相同深度处温度随时间延续而降低,但该段降低幅度要更大一些,推测其主要原因是受地下水径流的影响。该段正好是本区深层地下水的一个集中开采区段,其地下水径流速度相对其他非开采段要大得多,使得热量交换也要大一些,因此同等条件下温度恢复速率会更快。

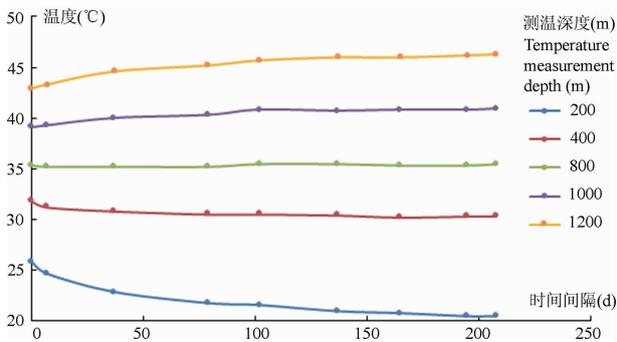


图3 中部均匀增温段不同深度温度随时间变化曲线图  
Fig. 3 Temperature versus time curve for different depth of middle section of uniform increase

### 3.4 下部陡降段

该段底部深度1350~1360m,平均1355m,区段长度30~45m,平均38m。该段温度出现急剧下降,降幅8.9~12.2°C,平均11.1°C,温度梯度 $- (0.238 \sim 0.343) ^\circ\text{C}/\text{m}$ ,平均 $-0.290 ^\circ\text{C}/\text{m}$ 。

该段底部已进入回灌段,回灌期间大量低温回灌水的流入使得地层温度大幅降低,而上部非回灌段地层没有低温水流入,井筒内低温回灌水对周围地温影响要小得多,因此测温曲线在非回灌段和回灌段结合部位呈现出急剧下降。回灌段顶部深度为

1346m,但陡降段顶部平均深度在1317m,底部平均深度为1355m,说明非回灌段和回灌段结合部位上下地层温度场互相影响较为显著。

### 3.5 底部波动段

该段是主要回灌区段,几乎包含了整个回灌层位。本段整体温度显著低于非回灌段底部温度,至最后一次观测最高温度也未恢复到热储温度55°C。各次测量井温曲线并非如以上各段总体表现为随深度增加而升高或降低,而是表现为波动,并且随时间的延续波动越来越大(图4)。通过统计1360~1505m区间温度,该段前两次测温波动较小,极差分别为1.3°C和1.4°C,之后各次变幅显著增大,极差2.6~6.1°C(表3及图5)。

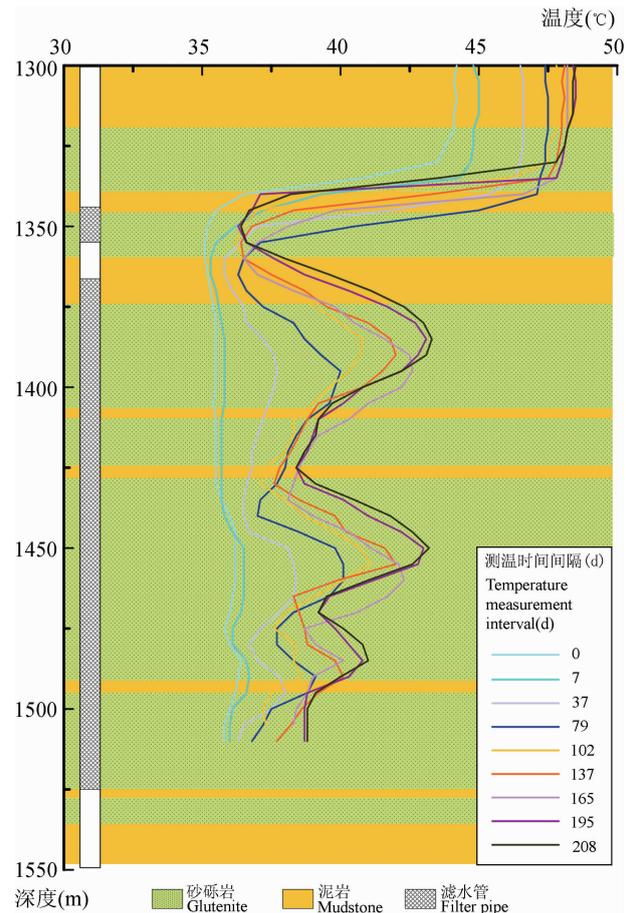


图4 底部波动段各次测温曲线图  
Fig. 4 Temperature measurement curve of bottom section of fluctuant change

本段同一深度处井温随时间的延续而逐渐增高,表明温度在逐渐恢复(图6),但不同深度增温幅度相差较大,也正是如此才造成了测温曲线的波动。该段内有3个明显的波峰(图4),也就是温度升幅显著较大的部位,位置分别在1390m、1455m和

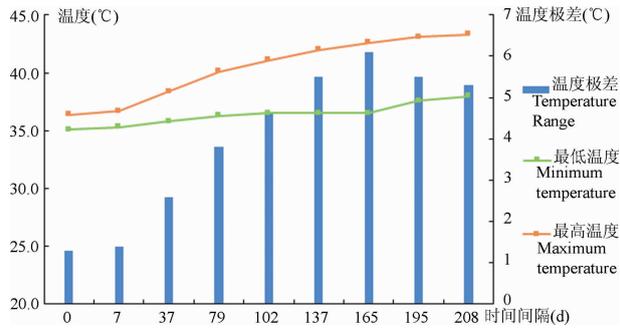


图 5 底部波动段各次测温温度极值和极差图  
Fig. 5 Temperature extremum and range graph of bottom section of fluctuant change

1485m 左右,均位于含水层段内,但也并非所有含水层都出现波峰,如 1410~1425m 区段为含水层,但并未出现波峰。本次将 1360~1505m 区段各次测温数据分别与第一次测温数据进行了对比统计,结果表明,在 7d 时该区段所有 30 个不同深度处温度升幅均小于 0.4℃,平均升幅 0.22℃,之后随时间延续增幅逐渐增大,至 208d 时,该段最小升幅 2.8℃,最大升幅达 7.8℃,平均升幅 4.8℃(表 4 和图 7)。

表 3 底部波动段各次测温结果统计表

Table 3 Temperature measurement statistics of bottom section of fluctuant change

测温时间间隔(d)	最低温度(℃)	最高温度(℃)	平均温度(℃)	温度极差(℃)
0	35.1	36.4	35.75	1.3
7	35.3	36.7	35.97	1.4
37	35.8	38.4	37.13	2.6
79	36.3	40.1	38.34	3.8
102	36.5	41.1	38.68	4.6
137	36.5	42.0	39.39	5.5
165	36.5	42.6	39.82	6.1
195	37.6	43.1	40.35	5.5
208	38.0	43.3	40.55	5.3

表 4 底部波动段温度升幅及增温率统计表

Table 4 Temperature increase and rate statistics of bottom section of fluctuant change

测温时间间隔(d)	温度升幅(℃)			增温率(℃/d)		
	最小	最大	平均	最小	最大	平均
7	-0.2	0.4	0.22	-0.0286	0.0571	0.0314
37	0.5	2.2	1.38	0.0135	0.0595	0.0373
79	1	4.5	2.59	0.0127	0.0570	0.0327
102	1.2	5.3	2.93	0.0118	0.0520	0.0288
137	1.4	6.5	3.64	0.0102	0.0474	0.0265
165	1.4	7.1	4.07	0.0085	0.0430	0.0247
195	2.5	7.6	4.60	0.0128	0.0390	0.0236
208	2.8	7.8	4.80	0.0135	0.0375	0.0231

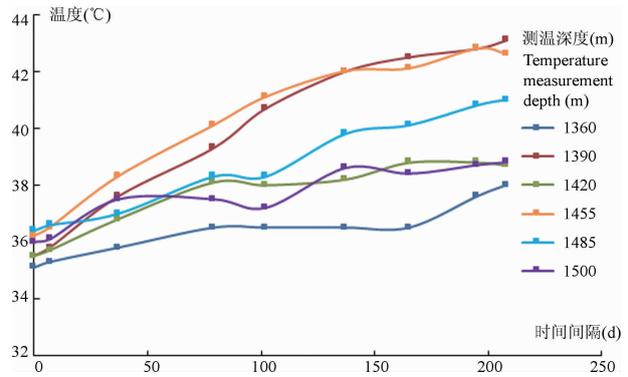


图 6 底部波动段不同深度温度随时间变化曲线图  
Fig. 6 Temperature versus time curve for different depth of bottom section of fluctuant change

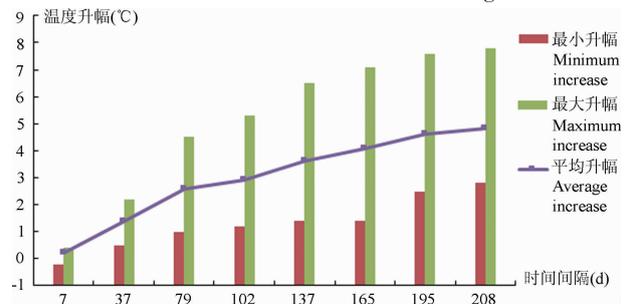


图 7 底部波动段温度升幅统计图  
Fig. 7 Temperature increase graph of fluctuation section in the bottom of the well

同时,本次计算了 1360~1505m 区段各次测温相对于第一次测温时的增温率(折合到每天的升温幅度),根据计算结果,7d 时增温率小于 0.0571℃/d,平均 0.0314℃/d,37d 时增温率为 0.0135~0.0595℃/d,平均 0.0373℃/d,有所升高,而以后各次主要呈现出下降趋势,208d 时增温率为 0.0135~0.0375℃/d,平均 0.0231℃/d(表 4 及图 8)。计算结果表明,不同深度增温率差别较大,各次测温最大增温率是最小值的 2.8~5.1 倍,平均 4.1 倍。

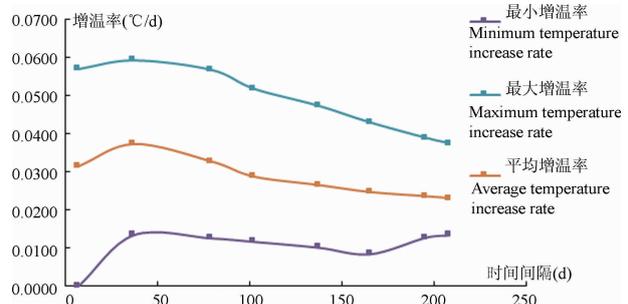


图 8 底部波动段增温率曲线图  
Fig. 8 Temperature increase rate curve of bottom section of fluctuant change

造成本段地层温度恢复差异的原因,主要与其热量补给来源的差异有关,这在下文中将有更详细的论述。

## 4 热储温度恢复热量来源分析

分析热储温度恢复的热量来源可能有以下几方面,一是来自于底部大地热流传导的热量,二是上部非回灌段相对高温地层传导的热量,三是周边同层相对高温地层传导的热量和地热水流动带来的热量。

### 4.1 大地热流传导的热量分析

本区总体上属于以热传导为主的大地热流作用机制下形成的地热资源(Wang Yanjun et al., 2005; Zhu Xi et al., 2016),因此大地热流在地热资源的形成过程中起着非常重要的作用。但在回灌条件下,回灌井周边热储温度大幅降低,这时大地热流对热储热量的补给作用如何,目前还未有过相关研究,这里我们通过定量估算来分析回灌条件下大地热流在热储温度恢复中所发挥的作用。

#### 4.1.1 热储恢复热量估算

热储恢复的热量也即计算期内热量的增加值,计算公式参考《地热资源地质勘查规范》中热储热量计算公式,通过整理并简化如下:

$$Q = Ad\rho_r c_r (1 - \varphi) \Delta t + A\varphi d\rho_w c_w \Delta t \quad (1)$$

式中: $Q$ 为非回灌期热储恢复的热量(J); $A$ 为计算面积( $m^2$ ); $d$ 为热储厚度(m); $\rho_r$ 为热储岩石密度( $kg/m^3$ ); $c_r$ 为热储岩石比热[J/( $kg \cdot ^\circ C$ )]; $\rho_w$ 为地热水密度( $kg/m^3$ ); $c_w$ 为水的比热[J/( $kg \cdot ^\circ C$ )]; $\varphi$ 为热储岩石的孔隙度,无量纲; $\Delta t$ 为热储温度变化( $^\circ C$ )。

本回灌井回灌区段在1346~1525m,由于1346~1360m受上部非回灌段地层热量影响显著,1360~1375m为泥岩,底部受测量深度限制,因此本次主要统计计算1375~1505m区段热量变化情况。该段共计130m,以砂砾岩为主,夹有数米泥岩,本次均按砂岩粗略计算。根据测井资料,热储平均孔隙度33.7%。热储岩石和水的密度、比热取值综合考虑周瑞良等在华北平原地区相关研究成果(Zhou Ruiliang et al., 1989),密度取2300  $kg/m^3$ ,比热取946 J/( $kg \cdot ^\circ C$ );水的密度取储层平均温度38.2 $^\circ C$ 对应的密度992.6  $kg/m^3$ ,比热取4180 J/( $kg \cdot ^\circ C$ )。热储温度变化取第一次和最后一次测温平均值的差值,为4.89 $^\circ C$ 。

根据以上参数以及式1,计算得208天内单位

面积热储热量增加了1805.9MJ。

### 4.1.2 大地传导热流估算分析

大地传导热流计算公式为:

$$Q = Aqt \quad (2)$$

式中: $Q$ 为大地热流传导的热量(J); $A$ 为计算面积( $m^2$ ); $q$ 为大地热流( $W/m^2$ ); $t$ 为计算时间(s)。

区域上有关大地热流的研究资料已有不少,龚育龄等依据济阳拗陷内13口井的系统测温数据和700余口井的试油测温数据(龚育龄等, 2003),得出济阳拗陷平均大地热流为65.8  $mW/m^2$ ;康凤新等研究得出德州德城区大地热流值为62.9  $mW/m^2$ (Kang Fengxin et al., 2018),与区域研究结果一致。本次按62.9  $mW/m^2$ 计算,得出208天单位面积大地热流传导的热量为1.1MJ,该热量仅相当于前文所计算的热储所恢复热量的0.61%。

考虑到上述大地热流值所对应的地温梯度为自然状况下的地温梯度,大约在33.2 $^\circ C/km$ ,而在回灌条件下,回灌段底部与下部地层结合部位,推测应该有一个温度陡升段,类似于回灌段顶部的温度陡降,其温度梯度很高,导致热传导增强。假设该陡升段区间长度与上部陡降段长度相当,取40m,起始温度取首次和末次测温井底温度平均值37.3 $^\circ C$ ,终止温度为热储温度55 $^\circ C$ ,则其温度梯度为0.443 $^\circ C/m$ 。岩石热导率根据龚育龄等在济阳拗陷内实测数据取1.97  $W/(m \cdot ^\circ C)$ (龚育龄等, 2003),据此计算得该条件下所对应的大地热流为872.7  $mW/m^2$ ,则根据式2计算得208天单位面积大地热流传导的热量为15.7MJ,占热储所恢复热量的8.7%。两种情况下所计算的大地传导热流与热储恢复的热量相比都微乎其微,因此大地传导热流不是本地热井热储热量恢复的主要热量来源。

另外,定性的分析,假设大地传导热流是热储温度恢复的主要热量来源,那么在回灌段内,深度越大越容易得到大地传导热流的补给,升温就较快,反之深度较浅处升温较慢,即温度会随深度增加呈升高趋势,但实际测温曲线并未表现出该特征,也说明大地传导热流不是热储温度恢复的主要热量来源。

### 4.2 上部非回灌段相对高温地层传导的热量分析

回灌条件下由于热储温度大幅降低,低于上部非回灌段地层温度,因此热量必然会在热传导作用下向回灌段传递。其计算公式为:

$$Q = A\lambda \cdot \text{Grad}T \cdot t \quad (3)$$

式中: $Q$ 为传导热流量(J); $A$ 为计算面积( $m^2$ ); $\lambda$ 为

热导率 $[W/(m \cdot ^\circ C)]$ ;  $GradT$  为温度梯度 $(^\circ C/m)$ ;  $t$  为计算时间 $(s)$ 。

热导率同前取值为  $1.97 W/(m \cdot ^\circ C)$ , 温度梯度取陡降段平均温度梯度  $0.290^\circ C/m$ , 根据式 3 计算得 208 天单位面积传导的热量为  $10.3 MJ$ , 仅占热储所恢复热量的  $5.7\%$ , 因此顶部非回灌段相对高温地层传导的热量不是热储温度恢复的主要热量来源。

同样进行定性的分析, 假设热储热量恢复主要受顶部非回灌段相对高温地层传导热量的影响, 那么非回灌段内温度会随深度的增加而减小, 测温曲线特征表明该假设是错误的。

#### 4.3 周边同层相对高温地层传导的热量和地热水流动带来的热量分析

前面已经确定大地热流传导和上部地层热传导不是热储温度恢复的主要热量来源, 那么只能是周边同层相对高温地层传导的热量和地热水流动(包括地热水径流和自然热对流)带来的热量, 要么其中之一起主导作用, 或者均有很重要的作用。由于目前还不能对回灌条件下回灌井周边水平方向上温度分布等特征进行有效监测, 因此不能定量计算其热量, 这里只能做定性的分析。

本次统计了  $1270 \sim 1310m$  和  $1375 \sim 1505m$  两个典型区间的井内测温数据, 两个统计区间分别位于非回灌段和回灌段, 但均避开了非回灌段和回灌段结合部位地层温度互相影响较大的区段, 且其深度较为接近, 地层热物性等特征相似。  $1270 \sim 1310m$  区间第一次测温平均温度为  $44.03^\circ C$ , 最后一次(208d)为  $48.31^\circ C$ , 升高了  $4.28^\circ C$ 。  $1375 \sim 1505m$  区间第一次测温平均温度为  $35.79^\circ C$ , 最后一次为  $40.68^\circ C$ , 升高了  $4.85^\circ C$ 。两者相比, 前者略低一些, 貌似相当, 但由于前者为非回灌段, 回灌期间主要通过井壁热传导影响周边地温场, 因此影响范围相对较小, 而后者为回灌段, 低温地热水直接进入地层, 影响范围要大得多, 所以推测水平方向上温度梯度前者大于后者。前者温度恢复热量来源主要为周边同层相对高温地层传导的热量, 假如后者温度恢复热量主要来源相同, 那么前者温度恢复应该更快一些, 但测温结果正好相反, 所以推测  $1375 \sim 1505m$  区段还有其他热源补给, 即地热水流动带来的热量。

另外,  $1270 \sim 1310m$  区间不同深度增温幅度较为均匀, 均在  $4.2 \sim 4.3^\circ C$ , 说明热传导作用是比较均匀的; 而  $1375 \sim 1505m$  区间最小增温幅度  $2.8^\circ C$ ,

最大  $7.8^\circ C$ , 差别巨大, 仅靠热传导不会造成如此大的差异, 所以推测地下水流动带来的热量也在其温度恢复中发挥有重要作用, 甚至可能发挥着主导作用。由于含水层的非均质特征等原因造成其内部不同深度处的地热水径流和热对流特征也有所不同, 所带来的热量补给作用也就各部相同, 流动速度快, 温度恢复就较快, 反之就较慢。至于地层热传导和地下水流动在地温恢复中各自起多大作用, 还有待下一步深入细致研究。

## 5 结论

(1) 本区低温地热尾水规模化生产性回灌会使得回灌井周边热储温度明显降低, 在下一个供暖季到来时还远不能恢复到原始温度, 因此采灌井交替使用、互为采灌的方案是不可行的, 而设置合理的井间距、防止短时间内发生热突破是非常有必要的。

(2) 在回灌条件下, 底部大地传导热流和顶部地层传导热流在热储温度恢复中的作用极其微弱, 周边同层相对高温地层传导的热量和地热水流动带来的热量是其温度恢复的主要热量来源, 但消耗的也是热储本身的热量, 因此, 在规模化回灌条件下, 热突破是必然的。

(3) 目前还难以对回灌井周边温度场进行有效监测, 建议深入开展相关模拟实验研究, 为合理井距的确定提供指导。

## References

- Axelsson G, Stefansson V, Xu Y. 2002. Sustainable management of geothermal resources. In: Liu Jiurong, ed. Proceedings 2002 Beijing International Geothermal Symposium, Beijing, China, 29~31: 277~283.
- He Manchao, Liu Bin, Yao Leihua, Xu Nengxiang. 2003. Study on the theory of seepage field for geothermal single well reinjection. *Acta Energetica Solaris Sinica*, 24(02): 197~201.
- Kang Fengxin. 2013. Sustainable yield and its assessment of geothermal reservoirs in China. *GRC Transactions*, 37(4): 843~852.
- Kang Fengxin, Zhang Zhongxiang, Xu Junxiang, Wang Yanjun, Zhao Jichu. 2013. Geothermal geological conditions and exploitation and utilization in Shandong Province. High Level Seminar Proceedings on Scientific Development of Chinese Geothermal Resources, 79~83 (in Chinese with English abstract).
- Kang Fengxin. 2018. Assessment of Geothermal Resources in Shandong Province. Beijing: Science Press, 1~17 (in Chinese with English abstract).
- Liu Guiyi. 2001. Basic characteristics of deep ground water and groundwater environment problems in Lubei plain. *Shandong Geological*, 17(5): 43~47 (in Chinese with English abstract).
- Rybach L, Megel T, Eugster W J. 1999. How renewable are geothermal resources? *Transactions, Geothermal Resources Council*, 23: 17~20.
- Sullivan M O, Mannington W. 2005. Renewability of the Wairakei Tauhara geothermal resource. *Proceedings World Geothermal*

Congress.

- Wang Wanli, Wang Guiling, Zhu Xi, Liu Zhiming. 2017. Characteristics and potential of shallow geothermal resources in provincial capital cities of China. *Geology in China*, 44(6):1062~1073 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yanjun, Wang Zhenguo, Wang Yan, Ji Yanmei, Xuyong. 2005. Exploitation and protection of geothermal resource in Dezhou city. *Shandong Land and Resources*, 21(5):31~35 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yanjun, Liu Guiyi, Hu Songtao. 2008. Division of the geothermal resources in the northern Shandong Province. *Geological Survey and Research*, 31(3):270~277 (in Chinese with English abstract).
- Wei Wanshun, Zheng Guisen, Luan Yingbo. 2010. Characteristics and influencing factors of the shallow geothermal field in Beijing plain area. *Geology in China*, 37(6):1733~1739 (in Chinese with English abstract).
- Wu Lijin, Zhao Jichu, Li Aiyin, Xing Shengxia. 2016. Key issues of geothermal resource exploitation and utilization in the depression Area of northern Shandong province. *Geology and Exploration*, 52(2):300~306.
- Yan Shiqiang, Pan Mao, Zou Zuguang, Liu Guiyi. 2007. Geochemical characteristics and origin of geothermal water in the Dezhou hollow. *Geology in China*, 34(1):149~152 (in Chinese with English abstract).
- Yang Xunchang, Kang Fengxin, Wang Xuepeng, Fu Qingjie, Liu Zhitao. 2019. Hydrochemical features of geothermal reservoir geotemperature field in sandstone porosity and enrichment mechanism of geothermal water: a case study of geothermal reservoir of Guantao Formation in the Lubei. *Acta Geologica Sinica*, 93(3):738~747 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Ruiliang, Liu Qisheng, Zhang Jing, Yang Liqiang. 1989. The geological features and exploitive prospects of the geothermal field of salient type of bed rock of Niutuozen in the falut basin of north China. *Bulletin of the 562 Comprehensive Geological Brigade Chinese Academy of Geological Sciences*, 21~36 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Jialing, Zhu Xiaoming, Lei Haiyan. 2012. Analysis of impact of pressure compensation between geothermal wells on rejection efficiency. *Acta Energetica Sinica*, 33(01):56~62.
- Zhu Xi, Zhang Qinglian, Liu Yanguang. 2016. Evaluation of the geothermal resources in the plain of west Shandong province. *Geological Science and Technology Information*, 35(4):172~

177 (in Chinese with English abstract).

## 参 考 文 献

- 龚育龄, 王良书, 刘绍文, 李成, 韩用兵, 李华, 刘波, 蔡进功. 2003. 济阳坳陷大地热流分布特征. *中国科学(D辑:地球科学)*, 33(4):384~391.
- 何满潮, 刘斌, 姚磊华, 徐能雄. 2003. 地热单井回灌渗流场理论研究. *太阳能学报*, 24(02):197~201.
- 康凤新, 张忠祥, 徐军祥, 王彦俊, 赵季初. 2013. 山东省地热地质条件及开发利用. *科学开发中国地热资源高层研讨会论文集*, 79~83.
- 康凤新. 2018. 山东省地热清洁能源综合评价. 北京: 科学出版社, 1~14.
- 刘桂仪. 2001. 鲁北平原深层地下水基本特征与水环境问题. *山东地质*, 17(5):43~47.
- 王婉丽, 王贵玲, 朱喜, 刘志明. 2017. 中国省会城市浅层地热开发利用条件及潜力评价. *中国地质*, 44(6):1062~1073.
- 王彦俊, 王贞国, 王岩, 吉艳梅, 徐勇. 2005. 德州市地热资源开发与保护. *山东国土资源*, 21(5):31~35.
- 王彦俊, 刘桂仪, 胡松涛. 2008. 鲁北地区地热资源区划研究. *地质调查与研究*, 31(3):270~277.
- 卫万顺, 郑桂森, 栾英波. 2010. 北京平原区浅层地温场特征及其影响因素研究. *中国地质*, 37(6):1733~1739.
- 吴立进, 赵季初, 李艾银, 邢生霞. 2016. 鲁北坳陷区地热资源开发利用关键性问题研究. *地质与勘探*, 52(2):300~306.
- 颜世强, 潘懋, 邹祖光, 刘桂仪. 2007. 山东德州凹陷地下水地球化学特征及成因. *中国地质*, 34(1):149~152.
- 杨询昌, 康凤新, 王学鹏, 付庆杰, 刘志涛. 2019. 砂岩孔隙热储地温场水化学场特征及地热水富集机理—鲁北馆陶组热储典型案例. *93(3):738~747*.
- 周瑞良, 刘琦胜, 张晶, 杨力强. 1989. 华北断陷盆地牛驼镇基岩高凸起型热田地质特征及其开发前景. *中国地质科学院 562 综合大队集刊*, 21~36.
- 周绍智, 邹祖光, 啜云香. 2007. 山东省鲁北地热田地质特征及勘查开发利用分析. *山东省环境地质文集*. 北京: 地质出版社, 169~175.
- 朱家玲, 朱晓明, 雷海燕. 2012. 地热回灌井间压差补偿对回灌效率影响的分析. *太阳能学报*, 33(01):56~62.
- 朱喜, 张庆莲, 刘彦广. 2016. 基于热储法的鲁西平原地热资源评价. *地质科技情报*, 35(4):172~177.

## Change characteristics of geothermal field for geothermal return water reinjection of sandstone reservoir in the northern Shangdong

LIU Zhitao<sup>1,2)</sup>, LIU Shuai<sup>\* 1,2)</sup>, SONG Weihua<sup>1,2)</sup>, YANG Xunchang<sup>1,2)</sup>, ZHOU Qundao<sup>1,2)</sup>

1) *The Second Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Shandong Provincial Bureau of Geology & Mineral Resources (Lubei Geo-engineering Exploration Institute), Dezhou, Shandong, 253072;*

2) *Shandong Provincial Research Center of Geothermal Resources and Reinjection, Dezhou, Shandong, 253072*

*\* Corresponding author: 332182068@qq.com*

### Abstract

Through the temperature measurement of the geothermal reinjection well in the Dezhou Shuiwen residential area, the paper discussed the variation characteristics of geothermal field in five sections in depth, and especially analyzed the heat recovery source of sandstone reservoir. The results show that during large-scale productive reinjection, low temperature return water will significantly reduce the sandstone reservoir temperature around the reinjection well, and the recovery rate is particularly slow. Qualitative analysis and quantitative calculation show that the role of the geothermal heat flow and the top formation heat conduction is extremely weak in the heat recovery source of the reservoir, while the main source is the peripheral higher-temperature formation in the same layer and heat carried by the flow of the geothermal water. Based on the results of this study, under the conditions of large-scale reinjection, thermal breakthrough is inevitable. Therefore, it is very necessary to carry out research on reasonable distance between production and reinjection wells, in order to prevent thermal breakthrough in a short time.

**Key words:** geothermal return water reinjection; sandstone reservoir; geothermal field; heat source; northern Shandong