

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.210



地热田热量来源及形成主控因素

毛小平¹, 汪新伟², 李克文¹, 郭少斌¹

1. 中国地质大学能源学院, 北京 100083

2. 中国石化集团新星石油有限责任公司, 北京 100083

摘要: 地热能越来越受到重视, 但地热田的形成机制和热量的来源仍存在争议, 多数学者认为岩浆囊可以为地热田直接供热。以二维热传导正演模拟为手段得出, 盖层是形成地热田的必要条件; 在浅部存在高热传导层时, 地温剖面会出现镜像倒影形态, 温度在垂向上分为高梯度段、低梯度段和低温段, 侵位较浅(<10 km)的岩浆囊散热和进入热平衡时间小于20~50万a。结合大量地热田温度资料分析认为, 地热田的热量不是因为存在异常热源(如岩浆囊), 而是来源于正常的基底热流。当深部热量传递到地表时, 由于近地表物质的热传导能力的差异引起温度场发生变化, 即地热田之下存在高热传导层快速地将基底热量传递到浅层而形成异常高温。

关键词: 地温场; 热传导; 岩浆囊; 羊八井; 腾冲; 地温梯度; 环境地质。

中图分类号: P66

文章编号: 1000-2383(2018)11-4256-11

收稿日期: 2017-02-26

Sources of Heat and Control Factors in Geothermal Field

Mao Xiaoping¹, Wang Xinwei², Li Kewen¹, Guo Shaobin¹

1. School of Energy Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. SINOPEC Star Petroleum Corporation Limited, Beijing 100083, China

Abstract: Geothermal energy is attracting increasing attention. However, the formation mechanism and the source of heat in geothermal fields are still in dispute. Most scholars believe that the magma pocket can provide direct heating for geothermal fields. In this paper, by means of 2D forward modeling of heat conduction, it is found that the caprock is a necessary condition for forming geothermal fields. When there is a high heat conduction layer in the shallow part, the geothermal profile will display a mirror reflection shape, and the temperature will be divided into high gradient section, low gradient section and low temperature section. The heat dissipation and thermal equilibrium time of the shallow magma pocket (<10 km) are less than 200 000—500 000 years. Based on the analysis of the temperature data of a large number of geothermal fields, it is concluded that the heat in geothermal fields is from normal basal heat flow instead of the presence of abnormal heat sources, such as magma pocket. When the deep heat is transferred to surface, the temperature field changes due to the difference in the heat conduction ability of the near-surface material; the high heat conduction layer under the geothermal field will rapidly transfer the base heat to the shallow layer and form the abnormal high temperature.

Key words: temperature field; heat conduction; magma chamber; Yangbajing; Tengchong; geothermal gradient; environmental geology.

1 地热“有源”的观点

目前地热勘探研究中对于地热田热量来源问

题, 比较认可放射性生热(邱楠生, 2002)、岩浆囊、断裂沟通(郭清海等, 2017)等供热, 这种思路源自于石油勘探或固体矿产勘探。在石油勘探中, 只要发现有油藏, 其下方或侧下方某个位置必然有“油源”的

基金项目: 中国石油化工股份有限公司科技项目(No. JP14009)。

作者简介: 毛小平(1965—), 男, 副教授, 博士, 从事油气、地热资源评价、地质信息化等方面的研究及相关教学工作。E-mail: maoxp9@163.com

引用格式: 毛小平, 汪新伟, 李克文, 等, 2018. 地热田热量来源及形成主控因素. 地球科学, 43(11): 4256—4266.

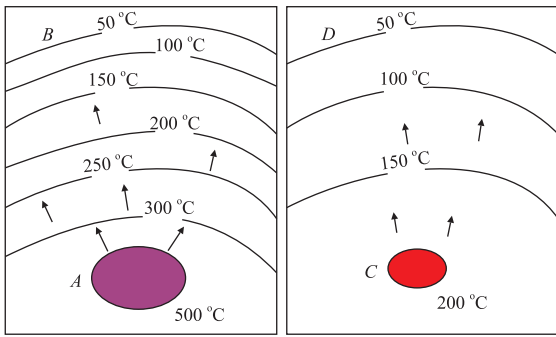


图 1 地热场分布“有源”模式示意图

Fig.1 “Source” mode of geothermal field distribution

供给,且数量(如生烃量或排烃量)要比油藏的数量大得多;在某个地方发现了高品位的矿床,它可能是由于风化搬运、或岩浆携带、或“化学晕”,在某个位置必然存在原生矿,有更高的品位.油气富集是有物质的流动,用此思路来研究地热,则有可能产生严重的错误.事实上,物质间的热传导是分子间的状态传递,没有物质流动.图 1 为地热场分布“有源”模式示意图,在浅层 B 处有较高地温梯度时,更深的某处 A 点必有更高的温度支撑,如高至 500 °C,且中间的温度是渐变的;若浅层 D 处地温梯度较低,则深部就存在低温度背景,如仅 200 °C,这就是一种“有源”的思路.

据这样的“有源”思路,前人认为西藏南部的地热田有两种机制:(1)岩浆囊机制,25~40 km 埋深范围内存在一个较大范围的熔融层,这套熔融层充当热水系统的“热机”;(2)深大断裂沟通机制,西藏南部深层岩浆沿断裂上升侵位到上地壳浅部形成单个的岩浆房,为热水系统提供热源.He *et al.* (2016) 否定了这么深才有岩浆囊的说法,从大地电磁角度推测了青藏高原南部深部存在低阻异常,认为深部热源更靠近地表,由前人的 25 km 提升至 5 km,认为 5 km 以下地壳中就有深部热源,为藏南上地壳熔融提供了地球物理间接证据,而鄂尔多斯北部块体、西部块体,也存在同样的低阻异常(董树文等, 2012),但该地区的地温梯度并无任何异常,北部平均地温梯度 30 °C/km,西部仅 24 °C/km(任战利等, 2007).符必昌(1998)研究认为,腾冲地热热源直接来自于埋深约 5 km 以下的热液岩浆,其依据也是低阻异常.

汪集旻等(2012)根据部分井和地表温度测量结果,勾绘了我国陆区不同深度地温分布平面图,埋深分别为 3.5 km、5.5 km、10.0 km 等,如图 2 所示,其形态基本按前述“有源”思路,即按浅层的地温梯度

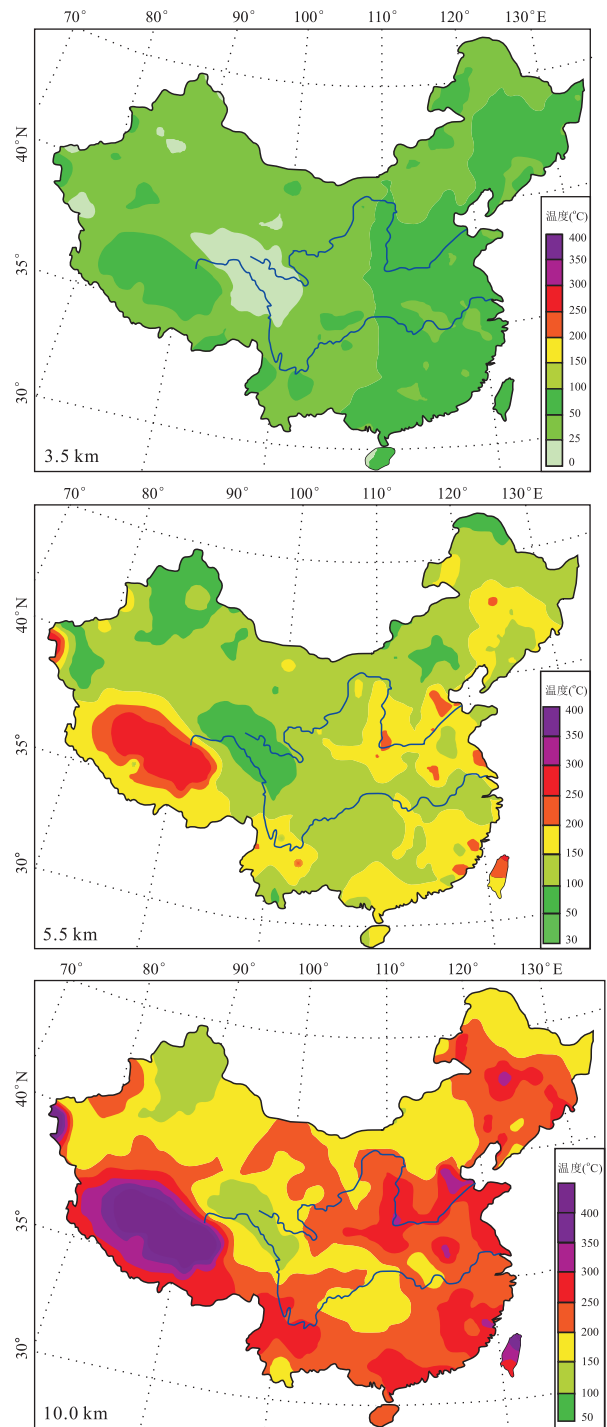


图 2 中国陆区不同深度地温分布平面图

Fig.2 Temperature distribution plan in different depths in mainland China

据汪集旻等(2012)

直接延拓至深层,浅层地温高异常,深部必然是高异常,有继承性分布,形态上基本相似,如青藏高原、济阳拗陷等地.这种模式默认了深部均有“源”,只是源大温度高,“源”小温度低.这样对实际地热资源量的评估会存在较大误差,同时,也认为岩浆囊供热效应

无处不在,特别是青藏高原,似乎整个地区深部都存在岩浆囊供热.

2 典型地热田温度分布特点

实际热点地区温度场垂向分布特点是什么?如图 3 所示,为青藏高原地温场分布的模式图(姚足金, 1986),深部有高热传导层花岗岩发育,覆盖有一定厚度的第四系覆盖层,分两个区域:剖面中部为高地温异常区,剖面两侧为相对低地温区域.前人认为剖面中部高地温的成因是深部存在岩浆囊,不停地向浅层地热田供热,地表附近温度高达 150 °C,随着深度增加,其温度升高.

实际上,覆盖层下的确存在高温,高温区直径约 5 km.随深度增加地温增加较为缓慢,1.2~3.8 km 仅增加了 30 °C,温度梯度为 11.5 °C/km,远低于地壳平均地温.在 6~10 km 处温度则与剖面两侧的温度差变小;剖面两侧在浅层处于相对“低温”状态,地温梯度为地壳平均温度,约为 3 °C/km.

从图 3 可以看出,在浅部高温状态下,更深的部位显然没有“期望”的更高温度,其地温梯度变小,增温变慢.另一个比较著名的云南腾冲地热田也有类似的现象,在热泉主体眼镜泉—澡堂河一定深度之下,地温梯度锐减,增温变慢(符必昌,1998).

目前很多地热勘探实践均证明,浅部若存在高温异常的地热田,向其深部进行钻探时发现,其下部的地温梯度不增反降,比相邻浅层表现为低温背景的区域(盆地区)的地温梯度还要低.

图 4 为该隆起带容 1 井实测井温随深度变化曲线,容 1 井处在沧县隆起带上,相对于周围盆地区而言,其底部为较老的蓟县系基底,属高热传导层,之上覆盖了 1 000 m 左右的第四系覆盖层,岩性及年代差异大.在 200~1 200 m 范围内,地温梯度较高;而 1 200~1 800 m,近 600 m 厚度范围内,温度几乎未增加.图 5 所示为法国苏尔茨地区实测地温分布(Baria *et al.*, 1994),可以看出,1 500 m 以内的地温梯度较高,之下的梯度则变小.

青海省海南州东南部贵德盆地扎仓寺热田 ZR1 孔浅部存在高地温异常,而向深部 3 000 m 深度仅

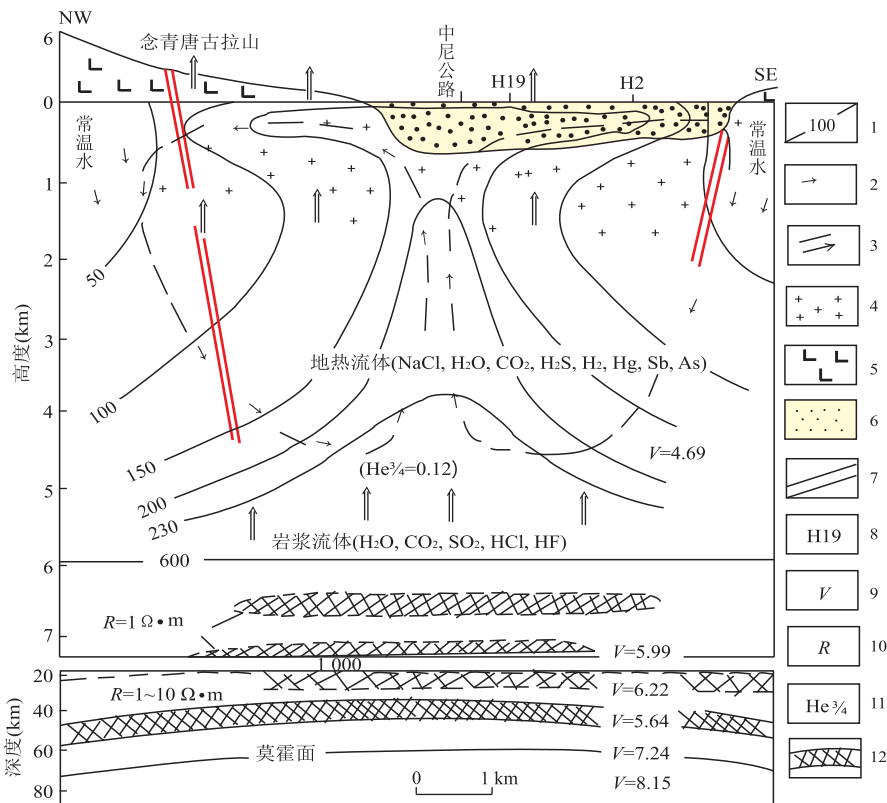


图 3 西藏羊八井盆地水热活动深部机制示意图

Fig.3 Schematic map showing deep mechanism of hydrothermal activity in Yangbajing basin

据姚足金(1986).1.等温线(°C);2.地热流体环流线;3.岩浆流体流向;4.花岗岩 γ6;5.片麻岩;6.第四系松散堆积;7.主要断层;8.主要钻孔位置;9.纵波波速(km/s);10.磁大地电流(Ωm);11.气体氦;12.低速层、低阻体

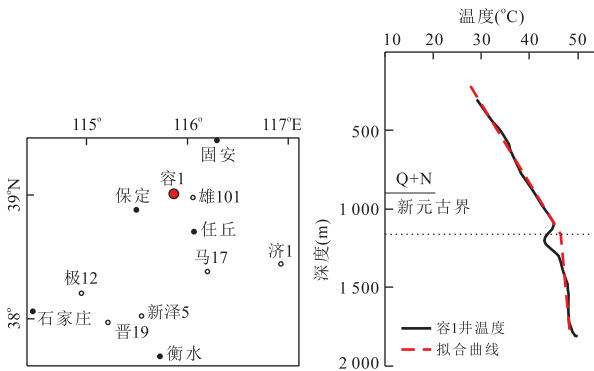


图 4 沧县隆起容 1 井井温随深度变化曲线

Fig. 4 Well temperature curve with depth of Rong 1 in Cangxian uplift

a. 容 1 井平面位置图; b. 容 1 井实测井温曲线

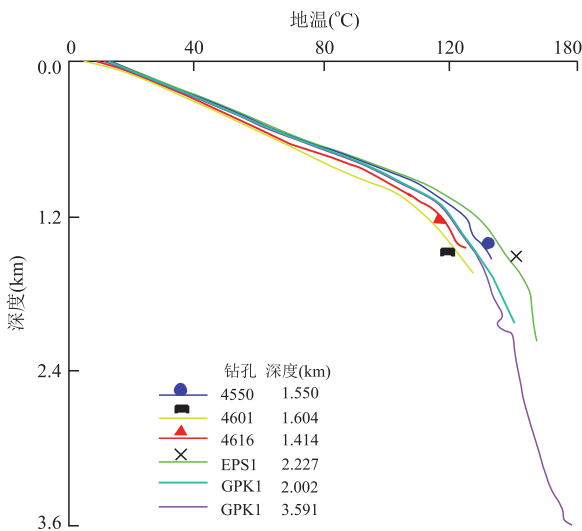


图 5 法国苏尔茨地区实测地温分布

Fig. 5 Measured gradient curve of ground temperature from Soultz, France

据 Baria *et al.* (1994)

增加 $50\text{ }^{\circ}\text{C}$, 梯度只有 $19\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (郎旭娟等, 2016). 2017 年由河北省煤田地质局在献县温泉乐园附近钻的一口地热深井 GRY1, 在 $1\ 100\text{ m}$ 处的确出现了近 $90\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的高温, 但之后温度增加缓慢, 钻至 $3\ 500\text{ m}$ 时才达到 $106\text{ }^{\circ}\text{C}$, 低于全球平均地温 (刘彦广, 2017).

从上面几个事例看出一个共同特点, 在浅部高温异常背景下, 在一定深度上会出现一个温度梯度变化的拐点, 此点向深部区域对应为低地温梯度段, 此特点是什么原因造成的? 按前述地热“有源论”, 深部需要有更高的温度对应才合理; 一些学者还将这种低温解读为大气降水的冷却作用或热储内部的热对流调整作为这种“有源论”的补充 (沈显杰和王

自瑞, 1984). 但目前所搜集到公开文献中凡有地温资料的地热田均存在这种现象, 具有普遍性, 所以不能简单地归结为大气降水冷却. 地温场在地壳中分布的正确认识, 会直接影响地热资源评价中资源量计算的准确性, 同时, 也涉及到对地壳热结构的看法. 因此本文的研究具有重要的现实意义.

3 模拟分析

为了更好地分析前述问题, 本文进行了多个地质模型的热传导数值模拟.

3.1 理论模型的模拟

设计如下模型, 用于说明盖层物性及厚度都会影响到地温场. 如图 6 所示, 模型左侧存在 500 m 厚的盖层, 热导率 k_1 为 $0.6\text{ W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$, 其余 k_2 为 $3.0\text{ W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$, 底部热流设定为陆区的热流平均值 $71.8\text{ mW}/\text{m}^2$, 初始地温梯度为 $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. 图 8a 为设计的模拟模型剖面图、图 6b 为模拟 10 万 a 后温度场分布, 已基本稳定. 模拟结果表明, 在 500 m 深度处, 左侧有盖层的区域相对于右侧无盖层的区域温差高达 $17\text{ }^{\circ}\text{C}$, 说明盖层是必要条件. 左侧高地温, 到深部会有所减缓, 越向深处, 温度差异越小.

3.2 羊八井剖面模拟

热传导模拟证明, 较好的盖层配合高热传导通道照样可以在浅部产生高地温异常. 以西藏当雄羊八井地区为例, 设计一个双层简化模型, 以此说明在正常基底热流条件下也能产生浅层高温及垂向温度分布特点, 但个别模拟参数会设置偏离正常数值 (因为本次模拟为二度体模拟). 设初始地温梯度为 $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 模拟在基底热流持续作用下该区域温度进入稳态的过程. 根据热导率大小, 要维持此梯度, 基底热流给定为 $250\text{ mW}/\text{m}^2$, 模拟间隔为 $2\ 000\text{ a}$, 总时间长度 60 万 a , 此时地表散热与热供给处于平衡状态, 地表温度设为 $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, 基底花岗岩热导率设为 $8\text{ W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$, 盖层 k_1 设为 $0.2\text{ W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$, 数据采用了肖琳等 (2009) 第四系土体内在结构对热导率计算模型的影响的研究成果. 如图 7a 所示, 为模拟 60 万 a 后因物性差异产生的温度分布, 模拟结果表明, 因深部高导层和浅部较好盖层的配套组合, 同样能引起高地温异常, $1\ 000\text{ m}$ 深度内可以达到 $150\sim 160\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的高温异常. 图 7b 为图 7a 剖面上两个不同位置的点在基底热流持续作用下温度随时间变化的曲线, 在盖层底界 (右侧 B 点), 温度在 10 万 a 时快速升温到最大, 但之后便处于散热过程, 温度会

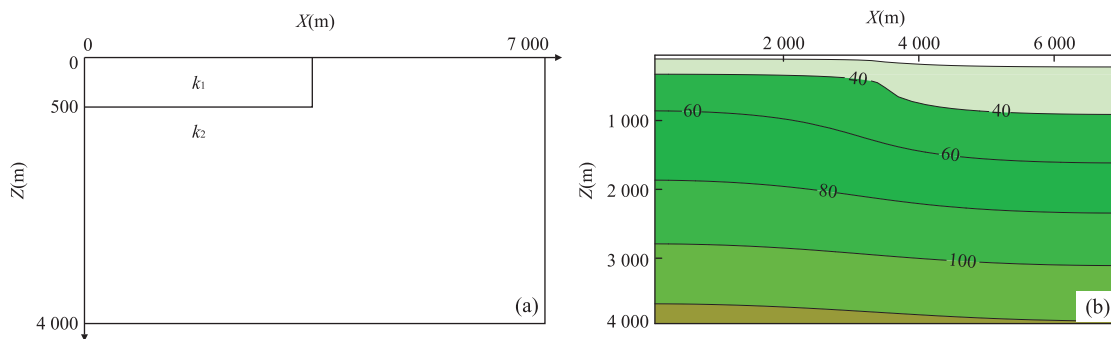


图 6 盖层厚度影响模拟剖面图

Fig.6 Simulation results of the influence of caprock

a.考虑热盖层的地质模型;b.考虑热盖层的影响后的地温场模拟结果

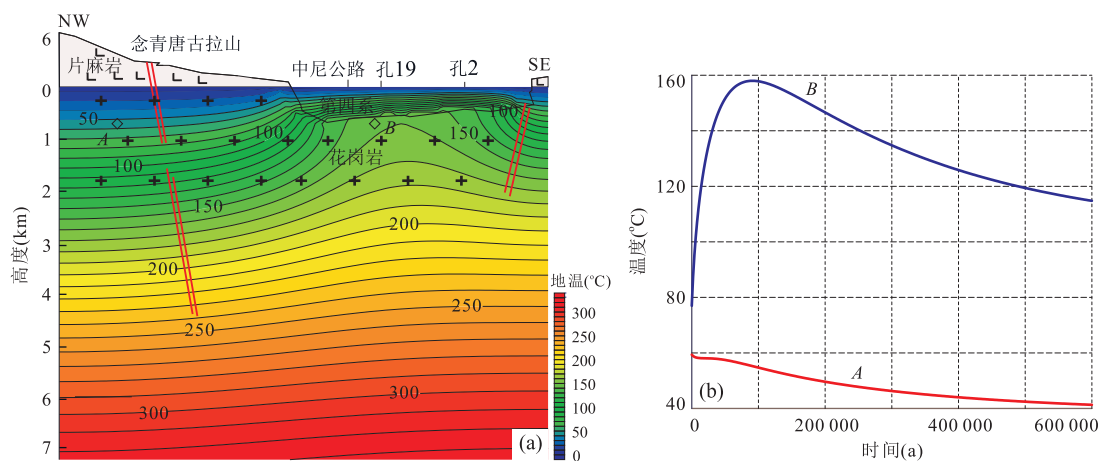


图 7 羊八井地区地温场分布模拟剖面(a)及其剖面浅部 A, B 两点地温随时间变化曲线(b)

Fig.7 Geothermal field simulation profile (a) of Yangbajing and temperature versus time curve of point A and B of Yangbajing profile (b)

慢慢降低,在高导层内左侧 A 点处(与 B 点海拔相同),温度一开始就缓慢下降,说明模拟初始地温梯度设置偏高,它只影响计算迭代时间,由于温度进入稳态分布时间较快,它未影响到最终的平衡状态。

因此,地热田浅层存在高温异常,并不意味着深层需要高温岩体来提供热源,热的动态平衡也会因为横向物性差异在这些区域产生高温,但其深部梯度下降较快,随深度增大增温变慢;而无热盖层区域,浅层温度虽低,深部增温相对快,到深层某个深度下,则形成了温度平衡。

3.3 地温分布的镜像倒影关系

基底起伏形态与地温梯度曲线呈正相关关系,这一观点很早就已得到认可(马刚等,1983;阎敦实和于英太,2000;龚育龄等,2003),其本质还是物性的横向差异造成的.为此,本文设计了一个理想模型,能体现大多数古隆起或岩体侵入时高热导层发育于浅部的情形,且暂不考虑界面倾角对热传递的影响:底部古隆起宽度为 1 km、高度 2 km,隆起顶

部发育 200 m 厚度的热盖层,热导率取第四系平均热导率 $k_1=0.6 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$,古隆起取古生界地层平均热导率 $k_3=3.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$,围岩 k_2 设不同的值进行数值模拟,其他参数同前,地幔热流 q 设为陆区的平均值 $71.8 \text{ mW}/\text{m}^2$.以此模型来研究基底起伏对地温场的影响,模型如图 8a 所示.模拟时间为 10 万 a,图 8b~8e 分别为不同围岩热导率在 10 万 a 后的温度场分布,热导率分别为 2.0、1.5、1.0、 $0.6 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$,从图中可以看出,围岩与古隆起热导率差异越大,浅层高温异常越显著,图 8b 中围岩 $k_2=2.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$,经 10 万 a 后,剖面上的温度场在隆起顶部-2000 m 处异常较小,约高于背景场 5°C ;图 8d 中围岩 $k_2=1.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$,与围岩差距较大,在隆起顶部异常较大,约高于背景场 10°C ;图 8e 中围岩 k_2 设计为 $0.6 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$,在隆起顶部异常更大,高于背景场约 22°C ,这个区域就是地热田点区域,埋藏浅且温度高。

剖面中间古隆起高热导相对于两侧的围岩具有

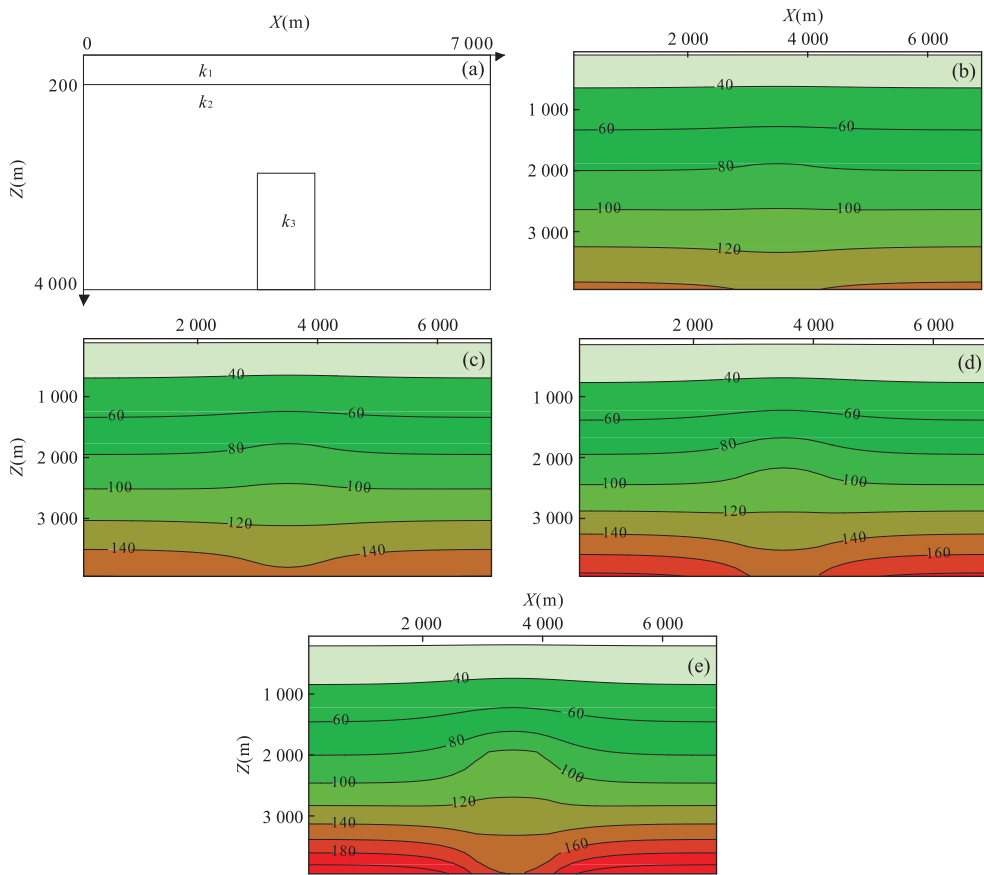


图 8 古隆起理想模型及地温场分布剖面图

Fig.8 Calculation model of geothermal and its calculation results

a.模型; b.围岩 $k_2=2.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$; c.围岩 $k_2=1.5 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$; d.围岩 $k_2=1.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$; e.围岩 $k_2=0.6 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$

快速传热功能,因此,其顶部 A 点(图 8e)地温也就相对较高,埋藏浅,经济性好,形成地热田点;而其根部 C 点,基底热量则快速传导至浅部,使这些区域相对于围岩来说冷却了,剖面上温度等值线垂向上呈镜像倒影关系:地面至 A 点为高梯度段、A 点至古隆起中部 B 点为低梯度段、B 至 C 点为低温段。这个模拟结果与前述典型地热田温度分布特点是一致的,温度变化拐点即古隆起的顶部,取决于其顶部埋深和覆盖层厚度。目前所发现的地热田主要发育于地层时间跨度大、岩性差异大的区域,如新生界覆盖于古生界、元古界、太古界的古隆起和新生界覆盖于花岗岩体之上的组合,这两种模式下的物性差异就比较大,易发育地热田。

这些结论和生活常识是一致的,当火钳放入炉灶中,火钳属铁质,导热快,手把处相对于环境温度高,相当于古隆起顶部——浅层高温处;而靠近火源处,由于它快速沟通外部产生了冷却作用,又比周围的燃烧区域温度低,相当于古隆起根部相对低温的区域。这也能解释目前地热勘探中所观察到的现象。

3.4 岩浆囊供热数值模拟

为了分析岩体侵入至浅层对地温场产生的影响,设计了以下模型,不考虑正常基底热流的影响,初始模型 4 000~5 000 m 深处有一个高温岩体侵入到浅层,初始温度设为 1 000 $^\circ\text{C}$,“岩浆囊”的长宽高分别为 3 000 m \times 1 000 m \times 10 000 m,且无后续新鲜岩浆的供给,即侵入活动停止,研究其冷却时间。设定地表平均温度为 15 $^\circ\text{C}$,地温梯度取 30 $^\circ\text{C}/\text{km}$;地热盖层厚度为 1 km,热导率取值 0.6 $\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$;之下为中生代地层,厚度为 3 km,热导率取值 1.6 $\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$;余下地层热导率取值为花岗岩热导率 3.49 $\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$,热容 C 取 1 000 $\text{J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$,密度 ρ 取 2 500 kg/m^3 。

图 9a 为初始条件($t=0 \text{ Ma}$)有岩体侵入时的初始温度分布剖面,通过模拟计算,得到 0.001 Ma 后岩体温度由 1 000 $^\circ\text{C}$ 降至 826 $^\circ\text{C}$,高于围岩背景温度场 676 $^\circ\text{C}$,见图 9b;0.05 Ma 后降至 332 $^\circ\text{C}$,高于背景场 182 $^\circ\text{C}$,如图 9c;0.2 Ma 降至 200 $^\circ\text{C}$,高于背景场 50 $^\circ\text{C}$,如图 9d;0.4~0.6 Ma 时,异常地温几乎消

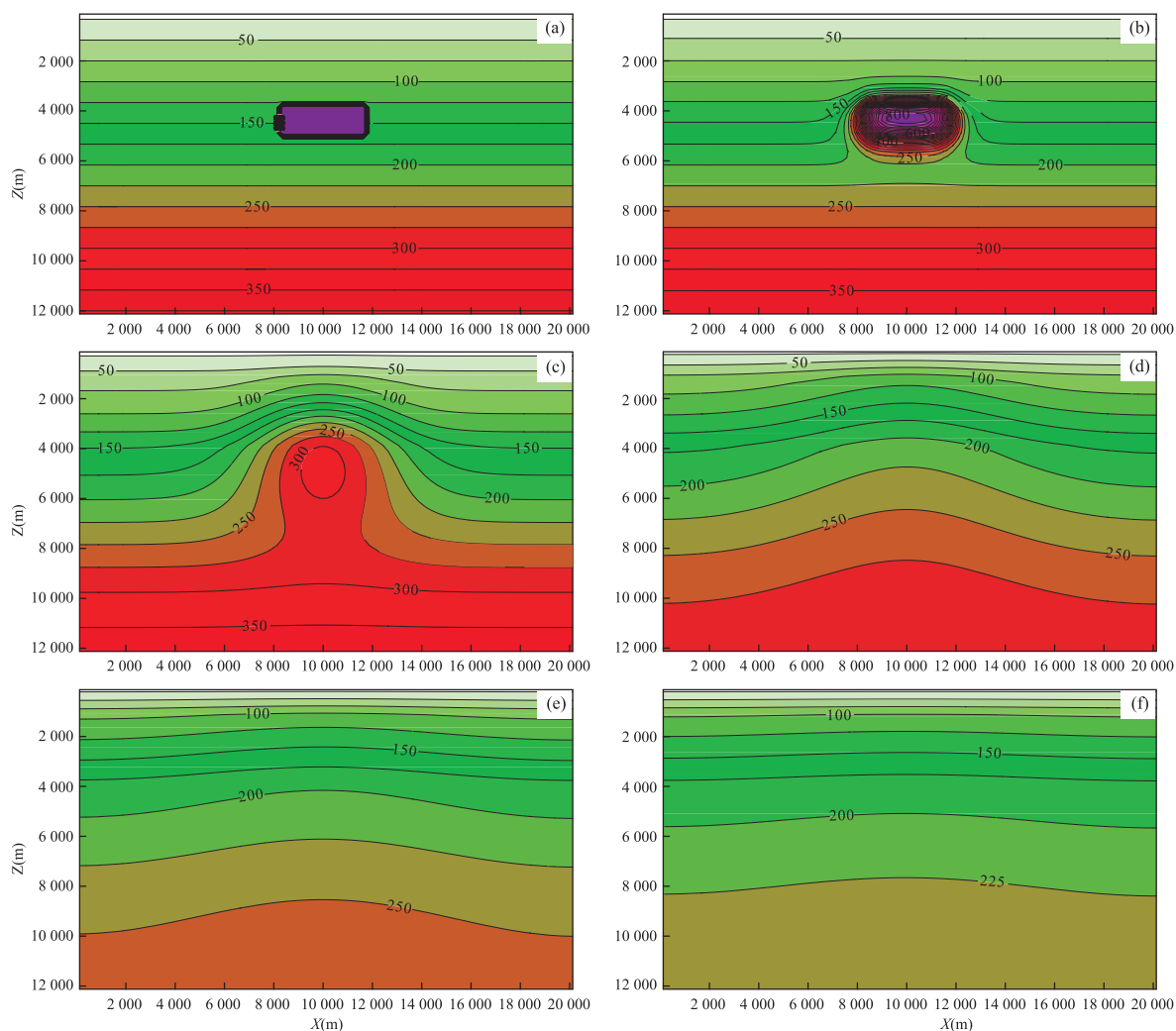


图 9 岩体侵入停止后不同时间的温度分布剖面图

Fig.9 Temperature distribution in different times after the intrusion of rock mass

a.0 Ma;b.0.001 Ma;c.0.05 Ma;d.0.2 Ma;e.0.4 Ma;f.0.6 Ma

失,如图 9f,且低于平均地温梯度 $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$,原因是模拟设置基底热流为 $0\text{ mW}/\text{m}^2$,散热大于供热,原岩浆的高温作用影响消失。

由此结论可以看出,发育于浅层“岩浆囊”的异常高温度的衰减及冷却过程是很快的, $0.3\sim 0.4\text{ Ma}$ 就达到了热平衡温度.但需要指出的是,这个冷却时间与岩体埋藏深度有关,深度越大,冷却越慢,一般在 $0.5\sim 1.0\text{ Ma}$ 之间。

吴珍汉等(2001)对念青唐古拉花岗岩的热演化历史进行了热年代学分析,认为于 $65.0\sim 55.0\text{ Ma}$ 发生早期岩浆侵位事件;在 $18.3\sim 11.1\text{ Ma}$ 期间在约 11 km 深度处发生大规模岩浆侵位和结晶成岩事件.其中, 11.1 Ma (即 1110 万 a) 岩浆侵入结束,即使侵入到浅层形成岩浆囊,至今仍有足够的时间冷却.同样,多数学者认为,云南腾冲热海热田来自

于“异常热源”岩浆囊,其火山活动自 2 Ma 以来约分为 4 期: $3.5\sim 5.0\text{ Ma}$ 、 $2.3\sim 2.9\text{ Ma}$ 、 $1.0\sim 1.5\text{ Ma}$ 及 $0.5\sim 0.7\text{ Ma}$ (王书兵等,2015),最新一期岩浆活动为 50 万 a 前,其未喷出部分岩浆侵入浅层时也应冷却至和围岩基本一样,即岩浆本身所携带的热量已散失掉,它只能作为沟通基底热流的高速通道.因此,岩浆囊的直接供热作用存疑。

前人关于岩浆囊供热做了大量工作,试图证明地热田和它有直接联系.目前岩浆囊最可靠的间接依据(非直接证据)来自于大地电磁探测成果,寻找其低阻(高导)异常,代表着岩层处于熔融状态,在实际很多沉积盆地的大地电磁测深中,浅至 100 m 内都会有这种高导异常(张濡亮等,2015),很显然,这种异常不能说明地层处于熔融或难熔融状态.腾冲科学钻探依据了更为先进的“音频大地电磁探测”,

认为在马站乡 500~800 m 深处有一条东西向的低阻带,解释深部 4~6 km 可能存在岩浆囊,但实际钻到 1 222 m 即停钻了(高金亮等,2014),钻遇花岗岩带,获得的地层温度仅 75 °C,没有像腾冲南部的热海热田,在近地表 300 m 深度内就达到 200 °C 的高温,这次科学钻探并未达到预期目的。

4 实际资料情况

4.1 好的盖层是高地温的必要条件

前述理论模型中,在正常基底热流供热条件下,盖层导热率低到一定程度,便在浅层可以产生较高的温度.图 10 为青藏铁路沿线高温地热显示区分布平面图(胡先才,2010).从图中可以看到,由南向北从尼木—羊八井—当雄—桑雄—那曲一带,只要有第四系沉积—热盖层,就存在异常高温,而断裂和高地温相关性不大;远离覆盖区,即基岩露区,则基本属于正常温度.从前述图 3 羊八井剖面图上看,有类似的规律,剖面两侧为高热导基岩、岩体出露区,则显示出相对低温。

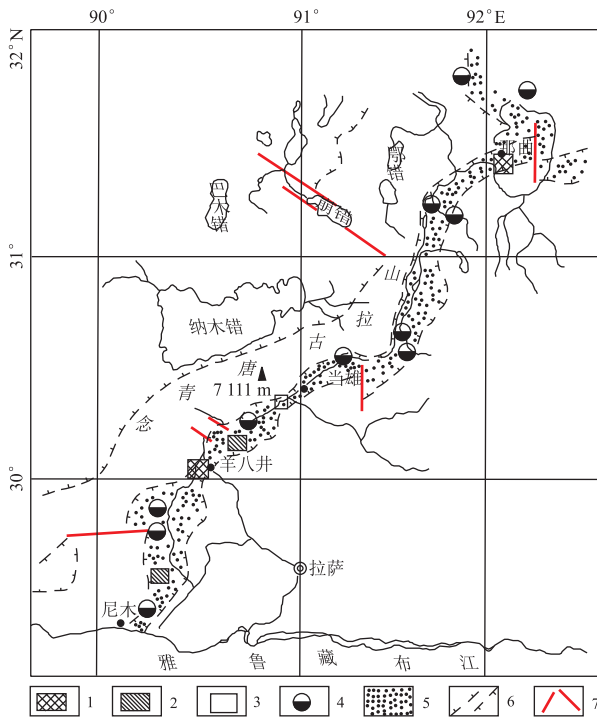


图 10 青藏铁路沿线高温地热显示区分布

Fig. 10 Distribution of high temperature geothermal area along Qinghai-Tibet railway

据胡先才(2010).1.发电为主的开发热田;2.已勘查评价热田;3.综合利用开发热田;4.有待进一步工作高温热田;5.第四纪沉积盆地;6.活动构造线;7.断裂

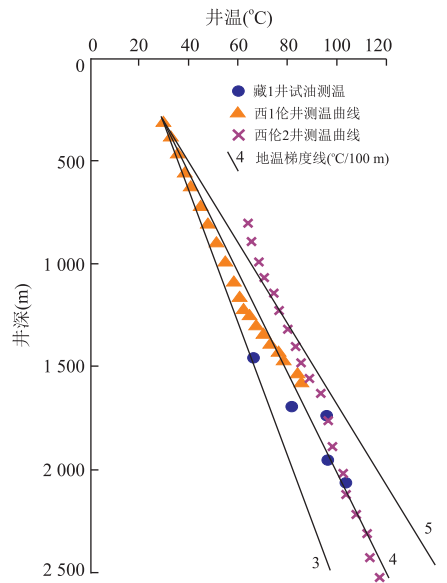


图 11 伦坡拉盆地部分钻井测温—井深关系

Fig. 11 Relationship between temperature and depth in several wells in Lunpola basin

据袁彩萍和徐思煌(2000)

同样,He *et al.* (2016)所研究的西藏普兰县曲普水热爆炸点所显示的高温异常也位于第四系或新近纪覆盖层之下.著名的云南腾冲热海热田(位于腾冲南西南梁河东北)地表覆盖了巨厚(>500 m)的第四系和古近系高热阻地层(王书兵等,2015);在腾冲北部 20 km 的马站乡所钻的火山—地热—构造带科学钻孔(高金亮等,2014),实际地温梯度不高,地表覆盖层厚 523 m 是基性火山岩出露,本不应有此中高地温梯度(>30 °C/km),但其破碎程度高,其作用与第四系盖层风化层类似,但热阻效果要差得多。

因此,可以认为,在平面上有温泉显示,其地温异常和断裂活动关系不大,而温泉出现的地方,其必然存在新生代覆盖层,而无覆盖层的地方,则必然没有异常高地温。

4.2 青藏高原实际的地温分布

支持岩浆囊直接供热的重要依据是青藏高原的地热分布,包括我国首套全国地热分布平面图,对这一地区的评价也较好(汪集旻等,2012).事实上,据实际地热勘察结果说明,这一地区在平面上高温分布区是局部的,仅限于第四系覆盖区,范围很小,中低温情况则是大面积分布的,在垂向上,温度场具有镜像倒影关系(图 3).如伦坡拉盆地(图 11),以 250 m 开始起算,其温度为 30 °C;2 500 m 处为 120 °C,实际地温梯度只有 40 °C/km(袁彩萍和徐思煌,2000),

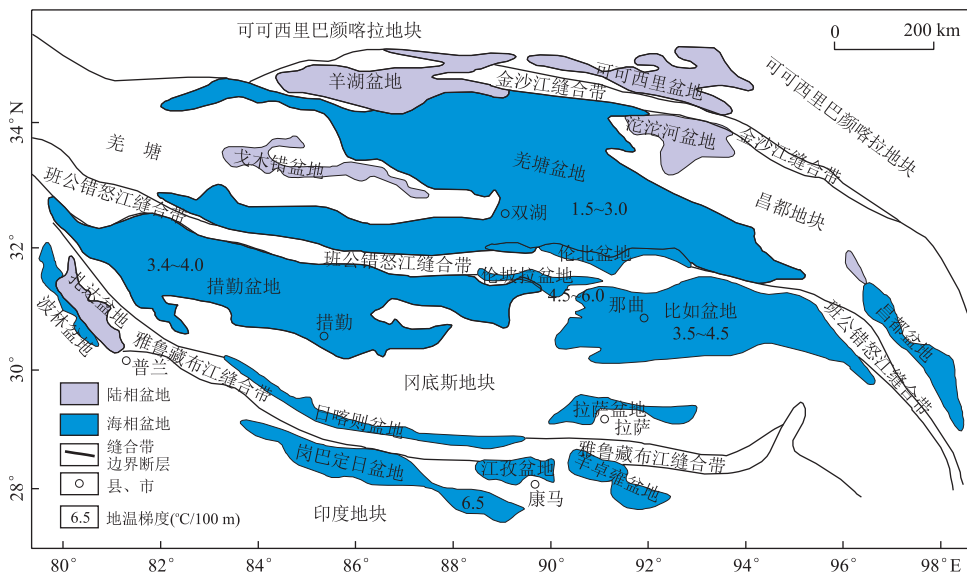


图 12 青藏高原构造分区和沉积盆地分布

Fig.12 Distribution of Tectonic division and sedimentary basin in Qinghai-Tibet plateau

据陈红汉等(2013)

表 1 青藏高原地温梯度结果统计

Table 1 Results of geothermal gradient in Qinghai-Tibet plateau

序号	地区	地温梯度 ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)
1	羌塘盆地	2.73
2	羌塘盆地赤布张错多全区平均值	3
3	羌塘盆地拉雄错、董怀桑、隆鄂尼、野牛沟及安多及雀莫错等地区	1.5
4	北羌塘坳陷东部雀莫错剖面	2.7
5	措勤盆地	3.4~4.0
6	比如盆地	3.5~4.5
7	伦坡拉盆地	4.5~6.0
8	岗巴地区	6.5
9	藏南普莫雍湖	13~32
10	藏南羊卓雍湖	13~32
11	拉萨河谷	3.8
12	羊八井热田	1.9~5.9
13	拉多岗地热区	6.5~12.5
14	羊应乡热田	16~53
15	昌都盆地	5.0~6.0
16	松潘—阿坝地区	2.7
17	柴达木盆地	2.0~3.3

注:据陈红汉等(2013)。

略高于地壳平均地温。

面积达 $220\,000\text{ km}^2$ 的羌塘盆地现今地温场属低热流型,地温梯度局部地区最低只有 $15\sim 18\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (程顶胜等,2000),远低于全球平均地温梯度。

除此之外,陈红汉等(2013)全面搜集了前人关于青藏高原各大区域地温梯度研究资料,整理成表,如表 1 所示,羌塘盆地、措勤盆地、比如盆地等的地

温梯度均在 $27\sim 45\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 之间,和我国东部高地温区华北平原几乎相近,这些盆地的面积占青藏高原的一半以上(图 12),而青藏高原基岩、岩体出露区范围也不小,其地温梯度是较低的.因此,没有足够的证据说明青藏高原深部有一个额外的异常热源存在,或整个青藏高原均是高地温。

5 结论

通过热传导正演模拟,在正常基底热流热传导情况下,只要有合适的盖层及高热传导层组合,地温场分布可以达到目前该地区温泉的高温分布特征.由此得出以下结论:

(1)热传导数值模拟结合实际地热田温度垂向分布特征说明,地热田的温度场在垂向上存在镜像倒影关系,浅部是高温,深部地温梯度会急剧下降;远离地热田区域,其浅部是相对低温,地温梯度深浅层基本一致;到一定深度后,二者温度差异变小.大量地热田温度垂向分布特点和模拟结果一致,进一步说明热传导是地热田异常高温形成的主要方式。

(2)理论模型模拟与西藏羊八井地区的地热田分布均说明高地温异常和第四系覆盖层有较大关系,第四系覆盖层发育、深部岩体发育或古隆起时高导层发育于浅层是产生高地温的必要条件。

(3)青藏高原高温区域面积很局限,在沉积盆地和基岩出露区域,则属于正常温度,其地温梯度略高

于地壳平均值,无直接证据显示整个青藏高原深部由岩浆囊来供热。

(4) 岩浆活动结束时间超过 1~2 Ma 时,较浅的岩浆囊无法为地热田供热,岩体仅作为沟通基底热流的快速通道,因浅层任何异常热源散热快,很快进入热动平衡态(冷却时间 $<0.5\sim 1.0$ Ma),不构成地热田的供热主力。

因此,本文并不想否定浅层岩浆囊存在的可能性,但用岩浆囊供热的思路在对青藏高原的地热资源进行评价时,会过高地估计其资源量,而对东部无岩体侵入或少岩体侵入的地区,则可能估计过低,如河北沧县隆起的地热田,无岩体参与,显然是横向物性差异所致。

References

- Baria, R., Baumgärtner, J., Gérard, A., 1994. Status of the European Hot Dry Rock Geothermal Programmer. *Geothermal Engineering*, 19(1-2): 33-48.
- Chen, H. H., Wu, Y., Xiao, Q. G., 2013. Thermal Regime and Paleogeothermal Gradient Evolution of Mesozoic-Cenozoic Sedimentary Basins in the Tibetan Plateau, China. *Earth Science*, 38(3): 541-552 (in Chinese with English abstract).
- Cheng, D. S., Li, Y. T., Lei, Z. Y., et al., 2000. Characteristics of Hydrocarbon Generation in Qiangtang Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Scientia Geologica Sinica*, 35(4): 474-481 (in Chinese with English abstract).
- Dong, S. W., Li, T. D., Chen, X. H., et al., 2012. Progress of Deep Exploration in Mainland China: A Review. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(12): 3884-3901 (in Chinese with English abstract).
- Fu, B. C., 1998. Cause of Geothermal Heat and Characteristics of Water Chemistry in Tengchong. *Journal of Yunnan Polytechnic University*, 14(3): 46-50 (in Chinese with English abstract).
- Gao, J. L., Sun, C. Q., Zhang, L., et al., 2014. Scientific Drilling and Its Scientific Significance in Volcanic-Geothermal-Tectonic Belt in Tengchong, Yunnan. In: Chen, Y., ed., Joint Annual Meeting of the Earth Sciences of China, Beijing, 2748-2750 (in Chinese).
- Gong, Y. L., Wang, L. S., Liu, S. W., et al., 2003. Characteristics of Ground Heat Flow Distribution in Jiyang Depression. *Science in China (Series D)*, 33(4): 384-391 (in Chinese).
- Guo, Q. H., Liu, M. L., Li, J. X., 2017. Thioarsenic Species in the High-Temperature Hot Springs from the Rehai Geothermal Field (Tengchong) and Their Geochemical Geneses. *Earth Science*, 42(2): 286-297 (in Chinese with English abstract).
- Hu, X. C., 2010. Analysis on the Advantages of Geothermal Resources in Tibet. In: Wang, M., ed., Geothermal Energy in China: Achievements and Prospects—Symposium of 40 Anniversary Convention and Geothermal Development in China for Li Siguang Advocated the Development and Utilization of Geothermal Energy in China. Geological Publishing House, Beijing, 249-255 (in Chinese).
- He, L. F., Chen, L., Dorji, et al., 2016. Mapping the Geothermal System Using AMT and MT in the Mapamyum (QP) Field Lake Manasarovar, Southwestern Tibet. *Energies*, 9(10): 855:1-13.
- Lang, X. J., Lin, W. J., Liu, Z. M., et al., 2016. Hydrochemical Characteristics of Geothermal Water in Guide Basin. *Earth Science*, 41(10): 1723-1734 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. G., 2017. Preliminary construction of a Comprehensive Experimental Base for Deep Geothermal Resources Exploration and Development in Xianxian County, Hebei. *China Geological Survey Results Bulletin*, 21(3): 1-2 (in Chinese with English abstract).
- Ma, G., Chang, E. X., Zhou, R. L., et al., 1983. A Preliminary Investigation on the Characteristics of a Geothermal Field and the Conditions for Its Formation in the Northern Part of the North China Plain. In: Chinese Academy of Geological Sciences, ed., Bulletin of the 562 Comprehensive Geological Brigade (4). Geological Publishing House, Beijing, 109-126 (in Chinese).
- Qiu, N. S., 2002. Characters of Thermal Conductivity and Radiogenic Heat Production Rate in Basins of Northwest China. *Chinese Journal of Geology*, 37(2): 196-206 (in Chinese with English abstract).
- Ren, Z. L., Zhang, S., Gao, S. L., et al., 2007. Tectonic and Thermal Evolution History of Ordos Basin and Its Metallogenic Significance. *Science in China (Series D)*, 37(Suppl.1): 23-32 (in Chinese).
- Shen, X. J., Wang, Z. R., 1984. Thermal Reservoir Model Analysis of the Yangbajing Geothermal Field, Xizang (Tibet) Autonomous Region. *Science in China (Series B)*, 14(10): 941-949 (in Chinese).
- Wang, J. Y., Hu, S. B., Pang, Z. H., et al., 2012. Estimate of Geothermal Resources Potential for Hot Dry Rock in the Continental Area of China. *Science and Technology Review*, 30(32): 25-31 (in Chinese with English abstract).
- Wang, S. B., Fu, J. L., Li, C. Z., et al., 2015. Preliminary Division for Neotectonic Episode of Tengchong Block, Southwest Yunnan. *Geological Bulletin of China*, 34(1): 147-154 (in Chinese with English abstract).

- Wu, Z. H., Jiang, W., Zhou, J. R., et al., 2001. Thermal-Chronological Dating on the Thermal History of Plutons and Tectonic-Landform Evolution of the Central Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 75(4): 468—476 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, L., Li, X. Z., Hu, Z. H., et al., 2009. The Influences of the Soil Structure on the Calculation Model of Thermal Conductivity. *Geological Review*, 55(4): 598—605 (in Chinese with English abstract).
- Yan, D. S., Yu, Y. T., 2000. Evaluation and Utilization of Geothermal Resources in Oil and Gas Area of Beijing, Tianjin and Hebei. China University of Geosciences Press, Wuhan, 20—30 (in Chinese).
- Yao, Z. J., 1986. An Assessment of Geothermal Resources in Yangbajing, Xizang (Tibet). In: Chinese Academy of Geological Sciences, ed., *Journal of Institute of Hydrogeology and Engineering Geology* (2). Geological Publishing House, Beijing, 12 (in Chinese).
- Yuan, C. P., Xu, S. H., 2000. Characteristics of Geotemperature Field and Maturity History of Source Rocks in Lunpola Basin, Xizang (Tibet). *Experimental Petroleum Geology*, 22(2): 156—160 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, R. L., Yu, X., Yao, S. C., et al., 2015. Application Study on Audio-Frequency Magnetotelluric Method in Azelik Uranium Metallogenic Zone of Niger. *World Nuclear Geoscience*, 32(1): 24—28 (in Chinese with English abstract).
- 附中参考文献**
- 陈红汉, 吴悠, 肖秋苟, 2013. 青藏高原中—新生代沉积盆地热体制与古地温梯度演化. *地球科学*, 38(3): 541—552.
- 程顶胜, 李永铁, 雷振宇, 等, 2000. 青藏高原羌塘盆地油气生成特征. *地质科学*, 35(4): 474—481.
- 董树文, 李廷栋, 陈宣华, 等, 2012. 我国深部探测技术与实验研究进展综述. *地球物理学报*, 55(12): 3884—3901.
- 符必昌, 1998. 云南腾冲地热成因及水化学特征. *云南工业大学学报*, 14(3): 46—50.
- 高金亮, 孙春青, 张磊, 等, 2014. 云南腾冲火山—地热—构造带科学钻孔概况及其科学意义. 见: 陈颢, 编, 中国地球科学联合学术年会文集, 2748—2750.
- 龚育龄, 王良书, 刘绍文, 等, 2003. 济阳拗陷大地热流分布特征. *中国科学(D辑)*, 33(4): 384—391.
- 郭清海, 刘明亮, 李洁祥, 2017. 腾冲热海地热田高温热泉中的硫代砷化物及其地球化学成因. *地球科学*, 42(2): 286—297.
- 胡先才, 2010. 西藏地热资源的优势分析. 见: 汪明, 编, 中国地热能: 成就与展望——李四光倡导中国地热能开发利用 40 周年纪念大会暨中国地热发展研讨会论文集. 北京: 地质出版社, 249—255.
- 郎旭娟, 蒯文静, 刘志明, 等, 2016. 贵德盆地地下热水水文地球化学特征. *地球科学*, 41(10): 1723—1734.
- 刘彦广, 2017. 河北献县深部地热资源勘查开发综合试验基地初步建成. *中国地质调查成果快讯*, 21(3): 1—2.
- 马刚, 常恩祥, 周瑞良, 等, 1983. 华北平原北部地温场特征及其形成条件的初步探讨. 见: 中国地质科学院编, 562 综合大队集刊(第 4 号). 北京: 地质出版社, 109—126.
- 邱楠生, 2002. 中国西北部盆地岩石热导率和生热率特征. *地质科学*, 37(2): 196—206.
- 任战利, 张盛, 高胜利, 等, 2007. 鄂尔多斯盆地构造热演化史及其成藏成矿意义. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 37(S1): 23—32.
- 沈显杰, 王自瑞, 1984. 西藏羊八井热田的热储模式分析. *中国科学(B辑)*, 14(10): 941—949.
- 汪集隽, 胡圣标, 庞忠和, 等, 2012. 中国大陆干热岩地热资源潜力评估. *科技导报*, 30(32): 25—31.
- 王书兵, 傅建利, 李朝柱, 等, 2015. 滇西南腾冲地块新构造运动阶段初步划分. *地质通报*, 34(1): 146—154.
- 吴珍汉, 江万, 周继荣, 等, 2001. 青藏高原腹地典型岩体热历史与构造—地貌演化过程的热年代学分析. *地质学报*, 75(4): 468—476.
- 肖琳, 李晓昭, 胡增辉, 等, 2009. 土体内在结构对热导率计算模型的影响研究. *地质论评*, 55(4): 598—605.
- 阎敦实, 于英太, 2000. 京津冀油气区地热资源评价与利用. 武汉: 中国地质大学出版社, 20—30.
- 姚足金, 1986. 西藏羊八井地热资源评价. 见: 中国地质科学院编, 水文地质工程地质研究所所刊(第 2 号). 北京: 地质出版社, 12.
- 袁彩萍, 徐思煌, 2000. 西藏伦坡拉盆地地温场特征及烃源岩热演化史. *石油实验地质*, 22(2): 156—160.
- 张濡亮, 喻翔, 腰善丛, 等, 2015. 音频大地电磁测深法在尼日尔阿泽里克铀成矿区的应用研究. *世界核地质科学*, 32(1): 24—28.