

研究简报

延庆-怀来盆地及其邻区地热研究*

祖金华 吴乾蕃 廉雨方

(中国北京 100029 国家地震局地质研究所)

主题词 大地热流 二维温度结构 延庆-怀来盆地及其邻区

1 延庆-怀来盆地及其邻区大地热流分布

本文列出的 22 个大地热流值是我们在延庆-怀来盆地及其邻区开展的地热学研究工作中取得的结果. 延庆-怀来盆地及其邻区的大地热流分布, 具有平原区高、山区低、山区与平原的过渡带或新生代的山间断陷盆地高于山区、低于平原区的特征. 北京的平原区大地热流平均值约为 $67 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 燕山隆起带的山间断陷盆地的延庆地区大地热流平均值约为 $54 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 怀来地区约为 $53 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 而在燕山隆起带一般小于 $40 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$; 蔚县-怀来断裂是发育在燕山隆起带上的新第三纪和第四纪强烈下陷中的盆地, 它是一条活动性构造, 其大地热流值也较高. 蔚县地区大地热流平均值为 $59 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. 详见表 1 和图 1.

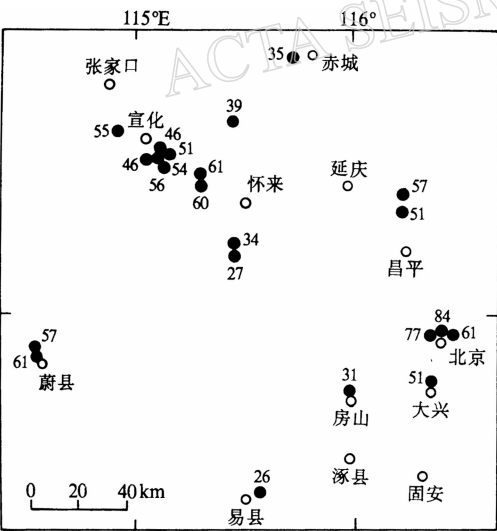


图 1 延庆-怀来盆地及其邻区大地热流分布图(大地热流值单位: $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$)

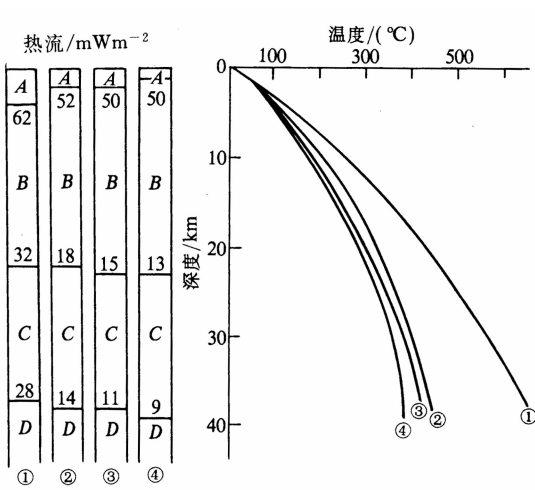


图 2 北京、延庆、怀来和宣化等地区地壳各结构层的温度和热流值图. A: 沉积岩, B: 花岗岩, C: 玄武岩, D: 上地幔; ① 北京, ② 延庆, ③ 怀来, ④ 宣化

* 1996-07-09 收到初稿, 1997-03-27 收到修改稿并决定采用.

2 延庆-怀来盆地及其邻区地壳、上地幔热结构

利用大地热流值、岩石的热传导率和生热率等地热学参数，以及地质和地球物理构造资料，根据一维稳态热传导公式(Subbotin *et al.*，1965)和各结构层热流及温度计算公式，可以计算地壳、上地幔各结构层的温度和热流值。在计算中除选用了我们实测的地热参数外，还参考了国内外文献资料(Roy，1968；吴乾蕃，1985)。

表 2 列举出计算得到的北京、延庆、怀来和宣化等地区的地壳、上地幔各结构层的温度和热流值结果。上述各地区地壳、上地幔热结构是不同的，而且还有一定的规律。处在大地热流值高的北京地区，其沉积岩质层、花岗岩质层和玄武岩质层的底部，无论是热流或温度都为高值；处在大地热流值较低的延庆、怀来和宣化地区，其各结构层底部的热流或温度都较低。

由图 2 可以看出，北京、延庆、怀来和宣化等地区各结构层的温度随深度的增加而增高，但是处在不同地区却显示出不同的地热状况。在同一深度，北京地区的地层温度值高，延庆、怀来和宣化地区都较低。

表 1 延庆-怀来盆地及其邻区大地热流数据一览表

序号	地 点	λ_E	φ_N	地温梯度	热传导率	大地热流
				$/^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{ m})^{-1}$	$/\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$	$/\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$
1	河北下花园	115°16'29"	40°29'13"	2.20	2.72	61
2	河北下花园	115°15'18"	40°28'20"	4.17	1.32	60
3	河北宣化	115°10'21"	40°32'32"	2.16	2.57	56
4	河北宣化	115°10'21"	40°32'36"	2.04	2.64	54
5	河北宣化	115°09'30"	40°32'55"	2.41	2.12	51
6	河北宣化	115°09'27"	40°33'21"	2.45	2.10	46
7	河北宣化	115°08'19"	40°34'03"	2.42	2.22	46
8	河北宣化	114°52'32"	40°42'49"	2.26	2.71	55
9	河北蔚县	114°31'17"	39°53'19"	3.50	1.75	61
10	河北蔚县	114°30'46"	39°55'04"	3.50	1.64	57
11	北京	116°27'	39°55'	1.94	4.33	84
12	北京	116°26'	39°55'	1.95	3.96	77
13	北京	116°29'	39°55'	1.75	4.16	61
14	北京延庆	116°15'	40°25'	1.99	2.85	57
15	北京延庆	116°16'	40°24'	1.64	3.29	51
16	北京大兴	116°19'	39°44'	3.51	1.49	51
17	北京房山	115°57'	39°44'	1.27	2.30	31
18	河北赤城	115°30'	40°41'	1.43	2.75	39
19	河北赤城	115°49'34"	40°54'45"	1.44	2.65	35
20	河北矾山	115°26'	40°12'	1.38	2.43	34
21	河北矾山	115°26'	40°10'	0.71	3.85	27
22	河北易县	115°26'	39°13'	1.35	1.96	26

表 2 北京、延庆、怀来和宣化等地区地壳、上地幔各结构层底部温度和热流

地 点	大地 热流 $/\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$	沉积岩 厚度 $/\text{km}$	花岗岩 厚度 $/\text{km}$	玄武岩 厚度 $/\text{km}$	莫霍面 深度 $/\text{km}$	沉积岩底部		花岗岩底部		玄武岩底部	
						温度 $/^{\circ}\text{C}$	热流 $/\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$	温度 $/^{\circ}\text{C}$	热流 $/\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$	温度 $/^{\circ}\text{C}$	热流 $/\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$
北京	67	4	18	15	37	127	62	463	32	642	28
延庆	54	2	20	16	38	61	52	338	18	440	14
怀来	53	2	21	15	38	60	50	330	15	412	11
宣化	51	1	22	16	39	37	50	312	13	382	9

3 岩石圈二维地温结构的计算

本文根据地震测深和大地电磁测深资料得到的北京—延庆—怀来—宣化剖面的深部结构资料，依据我们获得的该剖面各结构层的地热学参数和国内外有关文献资料的参考值(见表 3)，利用有限单元法模拟计算了该剖面的二维温度结构。在计算中所取的剖面从地表到地下深度 120 km，剖面全长 160 km，在模拟的剖面上共形成节点 492 个。模拟计算的边界条件：两侧的垂直边界是绝热的，地表恒温层温度为顶

部边界条件,剖面底部条件由一维稳态热传导式给出的岩石圈底部的温度为约束条件(详见表4).在有限单元模拟计算过程中,首先给定剖面的约束边界条件,并在热传导率和生热率参数选取范围内(见表4)给出剖面中各个结构层的热参数,然后计算出每个节点的热流值、温度值和地温梯度值;要求计算得到的

表3 计算岩石圈二维温度结构的地热参数						
地点	大地热流	恒温层温度	莫霍面		岩石圈	
	/mW·m ⁻²	/℃	深度/km	温度/℃	厚度/km	温度/℃
北京	67	15	37	642	80	1 115
延庆	54	15	38	440	100	1 140
怀来	53	15	38	412	100	1 145
宣化	51	15	39	382	120	1 180

表4 模拟二维温度结构的热传导率 和生热率参数调整范围		
	热传导率	生热率
	/W·(m°K) ⁻¹	/μW·m ⁻³
沉积岩	1.6~3.8	0.34~1.8
花岗岩	3.5~6.4	1.1~3.0
玄武岩	2.1~4.3	0.01~0.46

剖面地表热流值与实测的大地热流值比较吻合,计算的莫霍面和岩石圈的底部温度也分别接近.如果结果不能满足上述要求时,要反复调整各个结构层的热传导率和生热率参数,直到满足上述要求时为止(张菊明,1986;吴乾蕃,1991).得到剖面的岩石圈二维温度结构见图3.

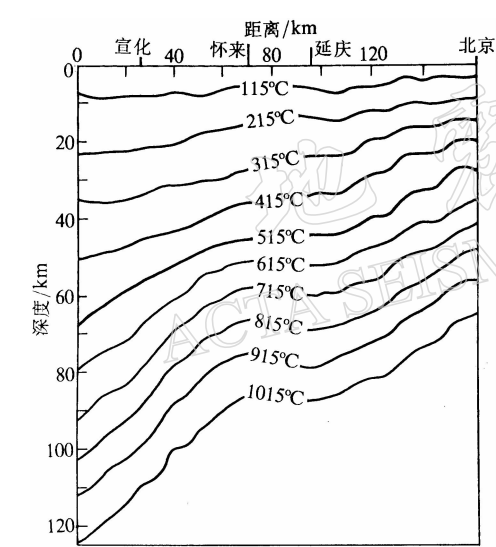


图3 北京—延庆—怀来—宣化岩石圈等温线图

从图3中可以看出:岩石圈薄的北京平原区,地表观测到较高的大地热流值,在地壳、上地幔中同一深度上的温度计算结果也为高值;反之,岩石圈较厚的宣化隆起区,地表观测到较低的大地热流值,在地壳、上地幔中同一深度上的温度计算结果也为低值;延庆-怀来断陷盆地则介于二者之间.

4 讨论和结论

(1) 人工地震测深和大地电磁测深的结果显示(高文学,马瑾,1993 a),无论是莫霍面的深度还是岩石圈厚度,沿北京—延庆—怀来—宣化方向的变化都呈逐渐加厚的趋势,这与本文的二维温度结构的结果,即地层温度沿北京—延庆—怀来—宣化方向有逐渐降低的趋势基本对应.

(2) 首都圈范围内有记载以来的4³/₄级以上的地震,共发生47次(高文学,马瑾,1993 b).其特点是在延庆-怀来盆地小震级地震发生较频繁,而在平原区大震发生较多.地震的孕育、发生可能与地热场分布和构造活动有关(安镇文,朱传镇,1985).延庆—怀来构造带位于山西断陷带的东北端,有多条现今活动的断裂穿插其间,这是该区地震发生频繁的构造背景;同时区内大地热流值相对较低,这是该区特大震发生较平原区少的主要原因之一.而在平原区,不仅存在着几条深大断裂,而且处于一个高地热异常的地区,大地热流值较高,所以在平原区大震发生较多.

参 考 文 献

安镇文,朱传镇,1985.地热异常与地震孕育和发生的关系.地震研究,8(4):541~549
高文学,马瑾(编著),1993 a.首都圈地震地质环境与地震灾害.北京:地震出版社.52~86
高文学,马瑾(编著),1993 b.首都圈地震地质环境与地震灾害.北京:地震出版社.114~141
吴乾蕃,1985.华北大地热流与地震活动性,现代地壳运动研究(Ⅰ).北京:地震出版社.113~141
吴乾蕃,1988.华北地热场研究.中国地震,14(1):41~48
吴乾蕃,1991.山西断陷带地热研究.科学通报,36(7):932~934
张菊明,1986.有限元法在地热研究中的应用.北京:科学出版社.15~39
Roy R F, 1968, Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. Earth Planet Sci Letters, 5 (1): 17~31
Subbotin S I, Naumchik G L, Rakhimova I Sh, 1965. Structure of the earth's crust and upper mantle. Tectonophysics, 2(2): 11~150