

中国科学院 地质研究所集刊

第 8 号

科学出版社

中国科学院 地质研究所集刊

第 8 号

科学出版社

1995

(京)新登字 092 号

内 容 简 介

本集刊汇集了 8 篇研究论文,其内容有中国东南地区大地热流研究、首次研究我国农业区河北束鹿—宁晋地区的地热资源、丹江口水库地区断裂新活动性与地壳稳定条件研究、新疆西准噶尔蛇绿岩地质特征及其形成构造环境和时代、华北中奥陶统碳酸盐台地白云岩的沉积学与地球化学、生物礁的古生物学和古生态学研究以及石英低温 ESR 测年中谱的重复性研究。这些论文的研究内容都有新的理论探索,具较高的理论水平与实用价值。

本书可供地质、地热专业人员、工程技术人员、科研人员及有关实业公司的经济技术人员阅读参考。

中 国 科 学 院 地 质 研 究 所 集 刊 第 8 号

责任编辑 谢洪源

科 学 出 版 社 出 版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码: 100717

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1995 年 8 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16

1995 年 8 月第一次印制 印张: 18

印数: 1—520 字数: 416 000

ISBN 7-03-004623-4/P·821

定价: 24.80 元

目 录

中国东南地区大地热流研究	汪集旻、熊亮萍、胡圣标、赵平、汪屹华、汪缉安 (1)
河北束鹿-宁晋地区的地热资源	邓孝、张菊明、陈墨香、沈显杰、刘杰 张文仁 (65)
丹江口水库地区断裂新活动性与地壳稳定条件研究	李兴唐 (115)
新疆西准噶尔蛇绿岩地质特征及其形成构造环境和时代	张弛、黄萱、翟明国 (165)
华北中奥陶统碳酸盐台地白云岩的沉积学与地球化学	王兆升、沙庆安、王尧 (219)
东濮盆地北部下第三系沙河街组第三段第三亚段 (S_3) 地震相分析	肖义越、周正南 (241)
生物礁的古生物学和古生态学研究	吴亚生 (248)
石英低温 ESR 测年中谱的重复性研究	聂高众 (263)

CONTENTS

Terrestrial Heat Flow Study in the Southeastern China	Wang Jiyang et al. (1)
Geothermal Water Resources of Shulu—Ningjin Area in Hebei Province	Deng Xiao et al. (65)
A Study on the Latest Fault Activity and Crustal Stability in Danjiangkou Reservoir Area	<u>Li Xingtang</u> (115)
The Character of Ophiolitic Geology and Its Tectonic Environment and Age in the Western Junggar, Xinjiang.....	Zhang Chi et al. (165)
Sedimentology and Geochemistry of Dolomites of the Middle Ordovician Carbonate Platform in North China.....	Wang Zhaosheng et al. (219)
Seismic facies analysis of S ₃ Submember of the North of Dongpu Basin	Xiao Yiyue et al. (241)
Studies on Paleontology and Paleoecology of Reefs.....	Wu Yasheng (248)
On the Repeatability and Stability of ESR Spectrum of Quartz in ESR Dating under Low Temperature	Nie Gaozhong (263)

中国东南地区大地热流研究

汪集旻 熊亮萍 胡圣标 赵 平 汪屹华 汪缉安

引 言

“中国东南地区大地热流研究”是中国科学院基金课题。经过课题组全体同志的共同努力和福建、广东、海南、江西、浙江、安徽、湖南、湖北等省区地矿、地震、煤炭、冶金、核工业系统所属各单位的大力协作与配合,在我国东南地区取得了一大批地热基础资料和数据(表1;图1)。在此基础上,我们对本区地质、地球物理背景作了简要叙述;对影响地壳浅部热状态的各种因素,特别是地下水活动因素进行了深入细致的分析;研究了地表岩石生热率与地表热流间的关系;利用地震波速资料探讨了地壳生热率的垂向分布。必须指出,本文无论从研究地区范围、研究内容,还是从研究问题的深度和广度上均已超出原申请课题“中国东南沿海地热研究”的要求,概括起来,有以下几点:

第一,首次在我国东南地区取得了一大批高质量的大地热流数据,这批数据已收入“中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版)”,并同时纳入最近刚完成的国际热流委员会(IHFC)全球热流数据汇编(Pollack et al., 1991)。

第二,发现在我国东南地区这类复杂的碰撞造山带, q - A 线性相关律(即热流-岩石放射性生热率之间线性相关)不复存在。众所周知,线性相关律是60年代末Birch等(1968)在美国东部新英格兰地区大型花岗岩基中首先建立起来的,被国际地热界认为是理论地热学上的一大突破并一直被视为金科玉律。近年来虽有人产生某些疑问,但始终未正式提出。我们在东南地区以大量实际资料对这一问题提出质疑,并明确指出在地壳结构复杂的碰撞造山带地区,这一线性相关律不能成立。这对研究这类地区的深部热作用过程,岩石圈热状态、地壳和上地幔热结构等问题有着十分重要的意义。

第三,利用地震波资料成功地计算出研究区地壳生热率的垂向分布。地壳生热率的垂向分布是一个十分重要、但又是一个难度很大的研究课题,问题在于没有地壳全深度上有关生热率的实际观测资料。70年代初,Rybach等(1982)试图根据地震波速资料推算地壳生热率分布。80年代,Cěrmak(1989)在欧洲地区开展此项研究,取得较好结果。但亦有人(Fountain, 1986)持不同意见,认为地震波速与岩石放射性生热率之间根本不可能存在相关性。我们在东南沿海地区根据泉州-黑水和宁德-门源地学大断面(GGT)上研究区范围内21个炮点的地震波速数据,计算出地壳生热率的垂向分布,得到了令人满意的结果。同时在计算方法上还作了某些改进。

第四,深入分析了各种影响因素,特别是地下水活动对大地热流测试及地壳浅部热状

表 1 中国东南地区地热研究工作量统计表

统计资料的类别(单位)			江西	福建	广东	海南	安徽	湖南	湖北	浙江	全区
自 测	测温钻孔	稳 态	25	84	27	1	20				157
	总数(个)	非稳态	4	3	1	2	2				12
	钻孔岩石热导率采样孔数		21	20	17	0	12				70
	地表岩石热导率采样点数		2	2	1	0					5
	岩石热导率样品总数(块)		213	428	136	0	154				931
	钻孔岩石生热率采样孔数		16	20	18	0					54
	地表岩石生热率采样点数		1	2	55	13					71
	放射性生热率样品总数(块)		52	250	152	13					467
	热流计算孔总数(个)		19	28	19	1	8				75
	热流估算孔总数(个)		0	11	0	0					11
收 集	测温钻孔	稳 态	14	26	22	0	23	22	30		137
	总数(个)	非稳态	37	153	0	0	5	0	0		195
	钻孔岩石热导率采样孔数		3	7	0	0		20	30		60
	地表岩石热导率采样点数		0	0	0	0		0	0		0
	岩石热导率样品总数(块)		27	61	0	0		74	167		329
	钻孔岩石生热率采样孔数		0	0	0	0		9	0		9
	地表岩石生热率采样点数		80	110	约900	0		3	0		约1093
	放射性生热率样品总数(块)		80	110	约900	0		63	0		约1153
	热流计算孔总数(个)		2	0	1	0		22	10		35
	热流估算孔总数(个)		0	8	0	0		19	0		27

注: 收集的资料来自福建省地质矿产局所属地质队、福建省煤田地质勘探公司所属地质队、福建省地震局、江西省煤田地质勘探公司所属地质队、核工业总公司华东地勘局所属地质队、核工业总公司华南地勘局二九〇研究所、广东省地质矿产局七〇五地质队、中国科学院地球化学研究所、地质矿产部物化探研究所六室地热组、四川省地质矿产局攀西地质大队、四川省地质矿产局应用地球物理研究所、国家地震局兰州地震研究所。

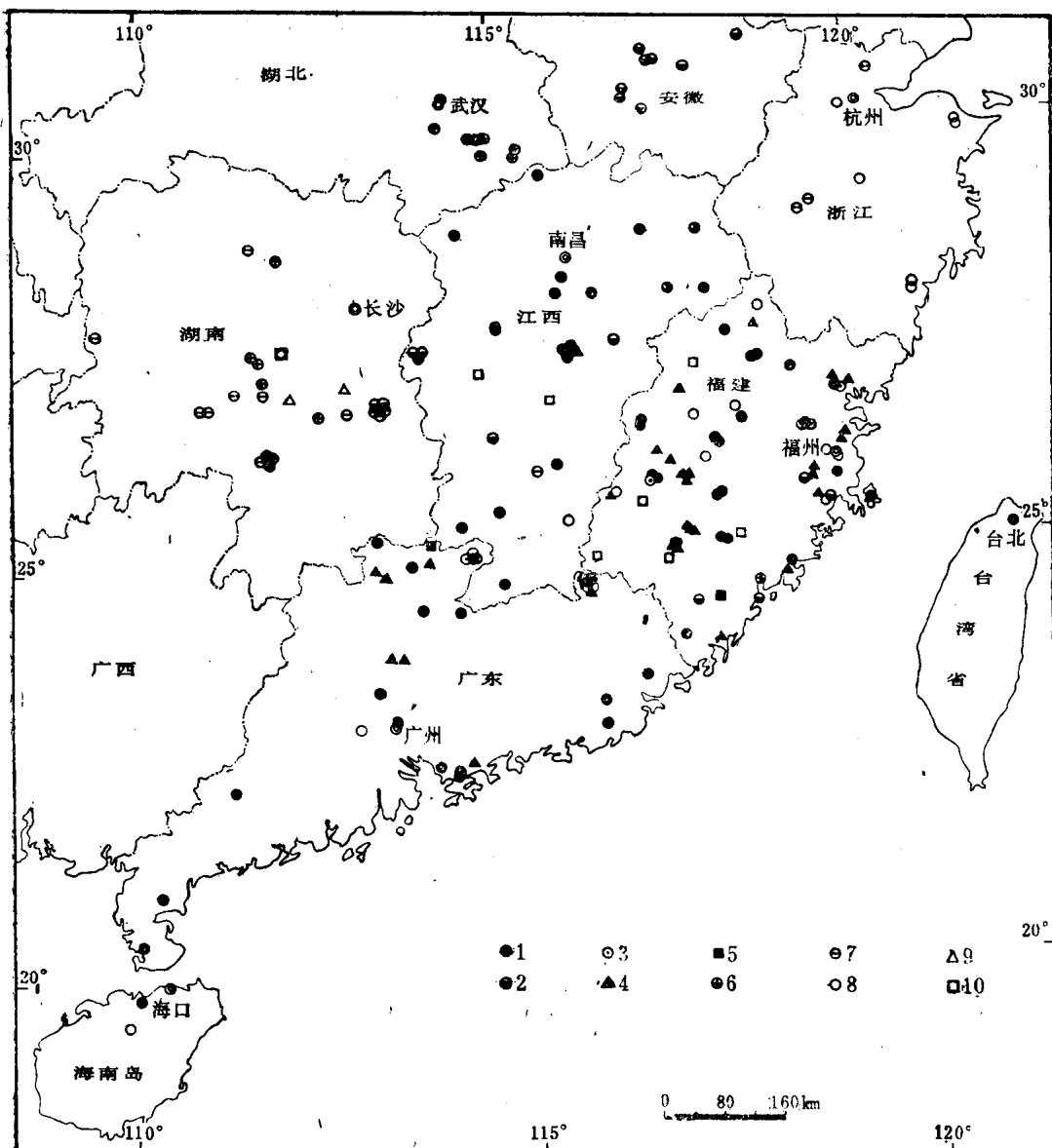


图1 中国东南地区地热研究实际材料图

- 1.地温、热导率及生热率测试孔； 2.地温和热导率测试孔； 3.地温测量孔； 4.地表生热率采样点；
5.矿成群孔； 6—10.收集的相应资料

态的影响。我国东南沿海地区地下水活动对区域地温场和大地热流测试的影响十分强烈，为此必须排除这种影响或加以定量校正，我们在消化引进前人方法的基础上，提出了一种根据地温资料判别地下水活动的新方法，同时对钻孔地下水垂向运动的影响作了定量校正，收到了很好的效果。

在研究与撰写此书的过程中，始终得到院内外各单位的大力支持和协助，特别是福建省地质矿产局、广东省地震局和华东地质学院，以及上面提到的有关省市基层地学单位，在此一并表示衷心的感谢。

一、中国东南地区地质和地球物理背景

中国东南地区地处欧亚大陆东南缘,由于其独特的大地构造位置和丰富的矿产资源而为地学界所瞩目。该区也是我国地质工作开展较早,研究程度较高的地区。最近几年完成的多条地学断面(GGT)和人工地震剖面横穿该区,进一步提高了区内深部地质、地球物理的研究程度。

关于中国东南地区的区域构造格局与大地构造属性素有争议。具体而言,对西北部的扬子地区属于地台、准地台或稳定地块、陆块的认识,看法基本一致,而对扬子陆块东南的华南褶皱带,则意见分歧。不同研究者或从固定论或是从活动论的观点出发,并且着重于不同的地质现象,诸如盖层性质、基底时代、岩石组合等,分别给出了不同的大地构造解释。早在20年代,Grabau(1924)就曾提出“华夏古陆”的概念,近些年在东南沿海大陆及临近海域取得了许多古老地壳年龄数据,使得“华夏古陆”的概念再度受到注意。但对于是否曾存在统一的华夏古陆或者只是包含有一些微古陆,目前尚无一致认识。黄汲清等(1980)提出华南褶皱带由华南加里东褶皱带和东南沿海华力西褶皱带组成;张文佑等(1986)也曾划分出浙闽沿海(华力西)造山带。王鸿祯(1986)将传统的槽-台学说与板块构造学说相结合,以解释华南大地构造及岩相古地理变迁。郭令智等(1980)根据岛弧和海沟的岩石组合,将华南褶皱带划分为元古宙江南岛弧褶皱系,海西-印支期东南沿海台湾古岛弧褶皱系;燕山期浙、闽、粤沿海山弧系和喜马拉雅台湾岛弧等构造带;随后郭令智等(1986)在华南地质研究中又引入了构造地层地体的理论和方法,作为沟-弧-盆体系的补充。用地体的观点来解释中国东部的地质构造。Jahn等(1990)从同位素和地球化学的角度论证了东南地区板块和地体之间的碰撞与拼贴。最近,任纪舜等(1990)提出江南陆内造山带的认识。

1980年,许靖华提出华南褶皱带为一阿尔卑斯型碰撞造山带的新概念。这一概念的提出,给中国东南地区的大地构造研究带来了新的思想和方法。由孙枢、李继亮和许靖华教授领导的中国-瑞士合作研究项目经过数年的努力,取得了大量的实际资料。结果表明,中国东南地区属于阿尔卑斯型碰撞造山带,这一结论已为若干鲜明的造山带标志所证实。最新研究成果表明,中国东南大陆地区由四个不同时期碰撞形成的造山带组成(图2, I)晚元古代江南碰撞造山带。其主要碰撞标志为分布于赣东北弋阳、皖南歙县、浙江诸暨的变质蛇绿混杂岩带,其年龄值介于950—1050 Ma。结合与消减作用有关的赣东北高压变质带中蓝闪石 Ar-Ar 年龄(799.3 ± 9.2 Ma)及赣西北火山岩的 Sm-Nd 年龄1038 Ma 和磨拉石盆地中最早的震旦系沉积物等,将此次碰撞事件限定为800 Ma 左右。II)早古生代华南碰撞造山带。在龙泉-建瓯地区出现于混杂带内的423 Ma 的蛇绿岩块,在湘东地区震旦系-志留系的海相地层呈线性褶皱和冲断席构造出现的前陆褶皱冲断带,以及早古生代的I型与S型成对花岗岩带是早古生代碰撞造山带的主要标志。根据混杂带中蛇绿岩块的年龄,前陆冲断带中沉积地层的时代,以及剪切带中热熔融成因的混合岩年龄等,限定早古生代碰撞事件发生在中、晚志留世(420 Ma 左右)。III)三叠纪浙闽碰撞造山带。三叠纪造山作用最明显的证据是在浙西下三叠统被动大陆边缘海相青龙群灰岩和闽西南 T_1 浅海沉积地层被褶皱冲断而出现的前陆褶皱冲断带,以及浙江青田鹤溪

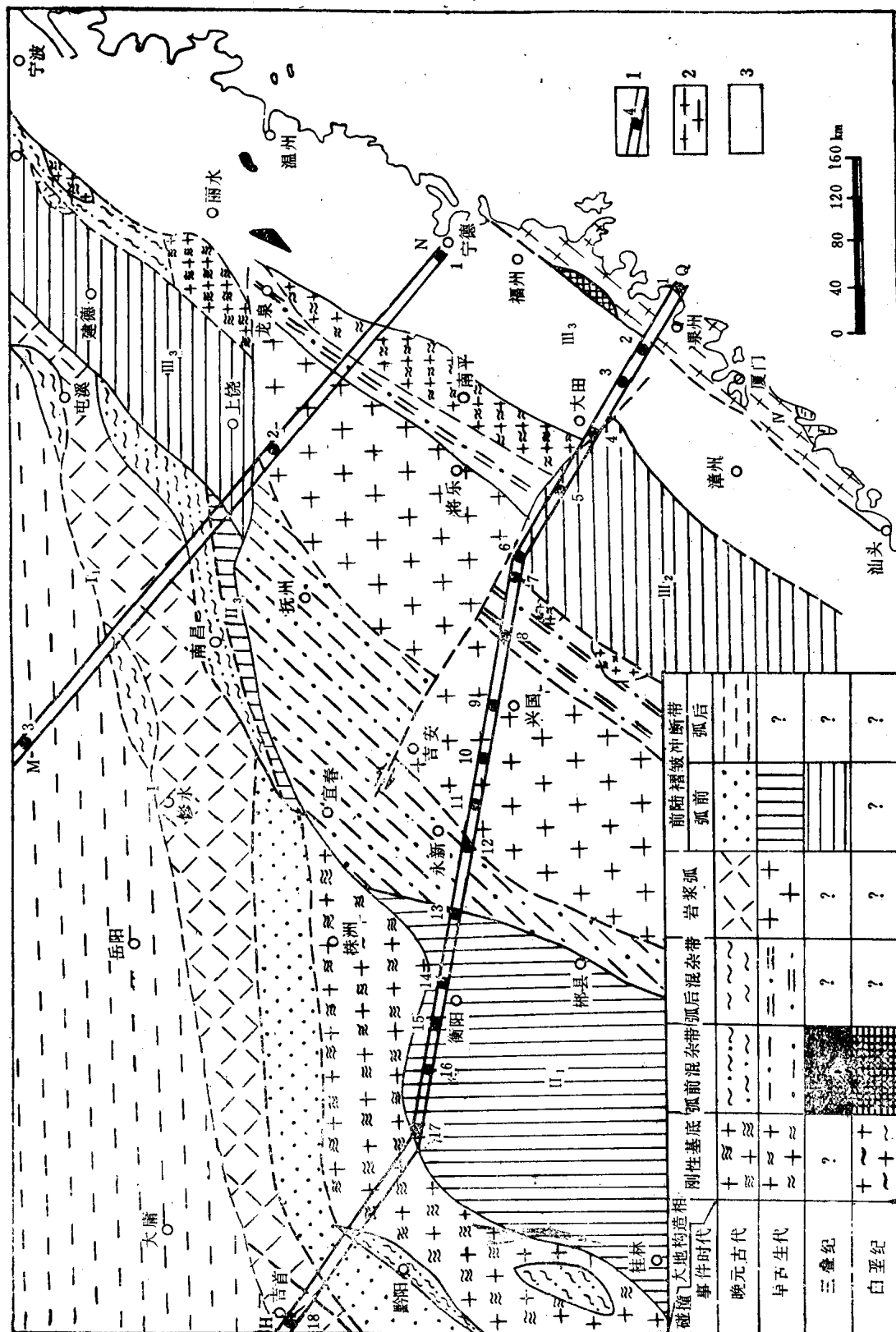


图2 中国东南地区大地构造格局

(李继亮, 1992)

I. 晚元古代江湾碰撞造山带; II. 早古生代华南逆碰撞造山带; III. 三叠纪浙闽碰撞造山带; IV. 白垩纪闽粤沿海造山带。Q—H. 泉州-黑水地质断面 (GGT); N—M. 宁德-门源地质断面。1. 地震剖面编号; 2. 沿海的活化盖层和变质的混杂基质; 3. 侏罗纪与白垩纪火山岩覆盖区

群中的蛇绿岩冲断岩席冲断于可能系茅口灰岩变质的大理岩中构成的印支期混杂带。根据印支期花岗岩年龄等推断,碰撞事件发生在 220 Ma 左右 (T_1)。IV) 闽粤沿海造山带。分布于莆田长基、泉州桃花岗和平潭岛的基性、超基性岩块在沿海变质带中构造侵位,说明晚中生代构造混杂带的存在。该带内的主要变质年龄为 90—120 Ma, 最年轻的变质岩石的时代为上侏罗统,因此,碰撞事件可能发生在 150—120 Ma 之间。这四次碰撞造山作用将中国东南地区统一于欧亚大陆东南缘。

进入新生代以后,中国东南地区结束了先前以“挤压”为主的碰撞造山作用状态,进入以引张和剪切为特征的构造作用时代。这与新生代欧亚大陆东南缘台湾地区的弧-陆碰撞事件密切相关。新生代早期,现今的台湾西部和台湾海峡与中国东南大陆相连,位于统一的欧亚大陆的大陆边缘地区。至中新世晚期(约 12Ma),吕宋弧的 NW 端由于板块间的逆时针剪切平移而掩覆于欧亚大陆边缘的陆隆之上,开始了欧亚大陆向吕宋弧的消减和弧-陆俯冲碰撞作用。台湾海峡和台湾西部的海岸平原所在位置开始下沉。到上新世晚期(约 3Ma)碰撞作用达到高潮,台湾中央山脉迅速抬升隆起,吕宋弧沿纵谷断裂(LVF)碰撞拼贴于台湾岛东侧,同时在迅速下沉的前陆盆地和弧前盆地中形成大量与造山作用相关的造山带沉积。前陆盆地的下沉导致了台湾新生代碰撞造山带与中国东南大陆的分离。

综上所述,中国东南大陆地区经历了从晚元古代到中生代晚期(白垩纪)共四次不同时期的碰撞造山过程,相应形成了江南、华南、浙闽和闽粤沿海四个碰撞造山带。进入新生代后,在欧亚大陆东南缘的台湾地区发生的碰撞造山作用,对中国东南大陆区新生代的构造演化的影响主要表现为对区域构造应力场的改造,并在引张区沿断裂喷发了一些零星分布的新生代玄武岩。但其规模较小,并未出现类似于中生代($T-K$)时碰撞造山过程中形成的大面积壳熔花岗岩和火山岩。所以,中国东南大陆地区在新生代未曾经历新—期的大规模区域性构造-热事件,现代岩石圈热状态主要反映中生代的碰撞造山作用以及新生代深部构造调整相应的局部构造-热扰动。

中国东南地区的地球物理研究资料较为全面,基本揭示了深部构造的轮廓。最近几年完成的泉州—黑水,宁德—门源两条地质断面(GGT),从重、磁、电、震、热等多方面对区内岩石圈的结构与构造进行了研究。此外,还有汕头—福州,云霄—宁德等多条人工地震探测剖面。地震波探测表明,中国东南地区具有较为典型的层状大陆型地壳结构。浅部沉积盖层的厚度表现出明显的侧向变化,中、上地壳内部(10—20km)存在厚 3—5km 的低速层,成为该区不同时期碰撞造山作用的重要标志,它可能代表了造山作用晚期的主剪切-滑脱带。地震方法给出的莫霍面呈波状起伏,地壳厚度由西向东趋于减薄,其厚度变化于 27—37km。地幔顶部 P_s 波速度具有一定横向变化。大地电磁测深研究表明,区内地壳中存在高导层,上地幔顶部高导层上界面也呈波状起伏变化,岩石圈厚度变化于 80—290km,在浙闽造山带下部岩石圈厚度明显减薄。区内重、磁异常表现为宽缓正负异常区间夹剧变的梯级异常带,反映了地壳浅部物质组成和深部构造的变化。

二、热流的测量和分析

地表热流值是指单位时间、通过单位面积由地球内部向地表传递的热量。大陆热流

的测量大多在地表以下数公里深度以内的钻孔中进行, 由于钻孔内所测量的温度未必能真实反映围岩的原始温度, 研究区内地壳浅部的热状态可能受到地球表面各种因素(如地形、气温、侵蚀、抬升和地下水活动)的影响, 这些都是热流测量中十分关键的问题, 而对这些因素的具体分析是获取高质量的热流数据的一个重要步骤。

(一) 热流值的计算方法

假设地壳中热量的传递符合一维稳态热传导的 Fourier 定律, 则热流密度 q 为

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz} \quad (1)$$

式中 $\frac{dT}{dz}$ 为地温梯度, 可根据钻孔、矿井、湖泊沉积物中实测的温度数据计算。 λ 为测温井段内岩石的热导率, 可根据测温钻孔或者邻近钻孔中所采集的岩石样品在实验室测定。

已知钻孔的地温梯度和相应井段的岩石热导率值后, 就可按下面两种方法计算热流值(或称热流密度)。

1. 分段法 (Interval method)

分段法计算热流是用钻孔中规定深度范围内的温度与深度数据计算地温梯度, 然后乘以相应深度范围内有代表性的岩石热导率值。“规定深度”常称为“热流计算段”。每个钻孔可以根据岩性选择一个或者多个热流计算段, 一般选取岩性较均一的井段作为热流计算段。在计算段内要尽可能采集较多的岩石样品, 使所测定的热导率数据具有代表性。

计算段内的地温梯度用最小二乘法求取, 线性回归方程式为

$$T(Z) = T_0 + GZ \quad (2)$$

式中 T_0 为回归直线与温度坐标 T 的截距, 相当于按钻孔中实测地温数据所推算的地表温度, 当没有其它因素干扰时, T_0 值应等于恒温带的温度。

$$T_0 = \frac{T - G \sum Z}{n} \quad (3)$$

G 为回归直线的斜率, 即计算段内的地温梯度, 表示温度随深度的变化率, n 为测点数。

$$G = \frac{n \sum TZ - \sum T \sum Z}{n \sum Z^2 - (\sum Z)^2} \quad (4)$$

r 为温度与深度的相关系数, 可用下式计算:

$$r = \frac{n \sum TZ - \sum T \sum Z}{\sqrt{\{n \sum Z^2 - (\sum Z)^2\} \{n \sum T^2 - (\sum T)^2\}}} \quad (5)$$

计算段内的岩石热导率 λ , 可根据岩石样品的实测热导率值用算术平均、加权平均或者调和平均计算。一般说来, 调和平均值比较合理, 因为温度随深度的变化直线与岩石的热阻 $1/\lambda$ 成正比, 而不是与热导率成正比, 调和平均热导率的计算公式为

$$\lambda = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} \quad (6)$$

式中 λ_i 为第 i 块样品实测的热导率; d_i 为第 i 块样品所代表的岩层厚度, $\sum_{i=1}^n d_i = D$ 为计算段的厚度。

热流值的偏差采用标准误差, 即均方根误差来表示。标准误差不仅是一组测量中各个观测值的函数, 而且对一组测量中的较大误差或较小误差的反映也比较灵敏, 是一种表示精确度的较好方法, 已在物理化学中, 特别是量热学中得到广泛的应用。当测试的样品为有限时, 标准误差按下列公式计算:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (C_i)^2}{(n-1)}} \quad (7)$$

式中 $C_i = m_i - a'$, m_i 为实测值, a' 为平均值, 假设计算段内岩石热导率的平均值为 $\bar{\lambda}$, 地温梯度的平均值为 $\bar{G}$, 则相应的标准偏差为

$$\sigma_{\lambda} = \sqrt{\frac{\sum (\lambda_i - \bar{\lambda})^2}{n-1}} \quad (8)$$

$$\sigma_G = \sqrt{\frac{\sum (G_i - \bar{G})^2}{n-1}} \quad (9)$$

热流值是间接测量的数据, 根据误差传递理论, 其标准偏差决定于岩石热导率和地温梯度的标准偏差。假设热流值 $q = f(\lambda, G)$, 则标准偏差为

$$\sigma_q = \sqrt{\left(\frac{\partial q}{\partial \lambda}\right)^2 \sigma_{\lambda}^2 + \left(\frac{\partial q}{\partial G}\right)^2 \sigma_G^2} = \sqrt{G^2 \sigma_{\lambda}^2 + \lambda^2 \sigma_G^2} \quad (10)$$

2. Bullard 方法

对于揭穿多个水平岩层的钻孔, 或者岩石样品采集较多的钻孔, 可采用下列公式计算热流值:

$$T(Z) = T_0 + q \sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta Z_i}{\lambda_i} \right) \quad (11)$$

式中的符号与公式(1)的符号相同。 $\Delta Z_i / \lambda_i$ 为热阻; $\sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta Z_i}{\lambda_i} \right)$ 表示从地表至测温深度内 n 个间隔热阻的总和。根据公式(11), 对 $T(Z)$ 和 $\sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta Z_i}{\lambda_i} \right)$ 进行线性回归, 该回归直线的斜率等于地表热流 q , 直线与温度坐标 T 的截距等于推算的地表温度 T_0 。

Bullard 法最大的优点是能从 $T(Z)$ 和 $\sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta Z_i}{\lambda_i} \right)$ 的相关直线上直观判断钻孔热流受干扰的井段。图 3 为福建省漳州市 ZR8 孔的 $T(Z)$ 和 $\sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta Z_i}{\lambda_i} \right)$ 的关系曲线, 可以看出在 550 m 深度以下的井段明显受地下热水活动的干扰而不能参与热流计算。

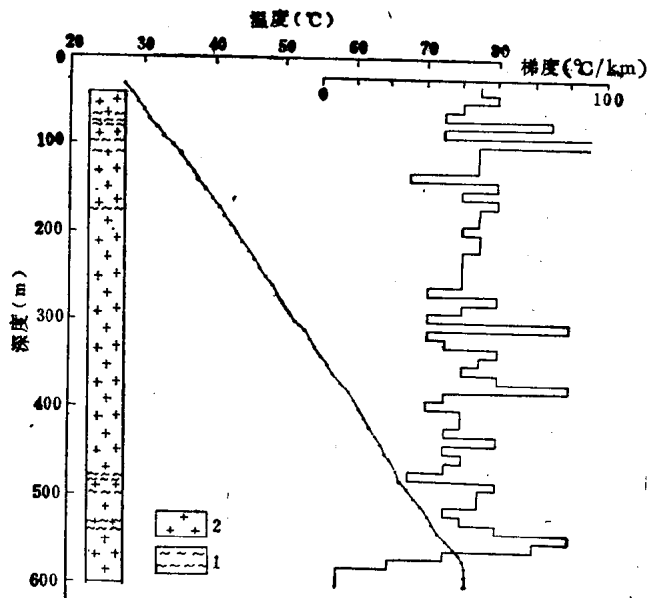


图3 福建省漳州市 ZR8 孔的 $T(Z)$ 和 $\sum_{i=1}^n \left(\frac{\Delta Z_i}{\lambda_i} \right)$ 关系曲线

1. 花岗闪长岩; 2. 主要裂隙段

分段法和深度-热阻法是一维稳定热传导方程在不同条件下的不同表现形式。分段法适用于岩性较为均一, 热导率变化不大的热流计算段; 深度-热阻法适用于不同热导率岩层互层的井段, 当岩层采用厚度加权调和平均值时, 两种方法的计算公式可以相互转换。

(二) 热流值的测量

由热流值的计算方法可知, 钻孔温度和岩石热导率的测量和选用是获取高质量热流数据的关键。首先, 钻孔的温度必须是在稳态或者准稳态条件下测量, 并且选取不受地下水对流影响的热流计算段。其次是需要相当数量的岩石样品, 以获取有代表性的岩石热导率值。

1. 围岩原始温度的测量

在东南沿海地区的测温钻孔可分为稳态测温钻孔和非稳态测温钻孔两大类。稳态测温钻孔是指被钻探循环液所扰动的围岩温度已基本恢复到原始状态的钻孔; 非稳态测温钻孔是指围岩温度被循环液扰动后尚未达到平衡状态的钻孔。围岩温度恢复至原始状态所需的时间称为稳定时间, 理论上应为钻探时间的一倍以上。

东南沿海地区有许多位于岩浆岩地区的钻孔; 围岩属于基岩裂隙介质。循环液对围岩温度的影响与孔隙介质不同, 特别是穿过断层破碎带的钻孔, 循环液渗入破碎带和裂隙之后, 在相应深度上的温-深曲线呈现锯齿状(图4)。例如安徽月山 391 孔, 在 400 m 深度以上温-深曲线呈凹型, 在 530m、600m 和 690m 处为锯齿状, 且停钻 12h 和 36h 的

两次测量结果基本相同,但温-深曲线平移了 0.5℃左右。

Drury 等(1984)认为井壁和循环液之间的热交换在裂隙介质中更为明显,因为循环液与围岩的接触面积较孔隙介质大,且钻探过程中大量循环液的渗入,改变了围岩中的局部热物理性质。

循环液和裂隙壁之间交换的热量决定于裂隙的渗透性、液体的粘滞性和压力,以及循环液和井壁之间的温差。假设在钻探过程中温差为常数,即热源强度为常数,则热量的交换主要决定于循环液和裂隙的物理性质。

Carslaw 等(1959)研究了连续的平面热源的情况,假设在平面上 ($x' = 0$) $t = 0$ 时单位时间所释放的热量为 $\rho c q$, (ρ 和 c 为岩石的密度和比热, q 为热源强度)则在时间 t 时的温度为

$$T(x, t) = \frac{q}{2\sqrt{\alpha\pi}} \int_0^t \exp\left[-\frac{(x-x')^2}{4a(t-\tau)}\right] \frac{d\tau}{\sqrt{t-\tau}} \quad (12)$$

式中 α 为岩石的热扩散率; τ 为平面热源输入热量的时间。

方程式(12)表示钻孔温度随时间的变化。当裂隙表面的温度也随时间变化时,方程的求解十分复杂,一般只能假设裂隙表面的温度随时间作线性的增加或保持恒定。

Drury 等(1984)的研究结果表明,在裂隙介质中循环液引起的温度异常为“尖峰”(spike)状,“尖峰”的幅度和宽度随时间而变化。图 5 表明停钻后不同时间离平面热源不同距离上的温度,其中实线为均匀强度热源模型的计算结果,虚线为线性强度热源模型的计算结果。其中温度 ΔT 为相对 $X=0$ 和 $t=0$ 时的归一化温度,距离 x 为相对于 $t=0$ 时曲线宽度的一半 (X_h) 的归一化距离,停钻后时间 t 为相对于钻探时间 t_H (即平面热源输入热量的时间 τ) 的归一化时间,其中均匀强度热源的 $X_h = \sqrt{\frac{ST}{2}}$; 线性

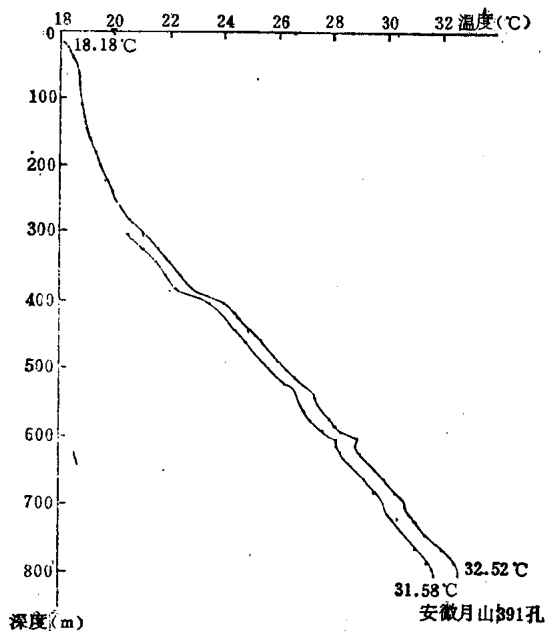


图 4 基岩裂隙介质中的非稳定的钻孔温深曲线

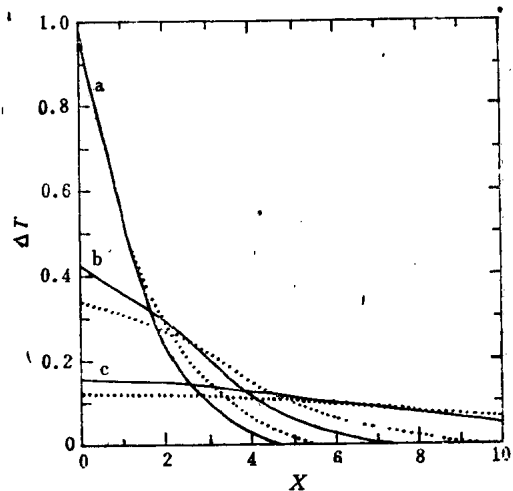


图 5 均匀热源模型和线性热源模型计算结果
($r = t'/t_H$)

a. $r = 0$; b. $r = 1$; c. $r = 10$

强度热源的 $X_h = \sqrt{\frac{aT}{2}}$ 。裂隙与水平面的夹角为 θ ，则曲线在垂直方向的半宽度为 $X_h \sin \theta$ 。

假设进入裂隙中循环液的总热量为

$$Q = \rho_f c_f q A \quad (13)$$

式中 ρ_f 和 c_f 分别为循环液的密度和比热； q 为单位时间单位面积的热源强度； A 为裂隙的面积。 Q 还可表示为

$$Q = m_f c_f (\Delta T) T \quad (14)$$

式中 m_f 为循环液渗入裂隙的质量流率； c_f 为循环液的比热； $f(\Delta T)$ 为循环液与裂隙岩石之间的温差，由式(13)和式(14)可求得：

$$q = V f(\Delta T) / A \quad (15)$$

式中 V 为循环液渗入裂隙的体积流率。假设循环液的流量为 $0.3 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ ，其中 10% 渗入裂隙，则 $V = 0.3 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ 。并假设循环液能在裂隙中自由循环，并与裂隙壁进行充分的热交换(100%)，那么 $f(\Delta T)$ 主要取决于裂隙处循环液和孔底循环液温度之差。例如当正常地温梯度为 $20-25^\circ\text{C}/\text{km}$ 时，对于深度为 1 000 m 的钻孔而言，裂隙处与孔底之间最大的温差为 20°C ，显然这是钻探期间最大的 $f(\Delta T)$ 值。一般裂隙的表面积大于钻孔的截面积，如果两者的比值为 10^5 ，即钻孔直径为 50mm 时，裂隙面积为 200m^2 。将上述假设的 V 、 $f(\Delta T)$ 和 A 值代入方程(15)，可求得 $q_{\max} = 10^{-3} (^\circ\text{C} \cdot \text{m})/\text{s}$ (均匀强度热源)。

根据均匀强度热源的计算结果，在钻探结束时，热源平面上的温度异常值为

$$T_{\max} = q \sqrt{\frac{t_H}{a\pi}} \quad (16)$$

假设钻探时间 t_H 为 30 日，裂隙岩石的热扩散率 a 为 $1.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$ ， q 为 $3 \times 10^{-6} (^\circ\text{C} \cdot \text{m})/\text{s}$ ，则 $T_{\max} = 2.3^\circ\text{C}$ ，热异常的半宽为 1.35m。在这种情况下，如果测温间隔为 5m，那么可以测量到 1 至 2 个异常的“尖峰”值。

Drury 等(1984)的计算结果说明，停钻 200 天后，在裂隙处温度异常的幅度仅 0.355°C ，在离裂隙 30 m 处的温度异常为 0.001°C ，例如在加拿大安大略省北部花岗岩体中的 ATK-3 和 CR-1 钻孔，多次连续测温的结果说明(图 6)，在 69m 和 125m 两处有“尖峰”状的温度异常，异常的幅度和宽度随着稳定时间的增加而减小，停钻 230 日之后完全达到稳定。

Drury 等(1984)用平面热源法对 ATK-3 孔进行了理论计算，假定裂隙岩层的热扩散率 a 为 $1.35 \text{ m}^2/\text{s}$ ，岩石的热导率和密度分别为 $3.27 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ 和 $2.64 \text{ kg}/\text{m}^3$ ，热容量为 $850-1000 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ ，热源的均匀强度为 $2.4 \mu\text{K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (均匀强度热源)和 $(0-4.25) \mu\text{K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (线性强度热源)。计算结果与实测数据基本一致(图 7)，在停钻 5 天后最大温度异常为 0.85°C ，离平面裂隙 4 m 处就小于 0.2°C 。

我国东南地区的部分测温钻孔为地质勘探孔，只能为钻孔测温提供几天的稳定时间。我们根据上述的理论分析结果，并考虑钻探过程中多次的暂时停钻(有时停钻时间可达几个月)，使钻孔围岩的温度得到局部的恢复，因此要求勘探孔提供 3 天以上的稳定时间，以保证钻孔温度数据的可靠性。

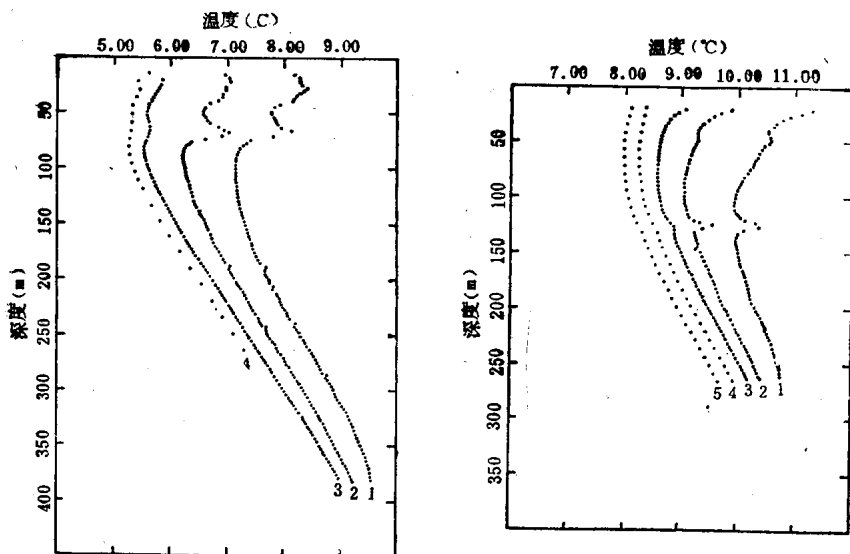


图6 加拿大安大略省北部 ATK-3 和 CR-1 钻孔的温深曲线
 ATK-3: 1. 5 日 ($T + 0.75^{\circ}\text{C}$); 2. 19 日 ($T + 0.5^{\circ}\text{C}$); 3. 230 日 ($T + 0.25^{\circ}\text{C}$); 4. 397 日。
 CR-1: 1. 2 日 ($T + 1.0^{\circ}\text{C}$); 2. 31 日 ($T + 0.75^{\circ}\text{C}$); 3. 164 日 ($T + 0.5^{\circ}\text{C}$); 4. 375 日
 ($T + 0.25^{\circ}\text{C}$); 5. 590 日

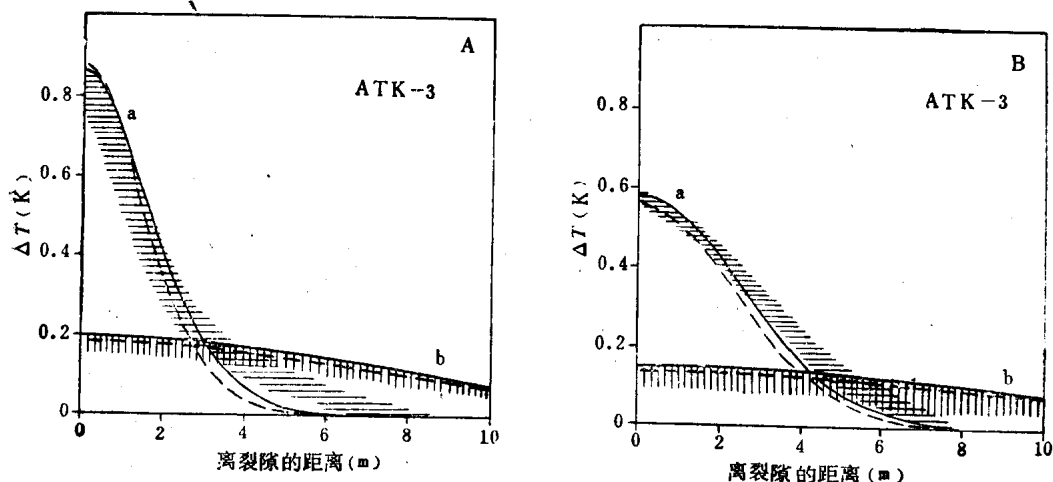


图7 ATK-3 钻孔平面热源法模型计算结果与实测数据的对比
 实线为均匀强度热源计算模型; 虚线为线性强度热源模型

2. 岩石热导率

1. 岩石热导率的测试和代表值的选取是热流测试工作中另一个十分重要的问题。首先必须保证热导率测试设备的测量精度($<5\%$)。其次要有足够的样品数量,否则样品的平均热导率与整体的平均值相差甚远。

我们在东南地区的 109 个钻孔中采集岩石样品 721 块,根据岩样的坚硬程度和几何尺寸分别采用稳定平板热导仪、环形热源热导仪、QTM 快速热导仪(日本)进行测定,并对个别样品采用矿物鉴定的方法估算热导率值,以资分析对比,确保数据的可靠性。

由于东南地区的沉积岩类热导率普遍偏高,且变化幅度大(图 8),特别是闽西地区,