

华北和华南岩石圈

热状态、流变学特征与地壳成分

汪洋 著

地质出版社

国家自然科学基金资助项目

(No. 40104003, 40376013, 40572128) 研究成果

华北和华南岩石圈 热状态、流变学特征与地壳成分

汪 洋 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

基于中国大陆主要构造单元经历的构造-热事件时代与其热流值的关系、地幔热流值的大小和空间分布格局概貌、岩石圈稳定地温线的计算,来探讨华北和华南地区岩石圈热状态和流变学特征,分析岩石圈流变学特征对活动构造变形的制约。同时,根据实测大地热流值数据估计中国大陆地壳平均生热率的上限,对现中国大陆区域地壳和岩石圈成分模型进行检验,并应用热流值和地下流体氮同位素比值约束和反演地壳平均生热率,综合给出了华北和华南地区地壳成分的基本特征。

本书采用了新的研究方法并提出了新的研究思想,充分发掘了现有大地热流值数据所能反映的岩石圈热状态、流变学特征及地壳成分等深部地球化学和地球物理学信息。因此,本书适用于从事地热学、地球物理学和地球化学等专业的研究人员阅读。

图书在版编目(CIP)数据

华北和华南岩石圈热状态、流变学特征与地壳成分/
汪洋著. —北京:地质出版社,2006.3
ISBN 7-116-04748-4

I. 华... II. 汪... III. ①岩石圈-大地热流-研究-华北地区②岩石圈-大地热流-研究-华南地区
③岩石圈-岩体流变学-研究-华北地区④岩石圈-岩
体流变学-研究-华南地区 IV. P548.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第 026654 号

HUABEI HE HUANAN YANSHIQUAN REZHUANGTAI
LIUBIANXUE TEZHENG YU DIQIAO CHENG FEN

责任编辑:李凯明

责任校对:李 玫

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010) 82324508 (邮购部);(010) 82324576 (编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京印刷学院实习工厂

开 本:787 mm × 1092 mm ¹/₁₆

印 张:6.25

字 数:150 千字

印 数:1—600 册

版 次:2006 年 3 月北京第一版·第一次印刷

定 价:20.00 元

ISBN 7-116-04748-4/P · 2666

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社出版处负责调换)

前 言

本专著是从我负责的国家自然科学基金（青年基金）项目“华北盆地新生代岩石圈流变学演化与岩浆底垫作用研究”（No. 40104003）的研究成果中取材写成的。作为中国大陆深部地球物理探测和区域地球化学资料积累最为丰富的华北和华南地区，近十年来对该地域的深部地质学或大陆动力学的研究成果大量涌现，有关华北和华南岩石圈结构及其演化特征的各种学术见解纷纷提出。然而对华北和华南地区岩石圈热结构的研究却日益萎缩，对该地区岩石圈流变学的研究也才刚刚起步。这种状况显然不利于我们深入理解华北和华南地区的大陆动力学过程，因为热状态是影响地球内部物理性质的重要因素，也是制约岩石圈流变学强度特征的主要因素，而基于大地热流资料的深部地热学（理论地热学）研究是探索岩石圈深部热状态的主要方法。由于大陆地壳中放射性同位素衰变产生的热量是大陆地区热流的主要组成部分，深部地热学研究 with 区域地球化学研究之间也存在密切联系，可以通过大地热流资料约束和反演区域地壳的放射性元素丰度。因此，我决定根据两年来本人在华北和华南地区理论地热学方面所取得的研究成果撰写本书。

本书首先从华北和华南地区热流值数据分布入手，分析大陆热流值与构造-热事件时代的关系，地幔热流值的区域变化格局，研究华北和华南岩石圈热状态，构建岩石圈稳态温度场模型，进而讨论该地区克拉通型岩石圈根存在与否的问题。而后论述华北和华南岩石圈流变学特征，构建该地区岩石圈三维流变学强度模型，分析岩石圈流变学特征对活动构造变形的制约。接着，根据实测大地热流值数据估计中国大陆地壳平均生热率的上限，再对现有中国大陆区域地壳和岩石圈成分模型进行检验，进而应用热流值和地下流体氦同位素比值约束和反演地壳平均生热率，综合给出华北和华南地区地壳成分的基本特征。最后，根据有限元方法模拟华北和华南东部岩石圈新生代的热演化史，在此基础上计算岩石圈流变学强度、粘度的演化，分析探讨华北和华南东部新生代热演化的动力学意义。

希望本书能够为在华北和华南地区从事研究的地球物理学、地球动力学、深部地质学、大地构造学和区域地球化学方面的学者提供一个关于该地区岩石圈热结构和流变学结构的平台，以便他们能够在此基础上开展进一步的研究，而不必再三重复计算华北和华南地区的岩石圈地温线。同时必须指出，本书的观点、见解和解释只反映我在深部地热研究工作中的阶段性成果，所构建的岩石圈稳态温度场和岩石圈三维流变学强度模型是在相应的假设条件成立的情况下，对所研究的地质体温度状态和力学状态的描述与刻画。请读者在引用或批评本书的认识和结论时，务必注意这一点。

本专著能够顺利完成，首先应归功于我母亲在本人当下所处艰难困苦之际所给予我的关爱与呵护，同时也离不开我的父亲和妹妹在生活上所给予我的帮助。作为我的朋友与合作者，北京市地质研究所的姬广义高级工程师在生活和野外地质工作中提供了非常大的帮助，在此深表感谢。

要向在研究和成书过程中对我的见解有所影响的每个人都致谢，简直是不可能的。尽

管如此，我对下列人士还要致以衷心的感谢，感谢他们在工作中给予本人的帮助。他们是：中国科学院地质与地球物理研究所汪集旻院士、滕吉文院士、熊亮萍研究员、胡圣标博士、张旗研究员，国土资源部中国地质调查局发展研究中心袁学诚教授，中国科学院原长沙大地构造研究所陈国达院士、杨心宜研究员，中国科学院广州地球化学研究所李献华研究员，中国地质信息院肖庆辉研究员，成都理工大学朱介寿教授、曹家敏教授。

除国家自然科学基金 No. 40104003 项目外，在研究过程中还先后得到国家自然科学基金项目“南海北部边缘地壳成分及其非均匀性研究”（No. 40376013）、中国博士后科学基金、中国科学院王宽诚博士后奖励基金、中国科学院南海海洋研究所边缘海地质与古环境开放室基金课题（BYH02A03）和国土资源部国际合作与科技司科技发展专项计划“中国岩石圈三维结构及其演化”的资助。

汪 洋

目 录

前 言	
第一章 绪论	(1)
第二章 华北和华南地区岩石圈热状态	(4)
第一节 热流数据分布概貌	(4)
第二节 中国大陆热流值与构造-热事件时代的关系	(6)
第三节 地幔热流值	(9)
第四节 岩石圈热状态	(12)
第五节 关于华北和华南地区岩石圈根的讨论	(22)
第三章 华北和华南地区岩石圈流变学特征	(27)
第一节 研究方法 & 数据简介	(28)
第二节 岩石圈流变学特征	(29)
第三节 岩石圈三维流变学模型	(32)
第四节 岩石圈流变学空间非均匀性对活动构造变形的制约	(35)
第四章 华北和华南地区地壳成分的大地热流制约	(39)
第一节 原理、方法和数据	(40)
第二节 中国大陆地壳平均生热率的上限估计	(42)
第三节 对现有中国大陆区域地壳和岩石圈成分模型的检验	(43)
第四节 应用热流值和地下流体氦同位素比值约束地壳成分	(52)
第五节 应用 Monte Carlo 反演方法研究地壳平均生热率	(55)
第六节 华北和华南地区地壳成分的基本特征	(66)
第五章 华北和华南东部地区新生代岩石圈热演化	(70)
第一节 方法与模型简述	(70)
第二节 华北和华南东部新生代热演化史	(72)
第三节 华北和华南东部新生代热演化的动力学意义	(75)
第六章 主要认识与结论	(80)
参考文献	(86)

CONTENT

Preface

1 Introduction	(1)
2 Lithospheric Thermal State of North and South China	(4)
2.1 Spatial distribution of heat flow data	(4)
2.2 The relation between the heat flow and tectono – thermal age of tectonic units in China mainland	(6)
2.3 Mantle heat flow	(9)
2.4 Thermal state of lithosphere	(12)
2.5 Discussion on lithospheric roots beneath North and South China	(22)
3 Lithospheric Rheology Characteristics of North and South China	(27)
3.1 Method and data	(28)
3.2 Lithospheric rheology characteristics	(29)
3.3 Three dimensional rheology model of lithosphere	(32)
3.4 Constraints on active tectonics from spatial heterogeneity of lithospheric rheology	(35)
4 The Constraint on Crustal Composition of North and South China from Heat Flow Observation	(39)
4.1 Principal, method and data	(40)
4.2 The estimation on upper limit of heat production rate for continental crust of China	(42)
4.3 Tests on the composition models of continental crust and lithosphere of China	(43)
4.4 A constraint on crustal composition by heat flow data and helium isotope ratio of underground fluids	(52)
4.5 Average heat production rate of crust derived by Monte Carlo inversion	(55)
4.6 Basic Characteristics of crustal composition of North and South China	(66)
5 Thermal Evolution of Lithosphere in the Eastern Parts of North and South China in Cenozoic	(70)
5.1 Method and models	(70)
5.2 Lithospheric thermal history of the eastern parts of North and South China in Cenozoic	(72)
5.3 Dynamic significance of lithospheric thermal evolution of the eastern parts of North and South China in Cenozoic	(75)
6 Main Conclusions	(80)
References	(86)

第一章 绪 论

本书研究所涉及的地域范围包括华北、华南地区和秦岭—大别—苏鲁一带,其中,华北地区范围是除朝鲜半岛和阿拉善地块以外的“中朝准地台”区域,而华南地区包括扬子克拉通、华南褶皱带(包括华夏地块和东南沿海褶皱带)和云南西部的兰坪—思茅地区。

华北和华南地区经历的地质演化历史漫长。其中华北是发现有最古老的古太古代(3.8 Ga)岩石记录的地区,而华南的扬子克拉通则有3.0 Ga的古老陆核。在经历漫长的演化后华北和扬子先后形成统一的克拉通;而华夏陆块则于加里东期之后与扬子克拉通拼合,组成古华南地块。在印支期华北和华南最终在秦岭—大别—苏鲁一线发生碰撞,开始形成统一的中国东部大陆。中生代时期华北和华南地区经历了构造—岩浆活动的改造。在华北地区,统一的地台开始分化,西部鄂尔多斯地区主体一直保持相对稳定的发展,而东部卷入印支期大陆碰撞造山系统中;华南地区东部受古太平洋板块俯冲作用的影响形成陆缘沟、弧、盆体系。新生代以来,华北地区东部大陆裂谷型的构造发育,发育有大量玄武岩,形成裂谷盆地;而华南东部的浙闽粤琼沿海地区也有玄武岩活动,西部的四川西部和云南中部、西部地区则卷入印度—亚洲碰撞造山系统(程裕淇,1994)。

华北和华南是我国地质学研究程度最高的地区(程裕淇,1994),也是我国地球物理测深资料最为密集的地区(袁学诚,1996),其中地学断面(CGT)有5条。包括CGT在内的人工地震测线在华北和华南地区各有30多条。地球物理探测的其他方法,如重、磁、大地电磁等亦积累了丰富成果(袁学诚,1996)。

华北和华南地区的区域地球化学研究在我国开展得也最早。近年来,采用当前国际通用的以人工地震波速岩性解释为基础的区域地球化学研究方法的基础上,已经先后发表了关于秦岭褶皱带(Gao et al., 1992; 张本仁等, 1994)、华北克拉通(鄢明才和迟清华, 1997; 迟清华和鄢明才, 1998; Gao et al., 1998a, b)、扬子克拉通(Gao et al., 1998b)和华东南地块(鄢明才和迟清华, 1997)的地壳成分模型。此外,黎彤及其合作者(1994, 1997, 1998, 1999)也发表有涉及华北和华南地区地壳或岩石圈的成分模型。这些成分模型中给出丰度值的元素数量都达数十种。因此,华北和华南地区是目前我国地壳成分研究得最为充分和详细的区域。

在大地热流数据方面,华北和华南地区的实测热流值数量占中国大陆热流观测值总数的60%左右(汪集旸和黄少鹏, 1990; 胡圣标和汪集旸, 1994; Wang Jiyang et al., 1996; Wang Yang et al., 2000a; Wang Yang, 2001),而且其地理分布基本覆盖全区,从而为开展深入的深部地热学研究提供了重要的数据基础。在深部地热学研究方面,汪集旸院士及其研究集体先后研究了华北盆地、东南沿海地区和云南地区等地的深部地热问题(汪集旸 1986; 汪缉安等, 1990; 胡圣标和汪集旸, 1994),同时编制发表了中国大陆 Moho 面温度图、热岩石圈厚度图等(Huang et al., 1996a, b)。

20 世纪 90 年代后期以来,对华北和华南地区的深部地热学研究大为减少。许多人认为深部地热学工作的研究方法简单,所得到的深部信息有限。事实是否真的如此?我们认为这种看法是不正确的。一方面,大陆动力学是 20 世纪 90 年代以来国际固体地球科学的一个重要研究领域[●]。岩石圈流变学特征是理解大陆岩石圈变形的关键——“对于大陆变形研究而言,最关键的制约因素并非计算能力或是我们的想象力,而是对大陆岩石圈流变学结构不均匀性的认识”(Thatcher, 1995),大陆岩石圈流变学研究得到越来越多的重视(参见 Vauchez et al., 1998)。由于岩石圈热状态是制约其流变学特征的最重要因素,因此根据地热学研究,探索岩石圈热状态演化及其对岩石圈流变学特征的制约,进而探讨其对大陆变形过程的影响,是当前理论地热学研究中的前沿课题。另一方面,当前国际上对大陆地壳成分的研究方兴未艾,陆壳成分是研究地球历史中大陆生长演化的主要基础数据,也是探索地幔成分演化的重要数据(Rudnick, 1995; McLennan and Taylor, 1996; 吴福元, 1999)。由于大地热流观测值可以提供对地壳中铀、钍、钾等放射性生热元素丰度的直接制约,因而热流数据在地壳成分研究中受到了相当大的重视(Rudnick and Fountain, 1995; McLennan and Taylor, 1996)。同时,对地震波速的岩性解释需要进行温度校正(Rudnick and Fountain, 1995),因此根据地热学研究得到地壳的温度分布对地壳成分模型研究而言也是重要的。所以,大地热流数据和深部地热学研究可以为地壳成分研究这一地球化学领域的重要课题做出其应有的贡献。因此,地热学是连接地球物理和地球化学学科的桥梁,是联系地球物质成分研究与变形过程研究的纽带。

作者攻读博士学位期间,在中国大陆和海域以及邻区大地热流实测值汇编资料的基础上,编制完成了中国及邻区 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 热流分布图和中国及邻区大地热流图($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格精度),并对中国大陆主要沉积盆地的岩石圈热结构和流变学强度进行了研究(汪洋, 1999a; Wang Yang et al., 2000)。发现了受岩石圈热状态制约的中国大陆岩石圈流变学强度空间非均匀性,并且认识到这种流变学非均匀性是影响中国大陆现今构造变形格局的重要因素(汪洋, 1999a, b; Wang Yang et al., 2000)。同时,根据对中国大陆热流空间分布的小波变换分析,发现 400 ~ 1000 km 尺度的上地幔对流胞(convective cell)是影响中国大陆及邻区热流分布的重要深部动力学因素(汪洋, 1999a)。因此,深入发掘大地热流资料所携带的深部信息的工作并没有完成,深部地热学研究过去是,现在是,将来仍然是我们探索岩石圈深部与温度相关的固体地球科学信息的主要途径。

对中国大陆东部地区而言,最引人注目的地质现象是:华北克拉通东部地区自燕山期以来大陆岩石圈明显的减薄,丢失了 100 ~ 150 km 厚的岩石圈地幔,但扬子克拉通主体却未发生大规模的岩石圈减薄过程;华北地区东部和华南东部地区陆壳厚度也明显减薄。因此,华北和华南地区现今岩石圈的三维结构存在强烈的非均匀性。这种非均匀性必然体现在各种地球物理场的横向变化中,岩石圈热状态即是这种非均匀性的一种重要表现。对华北和华南地区处于不同热状态下的内部构造单元岩石圈流变学特征的研究,有助于阐明当地现今岩石圈流变学特征的空间非均匀性,从而为理解现今华北东部发育活动构造,和扬子克拉通主体与鄂尔多斯地区相对保持稳定这种复杂的大陆构造变形格局提供重要线索。为深入探讨华北地区东部新生代以来的构造-岩浆活动及其深部动力学起源,也有必要开

● 李晓波,肖庆辉等译,1993,美国大陆动力学研究的计划,中国地质矿产信息研究院。

展对岩石圈流变学结构的研究。同时，岩石圈结构剧烈变化所伴随的构造运动必然导致对地壳成分的改造，研究经过改造的华北东部地壳与未经改造的华北西部和扬子克拉通地壳在成分上的异同，将了解克拉通地壳成分的空间非均匀性及其演化提供难得的实例。因此，在华北和华南地区的固体地球科学研究中，岩石圈热状态、岩石圈体系（包括地壳和岩石圈地幔）的成分特征以及它们的演化是不可或缺的重要组成部分。

研究工作以华北和华南地区大地热流资料为基础，以新的研究思想为指导，通过有针对性采用新的研究方法，将地质模型的定性分析与计算模拟等定量研究相结合，着重探讨前人尚未加以关注或很少予以关注的一些与深部地热学密切相关的重要固体地球科学问题，主要包括：①华北和华南地区岩石圈一维稳态热结构的计算、热岩石圈厚度的求取；②华北和华南地区岩石圈稳态温度场模型的建立；③根据岩石矿物物理性质实验成果，结合计算得到的热岩石圈厚度和岩石圈温度分布，探讨扬子克拉通地区上地幔高导层埋深与低速层埋深不一致的可能原因；④华北和华南地区岩石圈流变学特征的研究和岩石圈有效弹性层厚度（EET）的计算；⑤华北和华南地区岩石圈流变学强度三维模型的建立；⑥华北和华南地区岩石圈流变学强度横向非均匀性的构造动力学意义；⑦大地热流资料对区域地球化学研究得到的地壳成分模型的铀、钍、钾丰度值的检验；⑧根据大地热流资料研究中国大陆地区的地壳平均生热率及相关的铀、钍、钾元素丰度的上限约束；⑨利用地壳平均生热率推算地壳整体的 SiO_2 含量；⑩在大地热流资料基础上应用 Monte Carlo 法反演陆壳平均生热率和地幔热流值；⑪华北和华南东部地区新生代热演化导致的岩石圈粘度、流变学强度特征演化，及其对构造变形形式和宏观地貌形成的制约。

第二章 华北和华南地区岩石圈热状态

岩石圈热状态是影响诸如地震波速、电性、密度等岩石物理性质的重要因素之一，也是制约岩石圈流变学强度特征的最重要因素。通过对大陆岩石圈流变学性质的制约，岩石圈温度结构又对大陆岩石圈的构造变形形式产生重要影响。同时，由于岩石圈热结构的差异导致不同构造单元岩石圈厚度的差异，而这种所谓的“岩石圈地幔底部地形”将对岩石圈下伏软流圈的物质流动格局产生影响（参见 Flower et al., 1998; Artemieva and Mooney, 2001）。所以，深入探讨岩石圈的热状态对构造地质学、地球动力学和地球物理探测结果的岩石学解释等方面的研究都具有十分重要的意义和价值。

在本章中，将在概略介绍华北和华南地区热流分布的空间格局的基础上，对其岩石圈热状态研究中的几个有意义的问题进行初步研究和讨论。首先，我们根据中国大陆主要构造单元的平均热流值和其经历的构造-热事件的时代之间的统计，讨论究竟中生代构造-热事件是否是影响中国大陆现今热流值高低的重要因素之一。其次，论述华北和华南地区地幔热流值及其空间分布概貌。在此基础上，对华北和华南地区主要构造单元的岩石圈热状态按稳态热传导条件进行了计算，得到其 Moho 面的温度和热岩石圈厚度，结合地震学和大地电磁资料对华北和华南地区岩石圈根的厚度进行了讨论，进而探讨华南地区岩石圈根的存在对晚新生代以来东亚地区大尺度地幔流动格局的影响及其大地构造动力学意义。

上述这几方面的内容大多数是前人没有探讨过或研究程度较低的深部地热学问题。例如：对中上扬子克拉通地区岩石圈厚度的上地幔高导层和低速层埋深不一致的问题就几乎无人问津；而鄂尔多斯地区整体的岩石圈厚度是达到 200 km 还是只有 120 km 左右也是一个重要但又少见有人对此展开讨论的问题。所以，本章的研究结果将有助于澄清某些长期以来华北和华南地区深部地热学研究中令人困惑和不甚明晰的科学问题。

第一节 热流数据分布概貌

本研究是根据笔者在其攻读博士学位期间整理的中国及邻区大地热流实测数据，以及其编制的中国及邻区 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 经纬网格大地热流分布图和 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 精度的大地热流图，因此，关于数据来源、整理、筛选依据和编图原则、方法等方面的详细情况请参考汪洋的博士学位论文[●]和汪洋等（2001b）。在此我们将 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 经纬网格热流分布图和 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 精度大地热流图套叠在一起，以更为客观地反映华北和华南地区大地热流实测数据的空间分布格局，以及华北和华南地区整体的热流分布特征（图 2-1）。

在此需要强调的是：由于华北和华南地区经历了中、新生代以来的构造-热事件的影响，所以中、新生代以来华北和华南的大地构造格局已不同于此前的历史大地构造分区面

● 汪洋，1999，中国大陆大地热流分析，博士学位论文，中国科学院地质与地球物理研究所。

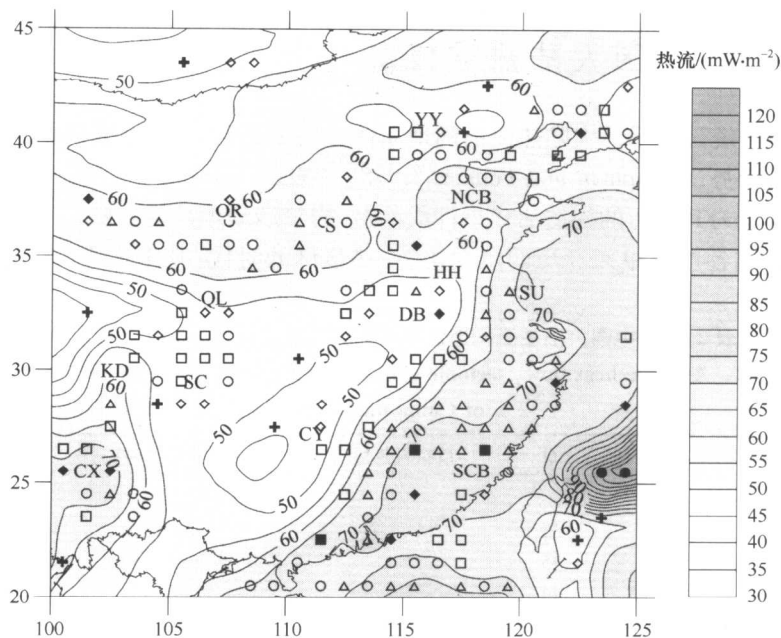


图 2-1 华北和华南地区热流图及 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格热流分布

Fig. 2-1 Heat flow map and $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ grid heat flow data distribution in North and South China

十字代表热流值 30 ~ 40; 空心菱形 40 ~ 50; 空心方块 50 ~ 60; 空心圆圈 60 ~ 70; 实心三角 70 ~ 80;

实心菱形 80 ~ 90; 实心方块 90 ~ 100; 实心圆圈 ≥ 100

CX—楚雄盆地; CY—湘中地区; DB—大别造山带; HH—河淮盆地; KD—康滇构造带; NCB—华北盆地; OR—鄂尔多斯盆地; QL—秦岭造山带; S—山西地堑; SC—四川盆地; SCB—华南褶皱带; SU—苏北盆地; YY—燕山-阴山造山带

貌。这是对中国大陆，尤其是东部地区内部按构造单元进行热流统计时必须应该注意的问题。所以，笔者在其博士论文中在按构造单元进行大地热流分区统计时，充分考虑了大地热流观测值的空间分布状况和中、新生代构造格局的情况，在此基础上参照任纪舜 (1999) 的中国及邻区大地构造图中的构造单元划分方案进行统计。我们认为其结果是客观和可靠的，所以在本研究中完全采纳了笔者博士论文中的分区方案和热流统计结果。

由图 2-1 可见，华北和华南地区大地热流的空间展布格局大致以 115°E 经线为界，位于该经线以东的地区其热流值多高于 $60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ，包括华北、苏北盆地和汾渭裂谷等伸展盆地以及华南造山带。在 115°E 以西到 105°E 之间的华北和华南地区西部，热流值变化于 $40 \sim 60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间；该区域的南部热流值低，扬子地台中部的平均热流值 $49 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ，在江汉盆地及其周边和南阳盆地则是 $55 \sim 57 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ；北部热流值略高，鄂尔多斯平均热流值为 $60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ；而华南地区西南部的川西南、滇中和三江地区（整体位于 105°E 以西）的热流值高，变化于 $65 \sim 80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间。因此，华北地区略呈现出“东高西低”的热流空间分布格局；而华南地区热流值则以中上扬子克拉通为低值中心，向克拉通东南及西南两侧的褶皱带明显增高。值得注意的是，华南地区东部高、低热流值分布区的界限与武陵山重力异常梯度带的位置并不重合，在华南地区该梯度带并非重要的深部地热学界线。

第二节 中国大陆热流值与构造-热事件时代的关系

热流数据的统计显示,大陆热流值随地质体经历的最后一次构造-热事件年龄的增加而呈现降低的趋势 (Chapman and Pollack, 1975; Pollack et al., 1993)。构造单元的构造热事件年龄定义为其经历的构造活化事件或构造-岩浆活动事件的年龄。在表 2-1 中我们列出了中国大陆各构造单元经历的主要构造-热事件的时代。其中主要构造事件时代对盆

表 2-1 中国大陆主要构造区平均热流值及其构造、岩浆作用时代

Table 2-1 Average heat flow, tectonic age and magmatism age of major tectonic units of China mainland

构造单元	Q	最新岩浆活动时代	主要构造事件时代	基底形成时代
盆地:				
准噶尔	52	—	260 ~ 350	> 800
吐哈	45	—	260 ~ 350	260 ~ 350
塔里木	44	—	260 ~ 350	800 ~ 1700
海拉尔	61	—	100 ~ 160	260 ~ 800
松辽	70	30 ~ 65	80 ~ 160	260 ~ 800
柴达木	54	—	260 ~ 350	800 ~ 1700
鄂尔多斯	60	100 ~ 140 *	180 ~ 230	2500
汾渭地堑	68	—	10 ~ 65	2500
华北	67	30 ~ 65	30 ~ 65	2500
南华北	49	—	100 ~ 160	> 1000
南阳	55	—	100 ~ 160	180 ~ 230
苏北	72	30 ~ 65	100 ~ 160	800 ~ 1700
四川	53	—	180 ~ 230	800 ~ 1700
江汉及其周边	57	50 ~ 60	100 ~ 160	800 ~ 1700
兰坪-思茅	66	30 ~ 65	180 ~ 230	800 ~ 1700
楚雄	75	30 ~ 65	100 ~ 160	800 ~ 1700
造山带及其他构造单元:				
阿尔泰	46	—	500 ~ 600	500 ~ 600
北山	58	—	260 ~ 350	260 ~ 350
兴蒙	55	0 ~ 25	100 ~ 400	> 400
燕山-阴山	56	—	100 ~ 160	2500
祁连山	66	—	< 65	400
秦岭	62	—	180 ~ 230	> 1000
大别山	52	—	180 ~ 230	> 1000
苏鲁	75	—	100 ~ 160	> 1000
藏北	45	0 ~ 60	180 ~ 230	180 ~ 230
康滇构造带	72	30 ~ 65	180 ~ 350	800 ~ 1700
扬子地台中部	49	—	130 ~ 180	800 ~ 1700
下扬子地区	65	30 ~ 65	80 ~ 160	800 ~ 1700
华南造山带	72	0 ~ 50	80 ~ 130	800 ~ 1700
藏南-滇西	82	20 ~ 65	< 65	> 800

注: Q : 平均热流值, 单位为 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$; 各种地质作用时代的含义参见正文, 单位为 Ma ; * 指白垩纪构造-热事件 (据叶加仁等, 2000)。

地而言指其形成盆地的时代，而对造山带等其他构造单元则是指其经历的最新一次造山作用的时代，其时间范围根据任纪舜（1999）的取值。最新岩浆活动是指盆地在经历主要造山作用之后或盆地形成之后再次经历的主要岩浆活动的时代，其时代的时间范围根据刘若新等（1992）的资料。如果一个构造单元在其经历的主要构造事件之后没有遭受岩浆活动，则该构造事件即为其经历的最新一次构造-热事件。

从表 2-1 和图 2-2 可以看出：各地区热流值的高低同其基底形成时代的关系不大，而与其经历的最近岩浆活动或主要造山作用的时代有关；中国大陆热流值高低与各构造单元经历的最近一次构造-热事件的时代成反相关关系，即其经历的最近一次构造-热事件的时代距今越久，其热流值越低，反之越高。

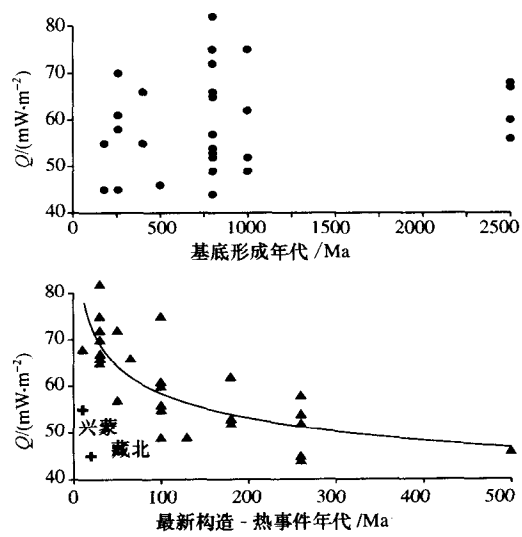


图 2-2 中国大陆构造单元平均热流值与构造-热事件时代的关系

Fig. 2-2 The relation between the average heat flow value and tectono-thermal age of tectonic units in China mainland

从表 2-1 还可以看出塔里木、准噶尔和柴达木盆地（热流值均低于 $55 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ），其经历的最近构造-热事件的时代为距今 260 ~ 350 Ma 的海西-印支期；扬子中部热流值低于 $50 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ，经历的最近构造-热事件的时代为距今 130 ~ 180 Ma 的燕山期。这表明大陆岩石圈在构造-热事件结束后的 130 ~ 350 Ma 即可冷却到相当于稳定克拉通或地台区的地温状态。因此，中国大陆现今高热流（ $> 65 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ）的分布格局受新生代以来构造-热事件的控制，而与中生代及其以前的构造-热事件的关系不大。

表 2-1 和图 2-2 中的主要例外是兴蒙造山带和藏北地区。兴蒙造山带发育有新第三纪到第四纪（0 ~ 25 Ma）幔源玄武岩，代表了一次地幔深部的热事件；但该地区热流值不高，为 $55 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。这是因为岩石的热扩散系数低（石耀霖，1994），来自地幔的热扰动穿过 40 km 厚地壳而在地表被察觉所需的时间尺度在 30 Ma 左右，所以此次深部热扰动尚未能到达地表而被观测到。藏北地区热流值低（ $45 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ），而同时发育有自老

第三纪以来的多期火山岩（邓万明和孙宏娟，1999）。其原因应当是：该地区稀少的大地热流值来自非常浅表的钻孔的测温资料，浅表温度梯度受气候变化的影响大，而又未经校正， $45 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 热流值本身不能代表该地区来自深部的传导热流。

中国大陆主要构造单元平均热流值与其经历的最新一次构造-热事件的时代之间存在的相关关系表明，中国大陆大地热流的总体空间分布格局受制于新生代的大尺度构造动力学过程，东部地区高热流值的成因受太平洋板块俯冲影响，而西部则同青藏高原的形成和发展有关。

Hu 等（2000）根据他们对中国大地热流实测值的统计认为，中生代和新生代的构造活动是影响中国热流值高低的主要事件。我们认为，只有新生代的构造-热事件才是影响中国大陆热流值高低的关键，Hu 等（2000）的观点值得商榷。

Hu 等（2000）在热流值和构造-热事件的统计中，采用大地构造图确定各个热流实测值所在背景的构造-热事件年代，据此做各个实测值与构造-热事件时代的图解。在他们的统计图中，最新构造-热事件时代为燕山期和新生代的平均热流值均在 $70 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上（Hu 等，2000）。由于中国大陆实测热流值的空间分布十分不均匀，华北和华南地区热流值数据多，其中华南褶皱带的数据量是较多的。因此 Hu 等（2000）的这种统计方法导致了由于数据的地理分布不均匀而带来的偏差。在 Hu 等（2000）的统计中，华南褶皱带又细分为内陆的“华南带”和沿海的“浙闽带”，并且认为“浙闽带”所经历的最新一次构造-热事件的时代是燕山期。实际上，从浙江经福建到广东和海南，新生代以来发育幔源玄武质岩浆活动（刘若新等，1992）。同样地，Hu 等（2000）认为川滇西部的康滇构造带和楚雄盆地所经历的最新一次构造-热事件的时代为中侏罗世，而实际当地在新生代受印度-亚洲碰撞作用的影响，发生强烈的活动构造变形和幔源玄武质岩浆作用（刘若新等，1992）。由于他们统计的“浙闽带”和川滇西部的实测值数量分别有 65 和 28 个之多，超过其统计的热流值总数的 10%，而相应的平均热流值分别达 $72 \pm 8.0 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $76 \pm 12.8 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。因此，采用 Hu 等（2000）的统计方法易于得出中生代也是影响中国热流值高低的构造-热事件活动时代的观点。

Hu 等（2000）的“华南带”的平均热流值为 $73 \pm 5.7 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ，热流观测值数量为 28 个，而当地经历的最新一次构造-热事件的年代为燕山期。按其所给出的“华南带”所有实测热流值的分布位置，可以确定其所有观测值所在的大地构造位置是武功-诸广褶皱带（程裕淇，1994）。如何理解“华南带”所具有的高热流值？我们认为，这主要是由于当地的地壳成分与华北和华南地区以及中国大陆其他构造单元相比具有特殊性，其地壳平均生热率可能明显高于其他地区。同位素地球化学研究表明，华东南地区武功-诸广褶皱带与其东侧的武夷-云开褶皱带 [即 Hu 等（2000）的“浙闽带”的内陆部分]，其表壳沉积岩、变质岩和岩浆岩所反映的地壳成分和地壳增生演化特征是一致的，在地球化学上属于同一“同位素地球化学省”（陈江峰和江博明，1999）。对岩浆岩的 Sr 同位素初始比值（ I_{Sr} ）的统计结果表明，武功-诸广褶皱带和武夷-云开褶皱带（华夏陆块）的 I_{Sr} 值高于华夏陆块东侧的浙江和福建两省的沿海地区的 I_{Sr} 值（陈江峰和江博明，1999）。同时，在华夏陆块上发育大量 S 型花岗岩，而在东南沿海地区以 I 型花岗岩为主（程裕淇，1994）。这些均暗示华夏陆块的地壳成分较浙闽沿海地区富含壳源组分，即前者地壳的强不相容元素（包括放射性元素）的丰度高。我们在本专著第四章指出，东南沿海褶皱带

的地壳平均生热率的上限是 $1.1 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ，其可能的数量级为 $0.8 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右，而武夷山地区的上限为 $1.35 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。因此，如果华夏陆块地区地壳平均生热率为 $1 \sim 1.2 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ，取华东南地区地区地壳厚度为 33 km ，可以估算出华夏陆块的地壳热流将比东南沿海地区高出 $7 \sim 13 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。根据本书第四章的研究结果，华北和华南地区大部分构造单元的地壳平均生热率在 $0.9 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下，中国大陆西部地区的地壳生热率还远低于东部。华夏陆块区的高生热率导致其地壳热流值较中国大陆其他“正常”的构造单元高出 $3 \sim 15 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 。因此，Hu 等（2000）的“华南带”的高热流值与其地壳成分的特殊性有关。由于 Hu 等（2000）的“华南带”中的实测热流数据有 28 个，这些数据加上壳幔所述及的浙闽带和川滇西部的 93 个数据，就导致了 Hu 等（2000）所认为的中生代构造-热事件也是影响中国热流值高低的重要因素的观点。

上面的分析表明，Hu 等（2000）对某些地区最新一次构造-热事件时代的估计与统计得出的观点有值得商榷之处。我们采用各构造单元的平均值进行中国大陆热流值与构造-热事件时代的统计，显然有助于克服由于各构造单元的实测热流值的数量相差较大所带来的数据空间分布的非均匀性的影响。例如：川滇西部地区我们将其划分为康滇构造带和楚雄盆地两个单元处理，因此统计量就由 Hu 等（2000）的 28 个减少为 2 个；“浙闽带”作为一个单元（华南褶皱带）参与统计和作图，统计量由 Hu 等（2000）的 65 个减少到 1 个。所以，我们的统计结果应该比 Hu 等（2000）的结果更为客观和准确。

总之，中国大陆具有高热流值（ $>65 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ）的绝大部分构造单元，其经历的最新一次构造-热事件的时代为新生代，而非中生代及其以前的时期。只有新生代的构造-热事件才是影响中国大陆热流值高低的主要因素。

第三节 地幔热流值

华北地区东部以及华南的东南沿海等地新生代以来广泛发育玄武质岩浆活动（刘若新等，1992）。Menzie 等（1993）、Griffin 等（1998）根据玄武岩及其所含地幔包体的研究，提出华北东部新生代时期岩石圈减薄、软流圈顶面抬升的深部动力学模型。地热学研究和其他地球物理探测结果均表明，现今华北地区东部和华南东南沿海一带的岩石圈厚度薄，往往小于 100 km （参见表 2-2）。因此，华北地区东部和华南东南沿海地区必然存在深部的热扰动，这将导致地幔热流值的增高。显然正确估计这些地区的地幔热流值对岩石圈热状态和热演化的研究具有重要意义。

表 2-2 华北和华南主要构造单元平均热流值和深部地热特征参数
Table 2-2 Average heat flow and deep geothermal parameters of major tectonic units in North and South China

构造单元	Q	Q_c/Q_m	$t_{40 \text{ km}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{Moho}}/^\circ\text{C}$	H/km	H 的误差/ km
盆地：						
鄂尔多斯	60 (16)	1.45	638	667	124	+16/-11
汾渭地堑	68 (15)	0.65	810	733	76	+4/-4
华北	67 (96)	0.54	857	720	71	+4/-3

续表

构造单元	Q	Q_c/Q_m	$t_{40\text{ km}}/^\circ\text{C}$	$t_{\text{Moho}}/^\circ\text{C}$	H/km	H 的误差/km
南华北 (河淮)	49 (24)	1.02	494	435	147	+23/-17
南阳	55 (25)	1.55	550	490	154	+29/-18
苏北	72 (21)	0.60	837	728	71	+4/-3
四川	53 (63)	1.87	525	554	182	+50/-28
江汉及其周边	57 (8)	2.06	609	539	166	+38/-24
兰坪-思茅	66 (5)	1.40	697	697	108	+11/-9
楚雄	75 (8)	1.22	864	919	79	+5/-4
造山带及其他						
构造单元:						
燕山-阴山	56 (26)	0.92	583	542	116	+12/-10
秦岭	62 (4)	1.82	634	610	138	+21/-15
大别山	52 (6)	2.23	449	417	245	+20/-52
苏鲁	75 (1)	0.70	815	708	73	+4/-3
康滇构造带	72 (20)	0.61	962	1034	63	+2/-3
湘中地区	49 (14)	1.58	433	420	199	+57/-32
下扬子地区	65 (24)	1.09	618	545	107	+11/-8
华南造山带	72 (41)	0.84	738	609	83	+6/-4

注: Q : 平均热流值, 单位为 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 括号内数字为构造单元内热流观测值的数目; Q_c/Q_m 为壳幔热流比值; $t_{40\text{ km}}$ 为 40 km 深度温度; t_{Moho} 为 Moho 面温度; H 为热岩石圈厚度。

根据中国大陆沉积盆地的氦同位素比值与壳幔热流比值的相关关系估算了其地幔热流值 (汪洋, 2000a)。其中华北与华南地区的地幔热流值在东侧地区为 $30 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上; 而西部则较低 (参见图 2-3 中的十字符号), 但以地幔热流值 $30 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 计, 其高低地区之间的分界与大兴安岭-太行山-武陵山重力梯度带并不重合。根据本书第四章第五节对华北和华南地区主要构造单元地幔热流值和地壳生热率的 Monte Carlo 反演, 求得的地幔热流值及其误差显示在图 2-3 中 (参见第四章表 4-11)。根据本书第四章第五节的认识, Monte Carlo 反演结果得到的华北和华南地区地幔热流值是其下限值。从图 2-3 来看, Monte Carlo 反演结果在华北和华南地区大部分构造单元均低于利用氦同位素组分资料求得的结果。对于华北盆地, 由于氦同位素比值确定的地幔热流值是几个内部构造单元的平均值, 而 Monte Carlo 反演采用的是比较典型地区的深部参数进行计算, 所以结果有一定的偏差。兰坪-思茅盆地根据氦同位素比值资料求得的地幔热流值为 $29 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, 而 Monte Carlo 反演得到的数值为 $20 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右, 比根据氦同位素资料求得的地幔热流值明显偏低 (图 2-3)。第四章第五节表 4-11 中给出的地幔热流值是 Monte Carlo 反演样本的算术平均值; 而若采用 Monte Carlo 反演样本的众数, 则兰坪-思茅盆地的反演热流值为 $25 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右 (参见图 4-14), 与根据氦同位素比值资料求得的地幔热流值相近。具体情况还有待进一步研究。同理, 若采用反演样本的众数, 则东南沿海造山带的地幔热流反演值为 $40 \sim 45 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (参见图 4-8), 与根据氦同位素比值资料求得的地幔热流值