

地 热 学 导 论

【联邦德国】G. 邦特巴思著 易志新 熊亮萍 译



地 震 出 版 社

地 热 学 导 论

〔联邦德国〕 G·邦特巴思著

易志新 熊亮萍 译

汪集旻 校

地 震 出 版 社

1988

内 容 提 要

“地热学导论”是一本系统而简明扼要地介绍现代地热学的书籍。它在阐明热传递基本概念、岩石热属性、地球内部热状态的基础上,对不同地质构造单元温度场特点、影响地球表面温度变化的各项因素、岩浆体冷却过程及地球深部热平衡等问题作了系统阐述。此外,对确定地球内部温度的地质、地球物理、地球化学方法作了全面介绍,并对地热能的普查勘探方法和开发利用作了简要的介绍。

本书适于从事地质、地球物理研究特别是地热研究的工作人员及有关专业的大学生、研究生参考。

Geothermics An Introduction

G. Buntebarth

Springer-Verlag 1984

地 热 学 导 论

〔联邦德国〕G.邦特巴思 著

易志新 熊亮萍 译

汪集旸 校

责任编辑:马 兰

地震出版社出版

北京复兴路63号

北京朝阳展望印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

850×1168 1/32 5.125印张 137千字

1988年10月第一版 1988年10月第一次印刷

印数 0001—1800

ISBN 7-5028-0121-9/P·80

(402) 定价: 2.50元

中文版序言

近年来，地热学不仅作为地球物理学，而且作为整个地球科学的一部分已成为热门研究课题。了解地质现象需要地热基础，地球化学反应强烈地取决于温度，因此地球的温度条件至少是地球物理学的一个研究科目。

中亚是世界上构造最活动的一个地区。为了解那里发生的地壳运动、地震、火山活动，以及控制这一块如此巨大陆地内部强大力源的其他各种地表显示，地热的科学研究至为重要。

中国地球科学家近年来探索中国大陆现在和过去热状态的各种活动表明，他们对地热研究具有浓厚的兴趣。这本导论性的书将帮助许多读者对地热学这一值得努力探索的领域发生兴趣。

G. Buntebarth 博士于
Clausthal-Zellerfeld

一九八六年元月

序 言

过去十几年中对能源需求的不断增长，以及意识到传统地下能源在满足始终增长着的能源消耗方面的局限性，地热作为寻找中的替代能源之一，促使地热学这门学科提到目前所具有的重要高度。

实用地热学与勘探、开发地热资源有关，理论地热学则涉及地球的整个热状态。然而，正是这一领域内两方面研究的开展，加深了对许多实际问题的理解。同时温度估算方法的改进，有助于我们对地球内部热状况更好的了解。

对地热研究领域感兴趣的读者，很难从浩如烟海的有关地热学的各类专门性文章中得到一个总的概念。这本书虽然阐述的内容还不够详尽，但是它向读者提供了完备的地热学入门的概念。

许多综合性大学和理工学院把地热学作为地质学课程的一部分。这本地热学导论特别适用于地球物理系学生，并可用作他们的教学参考书。

这本书的完成，应该深深地感谢我的老师O. Resenbach博士、教授，他讲授的地球物理课激起了我对地热学的浓厚兴趣。至今，地热学仍然是我的主要研究课题。

绪 论

在远古时代,人们认为地球中心是一团熊熊烈火,时常在这里或那里冲破地壳而出,并以熔岩的形式从地球深处送出可见到的信息。这种认为地球中心是火的观念一直延续到中世纪。直到笛卡耳(Descartes)[6]时代,才开始用力学的观点来研究地球的演化。他将地球与恒星比较,试图由此推断地球的演化过程,从而提供了认识目前地球内部状况的线索。莱布尼兹(Leibnitz)[18]认为地球的中心是一团处于熔触状态的热物质,地壳是在地球冷却过程中形成的。牛顿(Newton)[21]根据地球的形状是一个围绕其轴旋转的扁球体这一事实,认为这就是地球乃由熔触热物质演化而来的直接证据。牛顿时代之后,还有许多人将地球的演化历史与其表面特征联系起来。

大约在十八世纪末期,巴芬(Buffon)[4]创造性地发起了对地球起源问题的讨论。根据他对行星轨道所作的天文观察,他推断行星曾经是熔融太阳的一部分,在一次慧星与太阳碰撞之后,才形成了行星。也正是从那时起,地球才独立存在。为了模拟地球的热演化,巴芬做了赤热铁球逐渐冷却的实验,并计算出地球的第一个热演化历史。用这种对比的方法,他推断地球处于赤热状态达3,000年之久,74,800年之后,地球才逐渐冷却到现今适中的温度。按照巴芬的模式,地球冷却过程在继续,再过93,000年之后,地球应达到水的结冰温度。

傅里叶对热理论的研究奠定了现代热学研究的基础,并开拓了认识地球内部热状况的新途径。由于有可能对地球表面温度的日变化和年变化进行校正,再加上在19世纪30年代温度计得到了发展,因此产生出许多对地球近地表区域的温度估计。

从今天的观点来看，在假设地球内部有一团火，而外壳较冷的情况下，很显然会得出地球的温度随深度而增加的结论。这是一种物理的必然性。即使如此，在大约 17 世纪中叶之前，许多学者仍不同意这个观点。后来，通过采矿者的观察，才确认地球的温度普遍随着深度的增加而升高。但在 150 年之后，当第一本重要著作“地球的物理学”出版之后，理论物理学家帕罗特 (Parrot) 提出了反对意见，因为在海洋中观察到温度随深度而降低。不久，这个事实被否定，并用作温度普遍升高的证据，因为海洋底部的温度可能处处均与水的最大密度相当。

19 世纪前 50 年是地球科学发生变革的年代。物理学取得的进展推动了地球热学研究的发展。大量钻孔、泉和矿井的温度观察，加上学者们到世界各地的频繁旅行，进行野外考察，所有这些促使人们把地球作为一个整体加以认识 and 对待。此外，个别学者还试图将他们自己观察到的现象综合成一般性的概念。其中特别著名的是亚历山大·冯·洪堡 (Alexander von Humboldt) 他所作的观察和解释在地球科学上留下了永不磨灭的印记。为了表示对洪堡的尊敬，比肖夫 (Bischof) 1837 年将他写的第一本有关地球热学的专著献给了洪堡，题词为：献给我们对地球热状态知识领域的奠基者和孜孜不倦的耕耘者。

在 19 世纪初叶，现今地球物理学的部分领域仍被认为属于物理学的范畴。“地球物理学”这一术语，1834 年由弗洛贝尔 (Fröbel) 最先提出。50 年之后，地球物理学才成为一门独立的学科。在 19 世纪前半期，地热学基本上被认为是一般热学研究的一部分。毫无疑问，正是人们对自然观察的日益深入和实验研究的不断进展，才有助于诸如物理学、地质学和地理学等学科的分开，并形成了一系列的分支学科。区别地球表面热状况的要求显得越来越迫切。过去曾常常把大气的温度作为地球表面的温度，并以等温线的形式给出地表的温度分布^[3.11]。1829 年，库普弗 (Kupffer) 利用大量数据编制出地球表面温度图和大气温

度图，并确定出这两个量通常并不一致。在他编制的图中，他将连结地球表面温度近似相等的线表示为等地温线^[17]，这样，地热学一词诞生了。后来瑙曼(Numann)在他1849年写的地球成因学教科书中引入了“地热学”这个专业名词。虽然他用这个名词意指地球内部的温度，但在他的教科书中，却只强调了地壳最上部的热状态。

霍普金斯(Hopkins)^[10]在研究地球的运行和章动时，对地球内热作了新的考虑和计算。他把地壳的厚度增大到地球半径的 $1/4—1/5$ ，在此之前，人们认为地壳仅是薄薄的一层。按照他的概念，地球液态物质的固化乃由地球表面的冷凝过程，以及地球内部包括地球中心点在内的不断增压所引起。

阿卑牛斯(Aepinus)^[1]倾向于地球的冷演化模式，认为地球由陨石聚积而成。在他看来，只有在地球形成之后，由于太阳能的不断积累，地球才开始变暖起来。卡西尼和德·拉·海尔(Cassini and de la Hire)^[5,8]根据巴黎天文观象台之下存在中性层这一发现，否定了这个假说。他们证明太阳能以年温度波变化的形式仅透入地下数十米。德·拉·里维(de la Rive)^[23]、莱尔(Lyell)^[20]以及亨特(Hunt)^[24]等人认为，地球温度随深度而增加必定是化学方面的原因所致。本世纪初，已经有人讨论放射性元素对地球内部温度的贡献。广泛的分析证明，在所有岩层中都存在放射性生成热^[25]。这些资料，再加上各种关于地球化学成分和结构的假设，特别是有关放射性热量随深度呈指数减少的假设，使得计算地球内部的温度分布成为可能^[9,13,14]。本世纪初，已有人估算出地球内部的温度介于 $2,000—10,000^{\circ}\text{C}$ 之间。相反，根据目前对地核物质特性的认识，以及实验室的外推结果，认为地核的实际温度很可能介于 $4,000—5,000^{\circ}\text{C}$ 之间。这将在第四章中进行讨论。

今天，有可能获得关于地壳上地幔温度分布更为详尽的信息。地球科学的各个学科领域对此都作出了贡献，尤其应归功于新全

球构造学说。后者导源于魏格纳(Wegener)的大陆漂移说。岩石、矿物和金属的高温高压研究成果对目前地球内部热状况的认识也产生极大的影响。晶体结构和各种物理性质参数的变化向我们提供了许多了解地球内部热状况和结构的重要线索。反应速度与温度间的关系也可以用作地球内部热状态的标志。这样,物理性质的变化也常用来推断温度。第五章将介绍各种常用的估计地球内部温度的方法。

除了理论地热学之外,本世纪应用地热学也取得了很大的进展,将在最后一章中加以阐述。勘探地热储的方法日臻完善。虽然地热能的开发利用目前仍处于初始阶段,但在不久的将来定会取得巨大的进展。

目 录

绪论	(VII)
----------	---------

第一章 热传递的物理基础	(1)
--------------------	-------

1.1 温度和温度梯度	(1)
-------------------	-------

1.2 热流密度、热导率和热扩散率	(2)
-------------------------	-------

1.3 热传导方程	(3)
-----------------	-------

第二章 一般岩石的热性质	(7)
--------------------	-------

2.1 热导率	(7)
---------------	-------

2.1.1 温度对热导率的影响	(8)
-----------------------	-------

2.1.2 压力对热导率的影响	(11)
-----------------------	--------

2.1.3 各向异性体的热导率	(11)
-----------------------	--------

2.1.4 多孔岩石的热导率	(13)
----------------------	--------

2.2 比热	(14)
--------------	--------

2.3 放射性生热	(15)
-----------------	--------

2.3.1 地表岩石的放射性	(15)
----------------------	--------

2.3.2 估算地球内部放射性生热量的方法	(17)
-----------------------------	--------

第三章 地壳内传导冷却的分析	(22)
----------------------	--------

3.1 均质半无限空间内的热平衡	(23)
------------------------	--------

3.1.1 有一个边界平面的半无限空间	(23)
---------------------------	--------

3.1.2 熔岩覆盖层之下的半无限空间	(25)
---------------------------	--------

3.2 模型体内的温度平衡	(26)
---------------------	--------

3.2.1 火成岩墙的冷却	(26)
---------------------	--------

3.2.2	球状侵入岩体的冷却	(28)
3.2.3	矩形侵入岩体的冷却	(30)
第四章 地球内部的热状态		(33)
4.1	上地壳的热状态	(33)
4.1.1	气候变化对地表温度的影响	(33)
4.1.1.1	地表温度的日变化和年变化	(34)
4.1.1.2	长期的温度变化	(37)
4.1.2	地形对地下温度场的影响	(39)
4.1.3	地下水运动所引起的温度场变化	(41)
4.1.4	各种地质构造类型中的温度场	(46)
4.1.5	大地热流密度	(50)
4.1.5.1	热流密度的区域变化	(51)
4.1.5.2	热流密度的长期变化	(58)
4.2	下地壳和地球深部的热状态	(60)
4.2.1	下地壳和上地幔的热状态	(60)
4.2.2	下地幔的热状态	(64)
4.2.3	地核的热状态	(66)
4.3	板块构造的热面貌	(67)
第五章 确定温度的方法		(73)
5.1	估算反应温度的地质温度计	(73)
5.1.1	可作为温标的溶解平衡	(74)
5.1.1.1	SiO ₂ 温标	(74)
5.1.1.2	Na-K-Ca温标	(76)
5.1.2	同位素比值地质温度计	(78)
5.1.3	盐和矿石中的微量元素	(81)
5.1.4	石榴石-辉石温度计	(83)
5.1.5	白云石-方解石温度计	(86)

5.1.6	沉积层中有机夹杂物的碳化程度	(87)
5.2	确定温度的地球物理方法	(92)
5.2.1	在地表和钻孔内直接测量温度	(92)
5.2.2	间接测定温度的方法	(97)
5.2.2.1	根据重力测量确定温度	(98)
5.2.2.2	根据地电测量确定温度	(99)
5.2.2.3	根据大地电磁测量的结果确定温度	(101)
5.2.2.4	居里点连线作为等温线	(103)
5.2.2.5	根据地震结果估算温度	(104)
第六章	作为能源的地热	(106)
6.1	热储的勘探方法	(106)
6.1.1	地球化学和地质学方法	(107)
6.1.1.1	绘制水热蚀变图	(107)
6.1.1.2	热水调查	(108)
6.1.1.3	土壤中的微量元素	(110)
6.1.1.4	沉积岩中含碳物质的蚀变	(112)
6.1.2	地球物理方法	(113)
6.1.2.1	红外测量	(113)
6.1.2.2	浅部温度测量和热流密度	(115)
6.1.2.3	重力测量	(118)
6.1.2.4	地电测量	(119)
6.1.2.5	地震方法	(122)
6.2	地热能的利用	(123)
6.2.1	热水用于游泳池	(124)
6.2.2	热水用于供暖	(126)
6.2.3	地热能发电	(128)
6.2.3.1	天然蒸汽的开发利用	(129)
6.2.3.2	干热岩作为能源	(132)

6.2.3.3 热水的开发利用.....	(133)
6.2.4 地热开发对环境的影响	(134)
附录 误差函数表.....	(136)
参考文献	(140)

第一章 热传递的物理基础

温度是地球最重要的物理性质之一。地球的温度既有空间变化，又与时间相关。时间的尺度可以从一年内地表温度的变化直到数十亿年内整个地球的热演化。

地球的不同温度是小范围内以及整个地球范围内侧向和垂向温度差异所造成的结果。这些温度差将通过热传递达到平衡。但是，温度的平衡过程仅以有限的速度进行，因而与时间相关。在大范围内，平衡过程进行得非常缓慢，以至常常受到干扰。缓慢而稳定的板块运动（在板块构造意义上）和山脉的形成、裂谷及其伴随而来的岩浆活动都影响到地球的温度分布。地球内部的热源，由于机械力的作用，正在不断地进行分配并产生出来，通过这种被迫的质量传输能够增大或减小温差。

1.1 温度和温度梯度

在位置向量 $\vec{x}$ 所规定的点上， t 时刻的温度可表示为

$$T = f(\vec{x}, t) \quad (1.1)$$

可以任意选取空间和时间的固定坐标系。温度标度可独立选取。这样规定的点集及其温度构成温度场。当温度场采用标量时，它本身就是标量场。如果温度场中某些点的函数 T 取相同值的话，即

$$T = \text{常数},$$

则形成一个等位面或等温面。如果温度场简化为二维空间，则相同温度点的连线称为等温线。等温面 T_1 与位置向量 $\vec{x}_1$ 相交，而在距离 $|\Delta \vec{x}|$ 处，等温面 T_2 与 $\vec{x}_2$ 相交，则从点 x_1 到点 x_2 的温度增量可表示为

$$\frac{\Delta T}{\vec{\Delta x}} = \frac{T_2 - T_1}{\vec{\Delta x}}, \text{ 设 } T_2 > T_1, \quad (1.2)$$

在点 $\vec{x}_1$ 的一个无穷小的间距内, 温度增量的极限值称为 $\vec{x}_1$ 处的温度梯度

$$\text{grad}T = \lim_{\vec{\Delta x} \rightarrow 0} \frac{f(\vec{x}_1 + \vec{\Delta x}, t) - f(\vec{x}_1, t)}{\vec{\Delta x}}. \quad (1.3)$$

温度场的梯度为向量, 后者在温度场的每一点加以确定, 与等温面垂直, 并与温度升高的方向一致。

空间上和温度场 T 一起, 温度梯度构成梯度场。

$$\text{grad}T = g(\vec{x}, t). \quad (1.4)$$

它与温度场一样取决于空间位置和时间。地温梯度的量纲一般用 $[\text{°C/km}]$ 表示。在全球范围内, 地球的温度分布构成一个温度场, 其等温面以球面表示。地球表面是温度最低的等温面, 地球的中心则为温度最高的点。

1.2 热流密度、热导率和热扩散率

如果空间任何一点 $\vec{x}_1$ 上的温度梯度不等于零, 而且在 $\vec{x}_1$ 点上无附加热源和热汇, 则发生温度平衡过程以减小温度梯度。在温度平衡过程中, 热流沿着温度梯度方向传输。单位时间内流过单位面积的能量流称为热流密度 $\vec{Q}$,

$$\vec{Q} = -K \text{grad}T, \quad (1.5)$$

热流密度是向量。这样, 正如温度梯度是向量场一样, 热流密度在空间上也是一个向量场。

热流密度的大小与温度成正比, 从而将比例因子定义为热导率(K)。热导率是传热物质的属性。一般地说, 晶体物质的热导率是个张量 K , 然而在立方对称系的晶体中, 如石榴石、盐岩、方铅矿等, 晶体的热导率可简化为标量。因此, 张量 K 的三个分

量 K_{11} 、 K_{22} 和 K_{33} 不等于零,并具有相同的值。具有这种性质的物体称为各向同性体。但是,大多数主要的造岩矿物,如石英、长石和云母乃是各向异性体。各向异性的晶体通过多晶化形成的统计集合体,其整体效应与各向同性体一样(见第二章第一节)。

除了热导率 K ,还有一个与其有关的参数称为热扩散率,记作 κ ,定义为热导率 K 除以密度 ρ 和比热 c 乘积的商。

$$\kappa = \frac{K}{\rho c} . \quad (1.6)$$

热扩散率 κ 的量纲为(m^2/s)。

1.3 热传导方程

在某一给定物体内部,取一个无限小的圆柱体,后者以两个垂直于圆柱体轴线的平面 dF 为界,平面间的距离为 dn 。圆柱体所围限的体积为 dV 。圆柱体内有一个均匀的各向同性的热源 A ,在体积 dV 内,单位时间 dt 所生成的热量 d^2q^* :

$$d^2q^* = AdVdt . \quad (1.7)$$

热量(d^2q^*)的一部分是 dV 内温度升高而增加的热量。

$$d^2q^*_1 = \rho c dV dT . \quad (1.8)$$

差值 $d^2q^*_2 = d^2q^* - d^2q^*_1$ 等于单位时间内流过平面 dF 的热量:

$$d^2q^*_2 = - \left(K \frac{\partial T}{\partial n} \right) dF dt , \quad (1.9)$$

从而得:

$$AdVdt = \rho c dV dT - \left(K \frac{\partial T}{\partial n} \right) dF dt . \quad (1.10)$$

根据高斯定理,将面积分变为体积分,得到

$$AdVdt = \rho c dV dT - \text{div}(K \text{grad} T) dV dt \quad (1.11)$$

由方程(1.11)导出热传导的微分方程为。

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}(K \text{grad} T) + A . \quad (1.12)$$

应用微分算子

$$\Delta T = \text{div}(\text{grad} T)$$

拉普拉斯算子

$$\Delta T = \text{grad} T$$

哈密顿算子

(= 奈普拉算子)

则热传导方程变为如下的形式:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla K \nabla T + K \Delta T + A. \quad (1.13)$$

热传导方程在空间和时间上, 描述了各向同性介质内的温度场, 介质的热导率只与空间相关, 而与温度无关。

如果热导率为常数, 则方程简化为:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = K \Delta T + A. \quad (1.14)$$

利用热扩散率, 则有

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \Delta T + \frac{A}{\rho c}. \quad (1.15)$$

在稳态条件下, 即温度不随时间变化, $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$, 则得到泊松方程。

$$\kappa \Delta T + A/\rho c = 0 \quad (1.16)$$

当生热量可忽略时 ($A = 0$), 进一步简化为拉普拉斯方程

$$\Delta T = 0 \quad (1.17)$$

只有在简单的情形下, 热传导方程才可能有解析解。这些简单情形决定于初始条件和边界条件。初始条件规定时间为零时的温度分布, 相当于数学公式的起始条件。必须注意的是, 时间上的零点不一定要与物理过程的起点一致, 例如岩浆的侵入。

计算地热问题时最常用的初始条件是 ($t = 0$) 时

对于所有的 $\vec{x}$, $T = \text{常数}$ 。

例如, 岩浆侵入过程中围岩的温度。

边界条件即空间上的条件, 通常是指模型的边或表面。边界