

美国石油地质学家协会进修丛书

(十七)



P.E.格雷泰纳 著

地热学 在油气勘探中的应用

石油工业出版社

070740

7E 13 / 007

美国石油地质学家协会进修丛书 (十七)

地热学在油气勘探中的应用

P. E. 格雷泰纳 著

张厚福 杨延昕 译

石油工业出版社

前 言

既然有机变质作用、地热能 and 地压在现代地质界受到如此高度重视，现在就应该是另眼看待几乎被地球物理学家遗忘的地热学的时候了。

地热学专门知识的关键在于正确理解：

1. 各种热特性的定义及物理意义；
2. 非均匀温度场内控制热交换的法则；
3. 构成地球最外壳的不同物质本身的热特性知识。

因此，为了使应用得到合理解释，不可避免必须掌握有点枯燥的基本原理。如果坚持这个概念，将会看到在理论与野外观察之间就不会有矛盾。

我认为定量地质学现在是一门“取整数的科学”。通常只是含糊地知道边界条件，高度精确的计算又无根据，导致不必要的争论及模糊的结局。我是取整数计算，甚至我的变换因子都是近似值。我认识到并非你们都赞同这种意见，但是我准备为自己的见解辩护。

目 录

第一章 绪论	(1)
第二章 基本术语和概念	(2)
第一节 稳定状态和过渡条件	(2)
第二节 比热 (c)	(2)
第三节 热导率 (k)	(3)
第四节 热扩散率 (K)	(5)
第五节 温度梯度 ($\Delta T / \Delta z$)	(5)
第六节 传导热流	(5)
第七节 传热方式	(6)
第八节 在地质学中的应用	(6)
第三章 大地热流	(8)
第一节 概述	(8)
一、理论基础	(8)
二、误差来源	(8)
三、简短的历史回顾	(8)
四、采用的测量技术	(9)
五、能量研究	(9)
第二节 温度就地测量	(9)
第三节 热导率测量	(10)
第四节 大地热流值的区域类型	(11)
第四章 地温梯度	(14)
第一节 概述	(14)
第二节 井的热平衡和热稳定	(14)
第三节 温度测量设备	(18)
第四节 温度测井	(20)
第五节 温度梯度测井	(21)
第六节 地温梯度反比于热导率	(22)
第七节 地温梯度的区域类型	(25)
第五章 热异常	(31)
第一节 暂态和稳态异常	(31)
第二节 自然暂态异常	(31)
一、岩浆侵入引起的温度异常	(31)
二、每日和每年地表温度变化的穿透	(33)
三、土壤表面温度长期变化的影响	(33)
四、快速沉积或构造埋深引起的温度变化	(33)
第三节 人为暂态异常	(35)
一、钻井引起的异常	(35)
二、下套管注水泥的影响	(37)
三、隧道和平硐周围的冷却	(39)

四、地热学和热力采油方案.....	(41)
五、在地下洞穴中贮存或处理核废料引起的热效应.....	(41)
第四节 自然稳态异常	(42)
一、深处渗流水引起的异常.....	(42)
二、热导率横向差异引起的温度异常.....	(44)
第六章 地温的实际面貌.....	(50)
第一节 温度对各种物理性质的影响	(50)
第二节 温度对孔隙压力、流体运动及成岩作用的影响	(51)
一、孔隙压力.....	(51)
二、温度、流体运动及成岩作用.....	(52)
第三节 温度——确定有机变质程度(LOM)的首要因素.....	(52)
一、LOM的概念——从Karweil到Tissot和Welte	(53)
二、埋藏史和地热史.....	(54)
三、LOM是地热史的函数	(55)
四、用PEG刻度评价热事件的影响	(57)
五、地热史与LOM关系的结论	(59)
第四节 永久冻土区近地表热状态的影响	(59)
第五节 南非矿井实例	(63)
第六节 温度对构造的若干影响	(63)
第七章 地热能简评.....	(66)
第一节 概念	(66)
第二节 地热能的勘探	(66)
第三节 地热能的直接和间接利用	(67)
第四节 现在和将来地热能的重要性	(67)
第五节 “新地热资源”	(68)
第六节 “人造地热能”	(69)
第八章 地热学——一种勘探方法	(70)
第一节 地质勘探的浅层温度测量	(70)
第二节 遥感——红外摄影	(71)
第九章 参考文献.....	(72)
第一节 地热学及其有关论题的主要著作	(84)
第十章 附录	(85)
第一节 符号表	(85)
一、时间及其有关参数.....	(85)
二、温度及其有关参数.....	(85)
三、热特性参数.....	(85)
四、能量.....	(85)
五、有机变质程度.....	(85)
第二节 变换因子、参数变化范围及定义	(86)
一、地温梯度与地热增温级的变换.....	(86)
二、热导率单位的变换.....	(86)
三、热流单位的变换.....	(86)
四、埋藏速度.....	(86)

五、 能量	(86)
第十一章 补充说明	(87)
第一节 关于温度引起异常孔隙压力	(87)
第二节 关于温度和时间对有机变质程度(LOM)的相对影响	(87)
第三节 修正的洛帕京标尺 LOM_{PEG} 的初步应用	(89)
一、 LOM_{PEG} 的快速估算及其局限性	(89)
二、 Alborz 5 号井的史实	(90)
第四节 第十一章的新参考文献	(92)
第五节 一般手册的新参考文献	(92)

第一章 绪 论

地壳顶层10km, 在多数情况下, 顶层5km是地质专业工作者关心的深度范围。现在最深的井约深11km, 最深的产气井约深8km, 最深的矿井在南非, 其深度约4km。可以这样说, 油气勘探工作者所研究的岩石埋藏得都并不是很深的。因此本文所注意的范围集中在: 深度小于10km, 温度低于400℃, 流体压力小于100MPa, 岩石应力小于150MPa。

表1-1列举了应用地热学中一些可能的课题。它并不概括地热学的全貌, 而只是让读者想到本书以后将会叙述的内容。确立一个正常的条件是有重要意义的。例如会提出这样的问题: 在特定深度时地温的范围应为多少? 地下温度值为多少时肯定是异常的, 如为异常则应探求其原因? 这一类问题通常并不容易回答, 给出一个大概的答案也是没有什么用处的。

表1-1专门提到的一些物理量, 地下温度、岩石热导率、孔隙流体等参数的测定是值得注意的。这些参数的测定在理论上往往是很简单的, 但要得到有意义的、在实际问题中可使用的数据, 确是一件非常棘手的工作。

表 1-1 地 热 学

①	地温、地温梯度及其测量	(d)	人为干预, 井中泥浆循环, 水泥固井, 注蒸汽等
②	岩石和孔隙流体的热物性及其测量	④	热流, 能量, 分布, 解释及测量
③	地球内的温度异常	⑤	地球的热平衡, 热源和热阱, 地球内的传热机理
(a)	由于岩浆活动	⑥	地面和地下温度随时间的变化, 古温度计
(b)	由于热导率的差异		
(c)	由于孔隙介质中流体的运动		

以上是地热学中值得注意的课题, 它并不完善, 只是一个概要, 而不是程序表。

第二章 基本术语和概念

第一节 稳定状态和过渡条件

在研究热状态时,温度均匀分布的情况是没有意义的。热流总是从高温区流向低温区,即只有在不均匀的温度场中才会出现热流的运动状态。在热流的运动状态中可区分为两种基本情况:

1. 稳定状态或平衡条件;
2. 过渡状态或不平衡条件。

在第一种情况下,虽然有热流流动,但温度分布不随时间而变。安放在固定地点的温度感测器,不会记录到温度随时间的变化。在第二种情况下,测温器将会记录到温度随时间的连续变化。

这样我们将有:

稳定状态:

$$T=f(x,y,z)$$

过渡状态:

$$T=f(x,y,z,t)$$

在地质学中两种情况都是重要的!借助图2-1可以很好解释这个概念。这里我们研究炉墙

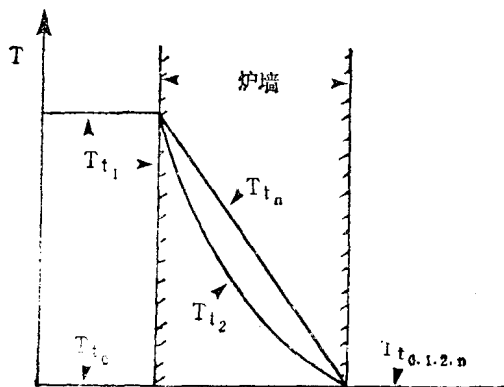


图 2-1 在炉子点火前后的炉墙
在时间 $t_0 < t < t_n$ 时炉墙处于过渡状态, 然后达到新的平衡温度 T_{t_n}

在炉子点火前后的温度变化。当时间为 t_0 时炉子没有点着, 所以炉内、炉墙及炉外的温度均相同, 为室温 T_0 。当时间为 t_1 时点燃炉子, 炉内温度立刻上升到 T_{t_1} 。最初炉墙没有感觉到这个变化, 温度仍然保持在 T_0 。逐渐地炉墙将自动调节到新的状况。如图所示在某一时刻 (t_2) 的温度分布为 T_{t_2} 。炉墙是由均一材料构成的, 即热导率为常数。又根据温度分布曲线 T_{t_2} 可以看出, 炉墙内侧的温度梯度大于外侧的温度梯度, 这表明流入炉墙的热量大于流出的热量, 即墙内有热量积存。积存的热量使炉墙在时刻 t_n 达到一个稳定的温度分布。在这时刻以后, 墙内的温度梯

度是均匀的, 这表明流入热量等于流出热量。在时间 $t_0 < t < t_n$ 时, 存在过渡状态。在这个时间间隔内, 埋入炉墙的温度感测器将会记录到温度的连续上升。在时间 $t=t_n$ 以后, 温度将不会有变化, 热状态变为稳定的。过渡状态的时间长短 ($\Delta t = t_n - t_1$) 决定于墙壁材料的热物性。

第二节 比 热 (c)

这个物理量指出将一定数量材料的温度升高一个给定值时所需要的热量, 在国际单位制中为 ($\text{kJ/kg} \cdot ^\circ\text{C}$) 将 1kg 水的温度升高 1°C , 更准确地说是从 14.5°C 升到 15.5°C , 需要 4.2kJ 。在

相同的降温过程中会放出同等的热量。比热是材料的一个常数,表2-1列 举了重要物质的比热值。应该注意到水是一种比热特别大的物质。正由于这个原因,水是一种工业上常用的载 热体。这也说明流动的地下水将会强烈地影响地下温度状况。

比热是按物质质量计算的当温度变化时所需或释放的热量。比热乘以密度 (d) 即可 得到按体积计算的热量,其单位为 $\text{kJ}/(\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ 。

表 2-1 几种物质的比热

	C $\text{kJ}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$	d $10^3 \text{kg}/\text{m}^3$	$C \cdot d$ $10^3 \text{kJ}/(\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C})$
水	4.2①	1.0	4.2
冰	2.1	0.9	2.0
岩 石 ②	1.0~1.5	2.5	2.5~4.0
铜	0.4	8.9	3.5

① 所有数值都是近似的;

② 孔隙率有 大影响。

显然,在有温度变化的过渡条件下比热是十分重要的。而在稳定状态下,任 意 一 点 的 温度都是固定不变的,材料并不会被加热或冷却,比热不起什么作用。

第三节 热 导 率 (k)

这个物理量与电导率或水动力传导率是相当的,因为热的流动与电流和流体流动 都 服 从 相同的规律。后两者在日常生活中是熟知的,按照这种类比可以比较容易了解热导 率。

热导率在国际单位制中为 $\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$, $1\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C}) = 2.4\text{mcal}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})$ 。

图 2-2 给出各种地球物质热导率的大概范围,其结果可归结如下:

1. 总体来说,基岩(火成岩、变质岩)比沉积岩导热性好;
2. 在沉积物中,与石灰岩相比,白云岩是良导热体,页岩、粘土和煤都是不良导热体,而蒸发岩,特别是盐类为良导热体,其热导率比沉积物的平均值要大1~2倍;
3. 所有孔隙中的填充物都是不良导热体,即热导率随孔隙度的增加而降低;
4. 与水相比冰是良导热体,这在永久冻土层地区中是很重要的。

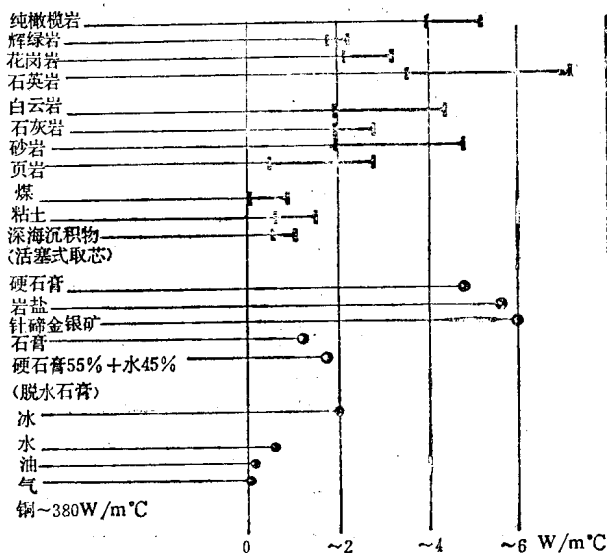


图 2-2 室温条件下各种岩石和孔隙流体的热导率

要详细了解岩石、矿物和孔隙填充物的热导率,可请教Clark (1966) 或Kappelmeyer 和Haenel (1974) 。

许多研究充分证明了上述结论。Woodside和Messmer(1961)曾经测定过未固结和已固结砂层中孔隙度对热导率的影响。图2-3是根据上述作者的归纳所计算出的曲线图,与实际情况吻合很好。极端的热导比 $k_1/k_2=10$ ($\lambda=k$) 适用于孔隙空间含水的纯石英砂,这不是不现实的。盐类具有高的热导率,现在已经是众所周知的了 (Creutzburg, 1964; Meincke 等, 1967以及其他)。Zierfuss(1969)曾测定孔隙度对白云岩和石灰岩热导率的影响。在同一篇文章中还叙述了不纯砂岩 (含粘土) 的热导率的测定。粘土含量总和与孔隙度可以得到更好的相关性,图2-2清晰地指出粘土和水都是不良的导热体。与水相比,冰是较良好的导热体也由现场观察所证实 (Jessop, 1970, 图6-11)。

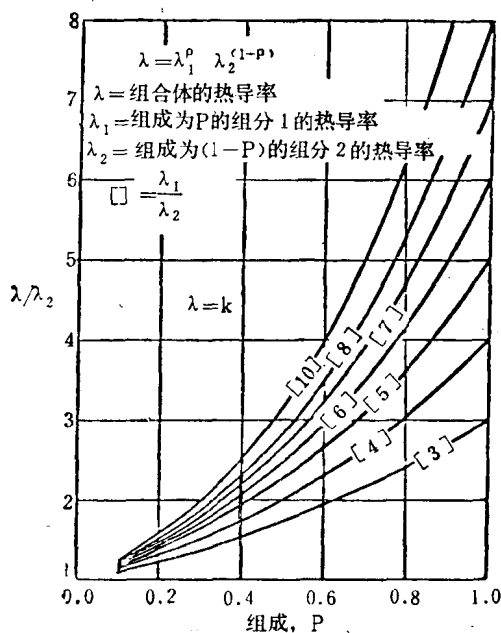


图 2-3 双相物质 (如孔隙岩石) 的热导率 (据Woodside和Messmer, 1961)

应力也是影响热导率的一个因素。在单向或静水压应力作用下,以非常类似于地震速度的方式,微裂缝被压紧,因而热导率有所增加 (Woodside和Messmer, 1961, 图8, p.1703)

Birch和Clark (1940) 曾指出良导热岩石的高热导率随温度升高而降低 (图2-4)。由此可知,不同类型岩石之间导热性的较大差异都是一种浅层的现象。但是,已如前述,这个浅范围正是石油勘探工作者所感兴趣的领域。

尚需指明,大多数沉积岩,特别是变质岩通常都是各向异性的,各向热导率之间有 $k_x \sim k_y > k_z$ 。

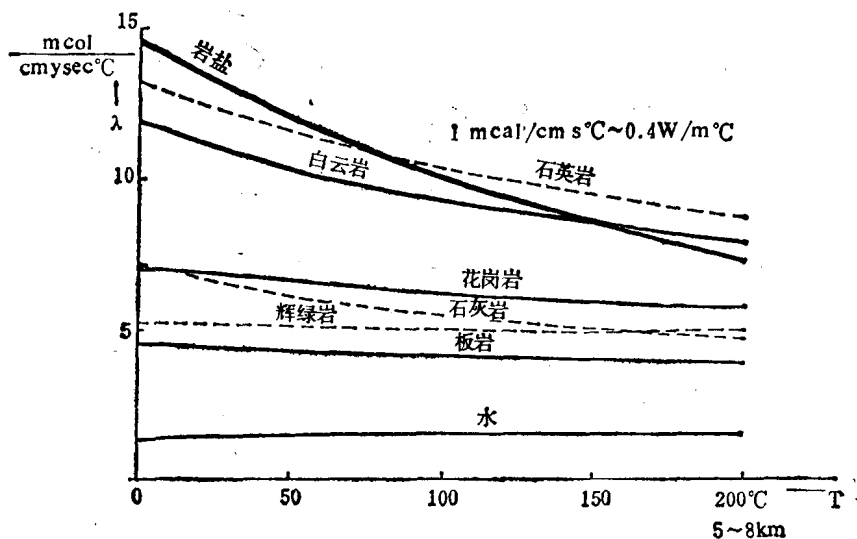


图 2-4 热导率随温度的变化 (据Birch和Clark, 1940)
高热导率随温度上升而降低。大导热比是地壳顶部几km的正常现象

第四节 热 扩 散 率 (K)

在过渡态的热流中它是一个重要的物理量。在这种情况下流入介质的热量只有一部分散发，另一部分留在介质中达到一个平衡（稳定）态。在这种条件下，热流正比于热导率，反比于单位体积的热量，即：

$$K = \frac{k}{d \cdot c}$$

热扩散率的国际单位是 m^2/s

这个物理量控制着这样一些过渡状态，如岩浆体的冷却和每日或季节性的穿透地层的温度变化，这可视为两个实例。

第五节 温 度 梯 度($\Delta T/\Delta z$)

当物体内部温度分布不均匀时就产生温度梯度。任何一个方向的热流都正比于该方向的温度梯度和该物体的热导率。地热学中温度梯度的国际单位是 $^{\circ}C/km$ 。

图2-5是一个组合炉墙。墙内热流垂直于壁面（没有与墙面平行的热流）并且是稳定的。内层墙是承重的，其热导率较高，而外层墙是绝缘层（热导率较低）。在这种情况下，左边流入的热流等于右边流出的热流。于是：

$$Q_1 = k_1 \cdot (\Delta T / \Delta z)_1 = Q_2 \\ = k_2 \cdot (\Delta T / \Delta z)_2$$

原则：在列举的条件下地温梯度与相应的热导率成反比。

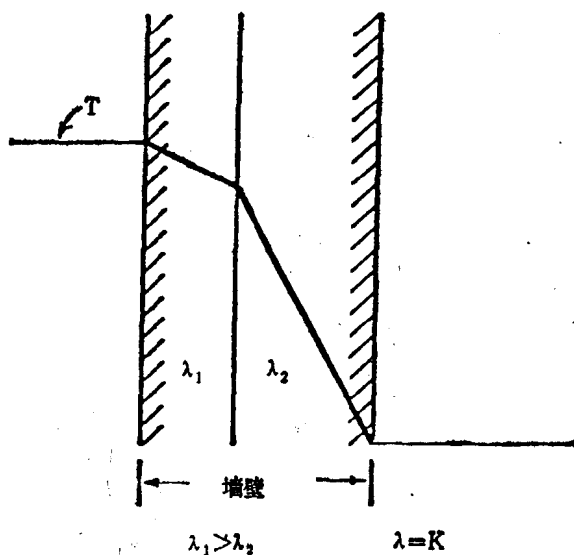


图 2-5 在热流垂直于壁面及稳定情况下组合炉墙内的温度梯度

热导率高则梯度小，反之亦然。这是地质学中的一个重要概念！

第六节 传导热流

在稳定状态下，在热导率与温度无关的均质各向同性固体中，热流由下列微分方程给出（Carslaw 和 Jaeger, 1959）：

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0$$

上述方程简要指出，在物质的一定单位容积（小立方体）内，在这个过程中既不获得也不失去热量。

与上述条件相当但处于过渡状态的情况下，热流的微分方程式为：

$$k \cdot \frac{\delta^2 T}{\delta x^2} + k \cdot \frac{\delta^2 T}{\delta y^2} + k \cdot \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = d \cdot c \cdot \frac{\delta T}{\delta t}$$

上述方程式简要指出单位体积内得到的或失去的热通量与温度的变化乘以体积热容量相等。此方程也可写为：

$$\frac{\delta^2 T}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 T}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = \frac{d \cdot c}{k} \frac{\delta T}{\delta t} = \frac{1}{K} \frac{\delta T}{\delta t}$$

上式是这个方程最常见的形式，引入中间一步很清楚地说明了过渡状态下物质的热特性是由热扩散率所控制的。

第七节 传 热 方 式

上节刚讨论过传导传热。此外，在地壳中还有其他的重要传热方式。它们是质量迁移引起的传热、对流和辐射。

一、由质量迁移引起的传热

在地壳顶部几公里中它是一种重要的传热过程。在多孔岩层（含水层）中水总是在运动着。已经指出水是一种优良的载热体。地下水的向上或向下的运动分量（不平行于等温面）将会导致热异常。一个特殊的例子就是所谓的热泉。另一种情况是岩浆上升到地壳浅层或覆盖在沉积物上，将产生暂时的热异常，同时留下永久的记录。

二、对 流

这种传热方式在上地幔，特别是在软流圈中是很重要的。

沉积物中的孔隙水通常并不会进行对流运动，因为孔隙的喉道太小，并且地温梯度低于临界值。地热区是例外。在大直径的油井中可以观察到对流运动，它限制了这些井的温度测量精度。

三、辐 射

当温度低于500℃时这种传热方式不起重要作用（MacDonald, 1959; Kappelmeyer 和 Haenel, 1974）。所以它在本书上下文中也是不重要的，但是，在模拟地壳下部和上地幔时则必须考虑这种现象。近地表地温梯度的无限外推要求有一浅的全球分布的熔岩层，但这与我们的地震观测显然是矛盾的。

第八节 在地质学中的应用

从5000年前人类开始从事采矿活动以来，人们就认识到温度随深度而增加。这意味着有热流从地心向外流出，即现在通常所称的大地热流。它的平均流量为65mW/m²，也会有一些变化，这将在第三章中详细讨论。

假想一个简单的地质模型，平坦的基岩上覆盖着水平产状的沉积物，并且没有地下水运动的干扰影响。这是一个稳定状态，热流是垂直的，即

$$Q_x > 0 \quad Q_x = Q_y = 0$$

在这些条件下，温度随深度而增加是可以由理论来预测的，(图2-6)，温度的上升与沉积物的热导率成反比，并取决于特定地区的大地热流值。在这些极简化的条件下，等温面是平的

行面(例如海平面)。在第四章第六节中将会看到野外观察与这种预测完全一致。

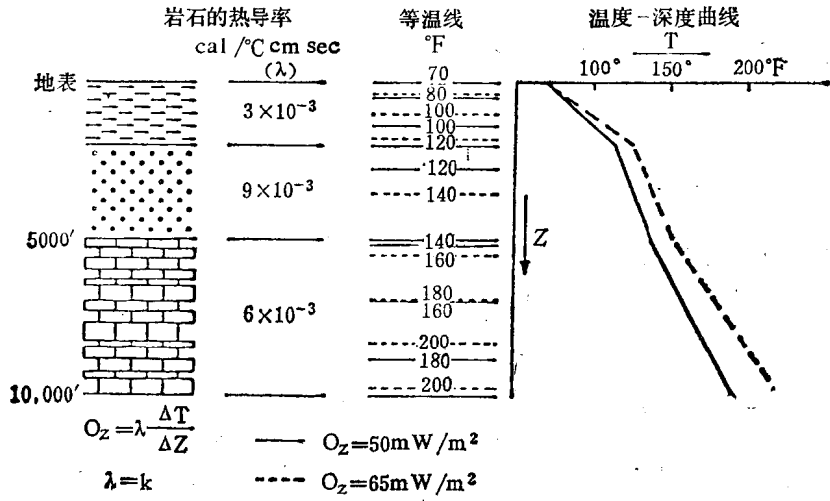


图 2-6 理论预测地下温度上升的简单地质模型
在水平产状沉积物中正常的温度分布

第三章 大 地 热 流

第一节 概 述

一、理论基础

温度随深度而增加的事实说明热量是从地球内向外流出的。这就是通常所说的大地热流。我们可写出：

$$Q_z = k_z \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

Q_z 是在单位时间内垂直通过单位面积的热流。在图2-6所示的简单地质条件下，可以认为热流是垂直于地层面的。

热流在国际单位制中为 mW/m^2 ，传统单位是 $\mu\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$ ，可写出

$$1\mu\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s}) = 1\text{HFU} (\text{热流单位}) = 40\text{mW}/\text{m}^2$$

热导率(k)有下标是因为很多沉积岩和变质岩的热导率是各向异性的。

由前述方程可以明显看出，要测定热流，需要先测出两个量：地温梯度和有关岩石的热导率。

二、误差来源

在某些区域，由于冰川减退作用，近地表的温度最近（从地质观点而言）也许有了变化。这意味着地下浅层可能一直处在过渡状态中，为得到稳定热流必须进行校正（Birch, 1948; Beck, 1970; 1977; 1979）。在这方面深海成为一种测定热流的比较理想的环境，因为有理由设想至少在整个更新世，海底的温度一直保持在 0°C 左右。

在取数据时必须进入地层，这将引起干扰而使温度测量不准确。

热导率的测定也可能不准确（Beck, 1970），其数值偏向那些最容易取样和加工的岩石，而不是那些最有代表性的岩石。

三、简短的历史回顾

最早的大地热流测量是Buijard(1939)在南非和Benfield(1939)在英国进行的。Bullard的数值是 $40\text{mW}/\text{m}^2$ ，略低于大陆平均值，但对古老地盾区却是典型的。Bullard预测海洋热流值会相当小，因为在花岗岩陆壳中产生的热量约占所测到的热流总量的75%。第二次世界大战中断了这项科学活动。直到1954年Bullard测出了第一个海洋热流值。非常奇怪……海洋热流值与大陆热流值没有显著的差别。至今已进行了30年几千次的测量，结果仍然如此。

这个谜理所当然要引起许多讨论。Beck (1970)指出大陆热流值偏低是由于没有考虑或不合理校正现代冰川减退作用的影响。他还指出探针和平板式热导仪对多孔隙岩石测出的热导率太高，原因在于所用温度梯度值高于引起孔隙流体对流的临界值。vonHerzen (1979)宣称在海洋热流中必须考虑水热循环，由于这个作用将会导致海洋热损失比大陆热损失大得多。我个人冒昧提出下列解释：

1. 所谓花岗岩陆壳可能只有6km，其余不是花岗岩质。陆壳内可能更多的是基性岩，例如闪长岩，所以不会产生那么多的热量。

2. 海洋热流值仍然是偏向洋脊的（见世界热流图，Grim等，1976）。很多这类测量是在近代火山活动区域（海底黄色岩流）进行的，测量结果表明，那里的浅层中有熔融岩石。这样现有的海洋热流平均值有可能是过高的。

实践证明海洋热流测量是比较容易进行的，所以迄今为止海洋热流测量次数比陆地上多一倍（Jessp等，1976）。

四、采用的测量技术

为测定大地热流，需要测量地温梯度及热流所经过的岩石的热导率。在陆地上可在矿井、油水井或隧道中直接在地下进行测量。在海洋中则将探测器直接下放到洋底，然后它将向海底未固结沉积物钻进一至几米深。测温器直接安装在探测器上，多数情况下探测器还将采集岩芯，以供日后测定热导率。某些探测器可以就地测量热导率。显然海洋热流的测量比较方便，其数值也比较一致。这就是海洋热流测量次数大大超过大陆热流测量的原因。

五、能量研究

陆地区域和海洋区域的总平均大地热流值约为 65mW/m^2 ，其变化范围是 $40\sim 100\text{mW/m}^2$ ，这当然不包括地热区。古老地盾区域的热流值通常以小于 40mW/m^2 为特征，而新造山运动区域的值约为 80mW/m^2 。

在太阳—地球距离上的太阳热常数约为 1400W/m^2 。地球表面所吸收的太阳热约为 240W/m^2 ，这是不同纬度和昼夜的平均值（Daniels, 1964; Hubbert, 1969, p.207）。这样有：

$$\frac{\text{输入太阳能}}{\text{大地热流}} \approx 4000$$

由此我们可以得出结论：地表温度（MASST = 年平均土壤表面温度）只是输入太阳能的函数。与输入太阳能相比，大地热流是微不足道的。

地震释放能量的平均值约为 10^{18}J/a （Press, 1973）。地球表面大地热流的总和约为 10^{21}J/a 。与地震能相比，大地热流是可观的：

$$\frac{\text{大地热流}}{\text{地震能量}} = 1000$$

显然，大地热流代表地球内部所有构造变动的实际能源。Tuzo Wilson 曾经说过“地球是一个热机”，这是十分正确的。当然这些能量的释放方式是千差万别的。地震由于其偶发性而发出了轰隆声，而微小稳定的大地热流却被忽视，直到人们在时间和空间上综合其效果后才受到注意。

第二节 温度就地测量

这个标题看来是没有意义的，因为温度只能就地测量。

这种测量可以是连续的也可以是不连续的。在第一种情况下采用电学仪表如热敏电阻（温度敏感电阻）或热偶；第二种情况也可采用上述仪表，或简单采用一种良好的水银最高温度计。

在石油工业中现在常用的有两种测试方法。每次测井都伴有一支水银最高温度计，它测得的是所钻最深点的温度。这个值通常是偏低的，因为是在泥浆循环停止不久后测量的。在

进行压力测试时，也常测取温度读数。这时测出的储集层温度值一般比较真实。当然在地层内只有一个温度值。

斯伦贝谢公司制出一种高分辨率的测温仪表，可以测出连续的温度-深度曲线。这是一个可靠的设备，如果井是处于热平衡和热稳定的状态下，它能给出很好的、详尽的、连续的资料。在科研工作中，为此目的常采用热敏电阻。

结论：测得地下温度值是没有问题的，实际上原理是很简单的。问题在于测得的温度有没有意义，因为把测温器放入地层时必然会有干扰，从而使测得的数据不准确。

第三节 热导率测量

常用的方法有两种：平板法用于测量固态岩石，探针法用于测量松软和未固结的物质。

平板式仪器的原理很简单。如图3-1所示，在轴向热流中测定的温度梯度反比于被测物质的热导率。样品放在两块已知热导率的圆板之间，仪器一端加热，另一端冷却，每块板的温度梯度用合适的温度计测得。测量中的问题是：如何消除侧向热损失（保证轴向热流），如何保证样品与标准块之间的紧密接触。测试过程很长而且不方便。（样品为板状，表面要抛光），在按装好标准块及样品后必须使其达到稳定状态。与所有实验室的测试一样，样品的偏差会严重地影响测得的结果。例如在砂页岩层系中，好取的砂岩总会得到优先处理，测得的总热导率值将会偏向这种砂层。

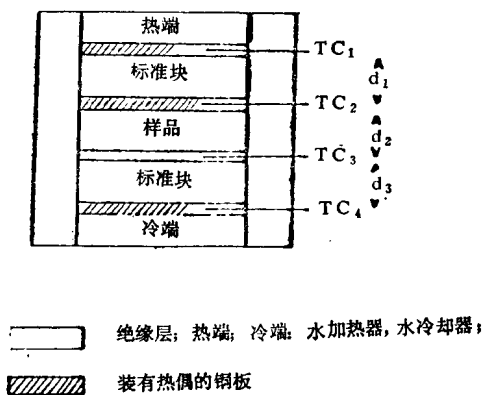


图 3-1 测量热导率的平板式仪器

使用范围—石化好的岩石；要求—精细加工的圆筒； $T_{TC1} - T_{TC2}$

$$= \Delta T_1; T_{TC2} - T_{TC3} = \Delta T_2; T_{TC3} - T_{TC4} = \Delta T_3;$$

$$\text{热流 } Q = -\frac{1}{2} \left[\lambda_{\text{标准块}} \frac{\Delta T_1}{d_1} + \lambda_{\text{标准块}} \frac{\Delta T_3}{d_3} \right]$$

$$Q = \lambda_{\text{样品}} \frac{\Delta T_2}{d_2}$$

$$\therefore \lambda_{\text{样品}} = \frac{d_2 \lambda_{\text{标准块}}}{2 \Delta T_2} \left[\frac{\Delta T_1}{d_1} + \frac{\Delta T_3}{d_3} \right]$$

的热导率异常地高。

曾制造巨型探针用以在正常井孔中就地测量热导率 (Beck等, 1971)。但就我所知这种方法使用很少。

也曾提出其他的方法，但都没有得到广泛的采用。Zierfuss仪器 (Zierfuss, 1963) 如图3-3所示。它的样品准备工作量较小，且可很快的得到结果。图3-4所示为这种仪器测出的结

的总热导率值将会偏向这种砂层。

在松软沉积物中探针法 (图3-2) 得到较广泛的应用。这种仪器被海洋学家开发后用于测量海洋热流 (von Herzen 和 Maxwell, 1959)。将装有发热元件的探针插入被测物质，观测到的加热率是该物质的热导率的反比函数，如图3-2所示。某些海洋热流测试仪具有就地测出热导率的这些元件，另一些仪器则可同时采取岩芯。

Beck (1970) 曾指出在测量时的温度梯度可能超过临界值，因而引起多孔隙物质中孔隙流体的对流，这将使测出

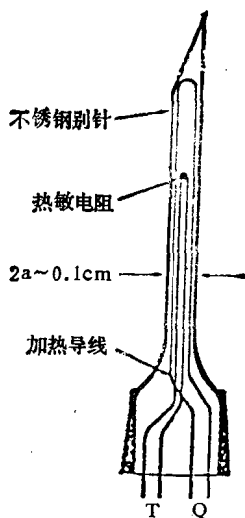


图 3-2 探针法测量热导率 (据 von Herzen 和 Maxwell, 1959)

应用范围—松软沉积物；要求一足够松软以便探针插入；

$$T = \frac{Q}{4\lambda a} \ln \frac{4Kt}{\beta a^2}$$

t=时间；

Q=单位时间、单位长度输入的热量；

λ =沉积物的热导率；

K=沉积物的热扩散率；

a=探针半径；

β =常数，1.7811；

•公式适用范围 $t \gg a^2/K$

T对 $\ln t$ 是直线关系， λ 反比于直线斜率

果。所测不同物质的热导率（石英岩—石灰岩—煤=高一中—低）表明在原理上是很对的，但具体数值不够准确。测试技巧大多是纯经验的，使得它未受重视。

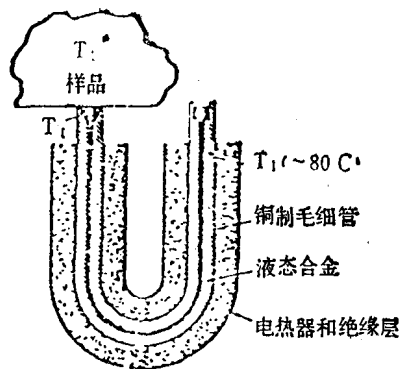


图 3-3 测量热导率的 Zierfuss 仪器

应用范围—石化和半石化的岩石；

要求—用金刚石锯出的平面；

$$\lambda_{\text{样品}} = C \frac{T_1 - T_2}{T_1 - T_2} \quad (\text{经验关系式})$$

T_2 (在样品盒中测量，其中样品在测量前于室温下保存)

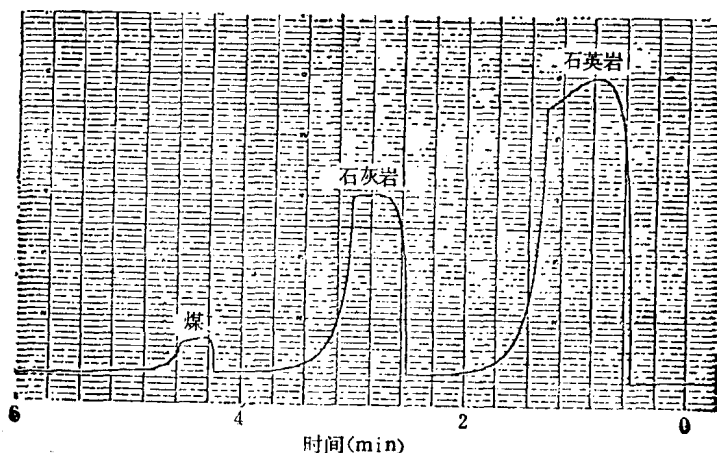


图 3-4 Zierfuss 仪器测出各种岩石热导率的变化

第四节 大地热流值的区域类型

图3-5、图3-6和图3-7 给出全球、陆地和海洋的热流直方图。图的日期是稍早一些，但与较