

苗社强,李和平,陈 刚. 高温高压下矿物岩石热导率的实验研究进展. 地球物理学进展, 2013, 28(5): 2453-2466, doi:10. 6038/pg20130524.

MIAO She-qiang, LI He-ping, CHEN Gang. Progress of high temperature and high pressure experimental study on the thermal conductivity of the minerals and rocks. *Progress in Geophys.* (in Chinese), 2013, 28(5): 2453-2466, doi:10. 6038/pg20130524.

## 高温高压下矿物岩石热导率的实验研究进展

苗社强<sup>1,2</sup>, 李和平<sup>1\*</sup>, 陈 刚<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院地球化学研究所地球内部物质高温高压实验室, 贵阳 550002; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘 要** 高温高压下矿物和岩石的热导率是了解地球内部动力学机制, 层圈温度分布和地球热演化历史的重要参数. 本文综述了最近五十年来高温高压下矿物和岩石热导率测量的相关进展, 包括在大压机和金刚石压砧中测量矿物和岩石晶格热导率的方法技术, 和相应的不同时期获得的实验结果, 最后阐述了热导率在固体地球科学中的应用及存在的问题.

**关键词** 高温高压, 热导率, 热扩散系数, 实验方法, 影响因素, 研究进展

doi:10. 6038/pg20130524

中图分类号 P311

文献标识码 A

## Progress of high temperature and high pressure experimental study on the thermal conductivity of the minerals and rocks

MIAO She-qiang<sup>1,2</sup>, LI He-ping<sup>1\*</sup>, CHEN Gang<sup>1,2</sup>

(1. *Laboratory for High Temperature and High Pressure Study of the Earth's Interior, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*  
2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

**Abstract** Thermal conductivity of minerals and rocks under high temperature and high pressure is an important parameter to understand the dynamic mechanism, temperature distribution and the thermal evolution history of the Earth. The progress of measurement of thermal conductivity of minerals and rocks under high temperatures and pressures in the last fifty years was reviewed. Including the measuring methods of the lattice thermal conductivity for minerals and rocks in the large press and diamond anvil and the experimental results obtained by the different periods. Finally the applications of thermal conductivity in solid earth sciences and existing problems of experimental research were elaborated.

**Keywords** high temperature and high pressure, thermal conductivity, thermal diffusivity, experimental technology, influential factors, research progresses

### 0 引 言

高温高压下矿物和岩石的热导率是了解地球内部动力学机制, 层圈温度分布和地球热演化历史的

重要参数. 热导率通常定义为单位面积单位温度梯度的热流. 材料的热导率不是一个定值, 它依随温度, 压力等条件变化<sup>[1]</sup>. 在地球内部, 地幔物质在地幔的高温高压环境下的热导率和粘度一起决定了在

收稿日期 2012-11-11; 修回日期 2013-05-11. 投稿网址 <http://www.progeophys.cn>

基金项目 中国科学院“135”项目资助.

作者简介 苗社强, 男, 1984 年生, 中国科学院地球化学研究所在读博士, 主要从事高温高压矿物岩石热导率实验研究.

(E-mail: miaosq@yeah.net)

\* 通讯作者 李和平, 1963 年生, 男, 研究员, 主要从事高温高压实验研究. (E-mail: lih0803@163.com)

这一深度的传热方式,是热传导还是对流传热<sup>[2]</sup>.在克拉通岩石圈和消减带,这种变化关系决定了岩石圈地热模型和消减带岩石圈的热结构模型<sup>[3]</sup>,而消减带热结构模型,对消减带的消减动力学和深源地震的成因有重要的意义<sup>[4]</sup>.在地球的热演化历史中,热导率对温度的负反馈会减慢地幔的冷却速度,影响热边界层 D 层的厚度及核幔边界的热-机械演化<sup>[5]</sup>.因此,研究矿物和岩石在高温高压下的热导率对认识地球内部结构及热演化历史都是极其重要的.

地质材料热导率的高压原位测量可以追溯到 1924 年,美国人 Bridgman 在活塞圆筒装置中测试了部分矿物材料最高到 1.2 GPa 的热导率<sup>[6]</sup>,之后各国学者不断改进实验装置,并进行了不同矿物和岩石高温高压下热导率的实验研究,取得了一系列成果和认识.

高温高压下矿物和岩石热导率实验研究的进展体现在测量方法和测量装置的不断进步,使学者可以在更高压力和温度范围内,更高的准确度上对矿物和岩石的热导率进行研究.最近几年出现的在 DAC 装置中测量矿物热导率,可以使温压条件达到核幔边界甚至地核<sup>[7]</sup>,这无疑是实测地球深部物质热导率的最佳方法,而且必将成为认识地球深部热状态的有力工具.

本文从测试装置的改进和主要取得的成果,及高温高压热导率在固体地球科学中的应用三方面综述了高温高压下矿物岩石热导率的实验研究进展.

## 1 高温高压下矿物岩石热导率原位测量技术与方法

常温常压下测量热导率有很多办法,包括稳态法和非稳态法两个大类,保护热板法,热比较法,瞬态热丝法等二十余个子类.但是要想应用到高压条件下,必须满足一定的条件.这些条件包括:

(1)从高压腔导出的引线应尽量少.这样才能减小装样的难度.

(2)测试的样品几何形状最好为柱形,与高压腔外形一致.

(3)方法要考虑到高压下无法做到真正热绝缘的事实.

(4)方法要求的样品几何尺寸应能做到尽量小,以满足高压腔的要求.能同时满足以上要求的方法并不多.

### 1.1 稳态法

稳态测量法指测量过程中试样温度不随时间变化,需要测量导热量和若干点的温度,其分析的出发点是稳态的导热微分方程.特点是公式简单,测量精度高,但是试验周期长.

#### 1.1.1 稳态径向热流法

最早应用到矿物高压热导率测量实验的方法是稳态径向热流法,或则称为同心圆柱法,是 Bridgman 在 1924 年引入高压实验的<sup>[6]</sup>.这里样品被制作成中空的圆柱形,如图 1 所示.圆柱中心放置线性热源,圆柱样品外包裹散热器.给热源加载恒功率电流,使其产生稳定热流,最终在径向产生稳定的温度场.在圆柱样品的内表面和外表面布置热电偶,测量两界面的温度差.根据温差和加热功率,及由傅里叶定律推导出的圆柱体内径向一维热流的传导方程,就可以计算出样品的热导率.这种最初的方法不但存在较大的热阻,而且所使用的塑性传压介质在高压下的塑性流动又会造成两个热电偶间距的不确定<sup>[8]</sup>.

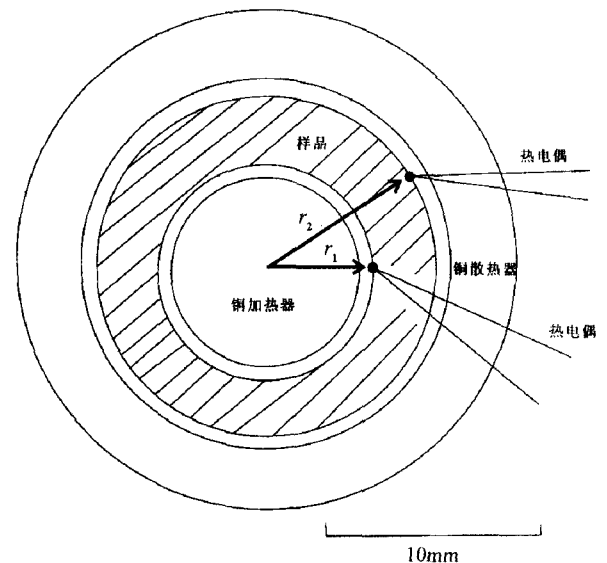


图 1 稳态径向热流法示意图(引自文献<sup>[6]</sup>)

Fig. 1 Steady-state radial heat flow method instrument (from references<sup>[6]</sup>)

Beck 把同心圆柱法做了巧妙的改进并应用到  $6 \times 1000$  t 大压机中<sup>[9]</sup>.

#### 1.1.2 稳态比较法

Yukutake 在高压热导率实验中引进了另外一种稳态法,稳流比较法<sup>[10]</sup>.如图 2 所示,两个相同的参比物把待测试样夹在中间.它在 4 个面上都布置

了热电偶,这样每一层的温度梯度都可以得到.参比物高压下的热导率是已知的,由于通过轴向的热量是相同的,再根据参比物各自内部的温度梯度,就可以得到试样的热导率.这种方法要求参比物高压下的热导率是已知的,并且其热导率值要远大于周围热绝缘材料的热导率值.

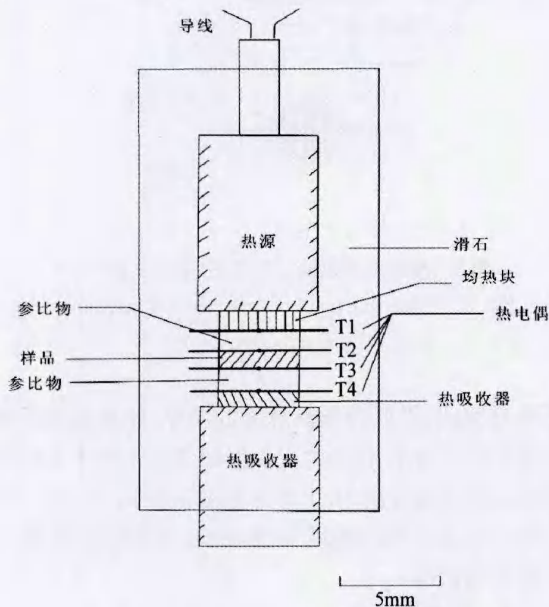


图 2 稳态比较法装置图(引自文献<sup>[10]</sup>)  
Fig. 2 Steady-state comparative method instrument (from references<sup>[10]</sup>)

2000年后,Abdulagatov把稳态保护热板法引入了高压领域<sup>[11]</sup>.

稳态法有一个缺点就是测试周期太长,装样复杂,比较难以应用于需要测试大量样品的实验中,因此使用该类方法的人并不多.

### 1.2 瞬态法

与稳态法对应的是瞬态法,也是高压试验中最常见的热导率测量方法.指测量过程中试样温度随时间变化,需要测量试样上若干点的温度随时间的变化.其分析的出发点是瞬态导热微分方程,特点是公式复杂,但是样品组装简单,试验周期短.瞬态法可以同时测定样品的热导率和热扩散系数而且对样品温度的边界条件要求不高.

#### 1.2.1 瞬态热丝法

Andersson利用瞬态热丝法在活塞圆筒高压装置中测量了聚四氟乙烯在1 GPa压力下的热导率<sup>[12]</sup>,如图3所示.瞬态热丝法是在测量流体热导率方面比较常用的办法,本次实验是第一次应用于

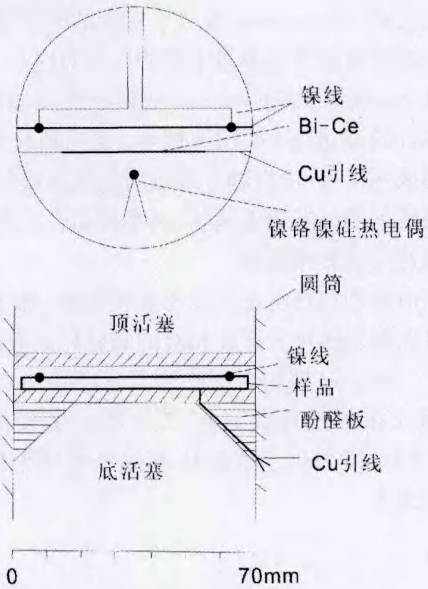


图 3 瞬态热丝法装置图(引自文献<sup>[12]</sup>)  
Fig. 3 Transient hot-wire method instrument (from references<sup>[12]</sup>)

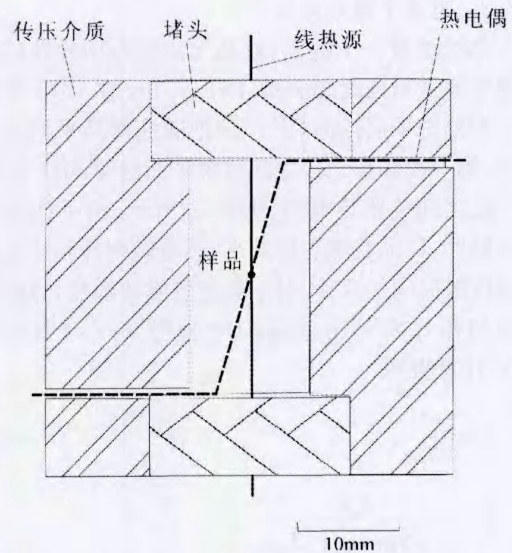


图 4 瞬态热丝法装置图(引自文献<sup>[13]</sup>)  
Fig. 4 Transient hot-wire method instrument (from references<sup>[13]</sup>)

固体高压热导率测量.它假设热丝无限长,直径无限小,待测样品无限大.通过建立一维柱坐标的瞬态热传导方程,可以得到关于温度和热导率的关系.

加热丝的样品直径方向布置,距离热丝若干毫米布置热电偶,用来记录样品初始温度.数秒的热脉冲之后,通过测量镍丝(加热丝)的电阻,比照已知的镍丝电阻温度系数,就可以得到样品的温度随时间

的变化关系. Hakansson 改进了实验的电路部分,减少了脉冲电流瞬间对测量电路的反馈效应<sup>[14]</sup>.

Horai 放弃了 Andersson 把镍丝既当加热源又当温度计的方法<sup>[13]</sup>,如图 4 所示.他把圆柱样品沿轴心切成两份,一份沿轴心线刻槽放置加热丝,另一半沿斜线刻槽放置热电偶丝.两半样品合上之后,加热丝和热电偶紧密接触.

热电偶和加热丝还可以不直接接触,如 Kieffer 把热电偶和加热丝安置在相对的圆柱样品表面的细槽中<sup>[15]</sup>. Seipold 把加热丝放到圆柱样品轴心位置,热电偶放在圆柱样品径向二分之一半径的位置<sup>[16, 17]</sup>. Seipold 通过求解传热方程得到热扩散系数的表达式为

$$D = \frac{h^2}{10.77t_H - 16.55}, \quad (1)$$

式中  $D$  为热扩散系数( $\text{mm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $h$  为热电偶结点到加热丝的距离(mm),  $t_H$  为温升达到最大温升一半时所经历的时间(s).这种方法被欧洲的学者广泛应用.

### 1.2.2 瞬态平面热源法

热线法有一个缺点,就是无法对各项异性的矿物热导率做出准确的测量. Dzhavadov 在 1975 年提出了非稳态平面热源法<sup>[18]</sup>.他把圆柱样品平均截成三段,第一段和第二段之间放置平面热源,第二段和第三段之间放置热电偶,如图 5 所示.给平面热源一个脉冲,样品受热温度升高,热电偶则开始记录温度响应随时间的变化.对于理想的脉冲加热,热扩散系数和热导率可由最高响应温度  $T_m$  (s) 和时间  $t_m$  (s) 计算得到

$$D = \frac{h^2}{2t_m}, \quad (2)$$

$$k = \frac{Qh}{2\sqrt{2\pi}\exp(1)T_mt_m}, \quad (3)$$

其中,  $k$  为热导率( $\text{Wm}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ),  $h$  为热电偶到平面热源的距离(mm),也即第二段样品厚度,  $Q$  为热流密度( $\text{W} \cdot \text{mm}^{-2}$ ).对于实际的阶跃式脉冲加热,利用最小二乘法拟合样品的温度响应曲线数据,也可以同时得到样品的热扩散系数和热导率值.

Dzhavadov 所使用的圆柱样品直径 20 mm,厚 3.5 mm. Osako 把样品尺寸减到直径 4.3 mm,厚度 0.35 mm,这样就可以把样品腔的压力加到 8.3 GPa,以完成对地幔深部物质的热导率的测定<sup>[19-21]</sup>,装置图如图 5.所示.为了保证能精确测定某一温度

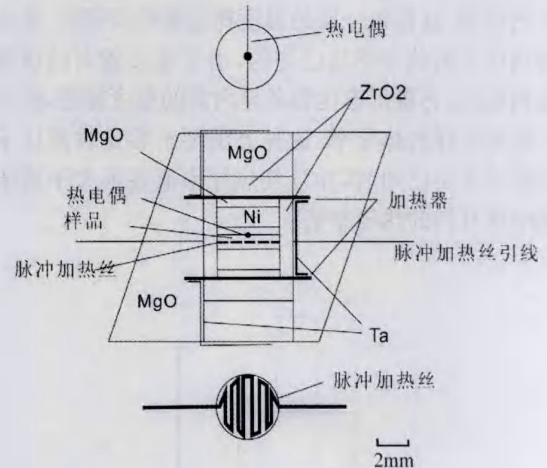


图 5 瞬态平面热源法装置图(引自文献<sup>[19]</sup>)

Fig. 5 Transient plane source method instrument (from references<sup>[19]</sup>)

下热导率值,需要控制热脉冲的功率,使其造成的样品温升幅度较小,但同时又要保证信号不至于太低而使示波器无法分辨.由于样品厚度只有 0.35 mm,可以保证样品的轴向温度梯度很小,但是缺点是加压时很容易破碎.

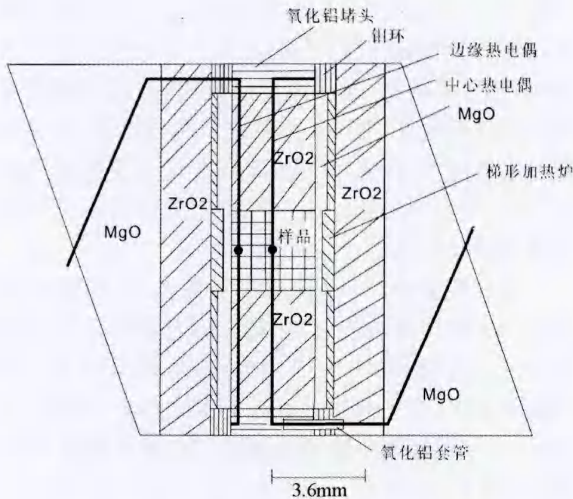
### 1.2.3 周期热流法

近些年较为广泛应用的是一种周期热流法-Angstrom method 方法,测量的理论依据是一维径向非稳态热传导方程.它的原理是给样品周期性加热,分布在不同位置的两只热电偶就会检测到相位和振幅都不同的热波动信号,根据两只热电偶的相位差或振幅比,以及热电偶间距的信息,就可以计算出样品的热扩散系数.

Fujisawa 在 1968 年把 Angstrom method 稍作修改并引入高压实验<sup>[1]</sup>.他把样品做成柱状,一支热电偶沿柱体轴心线布置,另一支嵌入侧面刻的细槽中,细槽深度大于 0.3 mm,如图 6 所示.石墨加热管不但提供环境温度,也提供温度扰动.这是因为在加热大电流上叠加了周期 1~3 s 的阶跃式小电流.小电流产生的温度波动的高谐波部分在传播途中很快衰减,在通过 0.3 mm 深的热电偶时已经衰减为正弦波.

Katsura 把阶跃式的加热改进为正弦波式的加热<sup>[22-25]</sup>.并通过样品的状态方程对高压下热电偶的间距进行了修正.

Xu 又进一步改进了加热系统<sup>[26]</sup>,他采用 1 kHz 的主频率加热,并叠加 0.1~1.3 Hz 的扰动频率,巨

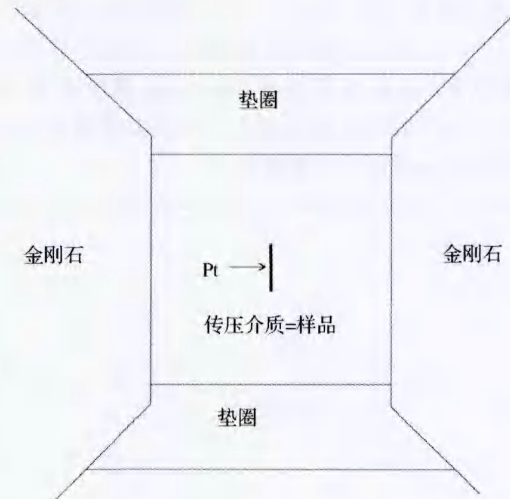
图6 周期热流法装置图(引自文献<sup>[26]</sup>)Fig. 6 Modified Angstrom Method instrument  
(from references<sup>[26]</sup>)

大的频率差距使两者不会相互干扰,得到了更高质量的结果.其次他采用梯形加热器,减少了样品轴向上的温度梯度,为实验创造了更理想的条件,最后它放弃了在热导率测量中 Katsura 一贯运用的 Pt-Pt<sub>90</sub>Rh<sub>10</sub> 热电偶,而是采用了 W<sub>97</sub>Re<sub>3</sub>-W<sub>75</sub>Re<sub>25</sub> 热电偶,如图 6. 所示.因为在大多数矿物中存在的铁离子在高温下会污染 Pt,造成测量不准确,而且压力对钨铼热电偶的影响要比铂铑热电偶更小.

最近一种有趣的 Angstrom method 出现在文献当中<sup>[27]</sup>,这种方法依然是通过给加热器加载正弦波电流获得样品热扩散系数,但是温度传感器不是热电偶,而是 X 光.样品中放置一些细小的金属箔片,当温度升高和降低时,箔片的长度随之增加和减小,并且同样遵循正弦规律.利用 X 光把这些变化记录下来,就可以根据相位差计算得到样品的热扩散系数.这种方法就相当于非接触法测量热扩散系数,不会出现接触热阻.它的缺点是要想得到可分辨的热膨胀变化,则作用到样品的温度波动要大于 50 K 才行,这基本决定了这种方法的误差比较大.

### 1.3 DAC 装置测量热导率

以上综述的是在活塞圆筒和大压力机中进行的高压热导率测量.在金刚石压腔(DAC)中同样可以进行原位的热导率测量. Pangilinan 在 2000 年用全光学手段在 DAC 中进行了 2 GPa,室温下的材料热导率测定,样品受激光脉冲加热后温度的变化由置于样品外远端的红宝石感应器测定<sup>[28]</sup>. Zaugg *et al.*

图7 DAC 中时间分辨辐射测定方法装置(引自文献<sup>[31]</sup>)Fig. 7 Instrument of time-resolved radiometry  
method in DAC (from references<sup>[31]</sup>)

把皮秒瞬态光栅光谱学和激发光散射技术也应用到该领域,由于固定的热光栅宽度对样品尺寸的约束,这种方法的压力上限是 40 GPa<sup>[29, 30]</sup>.

Beck 受 Pierrus 的瞬态平面热源法的启发,用类似的方法在 DAC 中进行了矿物的高压热扩散系数的测定<sup>[31]</sup>.如图 7 所示,这个办法包括激光脉冲技术和时间分辨的辐射温度测定,它把金属箔片夹在抛光的两半样品之间,把整个样品装入铼垫圈中并置于 DAC 高压腔.金属箔片吸收激光能量并向外辐射白炽光.光学多通道选通性检测器用来接收并记录金属箔片自闪光后温度逐渐下降的时间曲线.金属箔片很薄,所以在激光脉冲到达后若干纳秒内已经达到自身温度的平衡.它的温度随时间的变化完全由周围样品的热物理性质决定.最后样品的热扩散系数用有限差分法对温度曲线拟合得到.对 MgO 在 2000 K 高温时的实验结果与前人所得数据外推结果很吻合,证明了它的有效性.

Yagi 把激光闪烁法测定矿物高温热扩散系数的办法引入 DAC<sup>[7]</sup>,如图 8 所示.他把直径 50 微米,厚度 3 微米的样品的前后表面喷涂铂层,前面的铂层扮演激光脉冲吸收器的作用,后面的铂层与温度测定有关.在高压下,前表面被周期 2 纳秒,波长 1.06 微米激光脉冲加热.为了检测后表面温度,一束 0.78 微米的连续波探测光束照射进来,通过连续波探测光束的反射强度,可以得到样品背面的温度.样品的热扩散系数由得到的瞬时温度曲线分析获

得. 在测量过程中, 样品由于激光照射引起的温升不超过  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 可以较准确的获得样品室温高压下的热扩散系数, 目前由该装置获得了后钙钛矿在  $144\text{ GPa}$  压力下的热扩散系数<sup>[35]</sup>, 但是由于技术原因, 该方法还未应用于高温情况.

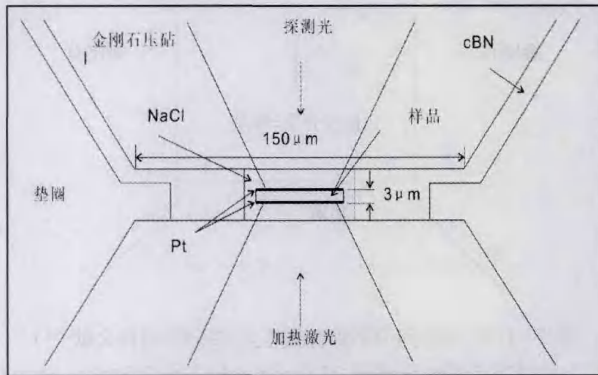


图 8 DAC 中激光闪烁法测量装置(引自文献<sup>[7]</sup>)  
Fig. 8 instrument of Laser-flash method in DAC  
(from references<sup>[7]</sup>)

## 2 主要的测量结果和结论

### 2.1 样品组成元素, 结构, 温度, 压力, 孔隙度, 饱和度与热导率的关系

所有物质内的热传递, 不论其处于何种状态, 都是物质内部微观粒子相互碰撞和传递的结果. 但对处于不同状态的物质来说, 由于结构上的差异, 导热机制有所不同. 气体和液体中的热传递是分子和原子相互碰撞的结果, 金属晶体中的热传递主要是电子的相互碰撞作用. 介电介质材料, 如地学研究的主要对象矿物和岩石, 电子是被束缚的, 此时热能传递是靠晶格振动实现的. 根据量子理论, 晶格振动的能量是量子化的, 通常把晶格振动的量子称为声子. 把晶格振动的格波和物质的相互作用理解为声子和物质的碰撞. 格波在晶体中传播受到散射的过程, 可以理解为声子与声子之间以及声子与晶界, 点阵缺陷等的碰撞. 其热导率表达式与分子导热相同<sup>[32]</sup>, 即

$$k_{\text{lat}} = \frac{1}{3} C_V \bar{v} l, \quad (4)$$

式中,  $k_{\text{lat}}$  是晶格热导率 ( $\text{Wm}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ),  $C_V$  是等体积比热容 ( $\text{Jg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ),  $\bar{v}$  是声子平均速度 ( $\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $l$  是声子平均自由程 ( $\text{mm}$ ).

影响介电体热导率的主要因素是声子的平均自由程  $l$ .

#### 2.1.1 物质组成与结构对热导率的影响

一般来说, 物质组分原子量之差越小, 质点的原

子量越小, 密度越小, 其德拜温度越大, 结合能也越大, 晶格振动越接近简谐振动, 对声子的散射作用就越小, 热导率越大. 而晶体结构越复杂, 晶格振动偏离非线性就越大, 对声子的散射作用就越强, 相应的热导率就越小. 因此单质晶体通常具有较大的热导率, 如金刚石, 单晶硅. 同一种物质的单晶体总比多晶体的热导率大<sup>[33]</sup>.

在硅酸盐中, Si-O 键键强是最大的, 晶格振动沿这个方向传递是最有效率的. 随着硅酸盐结构的复杂化, 单位晶胞中 Si-O 键的增多, 使振动之间耦合部分增多, 声子碰撞的几率增加, 增加了热阻. 而占领 Si-O 键骨架空隙的金属离子与硅氧四面体以离子键相联系, 它们一般不参与声子的传导, 但经过 Si-O 键骨架传播的振动能的一部分却用于激发金属离子的振动, 这就使声子经过 Si-O 骨架的传播变得更困难, 从而降低了热导率值. 所以一般来说, 简单结构的硅酸盐, 如岛状硅酸盐, 链状硅酸盐的热导率大于层状硅酸盐和架状硅酸盐<sup>[24, 25, 27]</sup>. 同时小原子量金属组成的硅酸盐, 如镁橄榄石 ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) 热导率要大于铁橄榄石 ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ )<sup>[1]</sup>.

#### 2.1.2 温度对热导率的影响

对于同一种矿物, 在不同的温压条件下会具有不同的热导率, 这是由晶格缺陷与声子及声子与声子间的碰撞决定的. 晶格缺陷与声子的碰撞是由矿物的结构决定的, 而声子与声子间的碰撞则是由外界条件, 如温度, 压力决定的.

温度升高平均声子数增大, 相互碰撞几率增大, 声子平均自由程减小, 热导率也减小, 如图 7 所示. 公式为<sup>[1, 17, 24, 26, 27, 34]</sup>

$$k(T) = \frac{a}{1+bT}, \quad (5)$$

式中  $T$  为温度,  $a$  表示与晶格缺陷有关的常数,  $b$  为与声子间碰撞有关的常数.

#### 2.1.3 压力对热导率的影响

压力的升高可以使材料结构更加紧实, 非谐效应造成的对声子的散射就会减少, 传热效率就会增大. 热导率与压力呈线性关系为

$$k = (1 + k^{-1} \partial k / \partial P \times P) \times k_0, \quad (6)$$

$k_0$  为常压下热导率<sup>[1, 7, 19, 20, 35]</sup>. 对于不同的材料, 不同的温度条件,  $k^{-1} \partial k / \partial P$  也不同, 从表 1 中可以看到 NaCl 和 KCl 的压力效应最明显, 室温下的  $k^{-1} \partial k / \partial P$  约为 27%, MgO 约为 3.7%,  $\text{SiO}_2$  约为 20%, 石英玻璃约为 -2.3%, 镁橄榄石约为 5%, 辉石

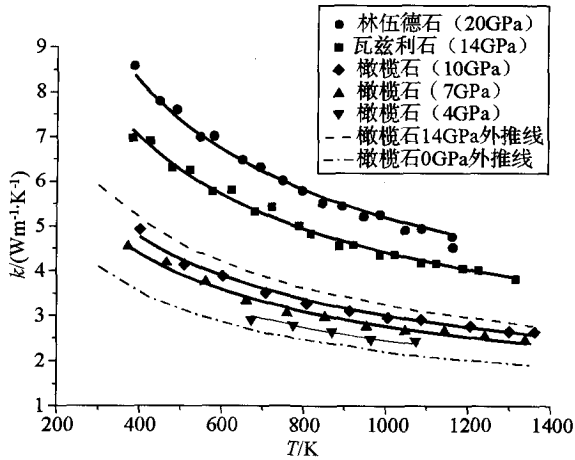


图 9 橄榄石的三种异形体在不同压力下的热导率与温度的关系(引自文献<sup>[26]</sup>)

Fig. 9 Temperature dependence of thermal conductivity for olivine, wadsleyite and ringwoodite under different pressures(from references<sup>[26]</sup>)

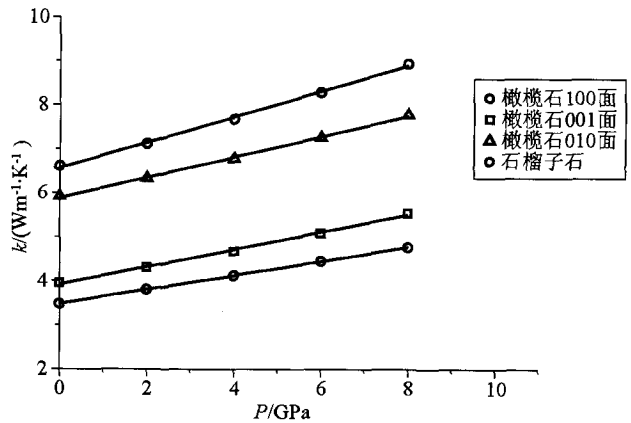


图 10 室温下橄榄石各晶面和石榴子石的热导率与压力的关系(引自文献<sup>[19]</sup>)

Fig. 10 Pressure dependence of thermal conductivity of garnet and three orientations of olivine under room temperature(from references<sup>[19]</sup>)

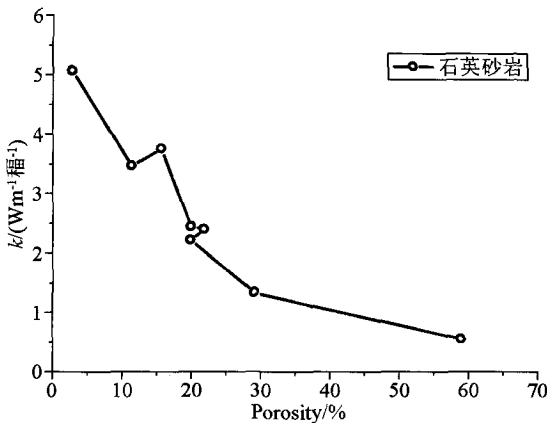


图 11 石英砂岩热导率与孔隙度的关系(引自文献<sup>[38]</sup>)

Fig. 11 Porosity dependence of thermal conductivity for quartz sandstone (from references<sup>[38]</sup>)

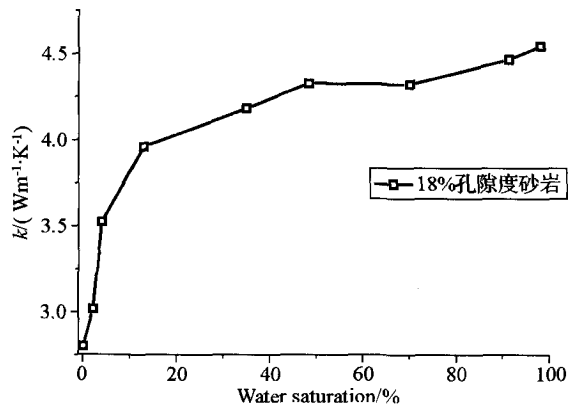


图 12 18%孔隙度的石英砂岩饱水率与热导率关系(引自文献<sup>[38]</sup>)

Fig. 12 Saturation dependence of thermal conductivity for quartz sandstone with 18% porosity (from references<sup>[38]</sup>)

稍高约为 7%，层状硅酸盐云母和叶蛇纹石稍低约为 2%。基本符合体弹模量越小者，压力的升高对其热导率产生的促进作用越大的规律<sup>[36]</sup>。

### 2.1.4 孔隙度与饱水度对热导率的影响

孔隙度越大，结构约松散，对声子的散射越严重，相应的热导率越低<sup>[37]</sup>。当空隙样品含水时，由于内部的水可以通过对流换热，使含水样品的热导率高于干样品。

## 2.2 重要的实验和结果

Katsura 在 9 GPa 压力和 1700 K 温度条件下利用 Angstrom 方法对  $(Mg_{0.89}Fe_{0.11})_2SiO_4$  橄榄石

的热扩散系数进行了测量，并得出上地幔岩石圈(俯冲板块和大洋中脊除外)的热扩散系数为常数，约为  $7 \sim 8 \times 10^{-7} m^2 \cdot s^{-1}$ <sup>[24]</sup>。他还测量了方镁石在 5 GPa, 400~1500 K 的热扩散系数，相对于 Goto 得到的相同条件下的辐射热导率  $1.3 Wm^{-1} \cdot K^{-1}$ ，他认为下地幔的主要传热方式是晶格导热<sup>[25, 39]</sup>。

Chai 在 DAC 中研究了橄榄石，斜方辉石热导率的各向异性，这种各向异性在常压下可以达到 70%。他认为在大洋岩石圈，位错蠕变引起的剪切应变会导致橄榄石和斜方辉石的定向排列<sup>[30]</sup>。Tommasi 认为在平行于橄榄石的流动面内的热流

要高于垂直方向的热流约 30%<sup>[17]</sup>. 这种各向异性即使在高温高压条件下仍然被保留下来<sup>[33]</sup>, 而这种差异对大洋岩石圈的演化具有重要的意义.

Osako 在 8.3 GPa 和 1100 K 温压条件下用瞬态平面热源法测量了成分为  $Al_{73}Py_{25}Gr_1Sp_1$  的石榴子石和成分为  $Fe_{0.9}Fa_{0.1}$  的橄榄石的热导率和热扩散系数. 作者认为橄榄石热导率的各向异性会延伸至整个橄榄石稳定区间, 直至 410 km 深度. 作者结合前人的玄武岩<sup>[13]</sup>, 硬玉和透辉石<sup>[40]</sup> 的热导率数据及自己的石榴子石的结果, 分析认为榴辉岩在俯冲带环境中拥有比玄武岩高 2~3 倍的热导率. 即在 80 km 之后, 由于玄武岩到榴辉岩的相变, 俯冲板块变成了热的良导体<sup>[19]</sup>.

Xu 用 Angstrom 方法在最高达 20 GPa 和 1373 K 的不同温压条件下测量了  $(Mg_{0.9}Fe_{0.1})_2SiO_4$  成分的橄榄石, 瓦兹利石及林伍德石的热扩散系

数<sup>[26]</sup>. 外推到 410 km 深度温压条件显示橄榄石到瓦兹利石的相变使热导率增加了 30%, 从瓦兹利石到林伍德石的相变也出现了热导率的突增, 但是增幅要小于前者.

Manthilake (2011) 用 Angstrom 方法对  $MgSiO_3$  钙钛矿相和方镁铁石, 在最高温压条件为 26 GPa, 1273 K 时的研究表明, D 层之上热导率为  $9.1 Wm^{-1} \cdot K^{-1}$ , D 层底部为  $8.4 Wm^{-1} \cdot K^{-1}$ . 由此推算出来的核幔边界的热流约为 11.0 TW.

Ohta(2012)在 DAC 中对  $MgSiO_3$  的钙钛矿相和后钙钛矿相高达 144 GPa 压力下的研究表明, 以钙钛矿相为主的下地幔的热导率约为  $11 Wm^{-1} \cdot K^{-1}$ , 而在相同条件下, 后钙钛矿相的热导率要高于钙钛矿相 70%<sup>[35]</sup>. 他们的研究同样支持核幔边界存在巨量热量交换的猜想.

具体结果见表 1.

表 1 高温高压矿物和岩石热导率测量的主要结果

Table 1 Experimental results of thermal conductivity for minerals and rocks under high temperatures and high pressures

样品	—	NaCl	NaCl	NaCl	NaCl	NaCl	KCl	KCl	MgO	MgO
描述	—	单晶	单晶	多晶体	单晶	集合体	单晶	单晶	单晶	单晶
压力 P/GPa	—	0~4.95	4	2.9~4.7	0~5.6	0~1.8	3~15	1.9	4	0~5
温度 T/K	—	273~509	294	600~1400	292~1100	313	500~3000	298	296	292~1100
方法	—	RHM	CMS	MAM	SRM	TLS	TRR	SRM	CMS	SRM
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	—	—	—	—	3.1	—	—	—	—
—	P	—	—	4.7	—	—	—	—	—	—
—	a	—	—	-1.8537	—	—	—	—	—	—
—	b	—	—	3499	—	—	—	—	—	—
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	5.49	5.86	—	6.2	—	—	4.2	41.1	62
—	P	4.95	—	—	—	—	—	—	—	—
—	c	200	—	—	—	—	—	—	—	—
—	d	0.0751	—	—	—	—	—	—	—	—
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	273	294	700	292	313	2500	298	296	292
—	数值	11.8	31	48	18	36	25	33	6.8	2
参考文献	—	[9]	[10]	[1]	[42]	[15]	[9]	[43]	[10]	[42]

样品	—	MgO	MgO	MgO	MgO	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>
描述	—	单晶	陶瓷	单晶	合成	单晶, k <sub>⊥</sub>	单晶, k//	单晶, 垂直 10 $\bar{1}1$ 面	单晶, 垂直 10 $\bar{1}1$ 面
压力 P/GPa	—	0~1.2	0~5	34	8,14	0~5.3	0~5.3	0~3.8	0~5.3
温度 T/K	—	296	373~1473	2000	373~1273	273~620	273~620	273~492	273~520
方法	—	THS	MAM	TRR	—	RHM	RHM	RHM	RHM
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	—	12.9	—	—	—	—	—	—
—	P	—	5	—	14	—	—	—	—
—	a	—	-1.64237	—	-0.66123	—	—	—	—
—	b	—	5779.3	—	4826.3	—	—	—	—
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	55.8	—	—	—	6.46	11.39	9.26	10.91
—	P	—	—	—	—	5.3	—	3.4	5.6
—	c	—	—	—	—	28.595	—	300	28.27
—	d	—	—	—	—	0.0113	—	0.06635	0.00491
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	296	373	2000	373	273	273	273	273
—	数值	4.7	3.5	2.3	3	1.7	17.7	24.3	2
参考文献	—	[44]	[25]	[31]	[45]	[9]	[9]	[9]	[9]



续表 1  
Continued Table 1

样品	—	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	柯石英
描述	—	晶体, k//	集合体	石英玻璃	石英玻璃	石英玻璃	石英玻璃	石英玻璃	集合体
压力 P/GPa	—	0~1.2	—	0~9	0~1	0~1	0~3.6	0~9	0~5.6
温度 T/K	—	300	—	320~1100	300	300	313	372	273~525
方法	—	THM	—	MAM	THM	THS	TLS	MAM	RHM
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	—	—	0.796	—	—	0.682	0.76	—
—	P	—	—	—	—	—	—	—	—
—	a	—	—	—	—	—	—	—	—
—	b	—	—	—	—	—	—	—	—
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	10.3	—	—	1.27	—	—	—	15.69
—	P	—	—	—	—	—	—	—	5.6
—	c	—	—	—	—	—	—	—	—
—	d	—	—	—	—	—	—	—	—
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	300	—	370	300	300	313	372	273
—	数值	12.9	19	-2.3	5.5	-4	1.8	-0.7	5.2
参考文献	—	[13]	[10]	[22]	[13]	[46]	[15]	[23]	[9]
样品	—	柯石英	斯石英	Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	橄榄石	橄榄石	橄榄石	橄榄石	橄榄石
描述	—	集合体	集合体	陶瓷	单晶	陶瓷 Mg <sub>1.8</sub> Fe <sub>0.2</sub> SiO <sub>4</sub>	陶瓷 Mg <sub>1.8</sub> Fe <sub>0.2</sub> SiO <sub>4</sub>	单晶, San Carlos, Mg <sub>1.8</sub> Fe <sub>0.2</sub> SiO <sub>4</sub>	
压力 P/GPa	—	4	4	3~5	0~4.95	0~10	0~9	4.8	
温度 T/K	—	292	298	500~1200	273~515	400~1373	400~1700	298	
方法	—	CMS	CMS	MAM	RHM	MAM	MAM	CFO	
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	—	—	—	—	1.15	1.1	2.16	
—	P	—	—	5	—	10	9	—	
—	a	—	—	-0.0639	—	0.26014	0.461	—	
—	b	—	—	1286	—	501.5	449.1	—	
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	7.91	17.24	—	5.66	3.97	—	—	
—	P	—	—	—	4.95	10	—	—	
—	c	—	—	—	20.77	7.389	—	—	
—	d	—	—	—	0.007	0.00142	—	—	
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	292	298	700	273	800	400	298	
—	数值	3.9	9	17	5.3	6.6	5.4	4.7	
参考文献	—	[10]	[10]	[1]	[9]	[26]	[24]	[30]	
样品	—	橄榄石	橄榄石	橄榄石	瓦兹利石	林伍德石	铁橄榄石	铁橄榄石	
描述	—	单晶,(100)	单晶, (010)	单晶, (001)	陶瓷, Mg <sub>1.8</sub> Fe <sub>0.2</sub> SiO <sub>4</sub>	陶瓷, Mg <sub>1.8</sub> Fe <sub>0.2</sub> SiO <sub>4</sub>	陶瓷, Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	陶瓷, Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> 尖晶石相	
压力 P/GPa	—	0~8.3	0~8.3	0~8.3	14	20	4.85	4.85	
温度 T/K	—	293~1100	293~1100	293~1100	400~1373	400~1200	300~900	300~700	
方法	—	TPS	TPS	TPS	MAM	MAM	MAM	MAM	
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	2.5	1.53	2.16	—	—	1.66	2.39	
—	P	—	—	—	14	20	4.85	4.85	
—	a	-0.066	-0.124	-0.0314	0.38878	0.33917	-0.101	-0.1162	
—	b	938.8	621.2	833.1	678.3	851.1	500	723	
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	6.61	3.95	5.91	—	—	—	—	
—	P	8.3	—	—	14	20	—	—	
—	c	15.74	12.29	12.17	11.231	13.427	—	—	
—	d	0.00307	0.00473	0.0023	0.00154	0.00159	—	—	
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	293	—	—	—	—	—	—	
—	数值	4.6	3.4	4.1	—	—	—	—	
参考文献	—	[19]	[19]	[19]	[26]	[26]	[1]	[1]	

续表 1

Continued Table 1

样品	—	纯橄岩	纯橄岩	纯橄岩	纯橄岩	二辉橄榄岩	石榴石	镁铁榴石	
描述	—	岩石, Carolina	岩石, Twin sisters	岩石, Muskox	岩石, Ol <sub>98</sub> Sp <sub>2</sub>	岩石, Ol <sub>75</sub> En <sub>18</sub> Di <sub>5</sub> Sp <sub>2</sub>	单晶, Py <sub>25</sub> Al <sub>74</sub> Gr <sub>1</sub>	MORB 合成	
压力 P/GPa	—	0~4.95	0~4.95	0~5.6	1	1	0~8.3	15	
温度 T/K	—	273~603	273~571	273~544	300~1200	300~1200	293~1100	400~1100	
方法	—	RHM	RHM	RHM	THM	THM	TPS	XRA	
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	—	—	—	1.4	1.313	1.19	—	
—	P	—	—	—	—	—	8.3	15	
—	a	—	—	—	—	—	0.28286	0.62161	
—	b	—	—	—	—	—	378.5	298	
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	3.75	8.65	4.95	—	—	3.48	—	
—	P	4.95	4.95	4.95	—	—	8.3	—	
—	c	11.29	23.91	12.26	—	—	5.094	—	
—	d	0.005	0.0058	0.00407	—	—	0.001	—	
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	273	273	273	300	300	293	—	
—	数值	5.9	4.8	6.2	12.5	14	4.6	—	
参考文献	—	[9]	[9]	[9]	[33]	[33]	[19]	[27]	
样品	—	顽辉石	透辉石	透辉石	透辉石	透辉石	辉石	辉石	钛酸钙
描述	—	单晶, En <sub>98</sub> Fs <sub>2</sub>	单晶, Di <sub>80</sub> Hd <sub>20</sub>	单晶, X 轴	单晶, Y 轴	单晶, Z 轴	钙钛矿相, 合成	钙钛矿相, 合成	CaIrO <sub>3</sub> , 钙钛矿相
压力 P/GPa	—	3.5~6.7	2.6~4.1	5.6	5.6	5.6	26	11~144	0.5
温度 T/K	—	443~1177	443~838	310	310	310	473~1073	300	473~873
方法	—	XRA	XRA	SHM	SHM	SHM	MAM	FM	XRA
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	—	3.5	—	—	—	—	—	5.3
—	P	6.1	4.1	—	—	—	26	—	0.5
—	a	0.000715	-4.262	—	—	—	0.92767	—	-2.71068
—	b	2449.4	4729.4	—	—	—	1138.8	—	3425.3
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	—	—	3.9	5.4	8.4	—	—	—
—	P	—	—	—	—	—	—	—	—
—	c	—	—	—	—	—	—	—	—
—	d	—	—	—	—	—	—	—	—
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	500	500	310	310	310	—	—	—
—	数值	56	93	7.5	7	6.4	—	4.6	—
参考文献	—	[47]	[47]	[48]	[48]	[48]	[45]	[35]	[49]
样品	—	钛酸钙	硬玉	硬玉	榴辉岩	滑石	滑石	滑石	
描述	—	CaIrO <sub>3</sub> , 后钙钛矿相	单晶	单晶, NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	MORB 合成	集合体, X 轴	集合体, Y 轴	集合体, Z 轴	
压力 P/GPa	—	0.5	4.0~6.9	0~3	3.5	1.7~5.3	1.7~5.3	1.7~5.3	
温度 T/K	—	473~873	499~1177	—	400~1000	300~900	300~900	300~900	
方法	—	XRA	XRA	TPS	XRA	TPS	TPS	TPS	
D(T)/(mm <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	D <sub>0</sub>	6.5	2.45	—	—	4.1	2.9	1.6	
—	P	0.5	6.7	—	3.5	—	—	—	
—	a	-0.95111	-0.88015	—	-0.05954	—	—	—	
—	b	3269.1	1989.7	—	715.1	—	—	—	
k(T)/(Wm <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> )	k <sub>0</sub>	—	—	6.8	—	10.8	6.7	4.4	
—	P	—	—	—	—	—	—	—	
—	c	—	—	—	—	—	—	—	
—	d	—	—	—	—	—	—	—	
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	—	500	293	—	300	—	—	
—	数值	—	23	4.6	—	-0.7	1.1	4	
参考文献	—	[49]	[47]	[19]	[27]	[21]	[21]	[21]	

续表 1  
Continued Table 1

样品	—	叶腊石	叶蛇纹石	玄武岩
描述	—	岩石	集合体	岩石
压力 P/GPa	—	0~1.2	2~8.3	0~1
温度 T/K	—	300	300~800	300
方法	—	THM	TPS	THM
$D(T)/(mm^2 \cdot s^{-1})$	$D_0$	—	0.9	—
—	P	—	—	—
—	a	—	—	—
—	b	—	—	—
$k(T)/(Wm^{-1} \cdot K^{-1})$	$k_0$	5.7	2.4	1.4
—	P	—	—	—
—	c	—	—	—
—	d	—	—	—
压力系数/(%·GPa <sup>-1</sup> )	T	300	300	300
—	数值	20	2.9	7.1
参考文献	—	[13]	[20]	[13]

注:  $D_0, k_0$  为常温常压下样品的热扩散系数和热导率,  $D(T), k(T)$  为高温高压下热扩散系数和热导率, 热扩散系数以  $D(T)=a+T/b$  拟合; 热导率以  $k(T)=c/(1+dT)$  拟合,  $T$  为温度, 由于在不同的压力下拟合系数也不同, 所以在给出拟合系数同时也给出了拟合时的压力  $P$ . 压力系数定义式为  $k_0^{-1} \partial k / \partial P$ , 而压力系数在不同的温度下也不相同, 所以给出压力系数的同时标明了温度条件.

MAM: 周期热流法(Modified Angstrom Method); RHM: 稳态法(Radial Heat Flow Method); CMS: 稳态比较法(Comparative method of steady flow); SHM: 稳态热线法(Steady-state hot-wire method); SRM: 稳态径向热流法(steady-state radial heat flow method); THS: 瞬态热带法(transient two-strip method); THM: 瞬态热丝法(Transient hot-wire method); TLS: 瞬态热线法(transient line source method); CFO: 光栅法(Contact-free, optical method); TPS: 瞬态平面热源法(Transient plane source method); TRR: 时间分辨辐射测定法(Time-resolved radiometry method); XRA: X光照相周期法(X-radiographic Angstrom method); FM: 激光闪烁法(Flash method). 部分热导率压力系数由热导率与体弹模量和热扩散系数的关系:  $k^{-1} \partial k / \partial P \approx 1/K_T + D^{-1} \partial D / \partial P$  计算得到, 体弹模量  $K_T$  数据引自文献<sup>[50]</sup>.

### 3 矿物和岩石的热导率在固体地球科学中的应用

#### 3.1 地表热流密度的推算

地表热流密度是重要的参数, 现在获得该项数据的依据是傅立叶传热方程为

$$q = -k(\partial T / \partial z), \quad (7)$$

其中  $q$  为热流量,  $k$  为热导率,  $\partial T / \partial z$  为温度梯度 ( $K \cdot m^{-1}$ ). 一般通过测量钻井中某一段的温度梯度和该段岩石在高温高压下的热导率, 最后计算获得热流密度<sup>[51-53]</sup>.

#### 3.2 计算岩石圈温度与深度关系及岩石圈厚度

岩石高温高压下热导率数据结合地表热流密度和岩石生热率, 可以推算岩石圈内温度-深度分布<sup>[3, 54]</sup>. 假定稳定地区在无构造活动或岩浆活动引起的对流热传递情况下, 岩石层内的热主要是以热传导方式向外传递. 则通过求解内部含有生热源的一位稳态传热方程, 就可以获得不同深度与温度的对应关系<sup>[55]</sup>. 当计算得到的温度与地幔等熵线(全球尺度下是统一的,  $T_m = 1300 + 0.4 \times z$ ,  $T_m$  为地幔

等熵线温度/ $^{\circ}C$ ,  $z$  为深度/km)相交时, 我们认为这是岩石圈的底界, 之上所有岩层的厚度即为热力学岩石圈厚度<sup>[56-58]</sup>.

#### 3.3 消减带温度分布结构

对于消减带的深源地震(震源深度 325~690 km), 一般认为是亚稳态的橄榄石地幔楔和斜顽辉石深入 600 km 的转换带内, 由于同素异形体的相变, 亚稳态橄榄石和斜顽辉石分别相变为致密的细粒尖晶石相和钛铁矿相, 这个过程出现的剪切不稳定性引起突然的破碎, 造成深远地震的发生<sup>[59]</sup>. 过去对消减带的热动力学性质的研究都假设热导率是常数, 现在我们知道热导率是温度和压力的函数, 而且与物质成分关系也很大, 即还需要考虑相变对热导率的影响. Marton 利用 Xu 的实验结果通过求解与俯冲时间相关的非稳态的热传递方程, 发现变化的热导率值导致俯冲板块中心的温度要比之前认为的高 50~100  $^{\circ}C$ <sup>[60]</sup>. 亚稳态橄榄石的存在深度也相应减少 50 km. 实验结果表明, 亚稳态橄榄石存在的最大深度比深源地震的最大深度浅约 140 km, 深源地震应该不是亚稳态橄榄石的相变造成的<sup>[4]</sup>.

### 3.4 核幔边界热流量的估算

Kawai 根据 Goncharov 实验的结果<sup>[61]</sup>, 采用  $D''$  层的热导率为  $k=10.0 \pm 2 \text{ Wm}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ , 通过热传递傅立叶方程  $q=-k(\partial T/\partial z)$ , 得到  $D''$  层内的热流量, 即从地核流入地幔的热流量  $q$  约为 10.1 TW, 符合地球发动机的 5~15 TW 的区间<sup>[62]</sup>, 而不是之前普遍认为的 3~4 TW.

### 4 小结与思考

以上概述了最近 50 年来高温高压下热导率测量的相关进展, 包括在大压机和金刚石压砧中测量矿物和岩石晶格热导率的方法技术, 和相应的不同时期获得的实验结果. 最后阐述了热导率在固体地球科学中的应用.

在高温高压热导率实验研究方面, 虽然已经取得了很多成果, 但是仍然存在以下一些不足之处:

1) 矿物的晶格热导率在接触法测量中, 存在一定的接触热阻, 造成对热导率的低估, 而在非接触法中又存在温度测量不准确的缺点, 未来希望通过提高光学测温的精准度, 提升热导率测量的准确度.

2) 样品尺寸越大, 得到的温度和压力的分布就会越均匀, 同时抑制地幔中实际不存在而在实验室条件下存在的光子直接传播, 结果误差越小. 由于技术限制, 目前想要在超高压下对大尺寸样品进行测量是不太可能的. 要想克服这个问题就只能依赖高温高压技术的不断进步.

3) 对矿物和岩石在超高温超高压条件下的热导率研究固然是重要的, 但是我们同样也不能忽视在岩石圈条件下, 在不太高温度和压力下的, 含有空隙和流体的地学材料的热导率的研究. 因为与人类息息相关的地震和火山活动就发生在地球的岩石圈层, 这些活动的发生与当地的热动力学环境有重要的关系, 而对其热导率的研究也是认识其发生机理的重要途径.

4) 国内对矿物和岩石高温高压下热传导性质的研究几乎还是一片空白<sup>[63]</sup>, 这方面的研究亟待开展.

**致谢** 对本研究课题组学友们一直以来的照顾和帮助深表谢意.

### 参 考 文 献 (References):

- [1] Fujisawa H, Fujii N, Mizutani H, *et al.* Thermal diffusivity of  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  and  $\text{NaCl}$  at high pressures and temperatures[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1968, 73 (14): 4727-4733.
- [2] Yanagawa T, Nakada M, Yuen D A. Influence of lattice thermal conductivity on thermal convection with strongly temperature-dependent viscosity[J]. *Earth Planets and Space*, 2005, 57 (1): 15-28.
- [3] Chapman D S. Thermal gradients in the continental crust[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1986, 24 (1): 63-70.
- [4] Marton F C, Shankland T J, Rubie D C, *et al.* Effects of variable thermal conductivity on the mineralogy of subducting slabs and implications for mechanisms of deep earthquakes[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, 149(1-2): 53-64.
- [5] Stacey F D, Loper D E. A revised estimate of the conductivity of iron alloy at high pressure and implications for the core energy balance [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2007, 161(1-2): 13-18.
- [6] Bridgman P W. The thermal conductivity and compressibility of several rocks under high pressures[J]. *American Journal of Science*, 1924, s5-7(38): 81-102.
- [7] Yagi T, Ohta K, Kobayashi K, *et al.* Thermal diffusivity measurement in a diamond anvil cell using a light pulse thermorefectance technique [J]. *Measurement Science & Technology*, 2011, 22(2), doi: 10.1088/0957-0233/22/2/024011.
- [8] Brydsten U, Gerlich D, Backstrom G. Thermal conductivity of single-crystal  $\text{NaCl}$  under uniaxial compression[J]. *Journal of Physics C-Solid State Physics*, 1983, 16(1): 143-146.
- [9] Beck A E, Darbha D M, Schloessin H H. Lattice conductivities of single-crystal and polycrystalline materials at mantle pressures and temperatures [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1978, 17(1): 35-53.
- [10] Yukutake H, Shimada M. Thermal conductivity of  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgO}$ , coesite and stishovite up to 40 kbar[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1978, 17(3): 193-200.
- [11] Abdulagatov I M, Emirov S N, Abdulagatova Z Z, *et al.* Effect of pressure and temperature on the thermal conductivity of rocks [J]. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 2006, 51(1): 22-33.
- [12] Andersson P, Bäckström G. Thermal conductivity of solids under pressure by the transient hot wire method[J]. *Review of Scientific Instruments*, 1976, 47(2): 205-209.
- [13] Horai K, Susaki J. The effect of pressure on the thermal conductivity of silicate rocks up to 12 kbar[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1989, 55(3-4): 292-305.
- [14] Håkansson B, Andersson P, Bäckström G. Improved hot-wire procedure for thermophysical measurements under pressure[J]. *Review of Scientific Instruments*, 1988, 59 (10): 2269-2275.
- [15] Kieffer S W, Getting I C, Kennedy G C. Experimental

- determination of pressure dependence of thermal diffusivity of teflon, sodium-chloride, quartz, and silica [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1976, 81(17): 3018-3024.
- [16] Seipold U. Simultaneous measurements of thermal diffusivity and thermal conductivity under high pressure using thermal pulses of finite length [J]. *High Temperatures-High Pressures*, 1988, 20: 609-613.
- [17] Tommasi A, Gibert B, Seipold U, *et al.* Anisotropy of thermal diffusivity in the upper mantle [J]. *Nature*, 2001, 411 (6839): 783-786.
- [18] Dzhavadov L N. Measurement of thermophysical properties of dielectrics under pressure[J]. *High Temperatures - High Pressures*, 1975, 7: 49-54.
- [19] Osako M, Ito E, Yoneda A. Simultaneous measurements of thermal conductivity and thermal diffusivity for garnet and olivine under high pressure[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, 143-144: 311-320.
- [20] Osako M, Yoneda A, Ito E, *et al.* Thermal diffusivity, thermal conductivity and heat capacity of serpentine (antigorite) under high pressure[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, 183(1-2): 229-233.
- [21] Yoneda A, Yonehara M, Osako M. Anisotropic thermal properties of talc under high temperature and pressure[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2012, 190-191: 10-14.
- [22] Katsura T. Thermal diffusivity of silica glass at pressures up to 9 GPa[J]. *Physics and Chemistry of Minerals*, 1993, 20 (3): 201-208.
- [23] Katsura T. Measurement of thermal diffusivity at high pressures and high temperatures[J]. *Proceedings of the Japan Academy Series B-Physical and Biological Sciences*, 1992, 68(6): 81-86.
- [24] Katsura T. Thermal diffusivity of olivine under upper mantle conditions[J]. *Geophysical Journal International*, 1995, 122 (1): 63-69.
- [25] Katsura T. Thermal diffusivity of periclase at high temperatures and high pressures[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1997, 101(1-2): 73-77.
- [26] Xu Y S, Shankland T J, Linhardt S, *et al.* Thermal diffusivity and conductivity of olivine, wadsleyite and ringwoodite to 20 GPa and 1373 K[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, 143-144: 321-336.
- [27] Dobson DP, Hunt S A, McCormack R, *et al.* Thermal diffusivity of MORB-composition rocks to 15 GPa: implications for triggering of deep seismicity[J]. *High Pressure Research: An International Journal*, 2010, 30(3): 406-414.
- [28] Pangilinan G I, Ladouceur H D, Russell T P. All-optical technique for measuring thermal properties of materials at static high pressure[J]. *Review of Scientific Instruments*, 2000, 71(10): 3846-3852.
- [29] Abramson E H, Brown J M, Slutsky L J. The thermal diffusivity of water at high pressures and temperatures[J]. *Journal of Chemical Physics*, 2001, 115(22): 10461-10463.
- [30] Chai M, Brown J M, Slutsky L J. Thermal diffusivity of mantle minerals [J]. *Physics and Chemistry of Minerals*, 1996, 23(7): 470-475.
- [31] Beck P, Goncharov A F, Struzhkin V V, *et al.* Measurement of thermal diffusivity at high pressure using a transient heating technique[J]. *Applied Physics Letters*, 2007, 91 (18), doi: 10.1063/1.2799243.
- [32] Hofmeister A M. Mantle values of thermal conductivity and the geotherm from phonon lifetimes[J]. *Science*, 1999, 283 (5408): 1699-1706.
- [33] Gibert B, Seipold U, Tommasi A, *et al.* Thermal diffusivity of upper mantle rocks: Influence of temperature, pressure, and the deformation fabric [J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2003, 108 (B8) doi: 10.1029/2002JB002108.
- [34] Seipold U. Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks-a general law [J]. *Tectonophysics*, 1998, 291(1-4): 161-171.
- [35] Ohta K, Yagi T, Taketoshi N, *et al.* Lattice thermal conductivity of MgSiO<sub>3</sub> perovskite and post-perovskite at the core-mantle boundary [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 349-350: 109-115.
- [36] Hofmeister A M. Pressure dependence of thermal transport properties [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2007, 104 (22): 9192-9197.
- [37] 刘善琪, 李永兵, 田会全, 等. 含湿孔隙岩石有效热导率的数值分析[J]. *地球物理学报*, 2012, 55(12): 4239-4248. Liu S Q, Li Y B, Tian H Q, *et al.* Numerical simulation on thermal conductivity of wet porous rock[J]. *Chinese Journal Geophysics (in Chinese)*, 2012, 55(12): 4239-4248.
- [38] Clauser C, Huenges E. Thermal conductivity of rocks and minerals[J]. *Rock physics and phase relations A handbook of physical constants. AGU Reference Shelf*, 1995, 3: 105-126.
- [39] Goto T, Ahrens T J, Rossman G R, *et al.* Absorption-spectrum of shock-compressed Fe<sup>2+</sup>-bearing MgO and the radiative conductivity of the lower mantle[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1980, 22(3-4): 272-276.
- [40] Horai K I. Thermal conductivity of rock-forming minerals [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1971, 76(5): 1278-1308.
- [41] Knittle E. Static compression measurements of equations of state[J]. *AGU Reference Shelf*, 1995, 2: 98-142.
- [42] MacPherson W R, Schloessin H H. Lattice and radiative thermal conductivity variations through high P, T polymorphic structure transitions and melting points [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1982, 29(1): 58-68.
- [43] Alm O, Bäckström G. Thermal conductivity of KCl up to 19 kbar[J]. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 1974, 35(3): 421-424.

- [44] Andersson S, Bäckström G. Techniques for determining thermal conductivity and heat capacity under hydrostatic-pressure[J]. *Review of Scientific Instruments*, 1986, 57(8): 1633-1639.
- [45] Manthilake G M, de Koker N, Frost D J, *et al.* Lattice thermal conductivity of lower mantle minerals and heat flux from Earth's core[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2011, 108(44): 17901-17904.
- [46] Andersson S, Dzhevadov L. Thermal conductivity and heat capacity of amorphous SiO<sub>2</sub>: pressure and volume dependence [J]. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 1992, 4(29): 6209-6216.
- [47] Hunt S A, Walker A M, McCormack R J, *et al.* The effect of pressure on thermal diffusivity in pyroxenes[J]. *Mineral Magazine*, 2011, 75(5): 2597-2610.
- [48] Schloessin H, Dvorak Z. Anisotropic lattice thermal conductivity in enstatite as a function of pressure and temperature[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1972, 27(5): 499-516, doi: 10.1111/j.1365-246X.1972.tb06105.x.
- [49] Hunt S A, Davies D R, Walker A M, *et al.* On the increase in thermal diffusivity caused by the perovskite to post-perovskite phase transition and its implications for mantle dynamics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 319 - 320: 96-103.
- [50] 谢鸿森. 地球深部物质科学导论[M]. 北京: 科学出版社, 1997.  
Xie H S. Introduction of the Earth's Interior Materials[M]. Beijing: Science Press (in Chinese), 1997.
- [51] 汪集旻, 黄少鹏. 中国大陆地区大地热流数据汇编[J]. *地质科学*, 1988, (2): 196-204.  
Wang J Y, Huang S P. Compilation of heat flow data for continental area of China[J]. *Chinese Journal of Geology (in Chinese)*, 1988, (2): 196-204.
- [52] 汪集旻, 黄少鹏. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版)[J]. *地震地质*, 1990, 12(4): 351-366.  
Wang J Y, Huang S P. Compilation of heat flow data in the China continental area [J]. *Seismology and Geology (in Chinese)*, 1990, 12(4): 351-366.
- [53] 沈显杰, 杨淑贞, 沈继英. 格尔木-额济纳旗地学断面热流研究与分析[J]. *地球物理学报*, 1995, 38(II): 86-97.  
Shen X J, Yang S Z, Shen J Y. Heat flow study and analysis along the Golmud-Ejin Qi geotranssect [J]. *Chinese Journal Geophysics (in Chinese)*, 1995, 38(II): 86-97.
- [54] 汪集旻 胡圣标, 程本合, 等. 中国大陆科学钻探靶区深部温度预测[J]. *地球物理学报*, 2001, 44(6): 774-782.  
Wang J Y, Hu S B, Cheng B H, *et al.* Predication of the deep temperature in the target area of the China Continental Scientific Drilling [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 2001, 44(6): 774-782.
- [55] 李飞, 张智. 张家口-塘沽测线岩石圈有效弹性厚度研究[J]. *地球物理学进展*, 2009, 24(5): 1602-1608.  
Li F, Zhang Z. Research on the lithospheric effective elastic thickness under the Zhangjiakou-Tanggu survey line [J]. *Progress in Geophys (in Chinese)*, 2009, 24(5): 1602-1608.
- [56] 臧绍先, 刘永刚, 宁杰远. 华北地区岩石圈热结构的研究[J]. *地球物理学报*, 2002, 45(1): 56-66.  
Zang S X, Liu Y G, Ning J Y. Thermal structure of the lithosphere in North China[J]. *Chinese Journal Geophysics (in Chinese)*, 2002, 45(1): 56-66.
- [57] 迟清华, 鄢明才. 华北地台岩石放射性元素与现代大陆岩石圈热结构和温度分布[J]. *地球物理学报*, 1998, 41(1): 38-48.  
Chi Q H, Yan M C. Radioactive elements of rocks in North China Platform and the thermal structure and temperature distribution of the modern continental lithosphere [J]. *Chinese Journal Geophysics (in Chinese)*, 1998, 41(1): 38-48.
- [58] Wang Y, Cheng S H. Lithospheric thermal structure and rheology of the eastern China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 47: 51-63.
- [59] Kirby S H, Stein S, Okal E A, *et al.* Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere[J]. *Reviews of Geophysics*, 1996, 34(2): 261-306.
- [60] Mosenfelder J L, Marton F C, Ross C R, *et al.* Experimental constraints on the depth of olivine metastability in subducting lithosphere[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, 127(1-4): 165-180.
- [61] Kawai K, Tsuchiya T. Temperature profile in the lowermost mantle from seismological and mineral physics joint modeling [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2009, 106(52): 22119-22123.
- [62] Olson P, Christensen U R. Dipole moment scaling for convection-driven planetary dynamos[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 250(3 - 4): 561-571.
- [63] 赵永信, 杨淑贞, 张文仁, 等. 岩石热导率的温压实验及分析[J]. *地球物理学进展*, 1995, 10(1): 104-113.  
Zhao Y X, Yang S Z, *et al.* An experimental study of rock thermal conductivity under different temperature and pressure [J]. *Pogress in Geophysics (in Chinese)*, 1995, 10(1): 104-113.