

文章编号: 1000-5773(2014)01-0011-07

高温高压下岩石热扩散系数的测量: 以玄武岩为例^{*}

苗社强^{1,2}, 李和平¹, 陈刚^{1,2}

(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, 贵州贵阳 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传导性质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。高温高压下原位测量矿物和岩石的热扩散系数具有重要的地学意义,但是在国内这方面的研究还处于空白阶段。以 YJ-3000t 紧装式六面顶压机为平台,搭建了高温高压下原位测量岩石热扩散系数的装置,并分别在 0.5 和 2.0 GPa、20~500 °C 条件下测量了玄武岩的热扩散系数。外推至常压高温下的结果与常压高温下采用 LFA427 激光导热仪测量的结果符合得较好,说明该装置可以用于测量高温高压下岩石的热扩散系数。

关键词: 高温高压;热扩散系数测量装置;瞬态平面热源法;激光导热仪;玄武岩

中图分类号: O521.2;O521.3;P589.1 **文献标志码:** A

doi: 10.11858/gywlxb.2014.01.002

1 引言

表征材料导热性能的参数有热导率和热扩散系数。热导率定义为单位时间内单位面积上通过的热量与温度梯度的比例系数。热扩散系数反映温度变化在材料中传递的快慢程度,定义为

$$D = k / \rho c_p \quad (1)$$

式中: D 为热扩散系数(mm^2/s), k 为热导率($\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$), ρ 为样品密度(g/cm^3), c_p 为定压比热容($\text{J}/(\text{g} \cdot ^\circ\text{C})$)。材料的导热性能随温度、压力等条件变化。高温高压下矿物和岩石的导热性能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^[1-3]。地幔物质在高温高压环境下的导热性与粘度一起决定了地球内部的传热方式(热传导或对流传热)^[4-5]。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的热结构模型^[6-7],而消减带的热结构模型对消减带的消减动力学和深源地震的成因具有重要意义^[8]。在地球的热演化历史中,导热性能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^[9-10]。因此,研究矿物和岩石在高温高压下的导热性能对认识地球内部结构及热演化历史都是极其重要的。

在实验测量中,热扩散系数较容易获得,通过热导率和热扩散系数之间的关系,可以间接推算出热导率,因此在很多常压和高压实验中,直接测量的量是材料的热扩散系数。在近几年里,国外学者对高温高压下石英、橄榄石、辉石、石榴子石、氧化镁、橄榄岩、瓦兹利石、林伍德石、辉石的钙钛矿相等矿物和岩石的热传导性质进行了比较详细的研究^[3,11-22],结果表明,矿物和岩石的热扩散系数随压力的增高

* 收稿日期: 2012-11-22; 修回日期: 2013-02-19

基金项目: 中国科学院“135”项目

作者简介: 苗社强(1984—),男,博士研究生,主要从事高温高压实验岩石学研究. E-mail: miaoq@yeah.net

通讯作者: 李和平(1963—),男,研究员,主要从事高温高压实验岩石学研究. E-mail: lih0803@163.com

而线性增大,即

$$D(p) = a + bp \quad (2)$$

式中: p 为压力(GPa), a 、 b 为与该种岩石有关的常数。此外,矿物和岩石的热扩散系数随温度的增加成反比例减小,即

$$D(T) = c/(1 + dT) \quad (3)$$

式中: T 为温度($^{\circ}\text{C}$), c 、 d 为与该种岩石有关的常数。

在国内,高温高压下矿物和岩石热扩散系数的实验研究还处于空白阶段。鉴于高温高压下矿物和岩石热导率研究的重要意义,我们以 YJ-3000t 紧装式六面顶压机为平台,设计了高温高压下原位测量岩石热扩散系数的实验装置。

2 实验方法与过程

在 YJ-3000t 紧装式六面顶压机上搭建了用于测量高温高压下热扩散系数的实验装置^[18,23],并分别在 0.5 和 2.0 GPa、20~500 $^{\circ}\text{C}$ 下测量高温高压下玄武岩的热扩散系数。为检验测量结果的可靠性,采用德国耐驰 LFA427 激光热导仪,在常压下测量同一样品在 20~500 $^{\circ}\text{C}$ 下的热扩散系数。将高温高压下的实验结果外推到常压高温,并与常压高温下由 LFA427 激光热导仪测得的结果进行对照,以证明高温高压实验装置测量结果的可靠性。

2.1 样品制备

碱性橄榄玄武岩采自河北省张家口市大麻坪,样品新鲜,黑色,致密块状构造,斑状结构,斑晶有体积分数为 5% 的橄榄石和 1% 的斜长石,基质以板条状斜长石组成骨架,其间填充很细小的呈粒状的橄榄石、绿泥石化的辉石和磁铁矿,基质中含 60% (体积分数) 的斜长石、20% 的橄榄石、10% 的辉石及 5% 的磁铁矿微粒,正交光下的照片如图 1 所示。样品的密度为 2.88 g/cm^3 ,真密度为 2.95 g/cm^3 ,孔隙度为 2.3%。样品的化学组成(质量分数)如表 1 所示,其中 FeO^* 为全铁,LOI(Loss on Ignition)为烧失量,主量元素分析采用 X 射线荧光光谱法。

将样品加工成直径为 10.00 mm、厚度为 2.50 mm 以及直径为 12.50 mm、厚度为 2.50 mm 的两种薄片,分别供高温高压实验和 LFA427 激光热导仪测量使用。测试前,将样品放入 50 $^{\circ}\text{C}$ 烘干炉中烘干,然后放入 200 $^{\circ}\text{C}$ 烘箱中烘 24 h,以去除样品表面的吸附水。

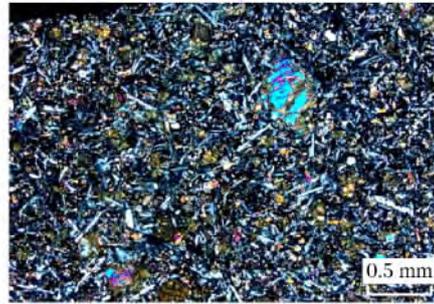


图 1 正交光下碱性橄榄玄武岩的照片
Fig. 1 Micrograph of alkalic olivine basalt in cross-polarized light

表 1 碱性橄榄玄武岩的主量元素组成(质量分数)

Table 1 Major element composition of the alkalic olivine basalt (Mass fraction) (%)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^*	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MgO	LOI
44.88	2.47	13.78	13.57	0.17	8.93	3.70	0.97	0.76	8.99	1.78

2.2 高温高压下热扩散系数的测量

2.2.1 瞬态平面热源法原理

热扩散系数测量装置利用瞬态平面热源法,原理如图 2 所示。3 块样品 1、2、3 叠置在一起,对平面热源通以强度为 I 、持续时间为 t_0 的脉冲电流,加热样品 1 和样品 2,样品温度逐渐升高,位于样品 2 和样品 3 之间的热电偶记录温度升高与时间的关系,得到如图 2 右图所示的温度响应曲线。

假设样品与周围环境无热交换,并忽略平面热源的比热容和厚度,则可以把上述过程抽象为半无限

大物体的一维非稳态导热问题,相应的导热方程、初始条件和边界条件为

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 T}{\partial h^2} = \frac{1}{D} \frac{\partial T}{\partial t} & 0 < h < +\infty \\ T = 0 & t = 0 \\ -k \frac{\partial T}{\partial h} = q(t) & h = 0 \\ T \rightarrow 0 & h \rightarrow +\infty \end{cases} \quad (4)$$

式中: h 为样品厚度(mm), t 为时间(s), k 为热导率(W/(m·°C)), q 为热流密度(W/mm²)。当加热脉冲时间极短时,可以看作理想脉冲,此时(4)式的解为

$$T(h, t) = \frac{q}{c_p \rho \sqrt{\pi D t}} \exp\left(-\frac{h^2}{4Dt}\right) \quad (5)$$

式中: c_p 为定压比热容(J/(g·°C))。由此可以得到

$$D = \frac{h^2}{2t_m} f_D \quad (6)$$

$$f_D = \left(\frac{t_m}{t_0} - 1\right) \ln\left[\frac{t_m/t_0}{(t_m/t_0) - 1}\right] \quad (7)$$

式中: f_D 为修正系数; t_m 为达到最高温度所用的时间(s),如图 2 所示; t_0 为脉冲持续时间(s)^[24]。

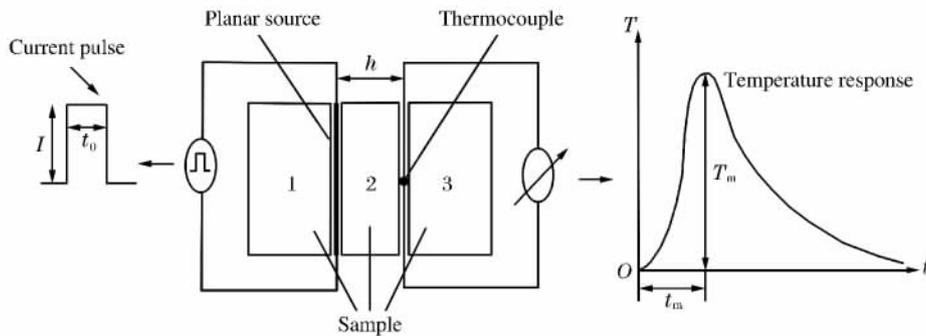


图 2 平面热源法原理图^[24]

Fig. 2 Principle of the plane source method^[24]

2.2.2 高温高压下热扩散系数的测量装置及实验步骤

高温高压下样品的热扩散系数测量是在 YJ-3000t 紧装式六面顶压机上完成的。实验样品的组装如图 3 所示。将 3 个相同的薄片样品叠置在一起,分别在两个间面布置热电偶和平面热源。热电偶为直径 0.127 mm 的镍铬-镍铝丝;平面热源的直径为 10.00 mm,以直径为 0.127 mm 的镍铬丝折成。

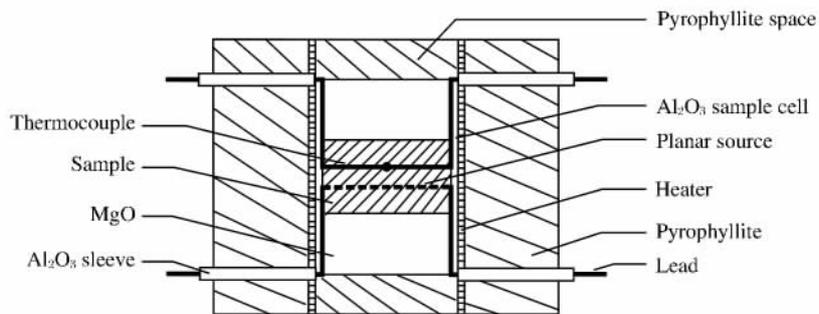


图 3 高温高压下测量热扩散系数样品组装图

Fig. 3 Sample assembly for thermal diffusivity measurement at high pressure and high temperature

样品的上、下表面均与氧化镁圆柱接触,因为氧化镁的热导率较样品高很多,可以保证在每个测量环节结束后样品内的多余热量能够迅速释放并达到自身的热平衡。样品与加热铁片之间采用氧化铝陶瓷管绝缘,热电偶丝和加热丝也套以氧化铝陶瓷管。堵头采用 800 °C 灼烧脱水的叶蜡石。传压介质使用立方体叶蜡石粉压块(边长为 32.5 mm),将其焙烧至 800 °C,以避免叶蜡石因高温脱水而给测量带来的影响。

装置的连接示意图如图 4 所示。在样品达到目标温度及压力条件并稳定后,通过集成电路和电子开关控制稳压电源,给平面热源通以脉冲时间 $t_0 = 0.06$ s 的加热脉冲,平面热源两侧样品被加热,热量分别向上、下两方向传递。向上传递的热量由热电偶记录,并通过分压计和直流放大器后,送入示波器进行显示和采集。根据采集到的温升曲线,可以得到最大温升所需的时间 t_m ,由于样品厚度 h 已知,代入(9)式就可以得到样品的热扩散系数。

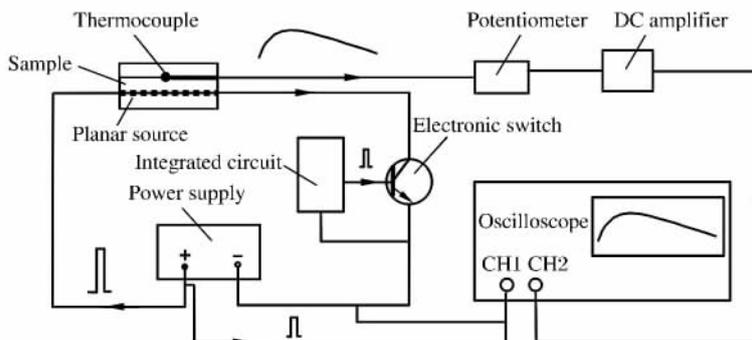


图 4 高温高压下热扩散系数测量系统示意图

Fig. 4 Schematic diagram of measurement system of thermal diffusivity at high temperature and high pressure

3 实验结果与讨论

压力对玄武岩热扩散系数的影响较大,在室温条件下,压力为 2.0 GPa 时热扩散系数的测量结果比 0.5 GPa 时提高 27%,如图 5 所示,其中实线为对 4 组实验数据以(3)式拟合得到的拟合曲线。

由于矿物和岩石的热扩散系数随压力的增加而线性增大,根据样品在 0.5 和 2.0 GPa 时的热扩散系数 D_{exp} ,由(2)式可以外推常压下样品的热扩散系数 D_0 和不同温度下的压力系数 a_p (GPa^{-1})。压力系数的定义为: $a_p = D_0^{-1} \partial D / \partial p$,结果如表 2 所示。表 2 中, D_L 为采用 LFA427 激光热导仪测得的常压下样品的热扩散系数,相对误差 $\delta = (D_0 - D_L) / D_L$ 。

由于所选样品在密度、孔隙度、成分上存在差异,因此造成由本实验结果外推获得的常压时样品的热扩散系数与 Kanamori 等人^[25]获得的常压时玄武岩在高温下的热扩散系数出现一定的偏差。

地质材料(如矿物和岩石)的热能传递靠晶格振动实现。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与物质的碰撞。格波在晶体中传播受到的散射,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,即

$$k_{\text{lat}} = cv\bar{l}/3 \quad (8)$$

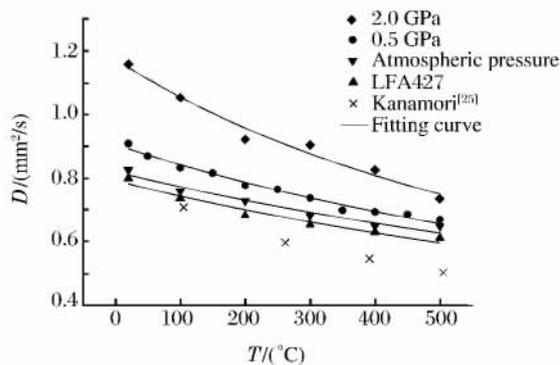


图 5 玄武岩热扩散系数与温度的关系

Fig. 5 The relationship between thermal diffusivity and temperature for basalt

式中: k_{lat} 为晶格热导率($\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$), c_V 为定容比热容($\text{J}/(\text{g} \cdot ^\circ\text{C})$), \bar{v} 为声子平均速度(mm/s), l 为声子平均自由程(mm)。

当温度和压力变化时, c_V 和 \bar{v} 的变化不大,所以影响矿物和岩石热传导的主要因素是声子的平均自由程。

当温度升高时,声子碰撞加剧,声子的平均自由程迅速减小,热导率和热扩散系数随之减小。岩石的导热性能对温度的负反馈使其具有较好的保温效果,从而减慢地壳的冷却速度;同时在一些造山带,摩擦产生的热量不能迅速释放,局部的温度升高可导致部分岩石出现熔融,影响当地的板块活动。

当压力升高时,更加紧密的结构使声子在传递过程中发生的散射减少,提高了传热效率,所以 2.0 GPa 压力下获得的热扩散系数高于 0.5 GPa 压力下获得的热扩散系数,而 0.5 GPa 压力下获得的热扩散系数高于常压下采用激光闪烁法获得的结果。在室温条件下,2.0 GPa 压力下的热扩散系数比 0.5 GPa 压力下提高 27%。计算得到的室温下玄武岩的压力系数为 0.201 GPa^{-1} ,随着温度升高,压力系数逐渐变小,表明在高温下压力效应逐渐变小,500 $^\circ\text{C}$ 时压力系数减小为 0.067 GPa^{-1} ,与前人的实验结果一致^[11,15,22]。

表 2 玄武岩热扩散系数的实验结果和外推结果

Table 2 The experiment and extrapolation results of thermal diffusivity of basalt

$T/(\text{ }^\circ\text{C})$	$D_{\text{exp}}/(\text{mm}^2 \cdot \text{s}^{-1})$		$D_0/(\text{mm}^2 \cdot \text{s}^{-1})$	$D_L/(\text{mm}^2 \cdot \text{s}^{-1})$	$a_p/(\text{GPa}^{-1})$	$\delta/(\%)$
	0.5 GPa	2.0 GPa				
20	0.909	1.158	0.826	0.799	0.201	3.4
50	0.870					
100	0.833	1.053	0.760	0.737	0.193	3.2
150	0.816					
200	0.777	0.922	0.728	0.683	0.133	6.6
250	0.765					
300	0.738	0.905	0.682	0.655	0.163	4.2
350	0.699					
400	0.694	0.826	0.650	0.631	0.135	3.1
450	0.686					
500	0.670	0.735	0.648	0.613	0.067	5.7

LFA427 激光导热仪是基于激光闪烁法测量材料热扩散系数的仪器^[26],其测量精度在名义上可达 3%。测试前,仪器的工作状态通常用标准物质进行检定;此外,还需对样品的上、下表面进行喷碳处理,以促进样品对加热激光的吸收,同时抑制高温阶段的辐射传热。把高压实验结果外推至常压,所得结果与采用 LFA427 激光导热仪测量得到的结果符合较好,且在整个温度区间内均略高于用 LFA427 激光导热仪测量的结果,可能是由于常压下玄武岩中存在一些裂隙,降低了样品的热扩散系数,使得 LFA427 激光导热仪的测量结果偏低,而在高压实验时,这部分裂隙得到了闭合。本装置获得的热扩散系数与 LFA427 激光导热仪获得的实验数据相差不超过 6.6%,证明该装置可以用于测量高温高压下岩石的热扩散系数。

4 结 论

将高温高压下玄武岩的实验结果外推到常压下,与使用 LFA427 激光热导仪测得的结果符合较好,证明该装置可以用于测量高温高压下岩石的热扩散系数。

高压实验和 LFA427 测试结果均表明,玄武岩的热扩散系数随温度的升高迅速减小,玄武岩的导热性能对温度的负反馈使其具有较好的保温效果,从而减慢地壳的冷却速度,同时在一些造山带,摩擦产

生的热量不能迅速释放,局部的温度升高可导致部分玄武岩出现熔融,影响当地的板块活动。

20 °C 时,玄武岩的压力系数为 0.201 GPa^{-1} ;随着温度升高,压力系数逐渐变小;500 °C 时,压力系数减小为 0.067 GPa^{-1} 。作为测试,本实验的最高温压条件仅为 2.0 GPa、500 °C,但是从理论上来说,实验可以在更高的温压条件下进行。

特别感谢周文戈研究员在高压实验方面提供的诸多帮助!

References:

- [1] Birch F, Clark H. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition [J]. *Am J Sci*, 1940, 238(8): 529-558.
- [2] Hughes D S, Sawin F. Thermal conductivity of dielectric solids at high pressure [J]. *Phys Rev*, 1967, 161(3): 861-863.
- [3] Fujisawa H, Fujii N, Mizutani H, et al. Thermal diffusivity of Mg_2SiO_4 , Fe_2SiO_4 and NaCl at high pressures and temperatures [J]. *J Geophys Res*, 1968, 73(14): 4727-4733.
- [4] Dubuffet F, Yuen D A, Rabinowicz M. Effects of a realistic mantle thermal conductivity on the patterns of 3D convection [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 171(3): 401-409.
- [5] Yanagawa T K B, Nakada M, Yuen D A. Influence of lattice thermal conductivity on thermal convection with strongly temperature-dependent viscosity [J]. *Earth Planets Space*, 2005, 57(1): 15-28.
- [6] Chapman D S. Thermal gradients in the continental crust [J]. *Geol Soc Spec Publ*, 1986, 24(1): 63-70.
- [7] Artemieva I M, Mooney W D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study [J]. *J Geophys Res*, 2001, 106(B8): 16387-16414.
- [8] 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]. *Phys Earth Planet Inter*, 2005, 149(1/2): 53-64.
- [9] van den Berg A P, Yuen D A. Delayed cooling of the Earth's mantle due to variable thermal conductivity and the formation of a low conductivity zone [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 199(3/4): 403-413.
- [10] 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]. *Phys Earth Planet Inter*, 2007, 161(1/2): 13-18.
- [11] Beck A E, Darbha D M, Schloessin H H. Lattice conductivities of single-crystal and polycrystalline materials at mantle pressures and temperatures [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 1978, 17(1): 35-53.
- [12] Yukutake H, Shimada M. Thermal conductivity of NaCl, MgO, coesite and stishovite up to 40 kbar [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 1978, 17(3): 193-200.
- [13] Beck P, Goncharov A F, Struzhkin V V, et al. Measurement of thermal diffusivity at high pressure using a transient heating technique [J]. *Appl Phys Lett*, 2007, 91(18): 181914.
- [14] Macpherson W R, Schloessin H H. Lattice and radiative thermal conductivity variations through high p , T polymorphic structure transitions and melting points [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 1982, 29(1): 58-68.
- [15] Katsura T. Thermal diffusivity of olivine under upper mantle conditions [J]. *Geophys J Int*, 1995, 122(1): 63-69.
- [16] Katsura T. Thermal diffusivity of periclase at high temperatures and high pressures [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 1997, 101(1/2): 73-77.
- [17] 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]. *Phys Earth Planet Inter*, 2004, 143: 321-336.
- [18] Osako M, Ito E, Yoneda A. Simultaneous measurements of thermal conductivity and thermal diffusivity for garnet and olivine under high pressure [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 2004, 143: 311-320.
- [19] Gibert B, Seipold U, Tommasi A, et al. Thermal diffusivity of upper mantle rocks: Influence of temperature, pressure, and the deformation fabric [J]. *J Geophys Res*, 2003, 108(B8): 2359-2373.

- [20] Dobson D P, Hunt S A, Li L, et al. Measurement of thermal diffusivity at high pressures and temperatures using synchrotron radiography [J]. *Mineral Mag*, 2008, 72(2): 653-658.
- [21] Ohta K, Yagi T, Taketoshi N, et al. Lattice thermal conductivity of MgSiO₃ perovskite and post-perovskite at the core-mantle boundary [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 349: 109-115.
- [22] 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]. *Proc Natl Acad Sci*, 2011, 108(44): 17901-17904.
- [23] Dzhavadov L N. Measurement of thermophysical properties of dielectrics under pressure [J]. *High Temp High Press*, 1975, 7: 49-54.
- [24] Kubicár L, Vretenár V, Hammerschmidt U. Thermophysical parameters of optical glass BK 7 measured by the pulse transient method [J]. *Int J Thermophys*, 2005, 26(2): 507-518.
- [25] Kanamori H, Mizutani H, Fujii N. Method of thermal diffusivity measurement [J]. *J Phys Earth*, 1969, 17(1): 43-53.
- [26] Hofmeister A M. Thermal diffusivity of garnets at high temperature [J]. *Phys Chem Miner*, 2006, 33(1): 45-62.

Measurement of Thermal Diffusivity for Rocks at High Temperature and High Pressure: Application to Basalt

MIAO She-Qiang^{1,2}, LI He-Ping¹, CHEN Gang^{1,2}

(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: Heat conduction property of minerals and rocks at high temperature and high pressure is important information to understand the dynamic mechanism, temperature distribution and the thermal evolution history of the Earth. Measurements of the thermal diffusivity of minerals and rocks at high temperature and high pressure have important significance in earth science. However, the domestic research in this field has not started. A device for measurement of thermal diffusivity at high temperature and high pressure has been developed using an YJ-3000t multi-anvil press. The thermal diffusivity of basalt is determined at 0.5 GPa, 2.0 GPa and 20-500 °C. The extrapolations of experimental results on basalt to atmospheric pressure are in good agreement with results from LFA427 laser-flash apparatus. It shows that the present setup can be used to measure the thermal diffusivity of rocks at high temperature and high pressure.

Key words: high pressure and high temperature; thermal diffusivity measurement device; transient plane source method; laser-flash apparatus; basalt