

# 石榴辉石岩的电导率及对岩浆底侵的约束

门清波<sup>1</sup>, 王 勤<sup>1</sup>, Nikolai Bagdassarov<sup>2</sup>, 夏群科<sup>3</sup>, 樊祺诚<sup>4</sup>

(1. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学 地球科学与工程学院, 江苏 南京 210093;  
2. Institute for Geosciences, University of Frankfurt, Frankfurt am Main, 60438, Germany; 3. 中国科学技术  
大学 地球与空间科学学院, 安徽 合肥 230026; 4. 中国地震局地质研究所, 北京 100029)

**摘 要:** 河北汉诺坝新生代玄武岩携带的石榴辉石岩为岩浆底侵于上地幔顶部 40~45 km 形成的堆晶岩, 是壳-幔过渡带的典型样品。本文使用 Solartron 1260 阻抗分析仪, 测量 1.2 GPa 和 380~900 °C 下石榴辉石岩 WD958 的电导率。样品电导率( $\sigma$ )与温度的关系遵守 Arrhenius 方程:  $\sigma = \sigma_0 \exp(-\Delta H/kT)$ , 其中  $T$  是样品的绝对温度,  $k$  是 Boltzmann 常数, 指前因子  $\sigma_0$  为 97.5 S/m, 活化焓  $\Delta H$  为 1.27 eV。使用傅立叶红外光谱仪测定样品中单斜辉石的平均含水量为  $117 \times 10^{-6} \text{ H}_2\text{O}$ , 橄榄石无水, 石榴子石的含水量因蚀变无法测定。使用 Hashin-Shtrikman 平均方法计算样品 WD958 的电导率, 发现样品可看作由含水单斜辉石、无水石榴子石和无水橄榄石组成的高阻集合体, 电导率同时受小极化子导电和质子导电的影响。如果原位的石榴辉石岩的矿物含水量保持平衡, 其电导率将提高 1 个数量级, 质子导电成为主导导电机制。石榴辉石岩在高温的壳-幔过渡带 (~1000 °C) 表现为高导层, 而在正常地温梯度下, 与尖晶石-二辉橄榄岩的电导率近似, 为高阻层。因此, 在岩浆底侵作用下, 电性上的壳-幔边界将随着温度和含水量的变化而改变。

**关键词:** 石榴辉石岩; 电导率; 含水量; 岩浆底侵; 壳-幔过渡带

中图分类号: P319.2; P588.12<sup>+</sup>5

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2013)05-0652-11

## The electrical conductivity of garnet pyroxenite: Implications for magmatic underplating

MEN Qing-bo<sup>1</sup>, WANG Qin<sup>1</sup>, BAGDASSAROV Nikolai<sup>2</sup>, XIA Qun-ke<sup>3</sup> and FAN Qi-cheng<sup>4</sup>

(1. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China; 2. Institute for Geosciences, University of Frankfurt, Frankfurt am Main, 60438, Germany; 3. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China; 4. Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing 100029, China)

**Abstract:** Garnet pyroxenite xenoliths from the Hannuoba Cenozoic basalt were formed by magmatic underplating in the uppermost mantle (40~45 km), and represent the crust-mantle transition zone. The electrical conductivity of sintered garnet pyroxenite WD958 was measured at 1.2 GPa and 380~900 °C, using a Solartron 1260 Phase-Gain Analyzer. The temperature dependence of electrical conductivity ( $\sigma$ ) can be fitted by an Arrhenius equation:  $\sigma = \sigma_0 \exp(-\Delta H/kT)$ , where  $T$  is in Kelvin and  $k$  is the Boltzmann constant. Values of the pre-exponential factor ( $\sigma_0$ ) and activation enthalpy of electric conductivity ( $\Delta H$ ) of sample WD958 are 97.5 S/m and 1.27 eV, respectively. The water contents of minerals were analyzed using the Fourier transform infrared

收稿日期: 2013-07-08; 修订日期: 2013-08-14

基金项目: 国家自然科学基金面上资助项目(41172182, 40872144); 德国 Robert-Bosch-Stiftung 基金(decision Nr. 32.5.8003.0090.0)

作者简介: 门清波(1987-), 男, 硕士研究生, 主要进行岩石的导电率测量, E-mail: menqingbo@163.com; 通讯作者: 王 勤(1974-), 女, 博士, 教授, 主要从事岩石物理学、显微构造和流变学研究, E-mail: qwang@nju.edu.cn.

spectrometry. The average water content in clinopyroxene is  $117 \times 10^{-6} \text{ H}_2\text{O}$ , whereas olivine is very dry ( $< 1 \times 10^{-6} \text{ H}_2\text{O}$ ) and the water content in garnet cannot be determined due to alteration. The laboratory-derived electrical conductivity of mantle minerals shows that the calculated conductivity using the Hashin-Shtrikman average can match the measured values by assuming a mixture of hydrogen-bearing clinopyroxene, dry garnet and dry olivine. This demonstrates the contribution of both small polaron conduction and proton conduction mechanisms to the bulk conductivity of garnet pyroxenite, and the sample can be regarded as a resistive matrix with non-interconnected conductive inclusions. If the water partition equilibrium between minerals is preserved at the in situ depth (40~45 km), the electrical conductivity of garnet pyroxenite will be enhanced by 1 order magnitude and the proton conduction mechanism becomes predominant. For the lithosphere with a high geothermal gradient, the temperature at the Moho depth could reach 1 000 °C and garnet pyroxenite is characterized by high conductivity. In contrast, under normal geothermal gradients, garnet pyroxenite shows conductivity as low as spinel lherzolite. During magmatic underplating, therefore, the electrical crust-mantle boundary will vary with temperature and water concentration.

**Key words:** garnet pyroxenite; electrical conductivity; water content; magmatic underplating; crust-mantle boundary

岩石物理性质是解释地球物理资料、建立物质组成和动力学模型的基础。根据氢在橄榄石中的扩散系数和溶解度, Karato (1990) 首先提出橄榄石中少量的结构水可以显著提高上地幔的电导率。近年来对名义上无水矿物在高温高压下的电导率测量表明:水可以大大提高橄榄石 (Wang *et al.*, 2006; Yoshino *et al.*, 2006, 2009; Poe *et al.*, 2010) 斜方辉石 (Dai and Karato, 2009a; Yang *et al.*, 2012) 单斜辉石 (Yang *et al.*, 2011; Yang and McCammon, 2012) 石榴子石 (Dai and Karato, 2009b; Dai *et al.*, 2012) 等矿物的电导率。因此, 大地电磁测深成为探索岩石圈含水量和熔体分布的有效方法。与通过地震学方法定义的壳-幔边界 (Moho 面) 相比, 电性结构上的大陆壳-幔边界不仅与岩性变化有关, 而且与温度、含水量、氧逸度、部分熔融等因素相关, 其深度与 Moho 面并不完全重合 (Jones, 2013)。大陆下地壳以  $10^{-4} \sim 10^{-1} \text{ S/m}$  的高电导率为特征, 比上地壳和上地幔的电导率高 1~2 个数量级。对下地壳高导层的成因目前还存在争议。Yang (2011) 总结了下地壳主要组成矿物 (单斜辉石、斜方辉石、斜长石) 的电导率实验结果, 指出大陆下地壳的高电导率可归因于富 Fe 的辉石、富 Na 的斜长石和矿物中的结构水, 不需要引入其它的导电机制 (例如相互连通的流体、熔体、石墨、金属等高导相)。由于岩石是多相矿物的集合体, 对下地壳岩石进行电导率实验不仅可以验证下地壳的主控导电机制, 而且可以定量分析各组成矿物对整体电导率的贡献。

壳-幔边界是地球演化中重要的物质和能量交换边界, 对其深度、物质组成和物理性质的研究一直是国际上的热点。上地幔部分熔融产生的玄武质岩浆在向上运移过程中, 逐渐聚集在壳-幔过渡带或者下地壳薄弱部位的过程称为岩浆底侵。岩浆底侵是陆壳垂向增生的重要方式, 在早期大陆的形成和演化、大陆溢流玄武岩的形成、陆壳部分熔融、陆壳伸展和幕式隆升、大型金属矿床的成矿机制等方面扮演重要角色 (e. g., Cox, 1993; Henk *et al.*, 1997; Xu and He, 2007; Dong *et al.*, 2013)。具有堆晶结构的斜长岩、辉长岩、石榴辉石岩、二辉岩等深源捕虏体提供了岩浆底侵作用的直接证据 (Barnhart *et al.*, 2012; O'Reilly and Griffin, 2013)。目前对大陆下地壳岩石的电导率实验研究还很有限, 而且主要集中在镁铁质麻粒岩 (e. g., Fuji-Ta *et al.*, 2004; 郭颖星等, 2010; Li *et al.*, 2010; Bagdasarov *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 2011, 2012) 和辉长岩 (Maumus *et al.*, 2005), 这限制了我们通过大地电磁资料研究壳-幔边界复杂的构造、岩浆和变质作用。本文对来自河北汉诺坝的石榴辉石岩包体进行高温高压下的电导率测量, 并与理论计算结果对比, 探讨石榴辉石岩的主控导电机制, 以及岩浆底侵对大陆壳-幔过渡带电导率的影响。

## 1 地质背景和样品

汉诺坝地区位于华北克拉通中部造山带北缘,

新生代拉斑玄武岩和碱性玄武岩互层,含橄榄岩、辉石岩和麻粒岩三大类捕虏体及巨晶矿物(郭立鹤等,1998;Chen *et al.*,2001;樊祺诚等,2001;Fan *et al.*,2005)。汉诺坝尖晶石橄榄岩包体的橄榄石 Fo 值变化范围为 85~92.8,残余的早元古代岩石圈地幔受到多期橄榄岩-熔体相互作用(Gao *et al.*,2002;Rudnick *et al.*,2004;Zhang,2009)。汉诺坝地区的岩浆底侵作用具有多期性。石榴辉石岩的矿物-全岩 Sm-Nd 同位素等时线年龄为  $310.3 \pm 3.08$  Ma(樊祺诚等,2001),与华北北缘内蒙古隆起发育的一套钙碱性、I 型花岗岩的时代(324~300 Ma)重合(Zhang *et al.*,2007;张拴宏等,2010)。这期岩浆活动可能与古亚洲洋古生代的南向俯冲有关。而汉诺坝下地壳麻粒相斜长辉石岩的锆石 U-Pb 年龄揭示了 140~120 Ma 的基性岩浆底侵(Fan *et al.*,1998),对应于华北克拉通岩浆活动的高峰期(Xu *et al.*,2009)。

石榴辉石岩样品 WD958 为汉诺坝新生代玄武

岩携带的捕虏体,含 30% 石榴子石( $\text{Py}_{73}\text{Alm}_{14}\text{Grs}_{13}$ ),55%透辉石,10% 橄榄石( $\text{Fo}_{90}$ )和 5% 铬铁矿(体积百分比),其平衡条件估计为 1.3~1.5 GPa,形成温度约为 1 107~1 117℃,形成深度在 40~45 km 之间(樊祺诚等,2001;Fan *et al.*,2005)。该样品以薄层状产于尖晶石二辉橄榄岩中,具有层状堆晶构造和粒状变晶结构、幔源成因的矿物学和 REE 地球化学特征,属于由幔源岩浆底侵于上地幔顶部形成的镁铁-超镁铁质堆晶岩。WD958 的橄榄石成分和围岩尖晶石二辉橄榄岩中的橄榄石成分一致,表明岩浆底侵时混入了少量的围岩中的橄榄石(樊祺诚等,2001)。手标本上石榴子石已蚀变,风化面呈灰白色麻点状。在岩石抛光面上,粗粒红色富石榴子石条带和绿色富透辉石条带交替成层分布,褐红色石榴子石粒径可达 5~8 mm。薄片下,石榴子石已部分蚀变成绿泥镁铝榴石(kelyphite)。样品的全岩化学成分和主要矿物的电子探针分析结果见表 1。

表 1 石榴辉石岩 WD958 的全岩和主要矿物的成分

$w_B/\%$

Table 1 Major oxide content of the whole rock and major minerals of garnet pyroxenite WD958

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	LOI	Total	X <sub>Fe</sub>
全岩	45.39	0.27		13.45	5.09	0.88	0.21	21.9	10.31	0.16	0.47	1.49	99.62	0.13
Grt	39.91	0.23	0.17	23.04	7.49		0.28	21.13	5.28	0.05	0.31		97.89	0.17
Cpx	51.35	0.5	0.39	5.76	2.93		0	16.28	21.54	0.03	1.12		99.9	0.09
Ol	39.42	0.01	0.18	0.38	9.89		0.15	48.76	0.13	0.01	0.03		98.93	0.10

注:Grt—石榴子石,Cpx—单斜辉石,Ol—橄榄石。

2 电导率测量方法

样品 WD958 的电导率测量在德国法兰克福大学地球物理实验室完成。活塞-气缸高压装置(Piston-Cylinder)的最大围压可达 3 GPa,温度可达到 1 500℃。压力标定使用室温下铋 I-II 在 2.555 GPa 的相变、铋 II-III 在 2.7 GPa 时的相变,以及高压下 NaCl 和 CsCl 的熔融曲线,压力精度为 ± 30 MPa。高压釜内的温度梯度使用 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 集合体进行标定,900℃ 时径向温度梯度约为 1°/mm,垂向温度梯度约为 2°/mm(Maumus *et al.*,2005)。高压釜内部结构如图 1 所示。样品腔由三层圆筒套装组成:外层用 Ca<sub>2</sub>F 作为传压介质,中间以石墨作为加热介质,加热电流为 200 A,电压 10 V;内层用 MgO 隔开石墨与外电极并传热。热电偶经由叶腊石、不锈钢和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

管三层装置伸入样品腔中与内电极接触来监测温度,样品置于内外电极之间。叶腊石内有铜环,组装时与样品腔内的石墨管连接,增强导电性。不锈钢塞头、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 管与热电偶之间用高温粘合剂固定,此高温粘合剂低温时为液态,高温时凝固,可在高温高压试验中保证装置的稳固。内外电极用钼箔,通过 Mo-MoO<sub>2</sub> 反应来控制实验的氧逸度。电极材质用钼而不用铂是为了防止样品与电极反应,避免样品中的铁进入电极。热电偶采用 B 型(Pt-30% Rh/Pt-6% Rh)。

与直流法和单频交流法相比,阻抗谱法(impedance spectroscopy)通过测量 RC 等效电路在一定的温度、压力 and 不同频率下的复阻抗,可以区分颗粒内部、颗粒边界、样品-电极边界所对应的阻抗谱响应,解决了阻抗的频散效应问题,获得的矿物和岩石的电导率数据更可靠(Li *et al.*,2010;Yoshino,

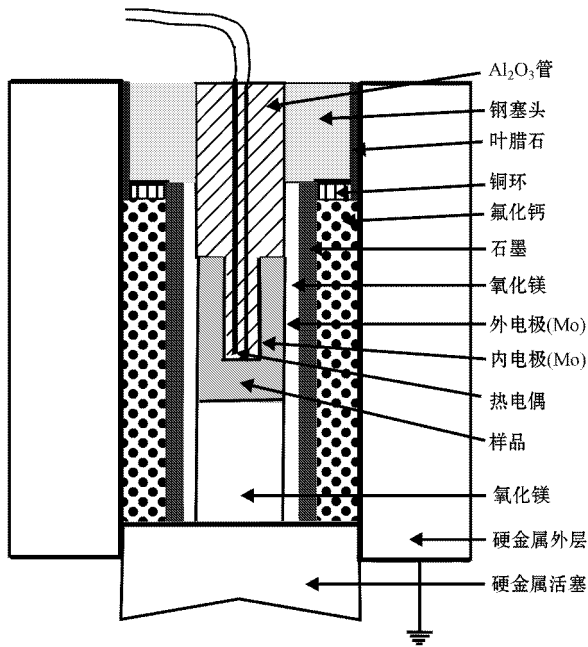


图 1 电导率测量装置示意图(未按比例,修改自 Maumus *et al.*, 2005)

Fig. 1 Sketch of the piston cylinder press equipped for electrical conductivity measurements(modified after Maumus *et al.*, 2005)

2010)。测量的复阻抗  $Z(\omega)$  由实部  $\text{Re}[Z(\omega)]$  和虚部  $\text{Im}[Z(\omega)]$  两部分组成,相当于并联的两个 R-C 等效电路(Macdonald, 1987)

$$Z^* = \frac{R_1}{1 + (j \cdot \omega \cdot \tau_1)^{M_{\text{HF}}}} + \frac{R_2}{1 + (j \cdot \omega \cdot \tau_2)^{M_{\text{LFD}}}} \quad (1)$$

其中  $R_1$  和  $R_2$  为电阻,  $\tau_1$  和  $\tau_2$  为介质弛豫时间,  $M_{\text{HF}}$  和  $M_{\text{LFD}}$  为描述 Debye 型介电损耗峰值偏差的经验参数,在 0~1 之间变化。公式(1)中的第一项表示高频( $>10^3$  Hz)下样品的导电性质,第二项表示低频下( $<1$  Hz)的电极极化过程,被称为低频频散。在一定压力和退火时间下,低频频散对总阻抗的贡献可被忽略不计,通过拟和高频下的半圆弧可获得样品的  $R_1$ ,  $\tau_1$  和  $M_{\text{HF}}$ 。样品的电导率( $\sigma$ )为电阻率( $\rho$ )的倒数,由  $R_1$  和共轴圆柱状样品腔的几何因子( $G_f$ )决定:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{1}{R_1 \cdot G_f} \quad (2)$$

$$G_f = \frac{2\pi L}{\ln(D/d)} \times 1.25 \quad (3)$$

其中  $D$  是样品腔的外直径,  $d$  是样品腔的内直径,  $L$  是样品长度。Mausmus 等(2005)使用 NaCl 溶液对比

了平行板状和共轴圆柱状样品腔对电导率结果的影响,发现共轴圆柱状样品腔在加压后的  $G_f$  变化很小,因此可忽略加压过程中样品形状变化对电导率的影响。本实验中的  $G_f$  为 5.53 cm。

首先将样品 WD958 在玛瑙研钵中磨成粉末,然后装入样品腔中。粉末粒度约为 40~50  $\mu\text{m}$ ,远小于内外电极之间的距离( $\sim 1$  mm)。将样品腔放入高压釜内,加压至 1.2 GPa,保持压力稳定,缓慢升温至 900 $^{\circ}\text{C}$  并保持 48 h,使粉末固结。之后使用交流阻抗谱法,通过 Solartron 1260 阻抗分析仪测量 1.2 GPa 下样品的电阻抗,频率范围为  $10^{-3} \sim 32 \times 10^6$  Hz。从 900 $^{\circ}\text{C}$  开始,每降温 50 $^{\circ}\text{C}$  测 1 次直至 380 $^{\circ}\text{C}$ ,然后升温,每升温 50 $^{\circ}\text{C}$  测 1 次直至 870 $^{\circ}\text{C}$ 。每次温度变化后等待 1~2 小时再进行测量,以保证样品达到热平衡。阻抗测量时为了减少温度控制器的电信号干扰,暂停自动温度控制系统。

### 3 电导率测量结果

如图 2a 所示,榴辉岩相石榴辉石岩 WD958 在 1.2 GPa 下的电导率随温度的增高而增高,温度和电导率的关系符合 Arrhenius 方程:

$$\sigma = \sigma_0 \exp\left(\frac{-\Delta H}{kT}\right) \quad (4)$$

其中  $T$  为热力学温度,单位为 K,  $k$  为 Boltzmann 常数,  $\sigma_0$  为指前因子,  $\Delta H$  为活化焓。  $\Delta H = \Delta E + P \times \Delta V$ , 其中  $\Delta E$  为活化能,表征载流子运移时的能量障,与样品的导电机理有关,  $P$  为压力,  $\Delta V$  为活化体积。由于  $\Delta V$  很小,在岩石圈深度范围内,压力变化对活化焓的影响可以忽略不计,因此,  $\Delta H \approx \Delta E$ 。对实验数据进行线性回归拟和,获得  $\sigma_0$  为 97.5 S/m,  $\Delta H$  为 1.27 eV。

此外,电介质从非极化到极化,或者从一种极化状态改变为另一种极化状态的变化过程,称为电极化弛豫过程。电极化弛豫过程所需要经历的时间即为介电弛豫时间,表征了材料导电能力的强弱,与压力无关(Bagdassarov and Delépine, 2004)。样品 WD958 的介电弛豫时间与温度的关系也符合 Arrhenius 方程(图 2b):

$$\tau_1 = \tau_0 \exp\left(\frac{\Delta E_1}{kT}\right) \quad (5)$$

其中  $\tau_0$  为指前因子,  $\Delta E_1$  为介质弛豫时间的活化能。经线性拟和  $\tau_0 = 10^{-11.2}$  s,  $\Delta E_1 = 1.29$  eV,与样品电导

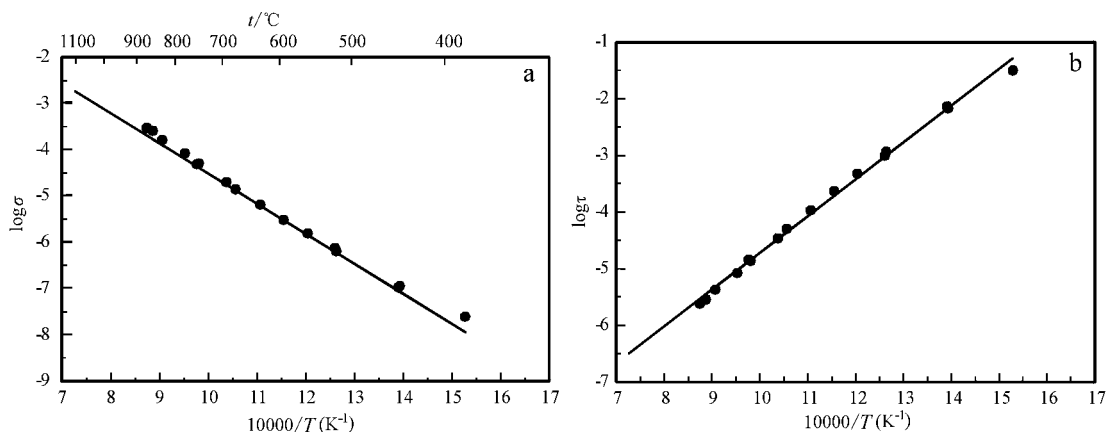


图 2 石榴辉石岩 WD958 在 1.2 GPa 下的电导率 (a) 和介电弛豫时间 (b) 与温度的相关性

Fig. 2 Temperature dependence of the electrical conductivity (a) and the bulk dielectric relaxation time (b) for garnet pyroxenite WD958 at 1.2 GPa

率的活化能近似,表明测量过程中样品没有发生部分熔融,导电机制没有发生变化,数据质量可靠。

## 4 电导率的理论计算

### 4.1 组成矿物的电导率

对地幔矿物的电导率研究表明,根据 Arrhenius 方程中活化能  $\Delta E$  的大小,可以区分出不同的导电机制:离子导电、小极化子跃迁导电、与含水量相关的质子导电 (Yoshino, 2010)。在接近矿物熔点的高温下,离子导电是主控导电机制,以  $\Delta E > 2$  eV 为特征。在  $t < 1300$  °C 时,含铁和含结构水的地幔矿物的电导率可表示为:

$$\sigma = A_{\text{Fe}} \exp\left(\frac{-\Delta A_{\text{Fe}}}{kT}\right) + A_{\text{w}} C_{\text{w}}^r \exp\left(\frac{-\Delta H_{\text{w}}}{kT}\right) \quad (6)$$

其中  $A_{\text{Fe}}$  和  $A_{\text{w}}$ ,  $\Delta H_{\text{Fe}}$  和  $\Delta H_{\text{w}}$  分别表示小极化子导电和质子导电的指前因子和活化焓,结构水含量  $C_{\text{w}}$  的单位为  $\omega(\text{H}_2\text{O})\%$ ,  $r$  为常数。由于小极化子导电通过  $\text{Fe}^{3+}$  和  $\text{Fe}^{2+}$  之间的电子跃迁实现,因此  $A_{\text{Fe}}$  和  $\Delta H_{\text{Fe}}$  与矿物的铁含量 ( $X_{\text{Fe}} \lambda \text{Fe}^{3+} / \sum \text{Fe}$ 、氧逸度) 相关。随着  $X_{\text{Fe}} \lambda \text{Fe}^{3+} / \sum \text{Fe}$  或氧逸度的增加,  $\text{Fe}^{3+}$  和  $\text{Fe}^{2+}$  跃迁的平均距离减小,活化能  $\Delta E_{\text{Fe}}$  降低。质子导电通过晶格缺陷中质子的跃迁(扩散)实现,质子导电对矿物整体电导率的贡献与结构水含量正相关。值得注意的是,  $A_{\text{w}}$  和  $\Delta H_{\text{w}}$  与含水量的关系目前还不明确。低压下 ( $< 4$  GPa) 对含水橄榄石、辉石和石榴子石的实验表明  $A_{\text{w}}$  和  $\Delta H_{\text{w}}$  独立于结构水含量,遵循公式 (6) (Wang *et al.*, 2006; Dai and

Karato, 2009b; Yang *et al.*, 2011, 2012; Yang and McCammon, 2012; Dai *et al.*, 2012), 但是在  $> 8$  GPa 的条件下,含水橄榄石及其高压相(瓦德里石和林伍德石)的导电率可用以下公式拟合 (Yoshino *et al.*, 2008; Poe *et al.*, 2010):

$$\sigma = A_{\text{w}} C_{\text{w}}^r \exp\left(-\frac{\Delta H_0 - \alpha C_{\text{w}}^{1/3}}{kT}\right) \quad (7)$$

其中  $\alpha$  为常数,  $\Delta H_0$  是含水量极低情况下的活化焓。公式 (7) 意味着质子导电的活化焓随含水量增加而减小。

为研究石榴辉石岩的主控导电机制,表 2 总结了近年来实验获得的石榴子石、单斜辉石和橄榄石的活化焓和指前因子。不同实验的压力不同,单斜辉石和橄榄石的  $\Delta V$  很小,岩石圈压力范围下,压力对  $\Delta H_{\text{Fe}}$  的影响可忽略。而石榴子石的  $\Delta V$  较大,2 GPa 下的  $\Delta H_{\text{Fe}} = 1.39$  eV (Dai *et al.*, 2012), 10 GPa 下的  $\Delta H_{\text{Fe}} = 1.58$  eV (Dai and Karato, 2009b), 因此应用时需要考虑压力对  $\Delta H_{\text{Fe}}$  的影响。总体上  $\Delta H_{\text{Fe}} > 1.0$  eV,  $\Delta H_{\text{w}} < 1.0$  eV。在以 Mo-MoO<sub>2</sub> 控制氧逸度的情况下,无水的橄榄石 ( $X_{\text{Fe}} = 0.1$ ) 单斜辉石 ( $X_{\text{Fe}} = 0.1$ ) 石榴子石  $\text{Py}_{73}\text{Alm}_{14}\text{Grs}_{13}$  的活化焓分别为: 1.62 eV (Xu *et al.*, 1998) 1.87 eV (Xu and Shankland, 1999) 和 1.39 eV (Dai and Karato, 2009b), 都大于样品 WD958 的活化焓 1.29 eV, 暗示了结构水对石榴辉石岩电导率的影响。在含水情况下,橄榄石、单斜辉石、石榴子石的活化焓分别为 0.90 eV (Wang *et al.*, 2006) 0.76 eV (Yang *et al.*, 2012) 和 0.65 eV (Dai and Karato, 2009b), 因此,质

表 2 实验获得的橄榄石、单斜辉石和石榴子石的 Arrhenius 电导率方程中的参数

Table 2 Small polaron and proton conduction terms in Eq. 6 for olivine, clinopyroxene and garnet

矿物	实验条件	$P/\text{GPa}$	$t/^{\circ}\text{C}$	$X_{\text{Fe}}$	氧逸度	$\log A_{\text{Fe}}$	$\Delta H_{\text{Fe}}$	$\log A_{\text{w}}$	$\Delta H_{\text{w}}$	$r$	参考文献
Ol	dry, PA	4~10	1 000~1 400	0.1	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.69	1.62				1
Ol	wet, PA	4	600~1 000	0.1	Ni-NiO			3	0.90	0.62	2
Cpx	dry, PA	13	1 000~1 400	0.1	Mo-MoO <sub>2</sub>	3.25	1.87				3
Cpx	wet, PA	1.2	250~1 000	0.28	Ni-NiO			3.56	0.74	1.13	4
Py <sub>100</sub>	dry, PA	10	1300~1700	0.00	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.67	2.56				5
Py <sub>85</sub> Alm <sub>15</sub>	dry, PA	10	1 050~1 550	0.15	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.42	1.50				5
Py <sub>60</sub> Alm <sub>40</sub>	dry, PA	10	700~1 400	0.40	Mo-MoO <sub>2</sub>	3.14	1.26				5
Py <sub>40</sub> Alm <sub>60</sub>	wet, PA	10	600~1 000	0.60	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.81	0.67				5
Py <sub>20</sub> Alm <sub>80</sub>	wet, PA	10	300~600	0.80	Mo-MoO <sub>2</sub>	3.34	0.56				5
Alm <sub>100</sub>	wet, PA	10	300~600	1.00	Mo-MoO <sub>2</sub>	4.39	0.68				5
Py <sub>20</sub> Alm <sub>76</sub> Grs <sub>4</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.79	Fe-Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	2.99	1.32				6
Py <sub>30</sub> Alm <sub>67</sub> Grs <sub>3</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.69	Fe-Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	3.00	1.34				6
Py <sub>56</sub> Alm <sub>43</sub> Grs <sub>1</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.43	Fe-Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	2.77	1.35				6
Py <sub>73</sub> Alm <sub>14</sub> Grs <sub>13</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.16	Fe-Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	2.69	1.37				6
Py <sub>20</sub> Alm <sub>76</sub> Grs <sub>4</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.79	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.98	1.34				6, a
Py <sub>30</sub> Alm <sub>67</sub> Grs <sub>3</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.69	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.99	1.36				6, a
Py <sub>56</sub> Alm <sub>43</sub> Grs <sub>1</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.43	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.76	1.37				6, a
Py <sub>73</sub> Alm <sub>14</sub> Grs <sub>13</sub>	dry, S	2	600~1 000	0.16	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.68	1.39				6, a
Py <sub>73</sub> Alm <sub>14</sub> Grs <sub>13</sub>	wet, S	10	600~1 200	0.16	Mo-MoO <sub>2</sub>			3.29	0.65	0.63	7
Py <sub>73</sub> Alm <sub>14</sub> Grs <sub>13</sub>	dry, S	10	600~1 200	0.16	Mo-MoO <sub>2</sub>	2.76	1.58				7

注：S 为单晶体；PA 为多晶集合体；参考文献：1—Xu *et al.* (1998)，2—Wang *et al.* (2006)，3—Xu and Shankland (1999)，4—Yang *et al.* (2012)，5—Romano *et al.* (2006)，6—Dai *et al.* (2012)，7—Dai and Karato (2009b)，a—校正到 Mo-MoO<sub>2</sub> 缓冲反应。

子导电可以显著提高岩石的电导率。

Romano 等(2006)对镁铝榴石-铁铝榴石系列 (pyrope-almandine) 多晶固熔体的电导率实验表明 10 GPa 下,石榴子石的  $\Delta H_{\text{Fe}}$  随  $X_{\text{Fe}}$  的增高而显著降低,从 Py<sub>100</sub> 的 2.56 eV,Py<sub>85</sub>Alm<sub>15</sub> 的 1.50 eV 到 Py<sub>60</sub>Alm<sub>40</sub> 的 1.26 eV,但是 Py<sub>40</sub>Alm<sub>60</sub>,Py<sub>20</sub>Alm<sub>80</sub> 和 Alm<sub>100</sub> 的  $\Delta H_{\text{Fe}}$  只有 0.56~0.68 eV,与  $X_{\text{Fe}}$  没有相关性。Dai 和 Karato (2009b) 发现 10 GPa 下,无水石榴子石单晶体 Py<sub>73</sub>Alm<sub>14</sub>Grs<sub>13</sub> 样品的活化焓为 1.58 eV,与 Romano 等(2006)的富镁石榴子石的结果近似,而含水样品的活化焓为 0.65 eV,与 Romano 等(2006)的贫镁石榴子石的结果一致。二者的实验方法相同,都采用阻抗谱法,用 Solartron 1260 阻抗分析仪测量电导率,Mo-MoO<sub>2</sub> 反应控制氧逸度。因此,Dai 和 Karato (2009b) 认为 Romano 等(2006) 实验中贫镁石榴子石中可能含有结构水,导致其活化焓显著降低。Dai 等(2012)使用 5 种电极的氧化-还原反应 (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, Ni-NiO, Fe-Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, Fe-FeO, Mo-MoO<sub>2</sub>) 来控制氧逸度,测量了 1~4 GPa 下天然石榴子石单晶 (Py<sub>20</sub>Alm<sub>76</sub>Grs<sub>4</sub>-Py<sub>73</sub>Alm<sub>14</sub>Grs<sub>13</sub>) 在含水和无水情况下的电导率,验证了含水石榴子石 Py<sub>73</sub>Alm<sub>14</sub>Grs<sub>13</sub> 的  $\Delta H_{\text{w}}$  为 ~0.7 eV,以质子导电

为主控导电机制;而无水石榴子石的电导率随样品中  $X_{\text{Fe}}$  的增加、氧逸度的增加而增加,以小极化子导电为主控导电机制。但是 Dai 等(2012)的实验中,无水石榴子石的  $\Delta H_{\text{Fe}}$  随样品  $X_{\text{Fe}}$  的增加变化很小,与 Romano 等(2006)发现的无水富镁石榴子石的  $\Delta H_{\text{Fe}}$  随  $X_{\text{Fe}}$  的增加而快速降低相矛盾,这可能与 Dai 等(2012)的单晶体中含有少量的钙铝榴石有关。

4.2 石榴辉石岩电导率的理论计算

本文使用 Hashin-Shtrikman (HS) 平均方法计算样品 WD958 的电导率。该方法将岩石作为均质并且各向同性的多相多晶集合体,忽略了各相的几何定向和分布,根据各相的电导率 ( $\sigma_i$ ) 和体积百分比 ( $v_i$ ) 估算多相材料电导率的变化范围 (Hashin and Shtrikman, 1962, 1963):

$$\sigma_{\text{HS}}^-=\left(\sum_{i=1}^N\frac{v_i}{\sigma_i+2\sigma_{\text{min}}}\right)^{-1}-2\sigma_{\text{min}} \tag{8}$$

$$\sigma_{\text{HS}}^+=\left(\sum_{i=1}^N\frac{v_i}{\sigma_i+2\sigma_{\text{max}}}\right)^{-1}-2\sigma_{\text{max}} \tag{9}$$

其中  $\sigma_{\text{min}}$  和  $\sigma_{\text{max}}$  分别代表各相中最小和最大的电导率, $\sigma_{\text{HS}}^-$  和  $\sigma_{\text{HS}}^+$  分别为多相材料电导率的最小值和最大值。 $\sigma_{\text{HS}}^-$  可看作含不连续高导包体的高阻集合体,而  $\sigma_{\text{HS}}^+$  代表了含不连续高阻包体的高导集合体。

Hashin-Shtrikman 平均方法给出的电导率变化范围比串联模型和并联模型界定的电导率变化范围更小,已成为计算多相岩石电导率的常用模型(e. g., Jones *et al.*, 2009; Fullea *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2013)。

使用傅立叶红外光谱测量样品 WD958 的含水量,获得单斜辉石的平均含水量为  $117 \times 10^{-6} \text{H}_2\text{O}$ ,石榴子石的含水量因蚀变无法测定,新鲜橄榄石颗粒中没有测到羟基的吸收峰。样品 WD958 以薄层状产于尖晶石二辉橄榄岩中,对汉诺坝尖晶石二辉橄榄岩的含水量研究表明,橄榄石经历了强烈的氢扩散而普遍贫水,但是单斜辉石和斜方辉石都保留了上地幔原位含水量的信息(Yang *et al.*, 2008; Xia *et al.*, 2010)。因此,与围岩二辉橄榄岩类似,在石榴辉石岩 WD958 上升过程中,由于氢的快速扩散,橄榄石的水已经丢失。根据含水二辉橄榄岩体系在上地幔顶部条件下(1~2 GPa 和 1230~1380°C)的部分熔融实验,水在橄榄石和单斜辉石的分配系数  $D_{\text{H}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.08$  (Aubaud *et al.*, 2004)。根据对天然镁铝榴石和普通辉石晶体的含水量测量,水在石榴子石和单斜辉石的分配系数  $D_{\text{H}}^{\text{Grt/Cpx}} = 0.26$  (Bell *et al.*, 1995)。因此,如果上地幔原位

条件下各矿物间的结构水达到平衡,样品 WD958 中石榴子石的平均含水量估计为  $30 \times 10^{-6} \text{H}_2\text{O}$ ,橄榄石的平均含水量为  $9 \times 10^{-6} \text{H}_2\text{O}$ 。

由于铬铁矿含量很少且分散于颗粒边界,对岩石整体电导率的影响可忽略。计算中假定样品的矿物组成为:35% Grt + 55% Cpx + 10% Ol。由于目前还没有绿泥镁铝榴石的电导率数据,我们采用新鲜石榴子石的电导率进行计算。由于上地幔顶部的压力小于 8 GPa,首先根据与矿物化学组成最接近的电导率实验结果(表 2),使用公式(6)计算 WD958 中各矿物的电导率。如图 3 所示,无水情况下,石榴子石( $\text{Py}_{73}\text{Alm}_{14}\text{Grs}_{13}$ ) (Dai *et al.*, 2012) 橄榄石( $X_{\text{Fe}} = 0.1$ ) (Xu *et al.*, 1998) 单斜辉石( $X_{\text{Fe}} = 0.1$ ) (Xu and Shankland, 1999) 的电导率依次降低;而含水情况下,石榴子石( $\text{Py}_{73}\text{Alm}_{14}\text{Grs}_{13}$ ) (Dai and Karato, 2009b) 单斜辉石( $X_{\text{Fe}} = 0.1$ ) (Yang *et al.*, 2012) 橄榄石( $X_{\text{Fe}} = 0.1$ ) (Wang *et al.*, 2006) 的电导率依次降低。如果使用无水矿物的电导率来计算样品的整体电导率,则无论是  $\sigma_{\text{HS}}^-$  还是  $\sigma_{\text{HS}}^+$  都低于观测值(图 4a),表明除了小极化子导电,质子导电机制对样品整体电导率具有重要贡献。因此,对多相岩石来说,不能根据活化能的大小来判断主控导电机制。

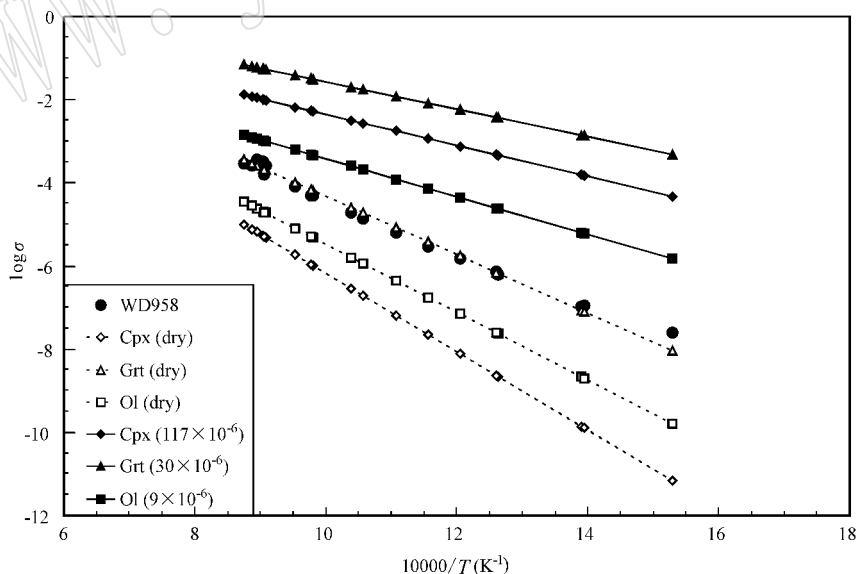


图 3 含水和无水的单斜辉石、石榴子石、橄榄石的电导率对比

Fig. 3 Comparison of the electrical conductivity between hydrogen-bearing and hydrogen-free clinopyroxene, garnet and olivine

由于高温下氢在石榴子石和橄榄石中的扩散速率大大超过单斜辉石,包体被玄武岩携带上升和实验过程中氢的扩散都可能导致石榴子石和橄榄石的

氢丢失,而单斜辉石可以保持原始的含水量信息(Hercule & Ingrin, 1999; Woods *et al.*, 2000; Ingrin & Blanchard, 2006)。采用含水单斜辉石、无水

石榴子石和无水橄榄石的样品组成, 计算获得的样品整体电导率  $\sigma_{\text{HS}}$  与实测值拟和很好(图 4b)。如果采用含水单斜辉石、含水石榴子石和无水橄榄石的样品组成, 高于  $600^{\circ}\text{C}$  时  $\sigma_{\text{HS}}$  比实测值略高, 低于  $600^{\circ}\text{C}$  时  $\sigma_{\text{HS}}$  比实测值略低(图 4c)。上述两种情况下,  $\sigma_{\text{HS}}^{+}$  都高于实测电导率 2~4 个数量级, 而  $\sigma_{\text{HS}}^{-}$  与

实测值较吻合, 表明石榴辉石岩可看作含不连续高导包体的高阻集合体。因此, 虽然含水单斜辉石的电导率很高, 体积百分比达到 55%, 但是石榴子石和无水橄榄石的存在降低了单斜辉石之间的连通性, 导致样品的整体电导率降低。值得注意的是: 样品中的石榴子石出现绿泥石化, 而计算中使用新鲜石

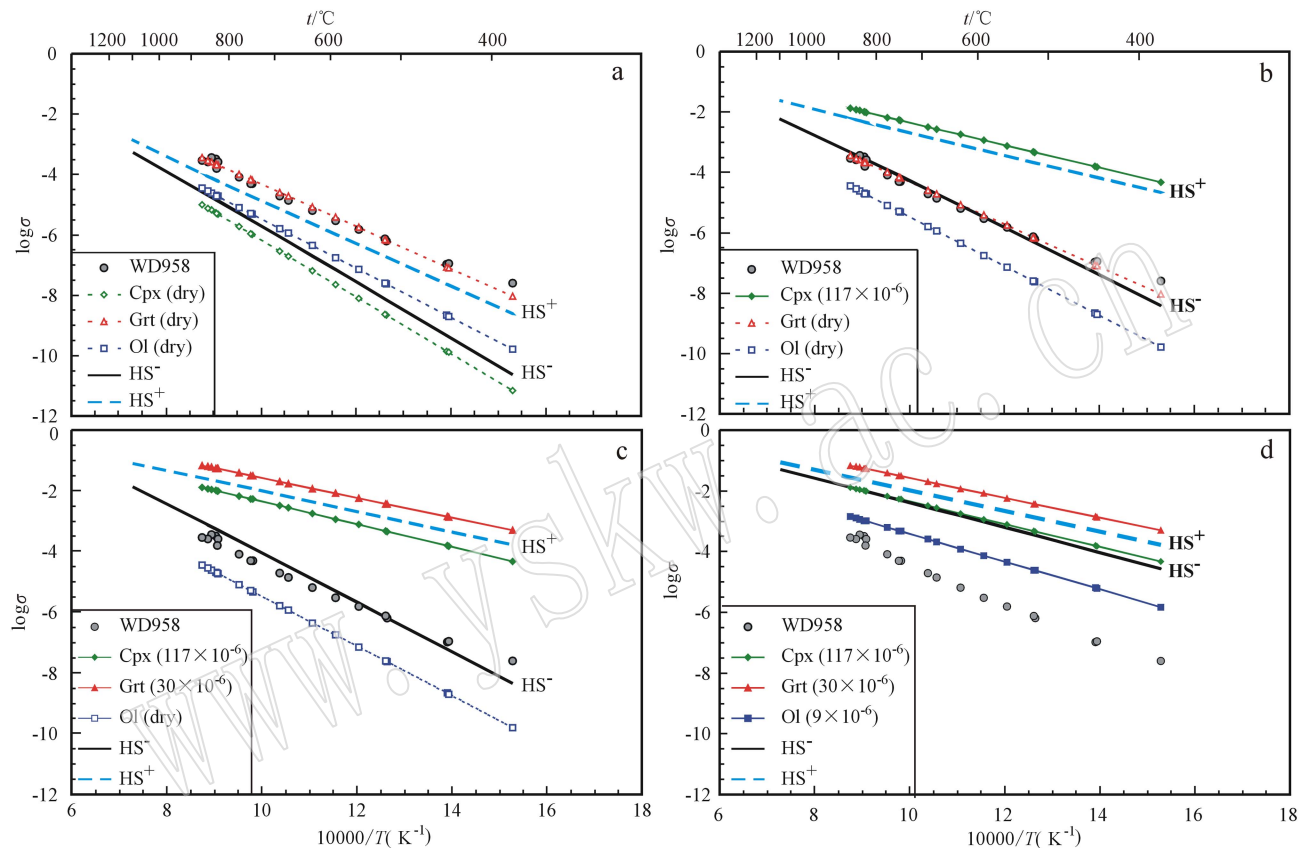


图 4 使用 Hashin-Shtrikman 平均方法和不同含水量计算的石榴辉石岩 WD958 的电导率

Fig. 4 Calculated bulk electrical conductivity of garnet pyroxenite WD958 using Hashin-Shtrikman average and different water contents

榴子石的电导率, 由于目前还没有绿泥镁铝榴石电导率的实验结果, 难以估计样品蚀变对实测电导率的影响。

## 5 讨论

由于斜长辉石岩、石榴辉石岩和二辉岩的波速高于基性麻粒岩, 下地壳高速异常体常被作为岩浆底侵作用的标志 (Thybo and Artemieva, 2013)。石榴辉石岩和二辉岩的原位 ( $1.5\text{ GPa}$  和  $1050^{\circ}\text{C}$ ) P 波速度可达  $7.8\sim 8.2\text{ km/s}$ , 密度为  $3.2\sim 3.3\text{ g/cm}^3$ , 与尖晶石二辉橄榄岩近似 (樊祺诚等, 2002)。因此,

底侵的榴辉岩相石榴辉石岩和二辉岩在地震剖面中会被当作橄榄岩, 从而低估了壳-幔过渡带的厚度。

与汉诺坝尖晶石二辉橄榄岩包体的电导率对比 (Wang *et al.*, 2013), 石榴辉石岩 WD958 的实测电导率与尖晶石二辉橄榄岩在温度  $< 900^{\circ}\text{C}$  时近似, 而  $1100^{\circ}\text{C}$  下, 石榴辉石岩的电导率为  $10^{-2.75}\text{ S/m}$ , 略高于尖晶石二辉橄榄岩 (图 5)。如果单斜辉石、石榴子石和橄榄石的水含量平衡且没有丢失, 则可以根据公式 (6)~(9) 估算样品在壳幔过渡带的原位电导率。由图 4d 可知, 在  $1000\sim 1100^{\circ}\text{C}$ , 含水石榴辉石岩 WD958 的  $\sigma_{\text{HS}}^{-}$  和  $\sigma_{\text{HS}}^{+}$  差异很小, 电导率为  $10^{-1}\sim 10^{-1.5}\text{ S/m}$ , 比实测值高 1 个数量级, 远远大于矿物



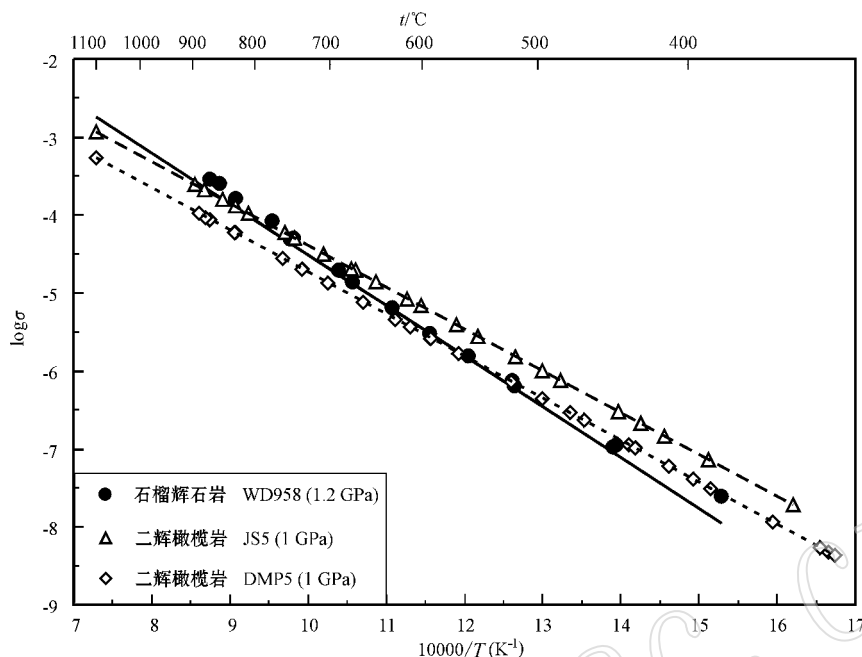


图 5 高温高压下汉诺坝石榴辉石岩和二辉橄榄岩的电导率测量结果(二辉橄榄岩数据据 Wang *et al.* , 2013)

Fig. 5 Laboratory derived electrical conductivity of garnet pyroxenite and lherzolites from Hannuoba area  
(data of lherzolites after Wang *et al.* , 2013)

体积百分比变化导致的电导率增加。因此,在 40~45 km 的壳-幔过渡带,含水石榴辉石岩会表现为具有高电导率的下地壳底部。随着岩浆冷却时间的增加,壳-幔过渡带温度降低,石榴辉石岩和橄榄岩的电导率差异也会逐渐降低,电性上的壳-幔边界将会逐渐接近地震上的 Moho 面。

## 6 结论

对汉诺坝石榴辉石岩包体的电导率测量和理论计算表明,石榴辉石岩的电导率同时受小极化子导电和质子导电的影响。虽然含水单斜辉石的电导率很高,但是石榴子石,尤其是无水橄榄石的存在降低了单斜辉石之间的连通性,使样品的整体电导率降低。如果单斜辉石、石榴子石和橄榄石的水含量平衡且没有丢失,橄榄石中少量的结构水就可以导致石榴辉石岩的电导率提高 1 个数量级。因此,含水情况下,质子导电是石榴辉石岩的主控导电机理。

岩石的电导率不仅受矿物组成、温度和含水量的影响,而且与地温场、构造活动和岩浆作用等相联系,可以为研究岩石圈的结构和演化提供重要信息。作为岩浆底侵作用的产物,石榴辉石岩在高温的壳

-幔过渡带(~1 100°C)表现为高导层。而在正常地温梯度下(壳-幔过渡带温度<800 °C),与尖晶石二辉橄榄岩的电导率近似,二者难以在电性结构上区分。

致谢 感谢章军锋教授和杨晓志教授的宝贵评审意见。

## References

- Aubaud C, Hauri E H and Hirschmann M M. 2004. Hydrogen partition coefficients between nominally anhydrous minerals and basaltic melts [J]. *Geophysical Research Letters*, 31: L20611, doi:10.1029/2004GL021341.
- Bagdassarov N, Batalev V and Egorova V. 2011. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths [J]. *Journal of Geophysical Research*, 116: B01202, doi: 10.1029/2009JB007125.
- Bagdassarov N and Délepine N. 2004.  $\alpha$ - $\beta$  inversion in quartz from low frequency electrical impedance spectroscopy [J]. *Journal of Physics and Chemistry Solids*, 65: 1517~1526.
- Barnhart K R, Mahan K H and Blackburn T J. 2012. Deep crustal xenoliths from central Montana, USA: Implications for the timing

- and mechanisms of high-velocity lower crust formation[J]. *Geosphere*, 8: 1408~1428.
- Bell D R, Ihinger P D and Rossman G R. 1995. Quantitative analysis of hydroxyl in garnet and pyroxene[J]. *American Mineralogist*, 80: 465~474.
- Chen S H, O'Reilly S Y, Zhou X H, *et al.* 2001. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths[J]. *Lithos*, 56: 267~301.
- Cox K G. 1993. Continental magmatic underplating[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 342: 155~166.
- Dai L and Karato S. 2009a. Electrical conductivity of orthopyroxene: Implications for the water content of the asthenosphere[J]. *Proceedings of the Japan Academy, Ser. B*, 85: 466~475.
- Dai L and Karato S. 2009b. Electrical conductivity of pyrope-rich garnet at high temperature and high pressure[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176: 83~88.
- Dai L, Li H, Hu H, *et al.* 2012. The effect of chemical composition and oxygen fugacity on the electrical conductivity of dry and hydrous garnet at high temperatures and pressures[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 163: 689~700.
- Dong G C, Santosh M, Li S R, *et al.* 2013. Mesozoic magmatism and metallogenesis associated with the destruction of the North China Craton: Evidence from U-Pb geochronology and stable isotope geochemistry of the Mujun porphyry Cu-Mo deposit[J]. *Ore Geology Reviews*, 53: 434~445.
- Fan Q C, Liu R X, Li H M, *et al.* 1998. Zircon chronology and REE geochemistry of granulite xenolith at Hannuoba[J]. *Chinese Science Bulletin*, 43: 1510~1515.
- Fan Qicheng, Sui Jianli, Liu Ruoxin, *et al.* 2001. Eclogite facies garnet-pyroxenolite xenolith in Hannuoba area: New evidence of magma underplating[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 1~6 (in Chinese with English abstract).
- Fan Qicheng, Sui Jianli, Zhang Hongfu, *et al.* 2002. Experimental study on the P wave velocity in rocks from lower crust and crust-mantle transitional zone beneath the Hannuoba[J]. *Progress in Natural Science*, 12: 925~929.
- Fan Q C, Zhang H F, Sui J L, *et al.* 2005. Magma underplating and Hannuoba present crust-mantle transitional zone composition: Xenolith petrological and geochemical evidence[J]. *Science in China Series D*, 48: 1089~1105.
- Fujita K, Katsura T and Tainosho Y. 2004. Electrical conductivity measurement of granulite under mid-to lower crustal pressure-temperature conditions[J]. *Geophysical Journal International*, 157: 79~86.
- Fullea J, Muller M R and Jones A G. 2011. Electrical conductivity of continental lithospheric mantle from integrated geophysical and petrological modeling: Application to the Kaapvaal Craton and Rehoboth Terrane, southern Africa[J]. *Journal of Geophysical Research*, 116: B10202, doi:10.1029/2011JB008544.
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, *et al.* 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 198: 307~322.
- Guo Lihe, Lin Xingyuan, Xie Manze, *et al.* 1998. Water in mantle-derived xenoliths in the Hannuoba basal[J]. *Acta Geologica Sinica*, 72: 138~143 (in Chinese with English abstract).
- Guo Yingxing, Wang Duoju, Li Heping, *et al.* 2010. The electrical conductivity of granulite at high temperature and high pressure[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 53: 2681~2687 (in Chinese with English abstract).
- Hashin Z and Shtrikman S. 1962. A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials[J]. *Journal of Applied Physics*, 35: 3125~3131.
- Hashin Z and Shtrikman S. 1963. A variational approach to the theory of elastic behavior of multiphase materials[J]. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11: 127~140.
- Henk A, Franz L, Teufel S, *et al.* 1997. Magmatic Underplating, Extension, and Crustal Re-equilibration: Insights from a Cross-Section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy[J]. *Journal of Geology*, 105: 367~377.
- Hercule S and Ingrin J. 1999. Hydrogen in diopside: diffusion, kinetics of extraction-incorporation, and solubility[J]. *American Mineralogist*, 84: 1577~1587.
- Ingrin J and Blanchard M. 2006. Diffusion of hydrogen in minerals[J]. *Review of Mineralogy and Geochemistry*, 62: 291~320.
- Jones A G. 2013. Imaging and observing the electrical Moho[J]. *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.025>.
- Jones A G, Evans R L and Eaton D W. 2009. Velocity-conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin-Shtrikman extremal bounds[J]. *Lithos*, 109: 131~143.
- Karato S. 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle[J]. *Nature*, 347: 272~273.
- Li P, Zhou W G, Gong C Y, *et al.* 2010. Electrical conductivity of two-pyroxene granulite under high pressure in northern margin of North China Craton[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 53: 794~804.
- Macdonald J R. 1987. *Impedance Spectroscopy: Emphasizing Solid Materials and Systems*[M]. John Wiley & Sons Inc, New York, 368.
- Maumus J, Bagdassarov N and Schmeling H. 2005. Electrical conductivity and partial melting of mafic rocks under pressure[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 4703~4718.

- O'Reilly S and Griffin W L. 2013. Moho vs crust-mantle boundary : Evolution of an idea[ J ]. *Tectonophysics* , doi : 10. 1016/j. tecto. 2012. 12. 031.
- Poe B T, Romano C, Nestola F, *et al.* 2010. Electrical conductivity anisotropy of dry and hydrous olivine at 8 GPa[ J ]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* , 181 : 103~111.
- Romano C, Poe B, Kreidie N, *et al.* 2006. Electrical conductivities of pyrope-almandine garnets up to 19 GPa and 1 700°C[ J ]. *American Mineralogist* , 91 : 1 371~1 377.
- Rudnick R L, Gao S, Ling W, *et al.* 2004. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton[ J ]. *Lithos* , 77 : 609~637.
- Thybo H and Artemieva I M. 2013. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere[ J ]. *Tectonophysics* ( in press ).
- Wang D, Mookherjee M, Xu Y, *et al.* 2006. The effect of water on electrical conductivity of olivine[ J ]. *Nature* , 443 : 977~980.
- Wang Q, Bagdassarov N, Xia Q K, *et al.* 2013. Water contents and electrical conductivity of peridotite xenoliths from the North China craton : implications for water distribution in the upper mantle[ J ]. *Lithos* ( in press ).
- Woods S C, Mackwell S and Dyar D. 2000. Hydrogen in diopside : diffusion profiles[ J ]. *American Mineralogist* , 85 : 480~487.
- Xia Q K, Hao Y, Li P, *et al.* 2010. Low water content of the Cenozoic lithospheric mantle beneath the eastern part of the North China Craton[ J ]. *Journal of Geophysical Research* , 115 : B07207, doi : 10. 1029/2009JB006694.
- Xu Y G and He B. 2007. Thick, high-velocity crust in the Emeishan large igneous province, southwestern China : Evidence for crustal growth by magmatic underplating or intraplate[ J ]. *GSA Special Papers* , 430 : 841~858.
- Xu Yigang, Li Hongyan, Pang Chongjin, *et al.* 2009. On the timing and duration of the destruction of the North China Craton[ J ]. *Chinese Science Bulletin* , 54 : 3 379~3 396.
- Xu Y, Poe B T, Shankland T J, *et al.* 1998. Electrical conductivity of minerals of the mantle transition zone[ J ]. *Science* , 280 : 1 415~1 418.
- Xu Y and Shankland T J. 1999. Electrical conductivity of orthopyroxene and its high pressure phases[ J ]. *Geophysical Research Letters* , 26 : 2 645~2 648.
- Yang X. 2011. Origin of high electrical conductivity in the lower continental crust : A review[ J ]. *Survey of Geophysics* , 32 : 875~903.
- Yang X, Keppler H, McCammon C, *et al.* 2011. Effect of water on the electrical conductivity of lower crustal clinopyroxene[ J ]. *Journal of Geophysical Research* , 116 : B04208, doi : 10. 1029/2010JB008010.
- Yang X, Keppler H, McCammon C, *et al.* 2012. Electrical conductivity of orthopyroxene and plagioclase in the lower crust[ J ]. *Contribution to Mineralogy and Petrology* , 163 : 33~48.
- Yang X and McCammon C. 2012. Fe<sup>3+</sup>-rich augite and high electrical conductivity in the deep lithosphere[ J ]. *Geology* , 40 : 131~134.
- Yang X, Xia Q K, Deloule E, *et al.* 2008. Water in minerals of the continental lithospheric mantle and overlying lower crust : A comparative study of peridotite and granulite xenoliths from the North China Craton[ J ]. *Chemical Geology* , 256 : 33~45.
- Yoshino T. 2010. Laboratory electrical conductivity measurement of mantle minerals[ J ]. *Survey of Geophysics* , 31 : 163~206.
- Yoshino T, Manthilake G and Matsuzaki T. 2008. Dry mantle transition zone inferred from the conductivity of wadsleyite and ringwoodite[ J ]. *Nature* , 451 : 326~329.
- Yoshino T, Matsuzaki T, Shatskiy A, *et al.* 2009. The effect of water on the electrical conductivity of olivine aggregates and its implications for the electrical structure of the upper mantle[ J ]. *Earth and Planetary Science Letters* , 288 : 291~300.
- Yoshino T, Matsuzaki T, Yamashita S, *et al.* 2006. Hydrous olivine unable to account for conductivity anomaly at the top of the asthenosphere[ J ]. *Nature* , 443 : 973~976.
- Zhang Hongfu. 2009. Peridotite-melt interaction : A key point for the destruction of cratonic lithospheric mantle[ J ]. *Chinese Science Bulletin* 54 : 3 417~3 437.
- Zhang Shuanhong, Zhao Yue, Liu Jian, *et al.* 2009. Geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Late Paleozoic-Early Mesozoic magmatism in the northern margin of the North China Block : A preliminary review[ J ]. *Acta Petrologica et Mineralogica* , 29 : 824~842 ( in Chinese with English abstract ).
- Zhang S H, Zhao Y, Song B, *et al.* , 2007. Carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China block : Implications for a late Paleozoic active continental margin[ J ]. *Journal of Geological Society of London* , 14 : 451~463.

## 附中文参考文献

- 樊祺诚,隋建立,刘若新,等. 2001. 汉诺坝榴辉岩相石榴辉石岩——岩浆底侵作用新证据[ J ]. *岩石学报* , 17 : 1~6.
- 樊祺诚,隋建立,张宏福,等. 2002. 汉诺坝地区下地壳与壳-幔过渡带岩石波速实验研究[ J ]. *自然科学进展* , 12 : 1 094~1 097.
- 郭立鹤,林兴源,谢漫泽,等. 1998. 河北汉诺坝玄武岩中幔源捕虏体中的水[ J ]. *地质学报* , 72 : 138~143.
- 郭颖星,王多君,李和平,等. 2010. 高温高压下麻粒岩电导率研究[ J ]. *地球物理学报* , 53 : 2 681~2 687.
- 张拴宏,赵越,刘健,等. 2010. 华北地块北缘晚古生代-早中生代岩浆活动期次、特征及构造背景[ J ]. *岩石矿物学杂志* , 29 : 824~842.