上地幔矿物和岩石电导率的实验研究

黄晓葛*, 王欣欣, 陈祖安, 白武明

中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院地球与行星物理重点实验室, 北京 100029

* E-mail: xghuang@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2016-11-25; 接受日期: 2017-02-20; 网络版发表日期: 2017-03-29

国家自然科学基金项目(批准号: 41174074和41574089)资助

摘要 高温高压电导率实验研究是透视地球内部结构与物质组成的一个重要窗口. 百年来进行了大量地幔矿物电导率的研究, 但对地幔岩石的研究却不足; 进行了压力对地幔矿物电导率影响的研究, 但获得的激活体积值却有正有负; 进行了含水橄榄石电导率的测量, 但仍存在干湿软流圈地幔之争; 进行了部分熔融岩石电导率的研究, 但对异常高导成因的解释却仍没有定论. 因为该研究对人们认识地幔的物质组成和矿物相变, 地幔的电性结构和热结构, 以及洋壳俯冲和高导异常成因等地幔动力学问题有重大意义, 因此, 还需继续研究地幔岩石、矿物的电导率与温度、压力、氧逸度和组分等之间的关系, 再结合地球物理的探测结果, 构建合理的电导率-深度剖面图.

关键词 橄榄石, 电导率, 水, 熔体, 激活体积, 高导层

1 引言

电导率是透视地球内部结构与物质组成的一个重要窗口. 因为电导率敏感于温度的变化, 故我们可以通过它来反演地球内部的温度结构(Ledo和Jones, 2005); 因为电导率敏感于水含量、铁含量等的变化, 故我们可以通过它来推测地球内部的物质组分(水含量、铁含量等)(Huang等, 2005; Wang等, 2006; Yoshino等, 2006); 因为电导率敏感于氧逸度的变化, 故我们可以通过它来限定地球内部的氧化-还原状态(Duba和Nicholls, 1973; Duba等, 1974; Dai和Karato, 2014a); 还因为电导率敏感于熔体成分(硅酸盐熔体、碳酸盐熔体等)的变化, 故我们还可以通过它来解释高导异常现

象, 研究岩浆起源及成岩机理等(Gaillard等, 2008; Ni等, 2011a, 2011b; Shankland和Waff, 1977).

高温高压下岩石和矿物的电导率测量方法主要由直流法、单频交流法和交流阻抗谱法. 早在100多年前, Warburg和Tefetmeier(1888)和Curie(1889)就用直流法测量了石英的电导率. Hughes(1953, 1955)采用直流法对地球内部岩石样品进行了电导率测量. 之后, Duba等(1974)、Morin等(1977, 1979)用它研究了橄榄石和橄榄岩的电导率, Laštovičková(1987)、Čermák和Laštovičková(1987)也用此法进行了地壳(花岗岩、酸性-基性麻粒岩、流纹岩和辉长岩等)和上地幔岩石(橄榄岩、蛇纹岩和榴辉岩等)的电导率测量, 该测量方法的显著缺点是电极极化效应非常严重. 于是, 单

中文引用格式: 黄晓葛, 王欣欣, 陈祖安, 白武明. 2017. 上地幔矿物和岩石电导率的实验研究. 中国科学: 地球科学, 47: 518–529, doi: [10.1360/N072016-00305](https://doi.org/10.1360/N072016-00305)
英文引用格式: Huang X G, Wang X X, Chen Z A, Bai W M. 2017. The experimental research on electrical conductivity for minerals and rocks under condition of upper mantle (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 47: 518–529, doi: [10.1360/N072016-00305](https://doi.org/10.1360/N072016-00305)

频交流法逐渐被人们所使用. Presnall等(1972)和Waff和Weill(1975)分别使用单频法进行了硅酸盐熔体电导率的研究工作, Kavner等(1995)在对天然镁铁榴石的电导率研究中采用了10Hz的单频交流法. 与直流法相比, 单频法在减小电极极化效应方面进步明显, 但测量结果不能体现阻抗的频散效应. 交流阻抗谱法是一种以小振幅的正弦波电位为扰动信号的电测量方法(史美伦, 2001), 在地学中的应用相对较晚, 直到20世纪80年代, 该方法才被用来测量人工合成的橄榄岩(Abelard和Baumard, 1980)、辉长岩(Sato和Ida, 1984)和单斜辉石(Huebner和Voigt, 1988)等岩石和矿物的电导率. Roberts和Tyburczy(1991, 1993a, 1993b)利用该方法研究了单晶、多晶橄榄石和纯橄榄岩的电性. Huebner和Dillenburg(1995)对交流阻抗谱法的测量原理、方法等进行了详细的论述, 并在常压高温和高压高温下测量了单晶橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和多晶单斜辉石的电导率, 发现在常压下单频交流法低估了多晶岩石的电导率. Xu等(1998)把交流阻抗谱方法应用到更高的温压范围, 在上地幔条件下研究了橄榄石、瓦兹利石和林伍德石的电性. 国内, 王多君等(2005)对交流阻抗谱法在地学中的应用也进行过介绍, 李朋等(2010)曾利用这3种方法在高压下对麻粒岩进行了电导率测量, 发现交流阻抗谱法测量的结果大于单频交流法的, 直流法测得的结果最低. 目前, 交流阻抗谱法成为研究地球物质电学性质的一种常用测量手段, 它比直流法和单频交流法有两个方面的优势: (1) 可使测量过程中的电极极化对测量结果影响降为最小; (2) 因为不同导电机制具有不同特征响应时间, 交流阻抗谱法可区分出不同导电机制(颗粒内部、颗粒边界和/或电极-样品之间的极化)的作用.

对于一个给定的矿物或岩石, 在一定温度范围, 通常只存在一种主要导电机制, 其电导率对数值 $\lg(\sigma)$ 与温度倒数 $1/T$ 多呈现良好的线性关系, 符合Arrhenius关系式:

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-\Delta H / kT), \quad (1)$$

式中, σ_0 表示独立于温度的指前因子(S m^{-1}), k 为Boltzmann常数(J K^{-1}), T 为热力学温度(K), ΔH 为激活焓(eV), 其被定义为

$$\Delta H = \Delta E + P\Delta V, \quad (2)$$

式中, P 为压力(Pa), ΔE 为激活能(eV), ΔV 为激活体积

($\text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$). 当样品内的导电机制发生变化后, 通常, $\lg(\sigma)-1/T$ 图中数据被拟合得到的斜率也会发生相应的改变.

从20世纪50年代以来, 人们进行了大量地壳和上地幔成岩矿物(石英、长石、橄榄石、辉石和石榴子石等)的电性研究(Laštovičková, 1991; Tyburczy, 2007; Karato和Wang, 2013). 如Kronenberg和Kirby(1987)分析总结了前人在常压高温下测量获得的石英电导率结果和导电机制. 近20年, 在高温高压下, 利用阻抗谱法, Wang等(2010)、Bagdassarov和Delepine(2004)、代立东等(2005b)对单晶石英和天然石英样品进行了电性研究, 分析讨论了压力对石英电导率的影响. Shimojuku等(2012)和Yoshino等(2014)分别研究了水对石英岩和斯石英电导率的影响. 但目前, 石英中所含杂质离子与其电导率之间的定量关系仍不明确; 缺乏高压下石英的电导率数据; 水如何影响石英中杂质离子的运移等方面的研究仍需继续. 长石是地壳中最常见的矿物, 体积比高达50%. 目前人们对人工和天然的长石(碱性长石和斜长石等)、钠长石玻璃等进行了大量的研究(Noritomi, 1955; Khitarov和Slutskiy, 1965; Mizutani和Kanamori, 1967; Ringwood等, 1967; Maury, 1968a, 1968b; Piwinskii和Duba, 1974; Piwinskii等, 1977; Guseinov和Gargatsev, 2002; Bakhterev, 2008; Ni等, 2011a; Yang, 2012; Yang等, 2012; Hu等, 2011, 2013), 探讨了成分(Hu等, 2013)、水含量(Ni等, 2011a; Yang, 2012; Yang等, 2012)和压力(Bagdassarov等, 2004)等因素对长石电导率及其导电机制的影响. 通过对地壳主要成岩矿物石英和长石电导率的研究, 人们对地壳内的温度结构、物理性质及高导成因等有了进一步的了解. 上地幔的主要矿物有橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和石榴子石, 人们对这些矿物, 尤其是橄榄石的电导率进行了大量研究, 取得了丰硕的研究成果(Duba等, 1974; Omura等, 1989; Karato, 1990; Shankland和Duba, 1990; Roberts和Tyburczy, 1991, 1993a, 1993b; Constable等, 1992; Constable, 2006; Kavner等, 1995; Huebner和Dillenburg, 1995; Xu和Shankland, 1999; Xu等, 1998, 2000a, 2000b; Romano等, 2006; Yoshino等, 2006, 2008a, 2008b, 2008c, 2009, 2010, 2012; Yoshino, 2010; Wang等, 2006; Dai和Karato, 2009a, 2009b, 2009c; Yang等, 2011, 2012; Yang, 2012; Yang和McCammon, 2012; Zhang等, 2012; Zhao和Yoshino, 2016). 本文重点

介绍近10多年来在上地幔矿物、岩石的电导率研究中存在的各种争议、矛盾、问题和不足之处,寻找新的研究亮点。

2 研究进展与问题

2.1 高导成因的解释存在争议

大地电磁探测(Magnetotellurics, MT)和地磁测深(Geomagnetic depth soundings, GDS)研究表明:在北美、欧洲南部等大陆地区,其上地幔的电导率从50km深度处的约 10^{-4}S m^{-1} 增加到400km深度处的约 10^{-2}S m^{-1} (Neal等, 2000; Tarits等, 2004; Utada等, 2009; Jones等, 2010);在北太平洋等大洋地区,其上地幔的电导率从 10^{-3}S m^{-1} 逐渐增加到 10^{-2}S m^{-1} (Utada等, 2003; Kuvshinov等, 2005)。然而,研究还发现,在地球内部存在许多高导(其电导率大于 0.1S m^{-1})异常区域,如大部分海洋软流圈、东太平洋隆起下部100km深度处(Shankland和Waff, 1977; Lizarralde等, 1995; Evans等, 2005; Baba等, 2006),对这些高导层的认识可以帮助人们理解板块构造和地幔的动力学过程,但高导成因究竟如何,人们看法不一。

首先,人们提出用“硅酸盐熔体”来解释高导层,因为研究发现,连通的硅酸盐熔体可以极大地增强样品的电导率。Mauger等(2005)在0.3~2GPa、800~1450℃温压条件下研究了镁铁质岩石的部分熔融与电导率之间的关系,发现:1GPa下,含10~14vol%熔体的二辉橄榄岩和含5wt%玄武岩熔体的橄榄岩,二者的电导率与分布着一系列岩浆房的大西洋洋中脊北部地区探测到的电性结果基本一致(约 0.1S m^{-1})(Sinha等, 1998; Heinsohn等, 2000)。解释 0.1S m^{-1} 的高导异常所需的熔体体积分数约为5~10vol%,甚至更多(Presnall等, 1972; Shankland和Waff, 1977; Tyburczy和Waff, 1983)。但现在问题出现了,地震学的研究表明:大多数低速层(通常也是高导层,如大洋软流圈)内的熔体分数是1~2vol%,远远低于高导异常解释中所需的5~10vol%的熔体分数(Forsyth等, 1998)。

于是,人们提出了高导成因的第二种解释“水”。Karato(1990)首先从理论上指出水能够明显增加橄榄石的电导率,进而认为软流圈的高导现象可以用固态的橄榄石含水来解释而无需熔融作用的参与。其后,Wang等(2006)和Yoshino等(2006)对含水橄榄石电导率

进行了实验研究,但两人结论完全相反。Wang等(2006)认为可用含水约0.01wt%的橄榄石电导率来解释海洋软流圈地幔的高导现象(对应的电导率约为 0.1S m^{-1})。Yoshino等(2006)则认为海洋软流圈地幔是干的,含水橄榄石难以解释软流圈地幔的高导现象,他们给出的主要原因是:(1)水不能解释软流圈地幔电导率在某些区域存在的各向异性;(2)用其数据来解释海洋软流圈地幔 0.1S m^{-1} 的高导现象所需的水含量已超出该温度压力条件下水在橄榄石中的溶解度。因为两组实验在测量方法、数据处理上有很大的不同(干湿上地幔和地幔转换带之争中对此也有论述),水到底能不能解释软流圈的高导现象,目前仍无定论。

Gaillard等(2008)在常压、高温(<1000℃)条件下研究了纯碳酸盐熔体的电导率,发现:碳酸盐熔体的电导率比硅酸盐高2~3个量级,用碳酸盐熔体来解释一些区域软流圈的高导现象要比硅酸盐熔体更合适,经过估算,Gaillard给出解释海洋软流圈地幔 0.1S m^{-1} 的高导区所需的碳酸盐熔体含量为0.1vol%,远远少于硅酸盐熔体,就这样,人们提出了高导成因的第三种解释“碳酸盐熔体”。Yoshino等(2010)和本小组(黄小刚等, 2012; 彭伟, 2012)近年对此也进行了研究,发现少量碳酸盐熔体的存在的确比水和硅酸盐熔体更容易解释一些地区的异常高导现象(像东太平洋隆起、Juan De Fuca等洋中脊下方地区,其电导率甚至高达 $0.2\sim 0.6\text{S m}^{-1}$)(Jegen和Edwards, 1998; Evans等, 2005)。但新的研究发现,高压下碳酸盐熔体具有极低的粘滞性(在120~150km深度处,约90倍的低于硅酸盐熔体),其迁移率在上地幔高于硅酸盐熔体2~3个数量级(Kono等, 2014),因此,碳酸盐熔体在地幔中存在的时限性(熔体上升速率大于 10m a^{-1})和稳定性(碳酸盐化的硅酸盐熔体)就不如硅酸盐熔体和水(Hammouda和Laporte, 2000),这对人们用其解释软流圈的高导现象是不利的。

图1是我们绘制的各种条件下地幔矿物和岩石的电导率实验结果,实验条件和数据来源见表1。名义上无水地幔岩石的电导率(红色阴影区)介于含水(除了Yoshino等(2006)的实验结果)(绿色阴影区)和不含水(粉色阴影区)地幔矿物的电导率之间,分别相差约1个数量级,水显著地增加了地幔矿物的电导率。含碳酸盐熔体样品的电导率在低温明显比含硅酸盐熔体的高,尤其是碱性碳酸盐熔体,在750~850℃显著地增强了地幔岩石的电导率。

图1 不同条件下地幔矿物、岩石的电导率

粉色和绿色阴影区分别是不含水和含水的地幔矿物(橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、石榴子石)的电导率实验结果;红色阴影区是不含水岩石的电导率实验结果,橙色和蓝色阴影区分别是含硅酸盐熔体和碳酸盐熔体的部分熔融岩石的电导率实验结果。绿色短虚线和长虚线分别为水含量0.01wt%和0.015wt%的橄榄石电导率实验结果(Yoshino等, 2006), 其远低于其他含水矿物的电导率(绿色阴影区)。数据来源见表1

最新结果认为变形的含大洋中脊玄武岩(MORB)的橄榄岩具有极高的电导率,在900℃以上,其电导率10倍高于未变形的,可方便的解释一些地区的高导异常现象(Pommier等, 2015)。总之,为了进一步研究上地幔高导层的成因问题,在总结现有研究成果的基础上,我们还应该进行碳酸盐熔体和水对地幔岩石以及高压下硅酸盐熔体对地幔岩石电导率影响的研究。

2.2 干湿软流圈和地幔转换带之争

Huang等(2005)首次测量了含水瓦兹利石、林伍德石(橄榄石的高压相,地幔转换带主要矿物)的电导率,结合地球物理资料给出的深度-电导率剖面图,从中推测地幔转换带是湿的,北太平洋下部地幔转换带内的水含量约是0.1~0.2wt%。Dai和Karato(2009b)其后的研究结果支持Huang等(2005)的结果,认为地幔转换带是富水的。Yoshino等(2008a)也进行了含水瓦兹利石和林

伍德石的电导率研究,却得出了完全相反的结论:地幔转换带是干的。另外,Wang等(2006)和Yoshino等(2006)分别进行了含水橄榄石的电导率研究,Wang等(2006)认为海洋软流圈(其典型的电导率值是 0.1 S m^{-1})含水约0.01wt%左右,但Yoshino等(2006)却认为海洋软流圈是干的。导致这一争论的主要原因多位研究者先后都有论述(Karato和Dai, 2009; Yoshino和Katsura, 2009; 黄晓葛, 2010; Yang, 2012),在此,我们给出详细的再分析与概述。Karato组(Huang等, 2005; Wang等, 2006, 2012; Dai和Karato, 2009b)和Yoshino组(Yoshino等, 2006, 2008a, 2009; Yoshino, 2010; Manthilake等, 2009)在实验结果上的主要差别是:(1)在高温段(>1000℃),Yoshino组实验测量得到的含水橄榄石、瓦兹利石和林伍德石的电导率普遍比Karato组的低很多,在低温高含水(<550℃, >0.5wt%)下,Yoshino组获得的瓦兹利石和林伍德石的电导率高于Karato组的结果。(2)两个组的实验都表明

表1 地幔矿物/岩石的电导率实验条件及数据来源

岩石/矿物	图例	实验条件				数据来源 ^{a)}
		压力(GPa)	温度(℃)	水含量(wt%)	熔体含量(wt%)	
橄榄石	SO ₃		1000~1200	干的		1
	Wang ol			干的		
	0.01 ol	4	600~1000	0.01		2
	0.03 ol			0.03		
	Xu ol	4	1000~1400	干的	无熔体	3
	Yoshino ol	10	1100~1400	干的		4
	0.01 olivine	3	227~1227	0.01		5
	0.015 oilvine			0.015		
橄榄石	olivine+2wt%basalt	1.5	527~1327		2wt%basalt	
	olivine+3wt%basalt				3wt%basalt	6
	olivine+1wt%carbonate	3	527~1427	干的	1wt%carbonate	
	olivine+3wt%carbonate				3wt%carbonate	
	olivine+3wt%Na ₂ CO ₃	3	300~1300		3wt%Na ₂ CO ₃	7
斜方辉石	Zhang opx	3	727~1500	干的		8
	DK opx	8	600~1200	干的		9
	0.042 opx			0.042	无熔体	
	0.0285 opx	1.2	300~1000	0.0285		10
	Xu opx	5	1000~1400	干的		11
单斜辉石	Xu cpx	13	1000~1400	干的	无熔体	11
石榴子石	Dai grt			干的		
	0.05 grt	4	600~1200	0.05	无熔体	12
	0.016 grt			0.016		
二辉橄榄岩	dry lherzolite	2	800~1300		无熔体	13
	lherzolite+3wt%CaCO ₃	3	300~1300	干的	3wt%CaCO ₃	14
地幔岩	dry pyrolite	2	700~1150		无熔体	15
	pyrolite+3wt%Na ₂ CO ₃	3	700~950	干的	3wt%Na ₂ CO ₃	
苦橄质榴辉岩	dry piclogite	3	700~1150		无熔体	15
	piclogite+3wt%Na ₂ CO ₃	3	700~900	干的	3wt%Na ₂ CO ₃	
橄榄岩	peridotite+3wt%dolomite	3	300~1227	干的	3wt%dolomite	16

a) 1, Constable(2006); 2, Wang等(2006); 3, Xu等(2000a); 4, Yoshino等(2009); 5, Yoshino等(2006); 6, Yoshino等(2010); 7, 黄小刚等(2012); 8, Zhang等(2012); 9, Dai和Karato(2009c); 10, Yang等(2012); 11, Xu和Shankland(1999); 12, Dai和Karato(2009a); 13, 代立东等(2005a); 14, 彭伟(2012); 15, 王欣欣等(2016); 16, Yoshino等(2012)

电导率随水含量的增加而增加, 但Karato等认为激活焓(激活能)与水含量无关, 而Yoshino等认为激活焓(激活能)依赖于水含量的变化. 造成两个组实验结果迥异的主要原因是: (1) 电导率测量技术的不同. Yoshino组多采用单频法, 造成电导率数据的系统偏差(Huebner

和Dillenburg, 1995; 李朋等, 2010). 由于所用频率太低(0.1Hz或0.01Hz), 样品阻抗可能位于阻抗谱图中的第二个弧上. 在低温, 样品本征阻抗高(即第一个弧的直径大), 所以尽管他们的数据位于第二个弧上, 但相对误差并不大. 然而, 随着温度的升高, 第一个弧在更高

频率与实轴交叉, 且其直径变得越来越小, 可Yoshino仍使用位于第二个弧上的低频数据(其阻抗远远高于样品的本征阻抗), 故他们得到的高温电导率比Karato组的低很多. Karato组采用阻抗谱法, 减少频散扰动, 得到的数据相对可靠. (2) 两个组都采用傅里叶变换红外光谱(FTIR)分析技术来测量样品内的水含量, 但因为个体所采用的噪音去除等校正方式、方法的不同, 最终会造成水含量测量上的系统偏差(Paterson, 1982; Bell等, 2003). 另外, 多数人采用同一样品连续测量得到不同温度点的电导率数据这一实验方式, 我们知道在电导率测量过程中样品会脱水或水化, 而我们最终得到的样品水含量数据只是实验前和/或后的, 这造成电导率数据处理上的不确定性增加. 但Huang等(2005)在进行含水瓦兹利石和林伍德石的电导率测量中, 每个实验只进行一个温度点的测量, 对实验前、后的样品都进行了水含量的测量, 避免了水含量上的不确定性(脱水引起的). (3) 在电导率测量中, 通过Ni:Ni₂O(对橄榄石)、Mo:MoO(对瓦兹利石和林伍德石)等固-固反应不能精准地控制样品内的氧逸度, 这也会引起测量上的不确定性. 上述这三个实验技术上的原因最终造成了Karato组和Yoshino组获得的电导率数据的不同, 从而引起了干湿软流圈和地幔转换带之争. Yang(2012)和Yang等(2012)后来进行了含水橄榄石、单斜辉石、斜长石的研究, 并没有发现Yoshino所说的含水样品的激活焓(激活能)与水含量有关, 他们据此也分析了二者不同的原因.

2.3 激活体积 ΔV 的模糊限定

无论是在电导率实验研究中, 还是在流变实验(应变速率、粘滞系数和扩散系数等的确定)研究中, 压力对电导或扩散系统的影响都可以通过激活体积 ΔV (单位: $\text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$)这个参量来表征(Xu等, 2000a; Dai和Karato, 2014b; Chakraborty和Ganguly, 1992; Karato, 2011a). 当下, 人们对激活体积的约束很弱, 甚至没有, 这使得人们利用低压数据外推至高压后, 电导率、扩散系数等出现较大偏差, 故激活体积在构建电导率-深度剖面 and 流变强度-深度剖面中是很重要的(Karato, 2011a, 2011b).

Shankland和Waff(1977)综述前人结果后提出: 橄榄石在高温有可能是离子导电, 在低温是电子导电, 相应地激活体积分别是 $6 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$ (等于二价阳离子扩散

的激活体积)和 $-2.89 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$ (等价于电荷转移能量的压力偏移系数). 这两个激活体积值还分别表示橄榄石在高温区电导率随压力的增加而降低(Hughes, 1955), 在低温区随压力的增加而增加(Schock等, 1977). 但20世纪, 橄榄石激活体积数据大多是在低压下(压力 $<4 \text{GPa}$)获得的, 并且大部分实验值都是正值, 多集中在 $0 \sim 1.5 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$. 21世纪初, Xu等(2000a)在 $4 \sim 10 \text{GPa}$ 、 $1000 \sim 1400^\circ\text{C}$ 的条件下也进行了压力对干橄榄石单晶和多晶电导率影响的研究, 发现电导率随压力增加而降低, 激活体积 ΔV 约为 $(0.6 \pm 0.6) \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$, 是正值, 压力对干橄榄石电导率的影响并不大. 最近, Yoshino等(2012)类似的实验却显示在 $527 \sim 1327^\circ\text{C}$, 橄榄石和林伍德石的电导率都随压力的增加而略有增加, 即激活体积是负值(对橄榄石, $X_{\text{Fe}}=0.2$ 时, $\sigma_0=34 \text{Sm}^{-1}$, $\Delta E=0.98 \text{eV}$, $\Delta V=-0.29 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$). 尽管二者都认为橄榄石的导电机制是小极化子, 但激活体积确有正、负之差, 这导致上地幔电导率在 400km 深度处有约0.3个对数量级的差别, 如图2所示.

Dai和Karato(2014b)在 $600 \sim 1000^\circ\text{C}$ 、 $4 \sim 10 \text{GPa}$ 下进行了压力对含水橄榄石电导率影响的研究, 得到含水橄榄石的激活体积约是 $-0.86 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$, 同时, 指前因子与压力具有负相关性. Dai和Karato(2009a)在 $600 \sim 1200^\circ\text{C}$ 、 $4 \sim 16 \text{GPa}$ 进行了单晶石榴子石的研究, 得到干、湿石榴子石的激活体积分别是 2.5 和 $-0.57 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$. 从这些研究中, 我们可以看出: 各矿物在干、湿条件下的激活体积都是不同的, 那么, 由各矿物组成的地幔岩石的激活体积在干、湿条件下又如何呢? 目前, 这样的数据还鲜有报道. 最近王欣欣等(2016)初步进行了压力对干地幔岩(pyrolite)和苦橄质榴辉岩(piclogite)电导率影响的研究, 在其实验压力范围内($<4 \text{GPa}$), 地幔岩的激活体积约为 $-4.73 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$, 苦橄质榴辉岩的约为 $-0.11 \text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$, 指前因子与压力具有很弱的正相关性(王欣欣等, 2016). 利用地幔岩和苦橄质榴辉岩的低压数据, 其外推得到了上地幔的电导率, 其中, 地幔岩模型在 400km 深度处的电导率比前人的结果至少高3个数量级, 苦橄质榴辉岩模型的结果与Dai和Karato(2014b)计算得到的含水地幔岩的结果基本一致(图2), 但比干橄榄石的结果至少高半个数量级. 厘定激活体积对电导率的影响也将有助于解释高导成因, 故有必要在更高的温压条件下和含水条件下研究地幔岩和苦橄质榴辉岩电导率随温度、压力的

图2 激活体积对上地幔电导率的影响

蓝线、绿线分别是基于Xu等(2000a)、Yoshino等(2012)的橄榄石($X_{Fe}=0.1$)实验数据(实验的温压范围较宽)计算得到的上地幔电导率, 红线是Dai和Karato(2014b)依据其含水橄榄石与压力的关系计算得到的地幔岩(含水0.01wt%)的电导率。我们的数据是基于苦橄质榴辉岩在低压下的实验结果(王欣欣等, 2016)外推得到的(黑线)。绝热地温曲线采用Katsura等(2009)给出的数据。电导率计算依据Arrhenius关系式: $\sigma = \sigma_0 \exp[-(\Delta E + P\Delta V)/kT]$, 其中 ΔE 为激活能(eV), P 为压力(GPa), ΔV 为激活体积($\text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$), k 为玻尔兹曼常数($8.617 \times 10^{-5} \text{ eV K}^{-1}$), T 为绝对温度(K)。图中数字是激活体积值

变化情况。

2.4 地幔岩石电导率研究的不足

当前, 人们对上地幔的电性结构的认识仍不是很清楚, 电磁测深等地球物理测量手段给出的结果在不同地区、不同深度存在很大差异(Evans等, 2005; Kelbert等, 2009), 如何解释这些差异存在很多争议(水、熔体和成分等对电导率的影响都或多或少地被用来解释地球物理探测的结果)。为了解释不同地区的电性差异, 人们有必要进行地幔岩石电导率的研究, 因为单矿物的实验结果毕竟与岩石不同(图1), 而应用数学模型构建的岩石电导率结果具有不唯一性, 且因为对激活体积约束不够, 与真实岩石实验结果在地球深部400km处将有较大偏差。

尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩是上地幔最具代表性的岩石之一。代立东等(2005a)、Dai等(2008)、龚超颖等(2011)、Duba和Constable(1993)等先后在较低(<4GPa)或常压下测量过它们的电导率。Dai等(2008)的实验结果发现随压力的增加, 天然大麻坪二辉橄榄岩的电导率降低, 其激活能和激活体积分别为1.68eV和 $0.04 \text{ cm}^3 \text{mol}^{-1}$, 与龚超颖等(2011)的测试结果不同(二

者样品相同), 似乎与我们最近测量获得的地幔岩(人工合成样品, 激活能和激活体积分别为1.14eV和 $-4.73 \text{ cm}^3 \text{mol}^{-1}$)的结果也不太一样, 如图3所示。从图3中我们还发现, 高温岩石的电导率比橄榄石矿物的高许多。这些实验结果外推到地球深部得到的电导率剖面结果将会有很大的不一致性, 因此我们有必要再次和在更高的温压条件下进行地幔代表性岩石的电导率测试, 以便更好的构建电导率剖面图。

另外, 随着深度的增加, 岩石中的矿物会发生相变, 如大约在10GPa时辉石固溶于石榴子石(Ringwood, 1967; Dremin和Pershin, 1971), 而这一相变对全岩电导率的影响如何, 人们认识的并不清楚。还有, MORB玄武岩(富铝)是组成洋壳的主要岩石, 其成分与pyrolite地幔岩有很大的不同, 其相变行为也十分特殊, 其中的柯石英在9~10GPa时会相变为斯石英, 辉石也会逐渐转变为石榴子石, 对其物质特性(如电导率)的研究对人们认识洋壳俯冲有极大的帮助。因此, 对MORB大洋中脊玄武岩、pyrolite地幔岩、piclogite苦橄质榴辉岩等全岩进行高温高压实验也是认识地幔矿物组成和相变的重要手段。

3 总结与展望

综上, 鉴于干湿软流圈和地幔转换带之争等对地幔含水量的不确定问题是由许多实验技术原因造成的, 为更好地获得含水样品的电导率, 我们提出了以下几点建议: (1) 标样的测试。像地球化学分析那样, 在不同的实验室, 在相同的实验条件(控制温度、压力、氧逸度、水逸度和金属活度等)下对某些样品进行多次电导率测定, 分析、评估各实验室数据的稳定性和可靠性, 消除各实验室的人为因素, 制作标样以供各实验室测试, 从而保证各实验室测试系统的可靠性, 提高样品实验数据的可信度。(2) 改进组装方式、测量技术等。当前, 人们在开放体系下进行电导率测试, 在测试过程中样品有严重的水丢失或吸附现象, 导致同一样品, 在不同的测试温度点可能具有不同的水含量, 在这种情况下, 人们很难清楚地厘定水含量和电导率之间的关系。或许可以借鉴Maurus等(2005)、Ni等(2011a)和Gaillard等(2008)给出的测量部分熔融和流体电导率的方法, 在更长的平衡时间后在相对封闭的条件下测量含水样品的电导率, 避免自由水等对测量的影响。(3) 提高水含量的测量精度。在扣除红外吸收

图3 干的代表性岩石和矿物的电导率实验结果

方形是不同压力下热压合成的地幔岩的实验结果(王欣欣等, 2016). 紫线和红线分别是龚超颖等(2011)和代立东等(2005a)的天然二辉橄榄岩的实验结果, 橙线和绿线分别是Xu等(2000a)和Wang等(2006)的干橄榄石实验结果

光谱的背景噪声中, 个人采用的校正方法有很大的差别, 这直接影响了样品水含量的测量(Bell校正得到的样品水含量是Paterson校正的3倍)(Paterson, 1982; Bell等, 2003), 建议各实验室之间采用统一的校正方法, 排除人为误差, 寻找更好的测量水含量的方法. (4) 进行含水岩石样品的测量以便更精确地推测上地幔和地幔转换带的水含量. 目前主要是通过含水橄榄石等矿物的实验结果和地球物理反演得到的视电导率-深度剖面二者之间的对比来推测上地幔和地幔转换带内的水含量, 而矿物的电导率毕竟与岩石的电导率之间还是有差别的(图3), 理论计算获得的地幔岩的电导率也与实验测量获得的电导率之间有一定的差别. 另外, 上地幔辉石是水的主要载体, 水优先进入辉石而不是橄榄石, 我们对水在各矿物间的分配系数, 尤其是分配系数随压力变化的情况还不是很清楚, 这也限制了我们从理论上来推测上地幔和地幔转换带的水含量. 所以, 还得进行不同含水量地幔岩(成分上类似pyrolite和/或Piclogite)样品的电导率测试, 最终或许可以利用电导率这一物理手段来更可靠地推算地球内部的水含量.

基于目前的研究现状及发展动态, 建议未来可先进行这几个方面的研究: (1) 在高温高压下对两类代

表地幔矿物模型的岩石pyrolite地幔岩和piclogite苦橄质榴辉岩以及代表洋壳物质的MORB大洋中脊玄武岩进行电导率测量, 约束岩石的激活体积, 合理构建电导率-深度剖面图; (2) 厘定水含量在全岩电导率中的贡献, 推测软流圈地幔的水含量; (3) 测量部分熔融岩石的电导率, 讨论硅酸盐熔体、碳酸盐熔体在解释高导异常中的作用. 这些研究对我们更好地构建电导率剖面、认识地幔矿物组成和相变以及洋壳俯冲等具有重要意义.

致谢 感谢三位匿名评审人的修改意见和建议.

参考文献

- 代立东, 李和平, 刘丛强, 苏根利, 崔桐娣, 单双明, 杨昌君, 刘庆友. 2005a. 高温高压下二辉橄榄岩的阻抗谱实验研究. 高压物理学报, 19: 29–34
- 代立东, 李和平, 单双明, 杨昌君, 刘庆友. 2005b. 高温高压下Z轴水晶的电导率实验研究. 人工晶体学报, 3: 403–407
- 龚超颖, 刘永刚, 李朋, 范大伟, 魏舒怡, 谢鸿森. 2011. 高温高压下岩石电导率不同测量方法的实验对比——以二辉橄榄岩为例. 地质学报, 85: 343–353
- 黄晓葛. 2010. 地幔转换带是含水的吗? 见: “10000个科学难题”地球科学编委会, 主编. 10000个科学难题——地球科学卷. 北京:

- 科学出版社. 652–654
- 黄小刚, 黄晓葛, 白武明. 2012. 碳酸盐化橄榄岩的电性研究. *地球物理学报*, 55: 3144–3151
- 李朋, 周文戈, 龚超颖, 范大伟, 魏舒怡, 谢鸿森. 2010. 高压下华北北缘二辉麻粒岩电导率的研究. *地球物理学报*, 53: 2386–2395
- 彭伟. 2012. 含碳酸盐熔体的二辉橄榄岩电性研究. 硕士学位论文. 北京: 中国科学院大学
- 史美伦. 2001. 交流阻抗谱原理及应用. 北京: 国防工业出版社. 18
- 王多君, 易丽, 谢鸿森, 李和平. 2005. 交流阻抗谱法及其在地球深部物质科学中的应用. *地学前缘*, 12: 123–129
- 王欣欣, 黄晓葛, 白武明. 2016. 高温高压下地幔岩和苦橄质榴辉岩的电导率实验. *地球物理学报*, 59: 624–632
- Abelard P, Baumard J F. 1980. Electric and dielectric properties of forsterite between 400 and 900°C. *Phys Earth Planet Inter*, 23: 98–102
- Baba K, Chave A D, Evans R L, Hirth G, Mackie R L. 2006. Mantle dynamics beneath the East Pacific Rise at 17°S: Insights from the mantle electromagnetic and tomography (MELT) experiment. *J Geophys Res*, 111: B02101
- Bagdassarov N S, Delepine N. 2004. α - β inversion in quartz from low frequency electrical impedance spectroscopy. *J Phys Chem Solids*, 65: 1517–1526
- Bagdassarov N S, Maumus J, Poe B, Sloutskiy A B, Boulatov V K. 2004. Pressure dependence of T_g in silicate glasses from electrical impedance measurements. *Phys Chem Glasses B*, 45: 197–214
- Bakhterev V V. 2008. High-temperature electric conductivity of some feldspars. *Dokl Earth Sci*, 420: 554–557
- Bell D R, Rossman G R, Maldener J, Endisch D, Rauch F. 2003. Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. *J Geophys Res*, 108: 2105
- Čermák V, Laššovičková M. 1987. Temperature profiles in the earth of importance to deep electrical conductivity models. *Pure Appl Geophys*, 125: 255–284
- Chakraborty S, Ganguly J. 1992. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: Experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contrib Mineral Petrol*, 111: 74–86
- Constable S, Shankland T J, Duba A. 1992. The electrical conductivity of an isotropic olivine mantle. *J Geophys Res*, 97: 3397–3404
- Constable S. 2006. SEO3: A new model of olivine electrical conductivity. *Geophys J Int*, 166: 435–437
- Curie J. 1889. Recherches sur la conductibilité des corps cristallins. *Ann Chim Phys*, 6: 202–269
- Dai L D, Li H P, Deng H M, Liu C Q, Su G L, Shan S M, Zhang L, Wang R P. 2008. *In-situ* control of different oxygen fugacity experimental study on the electrical conductivity of Iherzolite at high temperature and high pressure. *J Phys Chem Solids*, 69: 101–110
- Dai L D, Karato S. 2009a. Electrical conductivity of pyrope-rich garnet at high temperature and high pressure. *Phys Earth Planet Inter*, 176: 83–88
- Dai L D, Karato S. 2009b. Electrical conductivity of wadsleyite at high temperatures and high pressures. *Earth Planet Sci Lett*, 287: 277–283
- Dai L D, Karato S I. 2009c. Electrical conductivity of orthopyroxene: Implications for the water content of the asthenosphere. *Proc Jpn Acad Ser B*, 85: 466–475
- Dai L D, Karato S. 2014a. Influence of oxygen fugacity on the electrical conductivity of hydrous olivine: Implications for the mechanism of conduction. *Phys Earth Planet Inter*, 232: 57–60
- Dai L D, Karato S. 2014b. The effect of pressure on the electrical conductivity of olivine under the hydrogen-rich conditions. *Phys Earth Planet Inter*, 232: 51–56
- Dremin A N, Pershin S V. 1971. Characteristics of impact compression of eclogite. *Soviet Mining Sci*, 7: 603–604
- Duba A, Nicholls I A. 1973. The influence of oxidation state on the electrical conductivity of olivine. *Earth Planet Sci Lett*, 18: 59–64
- Duba A, Heard H C, Schock R N. 1974. Electrical conductivity of olivine at high pressure and under controlled oxygen fugacity. *J Geophys Res*, 79: 1667–1673
- Duba A, Constable S. 1993. The electrical conductivity of Iherzolite. *J Geophys Res*, 98: 11885–11899
- Evans R L, Hirth G, Baba K, Forsyth D, Chave A, Mackie R. 2005. Geophysical evidence from the MELT area for compositional controls on oceanic plates. *Nature*, 437: 249–252
- Forsyth D W, Scheirer D S, Webb S C L, Dorman M J, Orcutt A, Harding A, Blackman D K, Morgan J P, Detrick R S, Shen Y, Wolfe C J, Canales J P, Toomey D R, Sheehan A F, Solomon S C, Wilcock W S D, Team M S. 1998. Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: The MELT experiment. *Science*, 280: 1215–1218
- Gaillard F, Malki M, Iacono-Marziano G, Pichavant M, Scaillet B. 2008. Carbonatite melts and electrical conductivity in the asthenosphere. *Science*, 322: 1363–1365
- Guseinov A A, Gargatsev I O. 2002. Electrical conductivity of alkali feldspars at high temperatures. *Izvestiya Phys Solid Earth*, 38: 520–523
- Hammouda T, Laporte D. 2000. Ultrafast mantle impregnation by carbonatite melts. *Geology*, 28: 283–285
- Heinson G, Constable S, White A. 2000. Episodic melt transport at mid-ocean ridges inferred from magnetotelluric sounding. *Geophys Res Lett*, 27: 2317–2320
- Hu H, Li H, Dai L, Shan S, Zhu C. 2011. Electrical conductivity of albite at high temperatures and high pressures. *Am Miner*, 96: 1821–1827
- Hu H, Li H, Dai L, Shan S, Zhu C. 2013. Electrical conductivity of alkali

- feldspar solid solutions at high temperatures and high pressures. *Phys Chem Miner*, 40: 51–62
- Huang X G, Xu Y S, Karato S I. 2005. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite. *Nature*, 434: 746–749
- Huebner J S, Dillenburg R G. 1995. Impedance spectra of hot, dry silicate minerals and rock: Qualitative interpretation of spectra. *Am Miner*, 80: 46–64
- Huebner J S, Voigt D E. 1988. Electrical conductivity of diopside: Evidence for oxygen vacancies. *Am Miner*, 73: 1235–1254
- Hughes H. 1953. *The Electrical Conductivity of the Earth's Interior*. Cambridge: University of Cambridge
- Hughes H. 1955. The pressure effect on the electrical conductivity of peridot. *J Geophys Res*, 60: 187–191
- Jegen M, Edwards R N. 1998. The electrical properties of a 2D conductive zone under the Juan de Fuca Ridge. *Geophys Res Lett*, 25: 3647–3650
- Jones A G, Plomerova J, Korja T, Sodoudi F, Spakman W. 2010. Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120: 14–29
- Karato S. 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, 347: 272–273
- Karato S, Dai L. 2009. Comments on “Electrical conductivity of wadsleyite as a function of temperature and water content” by Manthilake et al. *Phys Earth Planet Inter*, 174: 19–21
- Karato S. 2011a. Some issues on the strength of the lithosphere. *J Earth Sci*, 22: 131–136
- Karato S. 2011b. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 413–423
- Karato S, Wang D. 2013. Electrical conductivity of minerals and rocks. In: Karato S, ed. *Physics and Chemistry of the Deep Earth*. Oxford: Wiley-Blackwell. 145–182
- Katsura T, Yoshino T, Manthilake G, Matsuzaki T. 2009. Electrical conductivity of the major upper mantle minerals: A review. *Rus Geol Geophys*, 50: 1139–1145
- Kavner A, Li X, Jeanloz R. 1995. Electrical conductivity of a natural (Mg, Fe)SiO₃ majorite garnet. *Geophys Res Lett*, 22: 3103–3106
- Kelbert A, Schultz A, Egbert G. 2009. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations. *Nature*, 460: 1003–1006
- Khitrov N, Slutskiy A. 1965. The effect of pressure on the melting temperatures of albite and basalt (based on electroconductivity measurements). *Geochem Int*, 2: 1034–1042
- Kono Y, Kenney-Benson C, Hummer D, Ohfuji H, Park C, Shen G, Wang Y, Kavner A, Manning C E. 2014. Ultralow viscosity of carbonate melts at high pressures. *Nat Commun*, 5: 5091
- Kronenberg A K, Kirby S H. 1987. Ionic conductivity of quartz: DC time dependence and transition in charge carriers. *Am Miner*, 72: 739–747
- Kuvshinov A, Utada H, Avdeev D, Koyama T. 2005. 3-D modelling and analysis of *Dst* *C*-responses in the North Pacific Ocean region, revisited. *Geophys J Int*, 160: 505–526
- Laštovičková M. 1987. Electrical conductivity of some minerals at high temperature and for extended times. *Phys Earth Planet Inter*, 45: 204–208
- Laštovičková M. 1991. A review of laboratory measurements of the electrical conductivity of rocks and minerals. *Phys Earth Planet Inter*, 66: 1–11
- Ledo J, Jones A G. 2005. Upper mantle temperature determined from combining mineral composition, electrical conductivity laboratory studies and magnetotelluric field observations: Application to the intermontane belt, Northern Canadian Cordillera. *Earth Planet Sci Lett*, 236: 258–268
- Lizarralde D, Chave A, Hirth G, Schultz A. 1995. Northeastern Pacific mantle conductivity profile from long-period magnetotelluric sounding using Hawaii-to-California submarine cable data. *J Geophys Res*, 100: 17837–17854
- Manthilake M A G M, Matsuzaki T, Yoshino T, Yamashita S, Ito E, Katsura T. 2009. Electrical conductivity of wadsleyite as a function of temperature and water content. *Phys Earth Planet Inter*, 174: 10–18
- Maurus J, Bagdassarov N, Schmeling H. 2005. Electrical conductivity and partial melting of mafic rocks under pressure. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 4703–4718
- Maury R. 1968a. Conductivité électrique des tectosilicates I. Méthode des résultats expérimentaux. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie*, 91: 267–278
- Maury R. 1968b. Conductivité électrique des tectosilicates II. Discussion des résultats. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie*, 91: 355–366
- Mizutani H, Kanamori H. 1967. Electrical conductivities of rock-forming minerals at high temperatures. *J Phys Earth*, 15: 25–31
- Morin F J, Oliver J R, Housley R M. 1977. Electrical properties of forsterite, Mg₂SiO₄. *Phys Rev B*, 16: 4434–4445
- Morin F J, Oliver J R, Housley R M. 1979. Electrical properties of forsterite, Mg₂SiO₄. II. *Phys Rev B*, 19: 2886–2894
- Neal S L, Mackie R L, Larsen J C, Schultz A. 2000. Variations in the electrical conductivity of the upper mantle beneath North America and the Pacific Ocean. *J Geophys Res*, 105: 8229–8242
- Ni H, Keppler H, Manthilake M A G M, Katsura T. 2011a. Electrical conductivity of dry and hydrous NaAlSi₃O₈ glasses and liquids at high pressures. *Contrib Mineral Petrol*, 162: 501–513

- Ni H, Keppler H, Behrens H. 2011b. Electrical conductivity of hydrous basaltic melts: Implications for partial melting in the upper mantle. *Contrib Mineral Petrol*, 162: 637–650
- Noritomi K. 1955. Studies on the change of electrical conductivity with temperature of a few silicate minerals. *Sci Reports Tohoku Univ Ser*, 5: 119–126
- Omura K, Kurita K, Kumazawa M. 1989. Experimental study of pressure dependence of electrical conductivity of olivine at high temperatures. *Phys Earth Planet Inter*, 57: 291–303
- Paterson M S. 1982. The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. *Bull Miner*, 105: 20–29
- Piwoński A J, Duba A. 1974. High temperature electrical conductivity of albite. *Geophys Res Lett*, 1: 209–211
- Piwoński A J, Duba A, Ho P. 1977. The electrical conductivity of low and high albite throughout its melting interval at 100 kPa. *Can Mineral*, 15: 196–197
- Pommier A, Leinenweber K, Kohlstedt D L, Qi C, Garnero E J, Mackwell S J, Tyburczy J A. 2015. Experimental constraints on the electrical anisotropy of the lithosphere-aesthenosphere system. *Nature*, 522: 202–206
- Presnall D C, Simmons C L, Porath H. 1972. Changes in electrical conductivity of a synthetic basalt during melting. *J Geophys Res*, 77: 5665–5672
- Ringwood A E. 1967. The pyroxene-garnet transformation in the earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2: 255–263
- Ringwood A E, Reid A F, Wadsley A D. 1967. High-pressure KAlSi_3O_8 , an aluminosilicate with sixfold coordination. *Acta Cryst*, 23: 1093–1095
- Roberts J J, Tyburczy J A. 1991. Frequency dependent electrical properties of polycrystalline olivine compacts. *J Geophys Res*, 96: 16205–16222
- Roberts J J, Tyburczy J A. 1993. Frequency dependent electrical properties of dunite as functions of temperature and oxygen fugacity. *Phys Chem Miner*, 19: 545–561
- Roberts J J, Tyburczy J A. 1993. Impedance spectroscopy of single and polycrystalline olivine: Evidence for grain boundary transport. *Phys Chem Miner*, 20: 19–26
- Romano C, Poe B T, Kreidie N, McCammon C A. 2006. Electrical conductivities of pyrope-almandine garnets up to 19 GPa and 1700°C. *Am Miner*, 91: 1371–1377
- Sato H, Ida Y. 1984. Low frequency electrical impedance of partially molten gabbro: The effect of melt geometry on electrical properties. *Tectonophysics*, 107: 105–134
- Schock R N, G Duba A, Heard H C, Stromberg H D. 1977. The electrical conductivity of polycrystalline olivine and pyroxene under pressure. In: Manghnani M, Akimoto S, eds. *High-Pressure Research Application in Geophysics*. New York: Academic. 39–51
- Shankland T J, Waff H S. 1977. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle. *J Geophys Res*, 82: 5409–5417
- Shankland T J, Duba A G. 1990. Standard electrical conductivity of isotropic, homogeneous olivine in the temperature range 1200–1500°C. *Geophys J Int*, 103: 25–31
- Shimozuku A, Yoshino T, Yamazaki D, Okudaira T. 2012. Electrical conductivity of fluid-bearing quartzite under lower crustal conditions. *Phys Earth Planet Inter*, 198–199: 1–8
- Sinha M C, Constable S C, Peirce C, White A, Heinson G, MacGregor L M, Navin D A. 1998. Magmatic processes at slow spreading ridges: Implications of the RAMESSES experiment at 57°45'N on the Mid-Atlantic Ridge. *Geophys J Int*, 135: 731–745
- Tarits P, Hautot S, Perrier F. 2004. Water in the mantle: Results from electrical conductivity beneath the French Alps. *Geophys Res Lett*, 31: L06612
- Tyburczy J A. 2007. Properties of rocks and minerals-The electrical conductivity of rocks, minerals and the Earth. *Treatise Geophys*, 2: 631–642
- Tyburczy J A, Waff H S. 1983. Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: Geophysical significance and implications for charge transport and melt structure. *J Geophys Res*, 88: 2413–2430
- Utada H, Koyama T, Obayashi M, Fukao Y. 2009. A joint interpretation of electromagnetic and seismic tomography models suggests the mantle transition zone below Europe is dry. *Earth Planet Sci Lett*, 281: 249–257
- Utada H, Koyama T, Shimizu H, Chave A D. 2003. A semi-global reference model for electrical conductivity in the mid-mantle beneath the north Pacific region. *Geophys Res Lett*, 30: 1194
- Waff H S, Weill D F. 1975. Electrical conductivity of magmatic liquids: Effects of temperature, oxygen fugacity and composition. *Earth Planet Sci Lett*, 28: 254–260
- Wang D, Li H, Yi L, Matsuzaki T, Yoshino T. 2010. Anisotropy of synthetic quartz electrical conductivity at high pressure and temperature. *J Geophys Res*, 115: B09211
- Wang D, Mookherjee M, Xu Y, Karato S I. 2006. The effect of water on the electrical conductivity of olivine. *Nature*, 443: 977–980
- Wang D, Karato S, Liu Z. 2012. Influence of hydrogen on the electronic states of olivine: Implications for electrical conductivity. *Geophys Res Lett*, 39: L06306
- Warburg E, Tefetmeier F. 1888. Ueber die electrolytische leitung des bergkrystalls. *Ann Phys Chem*, 35: 455–467
- Xu Y, Poe B T, Shankland T J, Rubie D C. 1998. Electrical conductivity of olivine, wadsleyite, and ringwoodite under upper-mantle con-

- ditions. *Science*, 280: 1415–1418
- Xu Y, Shankland T J. 1999. Electrical conductivity of orthopyroxene and its high pressure phases. *Geophys Res Lett*, 26: 2645–2648
- Xu Y, Shankland T J, Duba A G. 2000a. Pressure effect on electrical conductivity of mantle olivine. *Phys Earth Planet Inter*, 118: 149–161
- Xu Y, Shankland T J, Poe B T. 2000b. Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle. *J Geophys Res*, 105: 27865–27875
- Yang X. 2012. Orientation-related electrical conductivity of hydrous olivine, clinopyroxene and plagioclase and implications for the structure of the lower continental crust and uppermost mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 317–318: 241–250
- Yang X, Keppler H, McCammon C, Ni H, Xia Q, Fan Q. 2011. Effect of water on the electrical conductivity of lower crustal clinopyroxene. *J Geophys Res*, 116: B04208
- Yang X, Keppler H, McCammon C, Ni H. 2012. Electrical conductivity of orthopyroxene and plagioclase in the lower crust. *Contrib Mineral Petrol*, 163: 33–48
- Yang X, McCammon C. 2012. Fe³⁺-rich augite and high electrical conductivity in the deep lithosphere. *Geology*, 40: 131–134
- Yoshino T. 2010. Laboratory electrical conductivity measurement of mantle minerals. *Surv Geophys*, 31: 163–206
- Yoshino T, Katsura T. 2009. Reply to Comments on “Electrical conductivity of wadsleyite as a function of temperature and water content” by Manthilake et al. *Phys Earth Planet Inter*, 174: 22–23
- Yoshino T, Laumonier M, McIsaac E, Katsura T. 2010. Electrical conductivity of basaltic and carbonatite melt-bearing peridotites at high pressures: Implications for melt distribution and melt fraction in the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 295: 593–602
- Yoshino T, Manthilake G, Matsuzaki T, Katsura T. 2008a. Dry mantle transition zone inferred from the conductivity of wadsleyite and ringwoodite. *Nature*, 451: 326–329
- Yoshino T, Matsuzaki T, Shatskiy A, Katsura T. 2009. The effect of water on the electrical conductivity of olivine aggregates and its implications for the electrical structure of the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 288: 291–300
- Yoshino T, Matsuzaki T, Yamashita S, Katsura T. 2006. Hydrous olivine unable to account for conductivity anomaly at the top of the asthenosphere. *Nature*, 443: 973–976
- Yoshino T, Nishi M, Matsuzaki T, Yamazaki D, Katsura T. 2008b. Electrical conductivity of majorite garnet and its implications for electrical structure in the mantle transition zone. *Phys Earth Planet Inter*, 170: 193–200
- Yoshino T, Shimojuku A, Li D. 2014. Electrical conductivity of stishovite as a function of water content. *Phys Earth Planet Inter*, 227: 48–54
- Yoshino T, Shimojuku A, Shan S, Guo X, Yamazaki D, Ito E, Higo Y, Funakoshi K. 2012. Effect of temperature, pressure and iron content on the electrical conductivity of olivine and its high-pressure polymorphs. *J Geophys Res*, 117: B08205
- Yoshino T, Yamazaki D, Ito E, Katsura T. 2008c. No interconnection of ferro-periclase in post-spinel phase inferred from conductivity measurement. *Geophys Res Lett*, 35: L22303
- Zhang B, Yoshino T, Wu X, Matsuzaki T, Shan S, Katsura T. 2012. Electrical conductivity of enstatite as a function of water content: Implications for the electrical structure in the upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 357–358: 11–20
- Zhao C, Yoshino T. 2016. Electrical conductivity of mantle clinopyroxene as a function of water content and its implication on electrical structure of uppermost mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 447: 1–9