中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 7 期: 860 ~ 870
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

青藏高原南部花岗岩电导率研究及地球物理应用

郭颖星[1], 王多君[2*], 周永胜[3], 刘在洋[2], 于英杰[2], 李丹阳[2], 张东宁[1], 祝爱玉[1]

1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;
2. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
3. 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: duojunwang@hotmail.com

收稿日期: 2017-01-20; 接受日期: 2017-04-13; 网络版发表日期: 2017-05-18
国家自然科学基金项目(批准号: 41374095)、中国科学院、国家外国专家局创新团队国际合作伙伴计划项目(编号: KZZD-EW-TZ19)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-QN608)和中国地震局基本业务专项项目(编号: DQJB16B06)资助

摘要 青藏高原地壳不同区域电导率存在着较大的差异, 而花岗岩是青藏高原地壳的主要组成岩石, 通过高温高压下研究花岗岩的电导率对于认识青藏高原电性结构的差异具有重要的意义. 本研究在1.0GPa压力下, 通过实验测量了西藏亚东地区白云母花岗岩577~996K温度范围内以及拉萨地区黑云母花岗岩587~1382K温度范围内的电导率, 结果发现含白云母花岗岩低温(577~919K)下的活化焓为0.92eV, 高温(919~996K)下的活化焓为2.16eV; 而黑云母花岗岩在低温(587~990K)下的活化焓为0.48eV, 在高温(990~1382K)下的活化焓为2.06eV. 两种花岗岩不同温度段活化焓的变化可能与花岗岩中的白云母和黑云母脱水有关. 将花岗岩样品实测电导率与采样点附近的野外观测结果相比较, 发现二者在电导率数值及变化趋势上比较接近, 预示着这两个地区上地壳导电性可能与花岗岩关系密切. 通过有效介质模型及HS边界模型计算了白云母花岗岩和黑云母花岗岩混合模型的电导率, 并与青藏高原南部地壳的电导率进行了比较, 结果显示大地电磁电导率结果大部分位于岩石混合模型电导率结果范围内, 青藏高原南部地壳电性结构特征能用花岗岩来解释, 其底部大范围的高导现象可能与花岗岩中含水矿物的脱水有关.

关键词 电导率, 高温高压, 花岗岩, 青藏高原南部

1 引言

青藏高原南部花岗岩为冈底斯花岗岩的主体, 主要由岩基及大的复合岩体构成(莫宣学等, 2005), 青藏高原相对热、软和厚的地壳(杨晓松和金振民, 1999)为该地区花岗岩的孕育提供了前提条件(张利云等, 2012). 冈底斯花岗岩分布面积达到西藏地区的9.6%(莫宣学等, 2006), 研究这一地区岩浆岩地壳的电学性质对于了解印度板块与欧亚板块的碰撞和陆内俯冲、青藏高原的隆升和巨厚地壳的形成等众多科学问题具有重要意义.

大量地球物理观测结果显示, 青藏高原南部中、下地壳20~50km深处主要导电区域集中在雅鲁藏布缝合带到30.8°N之间(Xie等, 2016), 其中, 西藏南部

中文引用格式: 郭颖星, 王多君, 周永胜, 刘在洋, 于英杰, 李丹阳, 张东宁, 祝爱玉. 2017. 青藏高原南部花岗岩电导率研究及地球物理应用. 中国科学: 地球科学, 47: 860–870, doi: 10.1360/N072016-00325
英文引用格式: Guo Y X, Wang D J, Zhou Y S, Liu Z Y, Yu Y J, Li D Y, Zhang D N, Zhu A Y. 2017. Electrical conductivities of two granite samples in southern Tibet and their geophysical implications. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-9046-7

© 2017 《中国科学》杂志社 www.scichina.com

10~15km深处及喜马拉雅西北部20~25km深处存在着一个低速高导层(Arora等, 2007; Caldwell等, 2009; Wei等, 2001; Zhao等, 1993), 而以上高导区域与青藏高原南部冈底斯花岗岩主要出露范围相一致(图1). 同时, 青藏高原南部雅鲁藏布缝合带附近表层存在的大规模高阻体也被认为是冈底斯花岗岩体的反映(Tan等, 2004). 从以上结果我们推断青藏高原南部地壳从浅到深表现出来的导电性差异可能与这一地区花岗岩导电性有较大关系. 在本研究中, 我们试图从花岗岩实验岩石电学性质的角度出发来探讨青藏高原南部中上地壳的导电性特征.

关于花岗岩电导率的研究, 前人已经做了许多工作. Olhoeft(1981)研究认为花岗岩的导电性主要由花岗岩中的自由水含量及温度控制, 而受静水压力、静岩压力、结构束缚水、氧逸度及其他参数影响较小. Shanov等(2000)研究了保加利亚南部地区花岗岩的电导率, 认为花岗岩的电导率最大值位于750~820℃温度范围内, 这与β-石英向β2-磷灰石之间的转化有关; 柳江琳等(2001)在1.0GPa、563~1133K温度下研究了花岗岩的电导率, 发现花岗岩在研究温度和压力范围内电导率变化约为4个数量级. 由于青藏高原地区花岗岩的研究少有涉及, 而不同地域的花岗岩成因不同, 组成结构也有较大区别, 作为上地壳中主要存在的岩石, 花岗岩在大陆构造研究中具有特殊的地位(张旗等, 2011); 此外, 前人发现含水矿物的脱水对于岩石整体电导率的影响非常显著(Wang等, 2012; Wang和Karato, 2013; 刘在洋等, 2011), 然而在关于花岗岩电导率的研究中, 含水矿物云母在高温下的脱水对花岗岩的电导率影响却不清楚, 因此非常有必要开展这方面的研究工作.

本文针对青藏高原南部地壳岩石导电性的研究现状, 选择采自西藏不同地区含白云母及黑云母的花岗岩, 对其进行高温高压下的交流阻抗谱测量, 得到对应的电导率结果, 并与青藏高原南部大地电磁结果进行对比, 分析这一地区地壳导电特性与花岗岩之间的关系, 为大地电磁结果的解释提供一定的岩石学依据.

2　实验样品和实验过程

2.1　实验原理及样品准备

花岗岩样品的电导率测量方法采用交流阻抗谱法, 相关原理前人已有介绍(王多君等, 2005; 朱茂旭等, 2001), 此方法可以有效消除电极极化作用, 在测量

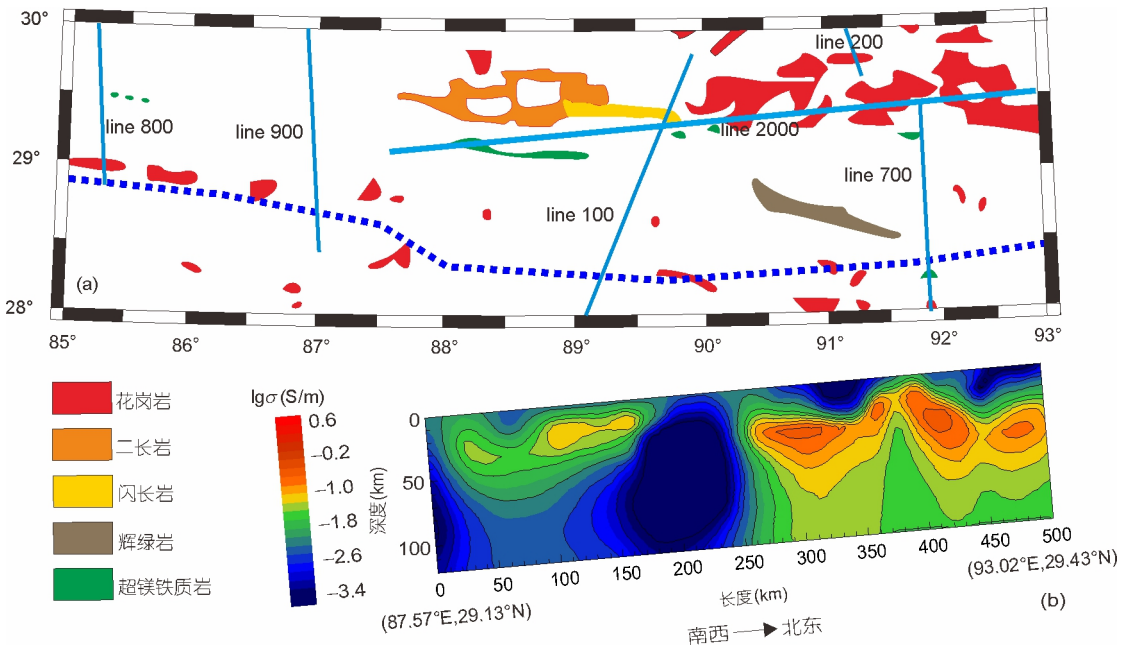


图 1　青藏高原南部地区岩石出露情况及电导率剖面line 2000

(a)中直线代表大地电磁剖面(line 100(Wei等, 2001)、line 200(Chen等, 1996)、line 700(金胜, 2009)、line 800、line 900(叶高峰等, 2007))和line 2000; 蓝色点线代表雅鲁藏布缝合带. 岩石出露情况据马丽芳(2002), 电导率剖面据魏文博等(2009)

过程中, 对样品施加一个微小的正弦电压信号(式(1))时, 样品便会产生一个相应的正弦电流信号(式(2)):

$$U(\omega) = U_0\sin(\omega t), \tag{1}$$

$$I(\omega) = I_0\sin(\omega t + \theta). \tag{2}$$

复阻抗Z由欧姆定律(式(3))得出:

$$Z(\omega) = U(\omega)/I(\omega) = Z_x + iZ_y, \tag{3}$$

其中

$$Z_x = |Z|\cos\theta, \tag{4}$$

$$Z_y = |Z|\sin\theta, \tag{5}$$

式中, $U(\omega)$为正弦电压信号, U_0为电压, $I(\omega)$为正弦电流信号, I_0为电流, ω为角频率, θ为因时间弛豫而产生的相角. Z_x、Z_y分别为阻抗弧的实部和虚部, $|Z|$为阻抗模值, $i = \sqrt{-1}$.

我们选取了采自西藏南部亚东地区的白云母花岗岩和拉萨地区的黑云母花岗岩样品进行研究, 白云母花岗岩所含矿物为: 石英(35%)、斜长石(35%)、微斜长石(25%)、白云母(5%); 黑云母花岗岩所含矿物为: 石英(35%)、斜长石(50%)、碱性长石(10%)、黑云母(3%)、角闪石(2%), 样品显微照片及各成分含量分别如图2及表1所示.

2.2 样品电导率测量过程

我们采用恒压变温的方式对样品进行交流阻抗谱测量, 温度和压力的提供装置为位于中国科学院地球化学研究所的YJ-3000t紧装式六面顶压机, 交流阻抗谱测量装置为Solartron 1260阻抗/增益-相位分析仪. 设定测量压力为1.0GPa, 测量频率为10^{-1}~10^{6}Hz, 温度间隔为50℃. 实验样品腔如图3所示, 其中样品传压介质使用焙烧过的叶腊石块(焙烧温度为800℃), 尺寸为36mm×36mm×36mm, 使用钼片作为测量电极以及样品氧逸度的调节装置, 加热器由3层不锈钢片制成, 在通电后产生热量并通过其包裹的Al_2O_3管均匀传至实验样品, 温度测量装置为NiGr-NiAl热电偶. 实验装置的细节描述见Xu等(1994)和Wang等(2008, 2010, 2012). 将实验测量样品切割成直径8mm, 高为5mm的圆柱体, 用丙酮长时间浸泡以除去样品上可能附着的油污和杂质, 并在50℃恒温干燥24h. 为了保证测量压力的稳定, 在测量开始前先将样品恒压0.5h, 样品复阻抗谱测量过程中采用多轮升降温测量操作, 根据复阻抗谱拟合结果, 计算出样品的电导率值(式(6)):

$$\sigma = \frac{L}{RS}, \tag{6}$$

式中, σ为样品电导率, L为样品长度, S为电极的横截面积, R为样品的电阻.

3 测量结果及分析

花岗岩样品在不同温度下测量得出的阻抗弧以及电导率结果如图4所示. 在每个测量温度下, 阻抗弧随频率的变化呈现出半圆形, 随着测量温度的增加, 阻抗弧的直径逐渐变小. 根据交流阻抗谱理论, 阻抗弧的直径代表该温度下样品的电阻, 即随着温度的升高, 样品电阻逐渐减小. 图4a和b中不同图标所示电导率测量结果显示了白云母花岗岩和黑云母花岗岩样品测量逐渐达到稳定的过程, 在第一轮升温过程中, 样品电导率值随温度变化较大, 此时样品电导率处于非

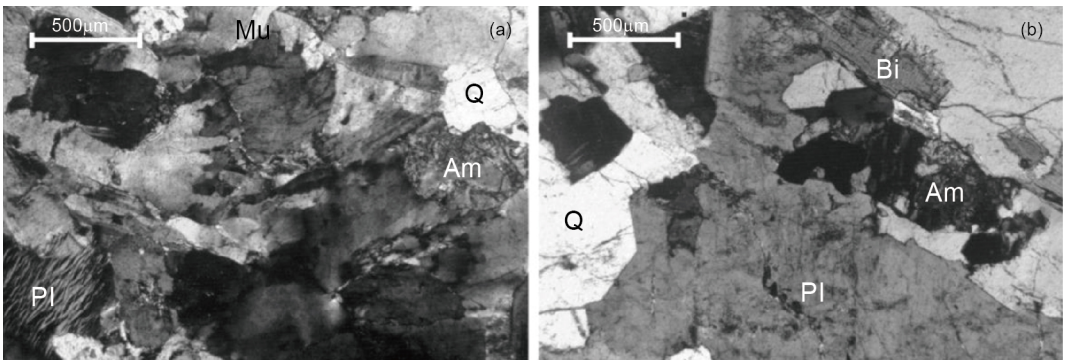


图 2　花岗岩样品的显微照片结果

(a) 白云母花岗岩样品; (b) 黑云母花岗岩样品. Q: 石英; Bi: 黑云母; Am: 角闪石; Pl: 斜长石; Mu: 白云母

表 1　花岗岩样品的成分及含量(%)[a)]

	白云母花岗岩				黑云母花岗岩
	Q	Pl	Mi	Mu	
Na_2O	0.01	10.43	0.76	0.49	3.919
Gr_2O_3	0.01	0.03	0.02	0.04	–
K_2O	0.01	0.14	15.63	10.59	3.225
MgO	0.01	0	0.01	0.38	0.79
MnO	0	0.01	0.01	0.01	0.061
CaO	0.01	2.08	0.03	0.03	–
Al_2O_3	0.02	20.86	18.03	34.3	14.721
FeO	0.02	0.01	0.01	1.59	1.269
TiO_2	0.02	0.02	0.01	0.38	0.3078
SiO_2	97.77	64.7	63.39	45.52	70.42
NiO	0.02	0	0.01	0.03	–
Fe_2O_3	–	–	–	–	0.976
CaO	–	–	–	–	2.957
P_2O_5	–	–	–	–	0.121
H_2O^+	–	–	–	–	0.269
H_2O^-	–	–	–	–	0.12
灼失量	–	–	–	–	0.68128
总量	97.89	98.28	97.91	93.35	99.45

a)白云母花岗岩为电子探针结果, 黑云母花岗岩为全岩分析结果; Q: 石英; Pl: 斜长石; Mi: 微斜长石; Mu: 白云母

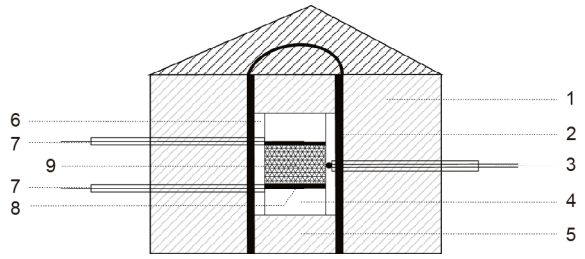


图 3　样品实验组装图

1, 叶腊石块; 2, 加热器; 3, 热电偶; 4, 三氧化二铝堵头; 5, 叶腊石堵头; 6, 三氧化二铝管; 7, 电极线; 8, 钼电极; 9, 样品

本征导电阶段, 此过程电导率可能主要由杂质控制, 经高温段加热, 杂质干扰逐渐减弱, 因此从第一轮降温开始, 测量结果在不同温度段与温度倒数大致呈线性分布, 说明测量结果满足Arrhenius关系式(式(7)). 将两种样品测量结果(不考虑第一轮升温数据)进行拟合得出的电导率随温度的变化关系如图4a及b中直线所示, 白云母花岗岩及黑云母花岗岩分别在大约919及990K时出现测量结果显著增大的现象, 电导率的显著变化可能预示着样品导电机制发生了改变, 如白云母和黑云母的脱水等. 同时, 黑云母花岗岩电导率可测量的温度范围比白云母花岗岩温度范围广, 说明黑云母花岗岩比白云母花岗岩更为稳定, 脱水熔融温度也更高.

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-\Delta H / kT), \tag{7}$$

式中, σ_0为独立于温度的指前因子, ΔH为活化焓, k为Boltzmann常数, T为热力学温度.

图5为电导率拟合结果斜率转折处附近白云母花岗岩样品(第三轮升温数据)和黑云母花岗岩样品(第二轮升温数据)的对比情况, 结果显示, 在低温段, 相同温度下黑云母花岗岩电导率比白云母花岗岩的电导率高, 而白云母花岗岩电导率随温度的升高增加更快, 约在930K左右时白云母花岗岩电导率对数值的斜率发生改变, 而黑云母花岗岩则在约1000K左右发生改变, 鉴于两种样品中长石及石英含量接近, 我们认为

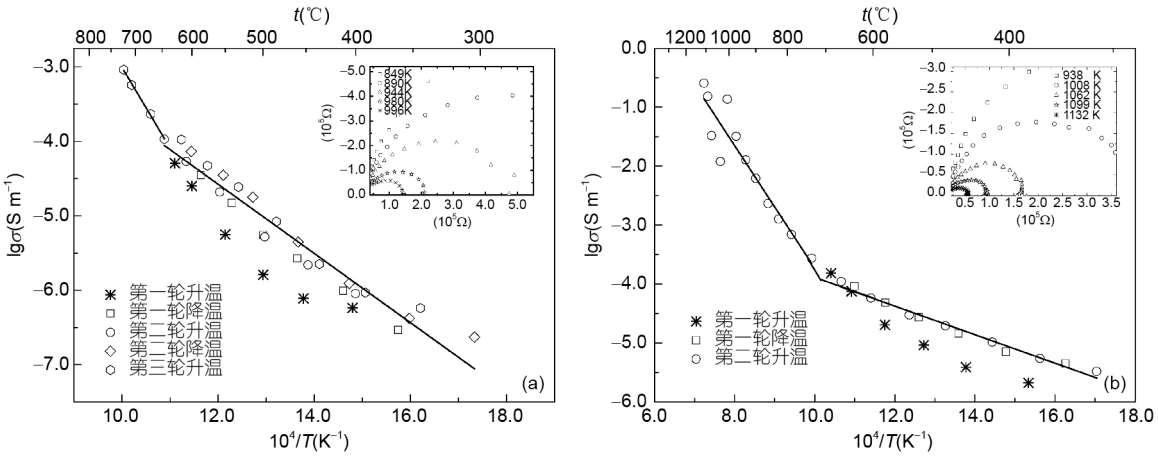


图 4　白云母花岗岩(a)和黑云母花岗岩(b)不同温度下的阻抗谱及电导率的测量结果

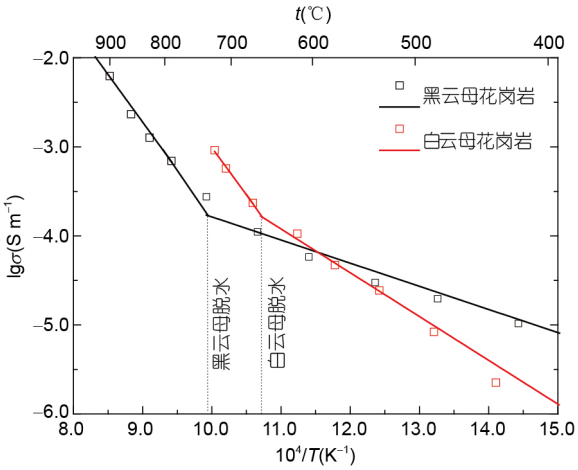


图 5　白云母花岗岩及黑云母花岗岩电导率对比

红色图标为白云母花岗岩第三轮升温过程中电导率实测结果; 黑色图标为黑云母花岗岩第二轮升温过程中电导率实测结果; 红色直线为白云母花岗岩电导率拟合结果; 黑色直线为黑云母花岗岩电导率拟合结果

两种样品电导率差别可能与白云母、黑云母及角闪石等含水矿物有关. 根据图6中含白云母、黑云母及角闪石的花岗质成分的熔化曲线, 这三种矿物脱水熔融温度高低排列为白云母 < 黑云母 < 角闪石, 而本文白云母花岗岩样品中含水矿物主要为白云母, 黑云母花岗岩样品中含水矿物主要为黑云母及角闪石, 因此本文中白云母花岗岩的脱水熔融温度低于黑云母花岗岩, 在低温段, 白云母花岗岩更容易脱出大量的水, 从而使电导率测量值的斜率明显大于黑云母花岗岩. 周金成和王孝磊(2005)认为, 约1.0GPa时白云母脱水熔融温度不到700℃, 黑云母开始脱水熔融的温度为760~800℃, 角闪石脱水熔融开始温度约为850℃, 图中白云母花岗岩样品电导率斜率改变处的温度约为930K, 黑云母花岗岩约为1000K, 分别与白云母及黑云母的脱水温度相接近, 因此我们认为这两种样品电导率测量值斜率改变处温度的不同可能主要由含水矿物脱水温度的差异造成.

对不同温度段样品的电导率进行拟合计算, 得出的拟合参数如表2所示, 对于白云母花岗岩来说, 白云母脱水前(577~919K)的活化焓为0.92eV, 白云母开始脱水后(919~996K)的活化焓为2.16eV; 对于黑云母花岗岩, 黑云母脱水前(587~990K)以及开始脱水后(990~

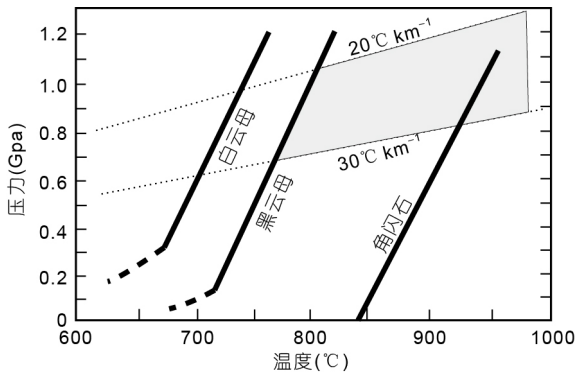


图 6　含白云母、黑云母及角闪石的花岗质成分的熔化曲线

粗点线为长英质岩石中白云母和黑云母的热稳定边界; 粗实线为白云母、黑云母和角闪石脱水熔融的开始; 细虚线为20和30℃ km^{-1}的地热等温线; 阴影区域是最有可能形成花岗质熔体的范围, 据Brown和Fyfe(1970)

表 2　花岗岩测量结果拟合参数表[a)]

样品	T(K)	lgσ_0	ΔH(eV)
白云母花岗岩	577~919(1c-3h)	1.00±0.29	0.92±0.00
	919~996(1c-3h)	7.88±0.31	2.16±0.06
黑云母花岗岩	587~990(2c-3h)	−1.47±0.14	0.48±0.02
	990~1382(2c-3h)	6.68±0.96	2.06±0.23

a) σ_0为指前因子; ΔH为活化焓; h代表加热过程; c代表降温过程

1382K)的活化焓分别为0.48及2.06eV, 花岗岩样品在脱水前后活化焓有明显的变化, 反映了样品在不同温度段导电机制的不同. 白云母花岗岩和黑云母花岗岩在低温段样品电导率和活化焓相差较大, 而通过表1中白云母花岗岩电子探针结果与样品矿物含量计算得出的低导氧化物(SiO_2、Al_2O_3、CaO、MgO)与黑云母花岗岩低导氧化物的含量接近, 说明两种样品低温段电导率受样品氧化物含量影响并不明显. 黄晓葛等(2008)认为, 黑云斜长片麻岩低温段主要传导机制受颗粒内部和颗粒边界混合传导控制, 本文中黑云母花岗岩在低温段测量温度及活化焓均与黄晓葛等人接近, 低温段黑云母花岗岩可能与黑云斜长片麻岩导电机制类似, 导电性可能主要受到矿物排列、样品杂质、颗粒边界等多种因素的影响. 在高温段, 白云母花岗岩与黑云母花岗岩活化焓接近, 且均比低温段活化焓有明显增大, 考虑到两种样品中高导氧化物(Na_2O、K_2O、FeO)含量接近, 我们认为两种样品在脱水后导电机制相似, 可能均主要由样品脱出的水及高导氧化物所控制.

由于花岗岩在青藏高原南部地壳中含量较高, 我们试图将本文中花岗岩实验电导率结果与这一地区地球物理观测资料进行对比, 而合适的地温资料选取则是影响测量结果转换精确性的关键. 白嘉启等(2006)认为喜马拉雅地体为向南扩充的热壳冷幔型活动地体, 拉萨-冈底斯地体则为热壳热幔型地体, 由于西藏南部不同地区地温相差较大, 为反映不同的地温资料造成电导率转化结果的差异, 我们选取两种样品采样点附近拉萨地区及普莫雍湖地区的地温观测资料(图7)作为转换依据. 转化后花岗岩样品电导率随深度的变化关系如图8所示, 其中, 红色线条为白云母花岗岩电导率随深度的变化关系, 黑色线条为黑云母花岗岩电导率随深度的变化关系. 结果显示, 花岗岩样品按

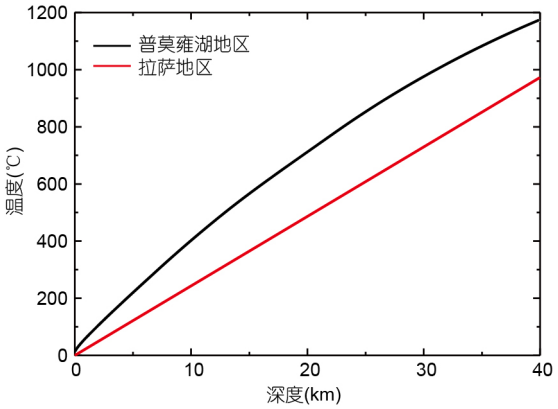


图 7　西藏拉萨及普莫雍湖地区温度随深度的变化关系

拉萨地区温度随深度的变化关系根据汪集旸和黄少鹏(1990)西藏南部拉萨地区地温梯度外推得出; 普莫雍湖地区温度随深度的变化关系根据康文华等(1985)结果拟合外推得出

不同的地温资料转化后的电导率结果有较大差异, 对同一个样品而言, 当选取的地温梯度较大时, 相同深度下转换后的样品电导率也较大, 对于按相同地温结果转化的不同样品而言, 电导率随深度的关系则和样品本身的导电性质有关.

我们选取Wei等(2001)采样点附近大地电磁剖面结果与本文中白云母花岗岩及黑云母花岗岩实验电导率进行对比(图8), 亚东及拉萨地区MT剖面长度均选取30km. 黎彤和李峰(1992)认为西藏喜马拉雅地区上地壳由沉积层和硅铝层构成, 其厚度分别为6及34.6km, 剖面深度按这一地区硅铝层的厚度选取为6~40km. 对比结果(图8)显示, 与拉萨地区相比, 亚东地区整体电导率结果明显偏低, 在MT剖面选取范围内, 亚东地区地壳6及40km深度附近存在电导率较大的区域, 电导率的对数值可以达到−1.2S m^{-1}左右, 而在其他深度, 电导率普遍较小, 并在剖面深度约25km处电导率值达到最小, 电导率对数值约为−3.4S m^{-1}, 而在这一深度范

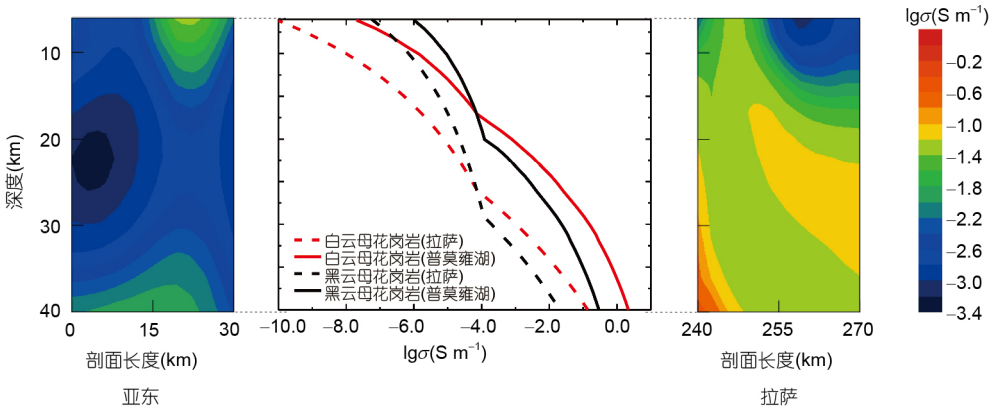


图 8　花岗岩实验电导率与亚东及拉萨地区MT剖面电导率对比结果

红色线条为白云母花岗岩分别按拉萨(虚线)和普莫雍湖(实线)地温关系转换得出的电导率随深度的变化关系, 黑色线条为黑云母花岗岩分别按拉萨(虚线)和普莫雍湖(实线)地温关系转换得出的电导率随深度的变化关系, MT剖面电导率结果据Wei等(2001)

围内, 白云母花岗岩的实验观测电导率对数结果范围约为−10.0~0, 此深度内大地电磁观测结果落入白云母花岗岩电导率测量范围内. 对于拉萨地区, 大地电磁电导率观测结果随深度增加大致呈增大趋势, 在剖面选取范围内, 电导率最低处位于表层, 电导率观测对数值约为−3S m^{-1}, 在深度为40km附近, 电导率对数值达到约−0.5S m^{-1}, 而黑云母花岗岩的实验测量对数结果范围为−7~−0.5S m^{-1}, 也可以用黑云母花岗岩解释拉萨地区大地电磁剖面观测结果. 由于亚东及拉萨地区均有板块构造缝合带发育, 地壳浅部导电性(如亚东地区6km深处的高导现象)不能完全排除岩石破裂挤压产生的部分熔融及裂隙中存在的流体的影响, 但对于这两个区域的硅铝层, 大地电磁探测结果可能主要反映了花岗岩的导电性质.

4　青藏高原南部花岗岩地壳导电性成因探讨

青藏高原南部地区冈底斯花岗质岩基是由多期多阶段中酸性岩浆侵入作用形成(张魁武, 1980), 频繁的构造活动造成了该地区花岗质岩石的多样性, 对地壳的导电性也产生了一定的影响, 为探讨这一地区花岗岩地壳导电性野外观测结果与花岗岩样品实验电导率之间的关系, 我们选用青藏高原南部有代表性的6条大地电磁剖面(line 100、line 200、line 700、line 800、line 900、line 2000)进行线性插值, 得出了该区域地壳三维电导率分布结果(图9), 选取地壳硅铝层8、20、30、40km四个深度的电导率切片结果, 如图9b~e所示. 从图中可以看出, 在地壳硅铝层8km深处, 电导率整体较低, 且电导率较低的区域多集中在雅鲁藏布缝合带及北部区域, 随着深度增加, 这两个区域电导率逐渐增大, 当深度为40km附近时, 研究区除个别区域外, 整体处于高导状态, 图9b中的低导区域与9d及e中的高导区域与9a中花岗岩出露位置相一致, 考虑到花岗岩电导率随深度增加而增大的性质, 这一地区地壳电导率随深度的变化可能与花岗岩的导电性质有关.

为进一步探讨青藏高原南部硅铝层地壳电性结构与不同组分花岗岩的关系, 我们采用有效介质模型(Landauer, 1952)(式(8))及HS边界模型(Hashin和Shtrikman, 1962)(式(9)和(10))对本文中白云母花岗岩及黑云母花岗岩不同比例的混合模型进行电导率计算.

$$\sigma_{\mathrm{EM}}=\frac{1}{4}\left\{(3f_1-1)\sigma_1+(3f_2-1)\sigma_2+\left[\left((3f_1-1)\sigma_1+(3f_2-1)\sigma_2\right)^2+8\sigma_1\sigma_2\right]^{\frac{1}{2}}\right\}, \tag{8}$$

式中, σ_1和σ_2为混合岩石共存岩相的电导率, f_1和f_2为其相应的体积分数.

$$\sigma_{\mathrm{HS+}}=\sigma_1+f_2\left(\frac{1}{\sigma_2-\sigma_1}+\frac{f_1}{3\sigma_1}\right)^{-1}, \tag{9}$$

$$\sigma_{\mathrm{HS-}}=\sigma_2+f_1\left(\frac{1}{\sigma_1-\sigma_2}+\frac{f_2}{3\sigma_2}\right)^{-1}, \tag{10}$$

式中, $\sigma_1>\sigma_2$.

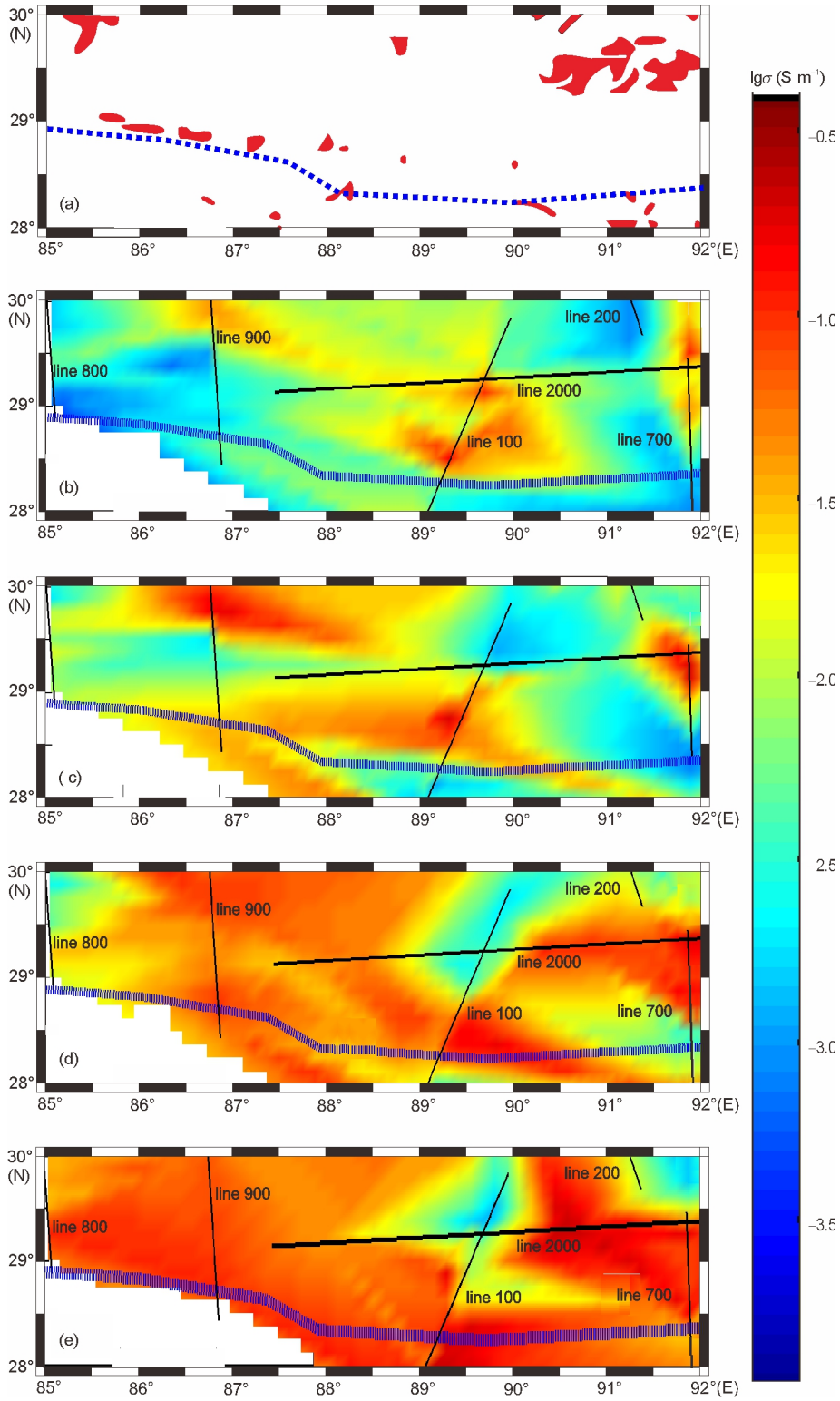


图 9　青藏高原南部地壳电导率随深度分布情况

(a) 青藏高原南部地区花岗岩出露情况; (b) 地壳8km深处; (c) 地壳20km深处; (d) 地壳30km深处; (e) 地壳40km深处. 蓝色点线代表雅鲁藏布缝合带

图10为通过有效介质模型及HS模型计算得到的西藏地区白云母花岗岩和黑云母花岗岩混合模型的电导率结果, 其中, 图10a中岩石混合模型的电导率与深度的关系通过汪集旸和黄少鹏(1990)拉萨地区的地温结果转换而来, 图10b中岩石混合模型的电导率与深度的关系通过康文华等(1985)普莫雍湖地区的地温

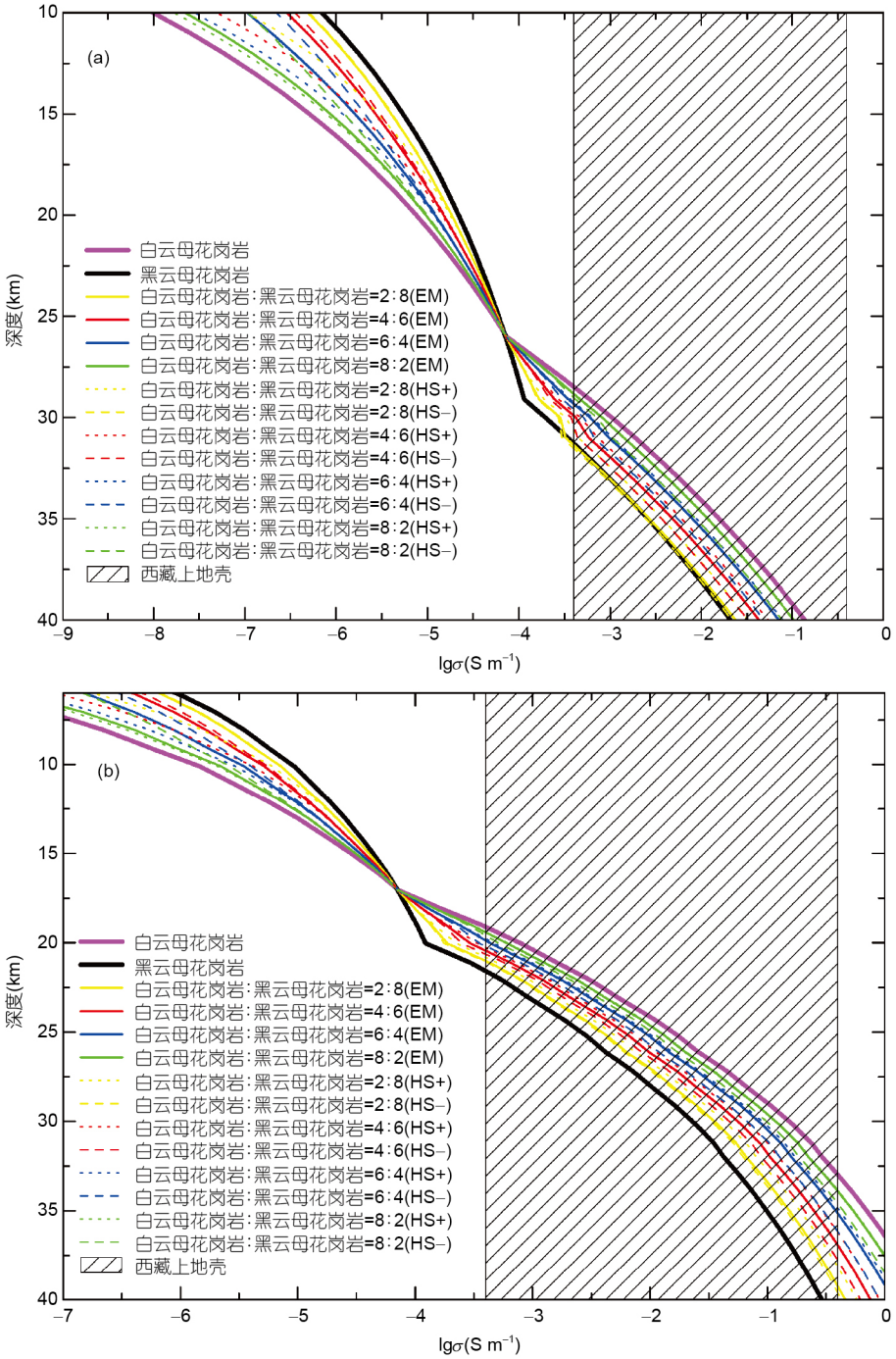


图 10　青藏高原南部上地壳实验岩石电导率模型与大地电磁结果的对比

(a) 采用汪集旸和黄少鹏(1990)拉萨地区的地温结果; (b) 采用康文华等(1985)普莫雍湖地区的地温结果. EM: 有效介质模型; HS+: HS模型上边界; HS−: HS模型下边界

结果转换而来, 图中粗实线为两种花岗岩样品的实测电导率结果, 细实线代表有效介质模型计算得出的岩石混合模型的电导率, 点线和虚线分别代表通过HS模型得出的岩石混合模型电导率的上下边界, 不同颜色的线条代表不同比例混合模型, 灰色条纹区域为大地电磁剖面插值得出的青藏高原南部硅铝层电导率范围. 从图中计算结果看出, 对于两个模型, 白云母花岗岩和黑云母花岗岩按不同比例混合后, 有效介质模型计算结果均处于HS上下边界之间, 白云母花岗岩和黑云母花岗岩混合模型电导率受地温结果影响很大, 选用拉萨地区的地温梯度计算得出的花岗岩混合模型电导率约在28km深度以下的地壳落入大地电磁电导率插值结果范围内, 而选用普莫雍湖地区的地温梯度计算混合模型电导率结果则在约18km深度以下的地壳落入大地电磁电导率插值结果范围内, 但在硅铝层上部, 大地电磁电导率与实验花岗岩混合模型电导率结果差距较大. 造成这种现象的原因可能为青藏高原南部地区岩石圈上地壳范围内裂隙发育较明显, 流体水含量较大, 而本研究中“干”的花岗岩在电导率测量时并没有考虑孔隙流体的影响, 且在高温高压下, 岩石样品微裂隙得以闭合, 花岗岩样品测量环境可能更接近上地壳下部的岩石存在状态, 这一地区硅铝层底部大范围的高导现象可能与花岗岩中云母的脱水有关.

5 结论

本研究在高温高压的环境下, 通过实验测量了西藏地区白云母花岗岩和黑云母花岗岩的电导率, 并与采样点附近的野外观测结果相比较, 得出如下结论.

(1) 随着温度的升高, 两种花岗岩样品电导率不断增大, 当温度约为919及990K时, 白云母花岗岩和黑云母花岗岩电导率拟合直线的斜率分别发生改变, 在低温段及高温段白云母花岗岩的活化焓分别为0.92和2.16eV, 黑云母花岗岩则分别为0.48和2.06eV, 两种花岗岩样品脱水后活化焓接近, 可能此时的电导率均主要受到样品中脱出的水控制, 在低温下活化焓差别较大, 则反映了两种样品之间的差异. 这两种样品电导率测量值斜率改变处的温度分别与白云母和黑云母脱水温度接近, 因此在高温段这两种样品电导率的突然升高可能与样品中含水矿物的脱水有关.

(2) 将花岗岩样品实验测量结果与采样点附近亚东及拉萨地区的大地电磁(MT)剖面电导率结果相比较发现, 随着深度增大, 白云母花岗岩和黑云母花岗岩的电导率不断增大, 而MT剖面除亚东地区部分区域外, 也显示出随深度增加而增大的趋势, 且在地壳上部, 亚东地区比拉萨地区的MT电导率结果低, 这与白云母花岗岩和黑云母花岗岩的电导率变化趋势相一致; 同时, 由大地电磁剖面电导率插值得出的青藏高原南部地区地壳电导率随深度变化的分布情况显示, 上地壳底部的高导区域多集中在雅鲁藏布缝合带及研究区北东部区域, 这一区域与花岗岩出露范围相一致, 以上结果均预示着这两个地区上地壳导电性可能与花岗岩关系密切. 青藏高原南部地区硅铝层底部大范围的高导现象可能与花岗岩中云母的脱水有关.

(3) 将两种花岗岩混合模型电导率与青藏高原南部硅铝层大地电磁电导率进行对比, 发现在上地壳顶部, MT电导率与实验花岗岩混合模型电导率差距较大, 而在上地壳下部实验结果则落在大地电磁电导率范围内, 可能原因为青藏高原南部地表附近受到断裂带及流体作用的影响, 而在高温高压下, 岩石样品电导率测量结果更能体现上地壳下部的导电特性.

致谢 本次实验在中国科学院地球化学研究所YJ-3000t紧装式六面顶压机上进行测量, 审稿专家提出的宝贵建议对本文进一步修改完善帮助很大, 特此致以衷心的感谢.

参考文献

白嘉启, 梅琳, 杨美伶. 2006. 青藏高原地热资源与地壳热结构. 地质力学学报, 12: 354–362

黄晓葛, 白武明, 周文戈. 2008. 高温高压下黑云斜长片麻岩的电性研究. 高压物理学报, 22: 237–244

金胜. 2009. 青藏高原的壳幔电性结构特征及其动力学意义. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学

康文华, 李德禄, 白嘉启, 魏红兵. 1985. 西藏南部热流测量. 地质力学学报, (6): 174–182

黎彤, 李峰. 1992. 西藏地壳模型及其化学成分初探. 中国科学技术大学学报, 22: 409–415

柳江琳, 白武明, 孔祥儒, 朱茂旭. 2001. 高温高压下花岗岩、玄武岩和辉橄岩电导率的变化特征. 地球物理学报, 44: 528–533

刘在洋, 王多君, 李和平, 郭颖星, 于英杰. 2011. 高温高压下蛇纹岩电导率的初步研究. 高压物理学报, 25: 147–152

马丽芳. 2002. 《中国地质图集》电子版. 北京: 地质出版社

莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 周肃, 王亮亮, 邱瑞照, 张风琴. 2005. 西藏

冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息. 高校地质学报, 11: 281–290

莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 侯增谦, 牛耀龄, 周肃. 2006. 西藏冈底斯带花岗岩告诉我们什么? 见: 全国岩石学与地球动力学研讨会. 杭州

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

汪集旸, 黄少鹏. 1990. 中国大陆地区大地热流数据汇编. 地震地质. 12: 351–366

魏文博, 金胜, 叶高峰, 邓明, 景建恩, Unsworth M, Jones G A. 2009. 藏南岩石圈导电性结构与流变性——超宽频带大地电磁测深研究结果. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 1591–1606

杨晓松, 金振民. 1999. 部分熔融与青藏高原地壳加厚的关系综述. 地质科技情报, 18: 24–28

叶高峰, 金胜, 魏文博, Unsworth M. 2007. 西藏高原中南部地壳与上地幔导电性结构. 地球科学——中国地质大学学报, 32: 491–498

张魁武. 1980. 冈底斯花岗岩类中的长石光性成分和结构状态的研究. 地质科学, 15: 249–255

张利云, 丁林, 杨迪, 许强, 蔡福龙, 刘德亮. 2012. 藏北中中新世淡色花岗岩及流纹岩的成因: 对高原北部边界地壳加厚过程和隆升时代的制约. 科学通报, 57: 153–168

张旗, 金维浚, 李承东, 王焰, 王元龙. 2011. 花岗岩与地壳厚度关系探讨. 大地构造与成矿学, 35: 259–269

周金成, 王孝磊. 2005. 实验及理论岩石学. 北京: 地质出版社

朱茂旭, 谢鸿森, 郭捷, 许祖鸣. 2001. 高温高压下滑石的电导率实验研究. 地球物理学报, 44: 429–435

Arora B R, Unsworth M J, Rawat G. 2007. Deep resistivity structure of the northwest Indian Himalaya and its tectonic implications. Geophys Res Lett, 34: L04307

Brown G C, Fyfe W S. 1970. The production of granitic melts during ultrametamorphism. Contrib Mineral Petrol, 28: 310–318

Caldwell W B, Klemperer S L, Rai S S, Lawrence J F. 2009. Partial melt in the upper-middle crust of the northwest Himalaya revealed by Rayleigh wave dispersion. Tectonophysics, 477: 58–65

Chen L, Booker J R, Jones A G, Wu N, Unsworth M J, Wei W, Tan H. 1996. Electrically conductive crust in southern Tibet from indepth magnetotelluric surveying. Science, 274: 1694–1696

Hashin Z, Shtrikman S. 1962. A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. J Appl Phys, 33: 3125–3131

Landauer R. 1952. The electrical resistance of binary metallic mixtures. J Appl Phys, 23: 779–784

Olhoeft G R. 1981. Electrical properties of granite with implications for the lower crust. J Geophys Res, 86: 931–936

Shanov S, Yanev Y, Lastovichkova M. 2000. Temperature dependence of the electrical conductivity of granite and quartz-monzonite from South Bulgaria: Geodynamic inferences. J Balkan Geophys Soc, 3: 13–19

Tan H D, Wei W B, Martyn U, Deng M, Jin S, John B, Alan J. 2004. Crustal electrical conductivity structure of Yarlung Zangbo Jiang suture in southern Tibetan Plateau. Chin J Geophys, 47: 780–786

Wang D, Li H, Yi L, Shi B. 2008. The electrical conductivity of upper-mantle rocks: Water content in the upper mantle. Phys Chem Miner, 35: 157–162

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, Guo Y, Yu Y, Karato S. 2012. Electrical conductivity of amphibole-bearing rocks: Influence of dehydration. Contrib Mineral Petrol, 164: 17–25

Wang D, Karato S. 2013. Electrical conductivity of talc aggregates at 0.5 GPa: Influence of dehydration. Phys Chem Miner, 40: 11–17

Wei W, Unsworth M, Jones A, Booker J, Tan H, Nelson D, Chen L, Li S, Solon K, Bedrosian P, Jin S, Deng M, Ledo J, Kay D, Roberts B. 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. Science, 292: 716–719

Xie C, Jin S, Wei W, Ye G, Jing J, Zhang L, Dong H, Yin Y, Wang G, Xia R. 2016. Crustal electrical structures and deep processes of the eastern Lhasa terrane in the south Tibetan plateau as revealed by magnetotelluric data. Tectonophysics, 675: 168–180

Xu J, Zhang Y, Hou W. 1994. Measurements of ultrasonic wave velocity at high temperature and high pressure for window glass pyrophyllite and kimberlite up to 1400°C and 5.5 GPa. High Temp High Press, 26: 375–384

Zhao W, Nelson K D, Che J, Quo J, Lu D, Wu C, Liu X. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature, 366: 557–559