科学通报 2008 年 第 53 卷 第 3 期: 345 ~ 350
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

青藏高原东边缘地壳“管流”层的电磁探测证据

赵国泽①, 陈小斌①, 王立凤①, 王继军①, 汤吉①, 万战生①, 张继红②, 詹艳①, 肖骑彬①

① 中国地震局地质研究所, 北京 100029;
② 山东省地震局, 济南 250014
E-mail: zhaogz@ies.ac.cn

2007-08-12 收稿, 2007-11-22 接受
国家重点基础研究发展计划项目(批准号: 2004CB418402)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 40534023)资助

摘要 通过对青藏高原东边缘及其附近地区石棉-乐山剖面大地电磁资料的研究发现, 青藏高原东边缘带和四川地块的电性结构有明显差别, 东部的四川地块地壳总体电阻率大, 西部的青藏高原东边缘带地壳总体电阻率小. 西部地壳分为上中下3层, 中地壳为厚约10~15 km的低阻层, 电阻率最小达 3~10 Ωm, 推测它含有较低黏滞度的部分熔融和(或)含盐流体, 易于变形和流动, 是青藏高原东边缘带向东南方向挤出作用下形成的“管流”层. 它使上地壳和下地壳解耦, 上地壳高阻的脆性层以左旋走滑和逆冲的断层运动为主, 地表抬升, 地震主要发生在上地壳内. 低阻层把鲜水河-安宁河深大断裂带截成上下两段. 地壳上、中、下层各自厚度的横向变化, 综合产生了青藏高原东边缘带地壳厚度西部厚、东部薄、地形西部高、东部低的过渡带.

关键词
青藏高原东边缘
大地电磁
电性结构
管流
过渡带

INDEPTH项目在藏南的大地电磁探测发现了15~20 km深度的低阻层, 推测它是淡色花岗岩的部分熔融层, 是具有较低黏滞度的可流动层, 称为地壳内的“管流”(channel flow)层, 并用于解释青藏高原地壳的增厚缩短和地面变形[1~7]. 青藏高原周边地壳内部分熔融的软弱层(管流层)是在具有一定岩石成分和适当温压条件下、当地面有地形高度差异时形成的, 可调整横向压力梯度和地壳厚度的变化[1~8].

模型研究认为, 在青藏高原东边缘带也存在地壳内的管流层[1,2,4,7], 但是至今还没有地球物理探测的明确证据, 尽管地震测深剖面和大地电磁剖面[9~18]研究提出了地壳内存在低速-低阻层或者存在物质流动的条件.

本研究剖面西端始于川滇地块(CDb)东部, 向北东东穿过大凉山地块(DLSf), 进入四川地块(SCb). 剖面还穿过多条地震活动断裂带[19~23], 全长约 145 km, 方位近N70°E. 西段测点间距较小, 最小<1 km, 东段较大, 可达 5 km以上(图 1).

图 1 中粗虚线代表剖面位置. 图 1 右下方 GPS

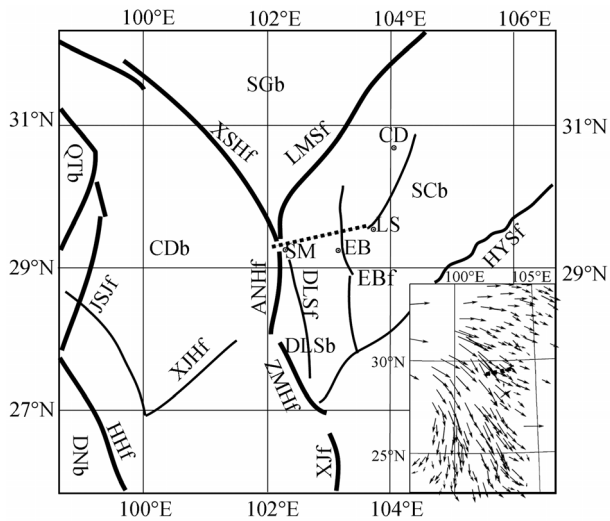


图 1 石棉-乐山大地电磁剖面区构造位置图[24]

测量的位移矢量显示向东南方向的运动[25]. 地名: SM示石棉, EB示峨边, LS示乐山, CD示成都. 地块: CDb示川滇地块, QTb示羌塘地块, DNb示滇南地块, SGb示松潘-甘孜地块, SCb示四川地块, DLSb示大凉

山地块. 断裂: XSHf示鲜水河断裂, ANHf示安宁河断裂, XJHf示小金河断裂, DLSf示大凉山断裂, EBf示峨边断裂, ZMHf示则木河断裂, XJf示小江断裂, LMSf示龙门山断裂, HYSf示华蓥山断裂, JSJf示金沙江断裂, HHf示红河断裂.

青藏高原东边缘带正在向东南方向运动, 川滇地块正经历着顺时针旋转运动[26,27]. 川滇地块的东北边界鲜水河断裂带(XSHf)以左旋走滑为主(12 mm/a左右), 东边界安宁河断裂带(ANHf)、则木河断裂带(ZMHf)兼有左旋走滑(6 mm/a左右)和逆冲性质[26,27]. 东侧四川地块相对稳定[20,28~31].

研究区地震活动强烈且频繁, 但地震活动性分布差异较大. 鲜水河断裂带北段和中段强地震活跃, 大地震较多, 而其南侧的安宁河(ANHf)、则木河断裂带(ZMHf)大地震较少, 小地震却非常频繁[20,21,32].

研究表明, 在约 15 km 深度存在低阻层, 它可能是具有低黏滞度的部分熔融和(或)含盐流体的层, 是地壳物质容易流动的层(管流层). 该研究结果, 对地壳内是否存在流动层, 以及和地震活动性的关系等研究都有价值.

1 大地电磁资料分析和二维电性结构

野外使用了可抑制干扰影响的远参考道大地电磁测量方法[33], 利用加拿大V5-2000 等先进的仪器(频带范围 320~0.0005 Hz)进行了观测, 用robust等技术对观测资料进行了处理[34,35], 获得了 68 个测点较高质量的观测数据. 对资料进行了多方位分析[36], 阻抗张量分解[37~40]计算表明, 绝大多数测点受局部畸变影响不严重, Swift二维偏离度小于 0.3, 说明沿剖面可用二维模型进行反演模拟. 沿剖面的电性主轴方位角在校正了 90°的不确定性后, 大多数测点的主要频段为 50°到 60°左右, 与构造倾向和剖面方向基本一致, 少数测点在千秒周期左右为零度附近, 与构造走向接近.

使用NLCG等多方法对资料进行了反演[41~44]. 考虑到剖面方向与构造走向基本垂直, 反演中把视电阻率和相位曲线旋转到沿测线方向和垂直方向(即TM和TE极化). 考虑到不同的测点密度和地形起伏, 先把剖面分成四段分别反演, 每段反演拟合误差达到要求后, 再把四段的最后模型结合作为初始模型, 对整条剖面进行反演. 对比分析TM, TE和TM与TE结合的 3 种反演结果表明, 用TM资料反演更好地拟合了资料和地形起伏, 并自动校正静位移. 资料拟合最大误差小于 10%, 视电阻率比相位拟合更好.

剖面电性结构(图 2)可分成两段, 两段分界线与大凉山地块(DLSb)和四川地块(SCb)之间的边界带对应, 西段电阻率较小, 东段电阻率较大. 西段地壳电性结构由 3 层组成, 上地壳为高阻层, 电阻率为几百到几千Ωm 以上, 厚度从西端附近的约 15 km 向东逐渐减小. 高阻层以下存在电阻率为几到几十欧姆的壳内低阻层, 西端附近厚度约 20 km, 向东逐渐减薄, 在汉源断裂带(HYf)附近最薄约 10 km. 再向东, 低阻层显著增厚, 最厚处达到 30~40 km 左右, 并出现向东侧深部运动的迹象. 在低阻层以下的下地壳到上地幔, 电阻率又进一步增大. 西段的下地壳到上地幔电性结构又可分成 3 个亚段, 中亚段大体在鲜水河-安宁河断裂带的交汇区(X-Af)和汉源断裂带(HYf)之间, 电阻率比东、西 2 个亚段的电阻率大. 地壳低阻层把鲜水河-安宁河深大断裂带(X-Af)截成上、下两段, 上段为发育在上地壳近直立的断裂带, 下段为电性

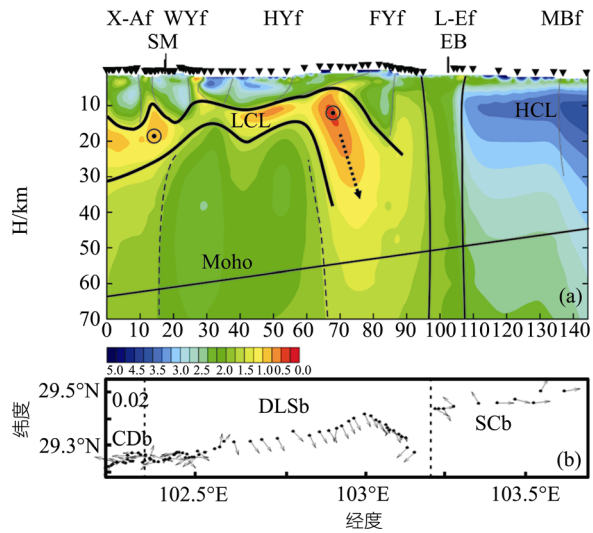


图 2 石棉-乐山剖面二维电性结构(a)和频率为 0.035 Hz 的实感应矢量(b)

(a)中色标代表电阻率的对数(由蓝色到红色代表电阻率由高到低), 剖面顶部倒三角符号代表大地电磁测点位置. 最上方缩写符号代表断裂带名称, X-Af示鲜水河-安宁河断裂带, WYf示万元断裂带, HYf示汉源断裂带, FYf示凤仪断裂带, L-Ef示柳江-峨边断裂带, MBf示马边断裂带, 地块名称同图 1. SM 示石棉, EB 示峨边. LCL 示地壳低阻层, HCL 示高阻层. 地壳低阻层内含点的圆和箭头代表低阻层物质向南和向东侧深部的运动分量. 图(b)的方位为上北下南, 在剖面中部大凉山地块的感应矢量指向剖面东南侧

差异边界.

上述反演结果，也可从原始视电阻率曲线等直接观察到，说明它具有较高的可信度.

2 地壳内低阻层成因和流变特点分析

组成地壳的岩石除金属硫化物和石墨等之外，在干燥条件下可达 10^5 Ωm以上[45]，实际测量的电阻率一般小于这个数值. 若探测到的地壳中等深度的电阻率数值小于一百或几十欧姆，往往称为“异常”低阻层[8,45,46]. 本剖面地壳内约 15 km深度出现了电阻率<100 Ωm的低阻层，局部地段最小达到 3~10 Ωm左右.

实验表明，不同成分纯的岩石熔体(或岩浆)的电阻率最低可到 0.1 Ωm左右[4,8]，而中下地壳范围温压条件下，部分熔融的淡色花岗岩可以使岩石电阻率减小到几欧姆[8,47,48]. 在中地壳深度约 400 MPa压力条件下，当有含盐流体(自由流体)参与时，在 650℃左右可以发生淡色花岗岩的部分熔融[8,46,49]，随着温度的降低，熔融含量减少，电阻率也逐步升高[48]. 对比分析表明，电阻率为 3~10 Ωm时，熔融含量约为 14%~5%[4]. 用这种机制较好地解释了青藏高原南部喜马拉雅地区 15~20 km深度的低阻体和地震波能量强烈衰减的亮点[8,48,50~53].

本剖面所在区是我国著名的地壳滑脱层发育区[54~56]，并在距离剖面西端西北方向约 50 km的贡嘎山发现有约 12.8 Ma的花岗岩，地表有多处热泉[57~60]. 地热研究显示，15~20 km深度范围的温度约为 500~600℃左右[61]. 因此，本地区存在地壳内发生部分熔融的条件，或者说存在含盐流体参与发生部分熔融的条件. 推测壳内低阻层内电阻率为 3~10 Ωm的几个地段，熔融含量为 10%左右，并可能含有百分之几的流体. 低阻层具横向不均匀性，电阻率较大的部位，熔融和流体含量较低，或者连通性较差.

实验表明[62~64]，当熔融含量在 0~7%之间时，可使黏滞度出现明显减小，如果熔融体连通性好的话，可减小一个量级. 当熔融含量达到 20%~55%时，岩石几乎失去固体性质，而接近于流体[4,8,65]. 青藏高原及周围的模型研究表明，高原中部地壳内的管流层的黏滞度约为 10^{16} Pa·s[2]，自高原向外侧地形高度缓慢降低的边缘带的管流层的黏滞度约为 10^{18} Pa·s，高原周围地形陡变的边界带管流层的黏滞度约为 10^{21} Pa·s[2,66,67].

本剖面所在区，沿东西向不足百公里距离，地壳厚度变化近三分之一，地形高度变化约 3000 m，属于陡变边缘，地壳低阻层的黏滞度可能约为 10^{21} Pa·s，但它又位于青藏高原东边缘带向东南方向运动的地区，沿该方向地形和地壳厚度变化缓慢，属于地壳低阻层低黏滞度地区(约 10^{18} Pa·s)[2,66,67]，因此推测本剖面的地壳低阻层(管流层)的黏滞度可能在 10^{18}~10^{21} Pa·s之间.

3 地壳低阻层(管流层)形态和变形运动模式

大地电磁实感应矢量反映电性的横向变化[47,68~71]，矢量方向指向电阻率更低的一侧，矢量幅度反映电性的横向差异程度，高频反映浅层，低频反映深层. 图 2(b)给出频率为 0.035 Hz的矢量分布，大致反映地壳低阻层深度的横向电性差异. 剖面中段测点的矢量一致地指向东南方向，说明在剖面的南侧附近地壳低阻层电阻率更低，或者低阻层更厚. 说明地壳低阻层在向东运移和聚集的同时，还存在向剖面南侧聚集和运移的现象.

图 3 给出沿剖面区地壳低阻层(管流层)结构和变形运动示意图. 地壳低阻层(管流层)的分布一定程度反映地面变形和地壳运动形态. 青藏高原受印度板块的推挤发生向北并向东的运动，高原东边缘相对于外侧的地形高度差达 3000 m左右[72]导致较大的压力差[73]，二者的综合作用使高原地壳内的管流层像挤牙膏一样被挤出，向东运动或流动，在受到东侧四川地块的阻挡后一方面向东向下运动，同时又发生方向的改变而向东南方向运动. 它使上地壳和下地壳解耦，并可能对上地壳有拖曳作用[74]，高阻的脆性上地壳产生左旋走滑和逆冲断层，上地壳适当减薄和地表抬升. 低阻层下方的下地壳具有一定的塑性，

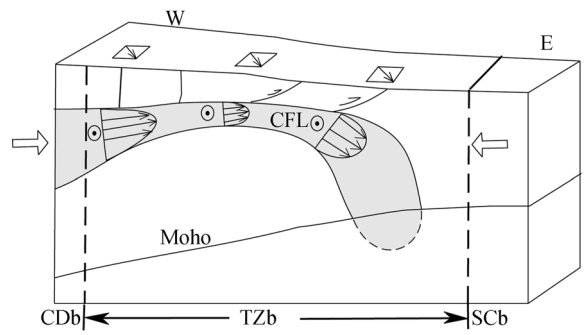


图 3 沿石棉-乐山一线青藏高原东边缘过渡带地壳低阻层(管流层)结构和变形运动示意图

以和地壳低阻层几乎平行的方向运动，但运动速率小于地壳低阻层.

图 3 中 CDb, TZb 和 SCb 分别代表川滇地块、青藏高原东边缘过渡带和四川地块; CFL 表示管流层, 管流层内含点的圆和箭头表示管流层物质向南和向东的运动. 图形顶面的箭头表示地块向东南方向的位移方向, 模型西和东侧相对的箭头分别表示西侧青藏高原向东南的推挤和东侧四川地块向西的阻挡作用.

地壳低阻层(管流层)岩石强度低、蠕变速率高和易于变形的特点, 可调整地壳厚度, 因此在高原东边缘带形成地壳厚度由约 63 km向东到四川地块减薄为 40 多公里的过渡带[16,17]. 而沿着高原东边缘带(近南北方向), 地形高度和地壳厚度都变化得较缓慢, 地壳内物质的流动还可能与高原东边缘南部的绕构造结顺时针旋转的运动相关联. 图 3 中显示, 地壳低阻层的厚度沿横向的变化率似乎最大, 但青藏高原东边缘带地壳厚度和地形高度形态应该是上、中、下地壳层各自横向变化的综合效果.

上部脆性地壳易于积累由于地壳剧烈运动诱发的地震能量, 而低阻层向东南方向的持续流动又缓解了地壳应力和运动的不均匀, 减少了大地震的发生, 而小地震却非常活跃, 成为一个小地震“窝”[20,21,24,75], 并主要集中在上地壳内[75,76].

致谢 研究中与张培震研究员等进行了有益的讨论; 孔祥儒研究员对论文提出宝贵的意见; 审稿者还对论文提出有价值的意见和建议, 在此深表感谢.

参考文献

1 Royden L H, Clark B, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 1997, 276(5313): 788—790[DOI]

2 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the Eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Geology, 2000, 28(8): 703—706[DOI]

3 Clark M, Royden L, Burchfiel B C, et al. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet: Implication for lower crustal flow. Geophys Res Abs, 2003, 5: 12969

4 Unsworth M, Jones A J, Wei W, et al. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. Nature, 2005, 433, 78—81, doi: 10:1038[DOI]

5 Grujic D. Channel flow and continental collision tectonics: An overview. Geol Soc London, 2006, 268: 25—37

6 Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L. Propagation of surface uplift, lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau. Geology, 2006, 34(10): 813—816[DOI]

7 Harris N. Channel flow and the Himalayan–Tibetan orogen: A critical review. J Geol Soc, 2007, 164: 511—523[DOI]

8 Li S, Unsworth M, Booker J R, et al. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data. Geophys J Int, 2003, 153: 289—304[DOI]

9 崔作舟, 卢德源, 陈纪平, 等. 攀西地区的深部地壳结构与构造. 地球物理学报, 1987, 30(6): 566—580

10 卢德源, 崔作舟, 陈纪平, 等. 康定-渡口南北向构造带爆破地震测深的研究. 地质论评, 1989, 35(1): 41—51

11 崔作舟, 陈纪平, 吴苓, 等. 花石峡-邵阳深部地壳的结构与构造. 北京: 地质出版社, 1996. 128—180

12 王有学, 韩国华. 青藏高原东缘二维地壳速度结构及其区域地质构造. 见: 袁学诚, 主编. 阿尔泰-台湾地学断面论文集. 北京: 中国地质大学出版社, 1997. 56—70

13 曹家敏, 王有学. 阿尔泰-台湾剖面茂汶-邵阳段地壳速度结构. 见: 袁学诚, 主编. 阿尔泰-台湾地学断面论文集. 北京: 中国地质大学出版社, 1997. 82—86

14 孔祥儒, 王谦身, 熊绍柏. 青藏高原西部综合地球物理剖面和岩石圈结构与动力学. 科学通报, 1999, 44(12): 1257—1265

15 袁学诚, 李廷栋, 肖序常, 等. 青藏高原岩石圈三维结构及高原隆升的液压机模型. 中国地质, 2006, 33(4): 711—729

16 王椿镛, 吴建平, 楼海, 等. 青藏高原东部壳幔速度结构和地幔变形场的研究. 地学前缘, 2006, 13(5): 349—359

17 Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. J Geophys Res, 2007, 112(B07307), doi: 10.1029/2005JB003873[DOI]

18 孙洁, 晋光文, 白登海, 等. 青藏高原东缘地壳、上地幔电性结构探测及其构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 173—180

19 邓起东, 陈社发, 赵小麟. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学, 1994, 16(4): 389—403

20 闻学泽. 四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征. 地震地质, 2000, 22(3): 239—249

21 闻学泽, 易桂喜. 川滇地区地震活动统计单元的新划分. 地震研究, 2003, 26(增刊): 1—9

22 邓起东, 冉永康, 杨晓平. 中国活动构造图. 北京: 地震出版社, 2007

23 四川省地质矿产局. 四川区域地质志. 北京: 地质出版社, 1982

24 徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 等. 川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型. 地震地质, 2005, 27(3): 446—461

25 李铁明, 邓志辉, 吕弋培. 川滇地区现今地壳形变及其与强震时空分布的相关性研究. 中国地震, 2003, 19(2): 132—147

26 徐锡伟, 程国良, 于贵华, 等. 川滇菱形块体顺时针转动的构造学与古地磁学证据. 地震地质, 2003, 25(1): 61—70

27 张培震, 甘卫军, 沈正康, 等. 中国大陆现今构造作用的地块运动和连续变形耦合模型. 地质学报, 2005, 79(6): 748—756

28 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 12—20

29 徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 等. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 151—162

30 徐锡伟, 闻学泽, 于贵华, 等. 川西理塘断裂带平均滑动速率、地震破裂分段与复发特征. 中国科学 D: 地球科学, 2005, 35(6): 540—551

31 Shen Z, Lü J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2005, 110(B11409), doi: 10.1029/2004JB003421[DOI]

32 王新民, 张成贵. 裴锡瑜. 晚第四纪以来安宁河断裂的构造活动与演化. 四川地震, 1998, (4): 1—12

33 赵国泽, 刘国栋. 地壳上地幔的大地电磁模型及参考道方法的研究和应用. 见: 国家地震局地质研究所, 主编. 地震地质文集. 天津: 天津科技出版社, 1986. 123—145

34 江钊, 刘国栋, 孙洁, 等. Robust 估计及其在大地电磁资料处理中的应用. 见: 刘国栋, 邓前辉, 主编. 电磁方法研究与勘探. 北京: 地震出版社, 1993. 60—69

35 张全胜, 杨生. 大地电磁测深资料去噪方法应用研究. 石油物探, 2002, 41(4): 493—499

36 陈小斌, 赵国泽, 詹艳. MT 资料处理与解释的 Windows 可视化集成系统. 石油地球物理勘探, 2004, 39(Suppl): 11—16

37 Bahr K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion. J Geophys, 1988, 62: l19—127

38 王立凤, 晋光文, 孙洁, 等. 地球电磁响应函数的旋转不变量特征. 物探化探计算技术, 2000, 22(4): 306—311

39 王立凤, 晋光文, 孙洁, 等. 一种简单的大地电磁阻抗张量畸变分解方法. 西北地震学报, 2001, 21(2): 172—179

40 赵国泽, 汤吉, 刘铁胜, 等. 山西阳高-河北容城剖面大地电磁资料的初步解释——阻抗张量分解技术及其应用. 地震地质, 1996, 18(1): 66—74

41 Smith J T, Booker J R. Rapid inversion of two-and three-dimensional magnetotelluric data. J Geophys Res, 1991, 96(b3): 3905—3922

42 陈小斌. MT 二维正演计算中地形影响的研究. 石油物探, 2000, 39(4): 112—120

43 陈小斌, 赵国泽, 汤吉, 等. 大地电磁自适应正则化反演算法. 地球物理学报, 2005, 48(4): 937—946

44 Rodi W, Mackie R L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics, 2001, 66(1): 174—187[DOI]

45 赵国泽, 汤吉, 詹艳, 等. 青藏高原东北缘地壳电性结构和地块变形关系的研究. 中国科学D: 地球科学, 2004, 34(10): 908—918

46 Jones A G. Electrical conductivity of the continental lower crust, in Continental Lower Crust. In: Fountain D F, Arculus R, Kay R W, eds. Continental Lower Crust. Elsevier, 1992. 81—143

47 Unsworth M, Wei W, Jones A G, et al. Crustal and upper mantle structure of northern Tibet imaged with magnetotelluric data. J Geophys Res, 2004, 109(B02403), doi: 10.1029/2002JB002305[DOI]

48 Gaillard F, Scaillet B, Pichavant M. Evidence for present-day leucogranite pluton growth in Tibet. Geology, 2004, 32(9): 801—804. doi: 10.1130/G20577[DOI]

49 Tyburczy J A, Waff H S. Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kbar pressure: Geophysical significance and implications for charge transport and melt structure. J Geophys Res, 1983, 88: 2413—2430

50 Chen L, Booker J R, Jones A G, et al. Electrically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. Sci-

ence, 1996, 274: 1694—1696[DOI]
51 Wei W, Unsworth M J, Jones A G, et al. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. Science, 2001, 292: 716—718[DOI]
52 Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. Science, 1996, 274: 1684—1687[DOI]
53 Pham V N, Boyer D, Therme P, et al. Partial melting zones in the crust in Southern Tibet from magnetotelluric results. Nature, 1986, 319: 310—314[DOI]
54 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 等. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992
55 李坪. 鲜水河—小江断裂带. 北京: 地震出版社, 1993
56 滕吉文. 康滇构造带岩石圈物理与动力学. 北京: 科学出版社, 1994
57 孙圣思, 贾东, 胡潜伟, 等. 新生代贡嘎山花岗岩中的流体包裹体面测试及其应力场分析. 高校地质学报, 2007, 13(2): 344—352
58 张岳桥, 陈文, 杨农. 川西鲜水河断裂带新生代剪切变形 $^{40}Ar/^{39}Ar$测年及其构造意义. 中国科学D辑: 地球科学, 2004, 34(7): 613—621
59 刘树文, 张进江, 舒桂明, 等. 藏南定结铁镁质麻粒岩矿物化学、PTt轨迹和折返过程. 中国科学D辑: 地球科学, 2005, 35(9): 810—820
60 Roger F, Calassou S, Lancelot J, et al. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshui He fault zone, west Sichuan, China): Geodynamic implications. Earth Planet Sci Lett, 1995, 130: 201—216[DOI]
61 朱介寿, 蔡学林, 蔡家敏, 等. 中国华南及东海地区岩石圈三维结构及演化. 北京: 地震出版社, 2005
62 Rosenberg C, Handy M R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust. J Metamorph Geol, 2005, 23: 19—28[DOI]
63 Rutter E, Neumann K. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid absent conditions with implications for the extraction of granitic magmas. J Geophys Res, 1995, 100: 15697—15715[DOI]
64 van der Molen I, Paterson M S. Experimental deformation of partially molten granite. Contrib Miner Petrol, 1979, 70: 299—318
65 Renner J, Evans B, Hirth G. On the rheologically critical melt fraction. Earth Planet Sci Lett, 2000, 181: 585—594[DOI]
66 Hilley G E, Bürgmann R, Zhang P Z, et al. Bayesian inference of plastosphere viscosities near the Kunlun Fault, northern Tibet. Geophys Res Lett, 2005, 32(L01302), doi: 10.1029/2004GL021658[DOI]
67 Medvedev S, Beaumont C. Growth of continental plateaus by channel injection: Constraints and thermo-mechanical consistency. Geol Soc, London, 2006, 268: 147—164 DOI: 10.1144/GSL. SP.2006.268.01.06[DOI]
68 Zhao G, Yukutake T, Hamano Y, et al. Investigation of magneto-variational data of the Juan de Fuca plate in the eastern Pacific ocean. Chin J Geophys, 1990, 33(4): 469—477
69 汤吉, 晋光文, 赵国泽, 等. 感应矢量及其在长白山天池火山区的应用. 地质论评, 1999, 45(Suppl): 249—303
70 詹艳, 赵国泽, 汤吉, 等. 新疆玛纳斯大震区地壳深部的电性结构. 地震地质, 1999, 21(2): 159—167
71 陈小斌, 赵国泽, 詹艳, 等. 磁倾子矢量的图示分析及其应用研究. 地学前缘, 2004, 11(4): 626—636
72 马杏垣. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社, 1989. 68
73 Zhang Z, Klemperer S L. West-east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. J Geophys Res. 2005, 110(B09403), doi: 10. 1029/2004 JB003139[DOI]
74 朱守彪, 石耀霖. 用遗传有限单元法反演川滇下地壳流动对上地壳的拖曳作用. 地球物理学报, 2004, 47(2): 232—239
75 朱艾斓, 徐锡伟, 周永胜, 等. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义. 地球物理学报, 2005, 48(3): 629—636
76 王宗秀, 徐志琴, 杨天南, 等. 川西鲜水河断裂带变形机制研究——一个浅层次高温韧性平移剪切带. 中国区域地质, 1996, (3): 245—251