

西藏高原中南部地壳与上地幔导电性结构

叶高峰^{1,2}, 金 胜^{1,2}, 魏文博^{1,2}, Martyn Unsworth³

1. 中国地质大学地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室, 北京 100083

2. 中国地质大学地球物理与信息技术学院, 北京 100083

3. Department of Physics, University of Alberta, Edmonton, Alberta, T6G3P5, Canada

摘要: 根据 2001 年国土资源部“十五”青藏专项研究计划项目“西藏高原南部岩石圈电性结构的大地电磁研究”所完成的吉隆—措勤剖面(800 线)以及 2004 年教育部重大项目“藏南雅鲁藏布江缝合带地区地壳三维电性结构及其构造地质学与动力学意义的研究”所完成的定日—措迈剖面(900 线)超宽频带大地电磁测深数据, 研究西藏高原中南部地壳及上地幔电性结构特征及雅鲁藏布江缝合带导电性结构特征; 800 线和 900 线上地壳范围内主要为高阻区, 电阻率在 $200 \sim 3\,000 \Omega \cdot \text{m}$ 之间, 顶面大范围出露, 底面一般在 $15 \sim 20 \text{ km}$ 深度处, 整体上, 高阻区底面由南向北逐渐加深, 再向北又逐渐变浅, 900 线高阻体底界深达 30 km , 而 800 线高阻体底界更深达 38 km ; 地下 $15 \sim 45 \text{ km}$ 深度范围内存在一组电性梯度带, 该电性梯度带之下存在一组硕大的高导层, 其电阻率小于 $5 \Omega \cdot \text{m}$, 高导层由规模不等且不连续的高导体构成。雅鲁藏布江以南的中地壳高导体, 规模较小, 厚度在 10 km 左右, 产状略向北倾; 雅鲁藏布江以北的高导体, 规模较大, 厚度在 30 km 左右, 产状向北缓倾; 相比之下, 900 线的高导体厚度较小, 顶面深度较浅。通过对岩石电阻率影响因素的讨论, 推测高导体的成因是部分熔融或含水流体, 判断藏南巨厚的中、下地壳的物质状态是热的、软弱的、塑性的。

关键词: 西藏中南部; 大地电磁测深; 非线性共轭梯度反演; 导电性结构; 局部熔融。

中图分类号: P631.3

文章编号: 1000-2383(2007)04-0491-08

收稿日期: 2007-04-12

Research of Conductive Structure of Crust and Upper Mantle beneath the South-Central Tibetan Plateau

YE Gao-feng^{1,2}, JIN Sheng^{1,2}, WEI Wen-bo^{1,2}, Martyn Unsworth³

1. *Geo-detection Laboratory of the Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China*

2. *School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China*

3. *Department of Physics, University of Alberta, Edmonton, Alberta, T6G3P5, Canada*

Abstract: With super-wide band magnetotelluric sounding data of Jilong-Cuoqin profile (named line 800) finished at 2001 and funded by the Ministry of Land and Resources and Dingri-Cuomai profile (named line 900) finished at 2004 and funded by Ministry of Education, we obtained the strike direction of each MT station through strike analysis, then traced profiles perpendicular to the main strike direction, and finally got the resistivity model of each profile by Nonlinear Conjugate Gradients (NLCG) Inversion. With these two models, we have described resistivity structure features of the crust and upper mantle of the center-southern Tibetan plateau and their relationship with Yaluzangbo Suture; the upper crust of the research area is a resistive layer whose resistivity value ranges from 200 to $3\,000 \Omega \cdot \text{m}$; the depth of its bottom surface is about $15 \sim 20 \text{ km}$ in general, but the bottom surface of the resistive layer is deeper in the middle of these two profiles; at line 900 it is about 30 km deep and even at line 800 it is about 38 km deep. There is a gradient belt of resistivity at the depth of $15 \sim 45 \text{ km}$, with a conductive layer beneath it whose resistivity is even less than $5 \Omega \cdot \text{m}$. This conductive layer is composed of individual conductive bodies. At the south of Yaluzangbo suture the conductive bodies are smaller, with the thickness of about 10 km , leaning slightly to the north, but at the north of Yaluzangbo suture the conductive bodies are bigger, with the thickness of a

基金项目: 国土资源部“十五”青藏专项研究计划项目(No. 2001010202); 教育部重大项目(No. 0211).

作者简介: 叶高峰(1977—), 男, 讲师, 主要从事电磁方法的教学与研究. E-mail: ygf@cugb.edu.cn

about 30 km, leaning slightly to the north too. Relatively speaking, the conductive bodies of line 900 are thinner than those of line 800, and the bottom surface of line 900 is also at a shallower depth. At last, after analyzing the factors affecting the resistivity of rocks, we concluded that the formation of the high-conductive layer was attributed to the partial melt of rocks or hydrous fluid in them. It suggests that middle and lower crust of the center-southern Tibetan plateau is very thick and hot, flabby and waxy.

Key words: south-central Tibet; magnetotelluric sounding; nonlinear conjugate gradients inversion; conductive structure; partial melt.

现代地球科学的核心是大陆动力学问题。它涉及岩石圈结构、构造, 岩石圈形变特征, 热结构、热状态, 板块运动和壳幔物质流动等许多重要的地球科学问题; 地处中国西南的青藏高原是近代大陆碰撞的典型地区, 是研究陆内造山带地质演化和壳、幔深部动力学过程与表壳运动之间的相互作用的极为理想的天然实验室; 因此成为国际地学界研究大陆动力学问题十分关注的热点地区。

由于印度板块的俯冲作用, 青藏高原存在“双层地壳”, 岩石圈厚度非常大。有效勘探深度能够达到上百公里的宽频大地电磁测深法, 尤其是超宽频带大地电磁测深法(陈乐寿和王光镔, 1990)是研究青藏高原大陆动力学特征的有效手段。由中国地质大学(北京)承担的 INDEPTH-MT 项目所完成的超宽频带大地电磁剖面(100 线、200 线、300 线、500 线和 600 线)研究成果表明, 在西藏南部和中部上地壳存在多处彼此不连续的高导异常体(Chen *et al.*, 1996, 魏文博等, 2006a, 2006b); 藏南康马以北的地区, 中地壳以下表现出大范围、区域性良导电背景。但是这些剖面就地域上而言, 都位于日喀则市的东边, 不足以讨论整个西藏的地壳与上地幔导电性结构。

本文将就西藏中南部的大地电磁测深剖面 800 线(吉隆—措勤)和 900 线(定日—措迈)讨论藏中南部地壳与上地幔的导电性结构。

1 数据采集

2001 年中国地质大学(北京)大地电磁组与加拿大阿尔伯塔大学物理系的马丁教授领导的大地电磁组合作完成 800 线的野外数据采集。2004 年中国地质大学(北京)大地电磁组单独完成了 900 线的野外数据采集。

如图 1 所示, 吉隆—措勤剖面(800 线)起始于藏南的吉隆向北延伸达到西藏中部的措勤县, 投影

到南北向剖面线上后剖面长度为 240 km, 总共完成大地电磁测深点 22 个, 平均点距约为 12 km, 测点号从南向北以 819 开始编号, 最北边测点号为 840, 点号递增量为 1。由于地形和交通等条件的限制, 测点之间并不完全等距, 但通常点距都小于 20 km。

定日—措迈剖面(900 线)起始于定日县南边约 30 km 处, 向北延伸达到西藏中部的措迈乡, 投影到南北向剖面线上后剖面长度为 218 km, 总共完成大地电磁测深点 23 个, 平均点距约为 10 km, 测点号从南向北以 912 开始编号, 最北边测点号为 978, 点号递增量为 3。同样测点之间不完全等距, 但点距都小于 15 km。其中 939 号点和 942 号点投影到剖面上后距离约为 1 km。

采用美国 EMI 公司的现代化大地电磁数据采集系统 MT-24NS 采集每个测点的宽频大地电磁数据, 频带范围为 0.004~2 000 S。吉隆—措勤剖面(800 线)的其中 9 个测点采用 EMI 公司的长周期智能化大地电磁数据采集系统(LIMS)采集了超宽频带大地电磁测深数据, 频带范围为 10~20 000 S。宽频大地电磁数据和超宽频带大地电磁数据采用一些张量阻抗分析方法进行了频段合成, 这样, 吉隆—措勤剖面(800 线)的部分测点就获得 0.004~20 000 S 的超宽频带数据。

定日—措迈剖面(900 线)野外施工时, 由于 LIMS 仪器使用冲突, 未采集超低频数据, 所有测点数据的频段范围为 0.004~2 000 S。但是, 从电磁波趋肤深度公式可知, 对于 2 000 S 周期的电磁波, 假设地下介质的平均电阻率值为 100, 则勘探深度可达 220 km; 即便地下介质平均电阻率值只有 20, 勘探深度也可达到 100 km。对西藏地壳和上地幔而言, 其平均电阻率较小, 但也大于 20。可见, 对于 900 线, 反演得到的 100 km 深度范围内的电阻率模型是可靠的; 而对于 800 线, 这个可靠深度至少可达 200 km。

西藏中南部区域构造走向为近东西向, 故野外数据采集采用了统一的测站布置方式, 取磁北为 X

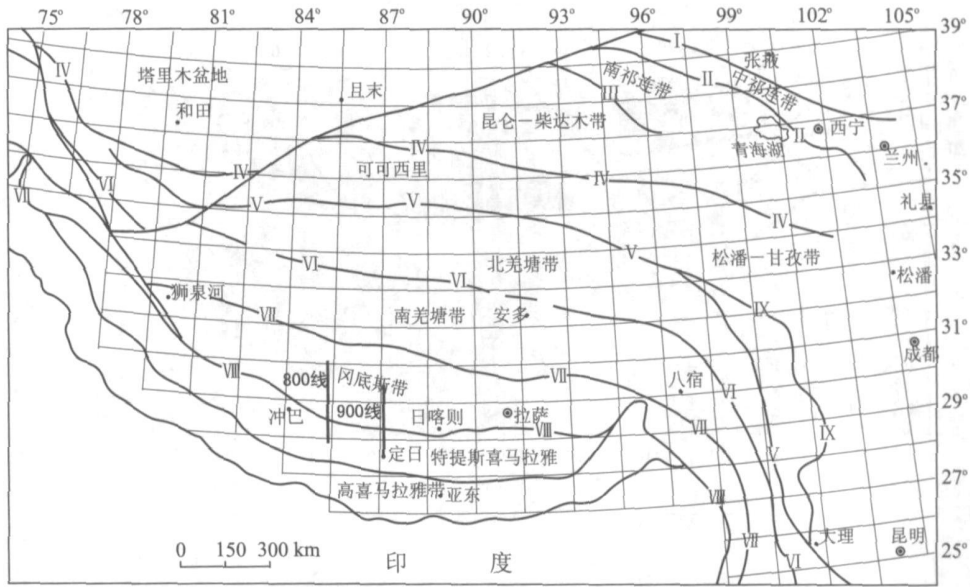


图 1 西藏 800 线和 900 线大地电磁测深剖面位置图(底图引自尹安, 2001)

Fig. 1 Tibet Lines 800 and 900 MT profile position

- I. 北祁连缝合带; II. 木里-拉脊山缝合带; III. 柴达木北缘缝合带; IV. 玛沁缝合带; V. 金沙江-哀牢山缝合带; VI. 龙木错-双湖-澜沧江缝合带; VII. 班公-怒江缝合带; VIII. 印度河-雅鲁藏布江缝合带; IX. 甘孜-理塘缝合带

轴正方向, 磁东为 Y 轴正方向, 沿 X、Y 轴布置 2 对电极距为 100 m、极差小于 1 mV 且稳定的电极测量 E_x 、 E_y 2 个电场分量; 离电道接收盒大约 2 m 处, 沿 X、Y 轴布设 2 个水平磁场传感器和 1 个垂直磁场传感器, 采集 H_x 、 H_y 和 H_z 3 个磁场分量。

2 资料处理和反演解释

大地电磁的资料处理主要包括快速傅立叶变换和张量阻抗估算。估算完张量阻抗得到 EDI 文件后就可以进行张量阻抗旋转, 分析地下介质的电性主轴。根据区域地质资料以及电性主轴分析的结果, 可以得到地下介质的构造走向角。最后, 构建一条垂直于构造的大地电磁剖面, 把所有测点投影到剖面上并进行二维反演, 得到地下介质的电阻率模型。

2.1 资料处理

传统的最小二乘法 (LS) 处理大地电磁资料时会出现一些误差棒很小却又离整支测深曲线较远的“飞点”, 不利于后期的反演拟合。当前国际上一般都采用较为先进的 ROBUST 估算法来处理大地电磁野外数据以去除孤立“飞点”, 中国地质大学 (北京) 大地电磁课题组也采用了 ROBUST 估算法处理大地电磁资料, 并取得了良好的效果。另外, 由于天然场大地电磁场存在“死频段 (dead bands)”, 10 Hz ~

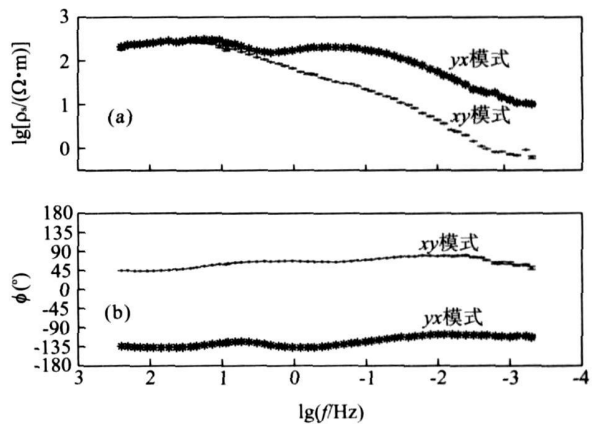


图 2 西藏 900 线 969 号测点大地电磁测深曲线

Fig. 2 MT sounding curves of station 969 of line 900 at Tibet
a. 视电阻率曲线 b. 相位曲线

10 S 的信号非常微弱, 即便采用 ROBUST 估算法, 也会出现这个频段范围内视电阻率曲线整段往下掉; 对于所有测点中低频数据采用“远参考道 (Remote Reference)”技术, 很好的克服了这一问题。

图 2 所示是 900 线 969 号测点采用 ROBUST 估算和“远参考道”技术处理后得到的大地电磁单点测深曲线。

采用 Groom-Bailey 分解, 对 2 条剖面分别做的所有测点所有频点的电性主轴分析结果表明, 西藏中南部构造走向为东西向, 因此, 800 线和 900 线的

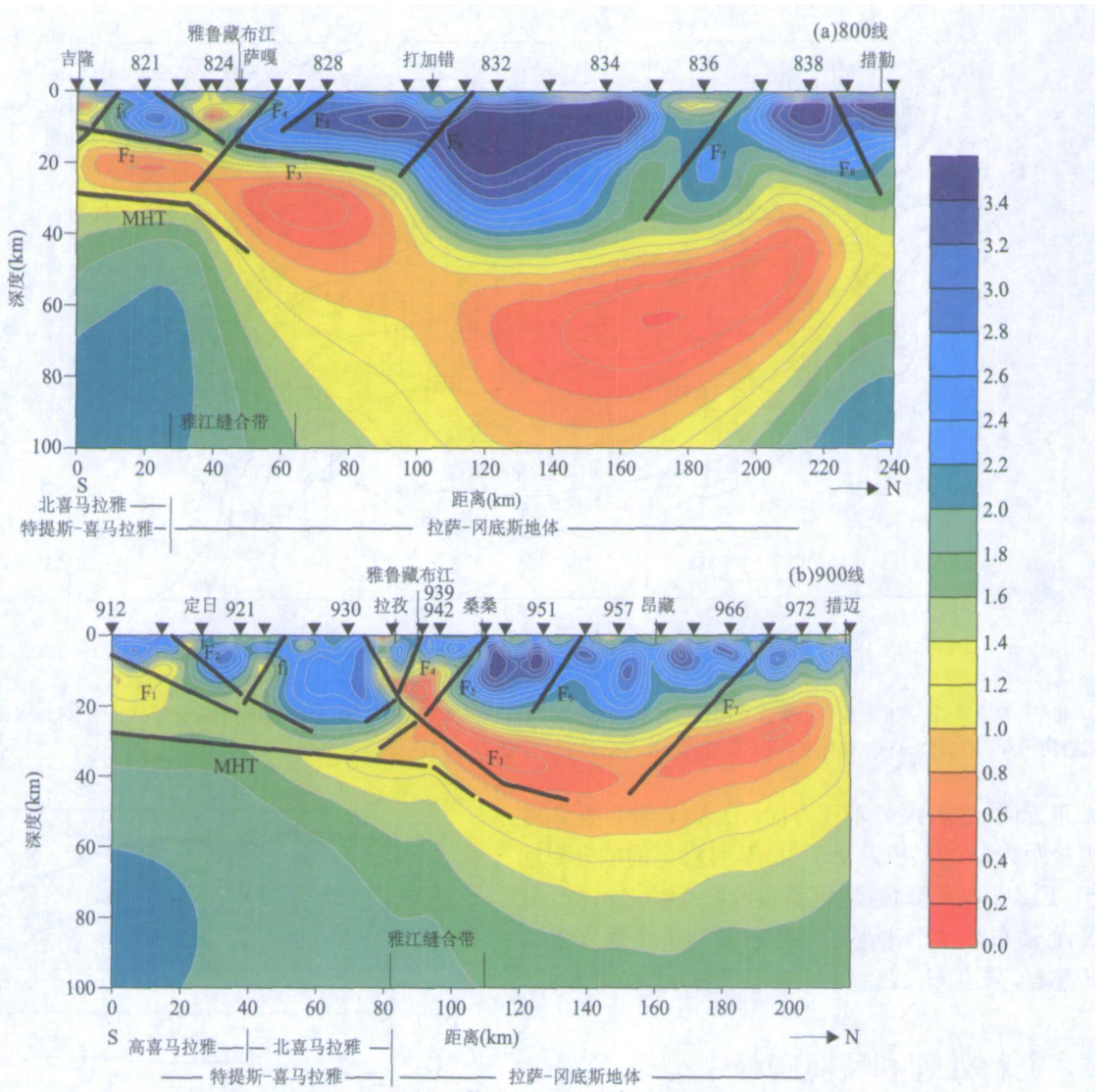


图 3 西藏 800 线(a)和 900 线(b)二维非线性共轭梯度反演电阻率模型及构造推断图

Fig. 3 Resistivity models of lines 800 (a) and 900 (b) at Tibet using Nonlinear Conjugate Gradients inversion and concluded faults MHT. 主中央断裂; F₁. 喜马拉雅断裂; F₂. 吉隆-岗巴断裂; F₃. 扎达-邛多江断裂; F₄. 达吉岭-仁布断裂; F₅. 达机翁-朗县断裂; F₆. 谢通门-真纠断裂; F₇. 察仓-德来断裂; F₈. 嘉黎-然乌断裂

剖面线都是南北向的。

2.2 反演解释

目前,大地电磁资料二维反演比较成熟的方法有 OCCAM 法、快速松弛法 (rapid release inversion, RRI)、减基 OCCAM 法 (reduced basis OCCAM, REBOCC)、共轭梯度法 (conjugate gradients, CG) 和非线性共轭梯度法 (nonlinear conjugate gradients, NLGG). 国际上众多大地电磁工作者及笔者的实际应用表明, NLGG6 反演得到的模型较为可靠, 且能够支持大数据集反演 (笔者已完成 136 个测点、76 个频点的大地电磁测深 TM、TE、TP 数据的联合反演, 网格剖分为 244×132), 反演迭代的速度

也较快。

对视电阻率和相位曲线剔除了很少部分的“飞点”后, 采用 NLGG6 对 800 线和 900 线的 TM 模式大地电磁测深数据进行二维反演, 反演参数如下: 光滑度系数 $\tau = 10$, 水平圆滑和垂直圆滑比例因子 $\alpha = 1$, 视电阻率误差基数 10%, 相位误差基数 5% (1% 的相位相对误差相当于 0.29° 的相位绝对误差)。经过 200 次迭代后, 800 线和 900 线的均方根误差均小于 1.5, 表明模型响应和实测数据之间差别非常小。

图 3 是 800 线和 900 线 NLGG6 大地电磁二维反演电阻率断面图, 其中图 3a 是 800 线断面电阻率

模型,图3b是900线断面电阻率模型,反映了西藏中南部地壳和上地幔的导电性结构.横轴表示剖面线,纵轴表示深度,横轴上的倒三角表示测点投影到剖面线上的位置,图3中只标注了部分点号,但未标注点号可以根据前文所述点号递推关系得知;断面上的等值线是地下介质电阻率值的常用对数等值线,以 $\Omega \cdot m$ 为单位,等值线之间用过渡色填充,红色代表低阻体,蓝色代表高阻体,色标棒表示的是每一种颜色具体所对应的电阻率常用对数值.

3 藏中南地壳与上地幔导电性结构

3.1 吉隆—措勤剖面(800线)

图3a所示即为800线大地电磁二维反演电性结构模型.从吉隆到措勤之间,上地壳范围内主要为高阻区,电阻率在 $200 \sim 3\,000 \Omega \cdot m$ 之间,顶面大范围出露,底面一般在 $15 \sim 20 \text{ km}$ 深度处;从整个剖面来看,上地壳范围内的高阻区底面由南向北逐渐加深,在830~835号点之间,高阻体底界深达 35 km ,高阻体底界面向北又逐渐变浅.只是在雅鲁藏布江以南,大约在822~825、819~820号点的位置发现有小规模的上地壳高导体,电阻率小于 $10 \Omega \cdot m$,顶面深度大约在 $3 \sim 5 \text{ km}$,底面深度 $7 \sim 10 \text{ km}$.

沿着剖面,从南到北,地下 $15 \sim 45 \text{ km}$ 深度范围内存在一组电性梯度带.829号点以南,电性梯度带产状平缓,深度大约在 $15 \sim 20 \text{ km}$ 之间;829~831号点之间,电性梯度带急剧下凹,深度达 45 km ,但向北延伸则缓慢上延至 30 km 深.

这电性梯度带之下存在一组硕大的高导层,其电阻率小于 $10 \Omega \cdot m$,底面下凹的位置在832~834号点之间,深度达 100 km .从电阻率断面等值线的分布看,这组高导层是由规模不等、不连续的3个高导体组成.其中,位于雅鲁藏布江以南的中地壳高导体,规模小,厚度大约在 10 km 左右,产状略向北倾;雅鲁藏布江北岸的高导体,规模较大,厚度大约在 30 km 左右,产状向北缓倾;规模最大的高导体在剖面中北部,831~838号点之间,最大厚度超过 50 km ,产状南倾;位于雅鲁藏布江以北的这2个高导体的厚度都有沿倾向增大的趋势.

沿着剖面方向,电阻率断面等值线存在4组向北倾斜和5组向南倾斜,延深到中、下地壳的电性梯度带或畸变带,如图3a所示,这表明在研究剖面范围内沿南北方向发育有9组深断裂带,它们清楚地

反映出西藏南部地区地壳受南北向构造应力场强烈挤压所引起的复杂构造变形特征.

需要特别指出,雅鲁藏布江以南地区,在819~824号点之间,我们看到中地壳高导体之下地壳的电阻率增大,为中等导电性,电阻率约 $150 \Omega \cdot m$.因此,在剖面南端大约 30 km 深度左右存在一组向北缓倾的电性梯度带;越过雅鲁藏布江,这组电性梯度带的倾角变大,急剧向上地幔延伸.

归纳起来看,沿吉隆—措勤剖面地壳和上地幔导电性结构十分复杂,存在多组横向和水平方向电性梯度带或畸变带,使壳幔电性结构呈现出沿深度分层、沿南北分块的特点;上地壳为高阻区;雅鲁藏布江以南中地壳发现有高导体存在,但下地壳、上地幔电阻率增大为中等导电性,因而中下地壳之间存在一组向北缓倾的电性梯度带;雅鲁藏布江以北,中、下地壳发现有大规模高导体存在,在剖面中段大规模高导体延深到上地幔.

3.2 定日—措迈剖面(900线)

定日—措迈剖面(900线)位于800线以东大约 170 km 处(图1).图3b是该剖面大地电磁二维反演获得的地壳和上地幔二维电性结构模型.如图所示,从定日到措迈之间,上地壳范围内介质的电阻率以高阻为主,电阻率值在 $100 \sim 3\,000 \Omega \cdot m$ 之间,顶面大范围出露,底面一般在 $10 \sim 15 \text{ km}$ 深,最大深度达 30 km 深,位于936~951号点之间.但上地壳高阻层的结构十分复杂,一系列南倾和北倾的电性梯度带交错一起把高阻层分割成多个不连续的高阻块体,使藏南的上地壳,尤其在雅鲁藏布江以南,呈现出极为“破碎”的结构特征.在雅鲁藏布江北岸,高阻体底面下凹,向北变浅.

在雅鲁藏布江以南的地区,我们发现在921~930号点之间存在2个小规模、不连续的上地壳高导体,其电阻率小于 $10 \Omega \cdot m$.

沿着剖面,从南到北,在地下 $10 \sim 40 \text{ km}$ 深度范围内存在一组起伏较大的电性梯度带.其下,也同样发现存在大规模的中、下地壳高导层,电阻率小于 $10 \Omega \cdot m$;这组高导层的断面形态呈凹陷形,在945~951号点之间有向上地幔延伸的趋势.但从电阻率的断面等值线分布可以看出,剖面南端,在924号点以南,中、下地壳的电阻率为 $20 \sim 100 \Omega \cdot m$,到上地幔顶部则上升到 $250 \Omega \cdot m$.在大约 27 km 深度左右,也发现类似的中地壳电性梯度带.

与800线的电性结构模型仔细分析、对比,确认

沿着剖面方向,电阻率断面等值线存在 7 组向北倾斜和 8 组向南倾斜的电性梯度带或畸变带,这表明在研究剖面范围内沿南北方向发育有 15 组深断裂带,图 3b 中给出了一些主要的深断裂;显然,在 900 线探测范围内,地壳的断裂构造远远比 800 线控制的范围复杂得多。

总体上看,沿定日—措迈剖面地壳导电性结构也表现出沿深度分层、沿南北分块的特点,但结构却远比 800 线复杂得多,尤其是雅鲁藏布江以南地区,上地壳的深断裂更发育。值得关注的是我们现在同样发现沿剖面从南到北,中、下地壳也存在大规模的高导层,它的导电性、分布以及断面结构,都和 800 线上发现的中、下地壳高导层相近,只是它的厚度小点,顶面深度浅些。还有,中下地壳之间的电性梯度带也与 800 线可以对比。

4 青藏高原南部岩石圈构造格架及物质状态讨论

如图 1 所示,西藏中南部包括:南羌塘地块、拉萨—冈底斯地块、特提斯喜马拉雅地块等构造单元(尹安, 2001)。冈底斯—拉萨地块的南、北分别以雅鲁藏布江和班公—怒江缝合带为界,与喜马拉雅构造区和羌塘地块相邻。南羌塘地块是以班公—怒江缝合带区分于南部的拉萨—冈底斯地块;其西部为喀喇昆仑—羌塘断褶带,东南部为唐古拉—三江断褶带。特提斯喜马拉雅地块的北部是以雅鲁藏布江缝合带区分于拉萨—冈底斯地块,而在南部则以主边界断裂(MBT)区分于印度地盾。该构造区内大致以错那—洛扎—定日—吉隆断裂带(藏南拆离系——STDS)为界划分为北喜马拉雅褶皱带和高喜马拉雅断褶带。

800 线起始于北喜马拉雅褶皱带中部,向北穿过雅鲁藏布江缝合带,到达拉萨—冈底斯地体北部;而 900 线起始于高喜马拉雅断褶带,向北穿过北喜马拉雅褶皱带和雅鲁藏布江缝合带,进入拉萨—冈底斯地体北部。这 2 条测线大致沿东西和南北方向控制了藏南构造变形区的岩石圈三维构造格局,使我们有可能比较详细地认识区内的深大断裂和火山岩、火成岩体等分布规律,以及壳、幔结构特点,这将为进一步深入了解印度板块与欧亚板块碰撞和高原隆升的深部过程和浅表耦合效应提供新的证据。

4.1 藏南岩石圈构造格局研究

如图 3 所示,在 800 线上 819 以南和 822 号点之间,900 线上 912 以南、915 至 933 号测点,地壳介质导电性结构的特征表明,这些地方发育着 3 组向北倾斜的深断裂带,它们的编号依次为 F_1 至 F_3 。而在 800 线上 826、828、831、837 和 839 号点,900 线上 936、945、954 和 969 号点,发育有 5 组向南倾斜的深断裂带,它们的编号依次为 F_4 至 F_8 。

在与西藏及邻区区域地质资料进行对比分析时不难看出,这些深断裂大体上与西藏南部一系列重要的深断裂带相吻合。 F_1 与喜马拉雅断裂带相应, F_2 和 f_1 反映了吉隆—定日—岗巴断裂带的特征, F_3 即构成扎达—拉孜—邱多江断裂带, F_4 为达吉岭—昂仁—仁布断裂带, F_5 为达机翁—彭错林—朗县断裂带, F_6 与谢通门—安岗—真纠断裂带吻合, F_7 是察仓—德来断裂带的导电性痕迹,而 F_8 则与嘉黎—然乌断裂带对应。

4.2 青藏高原南部岩石圈物质状态讨论

在西藏南部大地电磁深探测最显著,也是最引人注目的发现就是中、下地壳存在规模巨大的高导体,这在 800 线和 900 线电阻率模型中非常明显。高导层顶部埋深约为 10 ~ 40 km (压力大于 700 MPa),可延伸到雅鲁藏布江缝合带的南边和北边。

是什么样的原因能使青藏高原南部的中、下地壳有这样大规模的高导体,高导体具有如此好的导电性?

一般来说,地下的金属矿体、存在于地质构造边缘带上的石墨薄片、地壳中的流体(地下水、含盐溶液、热水等)、熔融体、地温增高等等许多因素都可能引起地壳的电导率升高;但是,它们引起导电性变化的特征却有所差别。

地下的金属矿体可以产生很高的电导率,类似西藏上地壳存在的局部高导电体的电导率;然而,它的分布范围极有限。即便是规模巨大的矿体,它的横向延伸也比青藏高原小得多,不可能引起藏南地壳如此大范围的导电性变化。

在稳定地台区,人们也曾经观察到下地壳电导率抬升的迹象,但抬升的幅度远没有西藏地壳大,只属于中等电导率的变化。结合地台区的地质条件,有人认为相互连接的石墨薄片是引起稳定地台区下地壳电导率抬升的原因。不过,西藏南部的情况不同,中、下地壳是良导电性的,而且还没发现有石墨薄片存在,因而不能用它来说明藏南的问题。

看来, 藏南地壳中存在“岩石的熔融状态”或“流体”, 似乎更能合理地解释为什么藏南地壳中有如此多的高导体。

地壳中岩石的导电性与许多因素有关, 如岩石成分、结构、湿度、温度、压力、所含水溶液的矿化度等等; 其中, 以含水的情况影响最大(李金铭, 2005)。一般地说, 所含水溶液的数量、矿化度和岩石中水溶液相互连通的情况, 对岩石的导电性起决定性的作用; 当含水量大, 水溶液矿化度高, 水溶液相互连通时, 岩石的电导率亦升高。但是, 在地壳深处, 在剧烈的地质构造活动区, 温度和压力对导电性的影响是绝对不能忽视的。在高温、高压下, 地壳中岩石的状态会改变, 发生熔融、流变等现象, 这将对岩石的导电性有极大的影响。室内实验观测结果表明, 处在熔融状态的玄武岩、安山岩和花岗岩, 它们的电导率大约在 $4 \sim 10 \text{ S/m}$ 之间(Lebedev and Khitarov, 1964; Partsch *et al.*, 2000)。用先进的高温、高压实验设备系统研究玄武岩和花岗岩部分熔融的过程。研究结果说明, 在岩石壳体内熔融现象最初是沿晶粒的边缘分布, 当熔融的部分达到适当的体积百分数时, 这些壳体的内部结构连成导电网络, 使岩石电导率急剧增大(Roberts and Tyburczy, 1999)。在熔融体占 10% 的体积含量, 电导率为 10 S/m 时, 部分熔融体的电导率大致为 0.6 S/m , 这恰好与我们利用大地电磁深探测数据获得的西藏高原南部中、下地壳电导率模型相吻合。计算表明, 当西藏地壳中存在一个 16 km 厚、包含 10% 熔融体的地层, 我们在地面上就能观测到大约 $10\,000 \text{ S}$ 电导的高导异常(Nesbitt, 1993; Hyndman and Shearer, 1989)。

假如在地热区, 对于热流体来说电导率可高达 100 S/m , 因此在西藏地壳中只要存在一个 1.6 km 厚、包含 10% 热流体的地层, 地面上也同样能观测到 $10\,000 \text{ S}$ 电导的高导异常。

这从物理学的角度说明, 当藏南地壳中普遍存在岩石的局部熔融或地热流体时, 都有可能使中、下地壳具有良导电性。但无论是局部熔融, 还是地热流体, 也都需要“温度”。那么, 藏南巨厚的地壳有“生热”的条件吗?

如前所述, 由于印度次大陆与亚洲大陆的汇聚、碰撞和俯冲, 使藏南经历了极为复杂的构造演化过程; 尤其印度次大陆的俯冲至今仍在进行, 而西藏增厚岩石圈的“拆沉”也有可能仍在源源不断的进行, 这些必然给西藏高原的地壳结构和构造带来许多巨

大、复杂而又特殊的变化。

这些构造活动可能诱发多种生热过程, 如地体变形时的应变生热, 断层的摩擦生热和摩擦剪切生热等(石耀霖等, 1992)。这多种生热效应将使地壳温度显著升高, 地表热流值增大。计算结果显示, 大规模的印度板块俯冲产生的构造热足可以产生高温并使中、下地壳局部熔融。另一方面, 西藏增厚的岩石圈“拆沉”可能使上地幔软流圈“扰动”, 从而引起地幔热物质上涌, 这也将导致中、下地壳出现局部熔融现象。因此, 有人假设西藏地壳是热的。

事实上, 西藏许多其他的地质和地球物理资料也从各个不同角度支持了这个“假设”, 特别是藏南的高热流值和西藏已发现的 600 多处水热活动区的资料更能直接说明问题。那么, 在西藏高原南部显然是有条件使地壳发生部分熔融和生成热流体的。

这也就是说, 藏南中、下地壳具有良导电性, 可以证明西藏巨厚的地壳中确实存在部分熔融体和热流体。但是, 考虑到岩浆活动和热液活动的作用, 中、下地壳存在的部分熔融体和热流体当然很容易把热量传递到上地壳; 因此, 西藏上地壳中不连续的高导电异常体, 很可能多数反映的是水热系统。

总体上看, 藏南巨厚的中、下地壳的物质状态是热的、软弱的、塑性的, 甚至可能是“流变”的。地震反射数据表明这个高导层的顶部可能是含水的流体(Makovsk and Klemperer, 1999), 而面波研究则指示了存在较宽的部分熔融带(Nelson *et al.*, 1996)。含水流体的存在降低了地壳的熔熔点, 结合藏南出现的高热流值(Armijo *et al.*, 1986), 进一步证实了在地壳 $20 \sim 30 \text{ km}$ (Beaumont *et al.*, 2001) 深度上可能出现部分熔融。因此, 在部分熔融层上覆盖含水层的组合模型能够给出与 MT 数据与地震数据相一致的合理解释(Schilling *et al.*, 1997)。另外, 高导层的几何形态与根据地球动力学模型(Beaumont *et al.*, 2001) 预测部分熔融层的几何形态是一致的。

5 结论

对青藏高原南部大地电磁测深探测结果的研究, 能够从电性上较精确地定位藏南主要构造的具体位置以及构造深部规模、倾向, 并证明青藏高原地壳热状态和物质状态的特殊性, 对于推进青藏高原形成、演化机理具有重要的科学意义。

对于青藏高原大地电磁测深探测到的高导体的

本质目前还存在争论。但是,如前文所述,最可能的解释是部分熔融或含水流体。目前对于青藏高原腹地高导体的南北向分布特征已有不少研究成果,但有分析认为高导体的成因除了与东西向构造有关外,还与南北向构造有关,而以前所做的大地电磁测深工作大多位于南北向构造内部,不足以讨论青藏高原整体的壳、幔导电性结构。高导体在东西向是否连续,形状和规模是否东西向近似?这些问题的解答还需要进一步的研究。

References

- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L., et al., 1986. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 91: 13803—13872.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., et al., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414: 738—742.
- Chen, L. S., Booker, J. R., Alan, G. J., et al., 1996. Electrically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. *Science*, 274: 1694—1696.
- Chen, L. S., Wang, G. E., 1990. Magnetotelluric methods. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Hyndman, R. D., Shearer, P. M., 1989. Water in the lower continental crust: Modeling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophysical Journal International*, 98: 343—365.
- Lebedev, E. B., Khitarov, N. I., 1964. Dependence on the beginning of melting of granite and the electrical conductivity of its melt on high water vapor pressure. *Geochem. Int.*, 1193—1197.
- Li, J. M., 2005. Geoelectric field and electrical prospecting. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Makovsk, Y. Y., Klemperer, S. L., 1999. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: Evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust. *Journal of Geophysical Research*, 104: 10795—10825.
- Nelson, K. D., Zhao, W. J., Brown, L. D., et al., 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 274: 1684—1688.
- Nesbit, B. E., 1993. Electrical resistivities of crustal fluids. *Journal of Geophysical Research*, 98: 4301—4310.
- Partsch, G. M., Schilling, F. R., Arndt, J., et al., 2000. The influence of partial melting on the electrical behavior of crustal rocks: Laboratory examinations model calculations and geological interpretations. *Tectonophysics* 317: 189—203.
- Roberts, J. J., Tyburezy, J., 1999. Partial-melt electrical conductivity: Influence of melt composition. *Journal of Geophysical Research*, 104: 7055—7065.
- Schilling, F., Partsch, G., Brasse, H., et al., 1997. Partial melting beneath the magmatic arc in Central Andes deduced from geoelectromagnetic field data and laboratory experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 10317—10331.
- Shi, Y. L., Zhu, Y. Q., Shen, X. J., 1992. The main constrains factors on the tectonothermal evolution in Qinghai-Xizang plateau. *Chinese Journal of Geophysics*, 35: 710—729 (in Chinese with English abstract).
- Wei, W. B., Jin, S., Ye, G. F., et al., 2006a. Features of faults in the central and northern Tibetan plateau based on results of INDEPTH (III) — MT. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(2): 257—265.
- Wei, W. B., Jin, S., Ye, G. F., et al., 2006b. Conductivity structure of crust and upper mantle beneath the northern Tibetan plateau: Results of super-wide band magnetotelluric sounding. *Chinese Journal of Geophysics*, 49: 1215—1225.
- Yin, A., 2001. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Acta Geoscientia Sinica*, 22: 195—229 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈乐寿, 王光镔, 1990. 大地电磁测深法. 北京: 地质出版社.
- 尹安, 2001. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. *地球学报*, 22: 195—229.
- 李金铭, 2005. 地电场与电法勘探. 北京: 地质出版社.
- 石耀霖, 朱元清, 沈显杰, 1992. 青藏高原构造热演化的主要控制因素. *地球物理学报*, 35: 710—729.
- 魏文博, 金胜, 叶高峰, 等, 2006a. 西藏高原中、北部断裂构造特征——INDEPTH (III) — MT 观测提供的依据. *地球科学——中国地质大学学报*, 31(2): 257—265.
- 魏文博, 金胜, 叶高峰, 等, 2006b. 藏北高原地壳及上地幔导电性结构—超宽频带大地电磁测深研究结果. *地球物理学报*, 49: 1215—1225.