

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

西藏洛扎一羊八井地区的磁大地 电流地壳测深

袁学诚 李 立 金国元 朱建华 鹿 刚

(地质矿产部物探研究所)

冯益普 林秀萱

(地质矿产部第二综合物探队)

Pham Van Ngoc D. Boyer P. Thermé J. L. Miel

(法国国立应用地质矿产勘探高等学校)

1980—1981 年中法两国的磁大地电流工作者在西藏洛扎一羊八井地区进行了磁大地电流测深。在剖面的北部深 20—30 公里处发现一壳内低阻层,在南部还发现一个埋藏深度较浅的低阻层。文中阐述了该区的地电特征,对低阻层的成因进行了探讨。认为北部低阻层是由壳内的花岗岩类物质的部分熔融所引起;南部低阻层的情况较复杂,它可能是由一缓倾角的断层摩擦面附近的花岗岩类物质的部分熔融及饱含热水的岩层所引起。根据地下电阻率及温度的分布推测该区可能有一个温度较低的高阻地块向北俯冲到温度较高的低阻地块之下。

1980 年和 1981 年我们在西藏洛扎一羊八井地区进行了磁大地电流测深。剖面南起喜马拉雅山北缘的洛扎 (T2)、向北经打隆 (T3)、倒不龙 (T4)、曲水 (T5)、聂当 (T6)、嘎冲 (T1)、德庆 (T8) 直至羊八井 (T7), 剖面全长约 200 公里 (图 1)。剖面南部位于中生代的海相沉积地层上, 向北横跨雅鲁藏布江缝合线直到冈底斯弧形山系的岩浆岩带上。

野外观测使用法国提供的磁大地电流仪。观测的频率范围为 0.001—1000Hz, 分六个频段记录 (表 1)。

采用 Cagniard 标量阻抗法及 Bostick 张量阻抗法计算视电阻率¹⁾。各测点的层参数根据最佳的拟合模型确定²⁾。

1) Pham Van Ngoc, Boyer. D. Et Nasri. B, 1974,
Problemes de traitement des signaux et methodes d'evaluation de Impedances tensorielles en Magneto-Tellurique. «Note Technique Du C. R. G.».

2) Pham Van Ngoc, 1976.

Travaux de recherche en Magneto-Tellurique effectues au Canada, Vol. 1

表 1 各频段的记录时间与采样周期

Table 1 Record time and sampling cycles of various frequency ranges.

频段 Hz	采样周期 ms	记录时间
1000—10	0.25	3 分钟
100—1	2	3 分钟
10—0.1	20	6 分钟
1—0.01	200	40 分钟
0.1—0.001	2000	6 小时
0.01—0.001	2000	15 小时

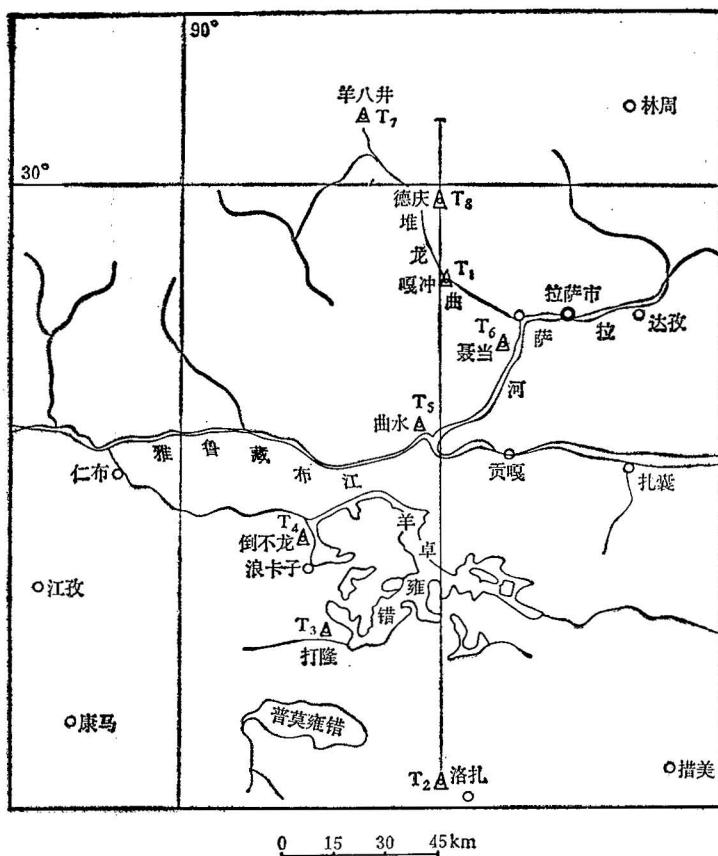


图 1 西藏洛扎—羊八井磁大地电流测深点分布图

Fig. 1. Map showing the distribution the MTS stations in the Lhozha-Yangbajin area, Tibet.

一、地电特征

通过磁大地电流测深发现该区地壳内存在着明显且可以对比的低阻层(图 2)。雅鲁

表 2 各测点最佳拟合的模型层参数

Table 2 Parameters of the model layers with the optimum fitting at various observation stations.

T2			T3			T4			T5		
ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)	ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)	ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)	ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)
400	0.017	0	950	0.09	0	700	0.095	0	1300	0.055	0
4	0.06	0.017	80	0.1	0.09	30	0.04	0.095	14	0.06	0.055
300	0.15	0.077	10000	0.17	0.19	1000	0.15	0.135	100000	0.04	0.115
2.1	1.3	0.227	20	0.7	0.36	5	0.08	0.285	6000	6	0.155
80000	120	1.527	1000	3.1	1.06	900	0.5	0.365	500	8	6.155
10	∞	121.53	7	7	4.16	5	0.3	0.865	7	10	14.15
			300	∞	11.16	50000	7	1.165	2000	∞	24.15
						4	4	8.16			
						10000	62	12.17			
						10	∞	74.16			

T6			T1			T8			T7		
ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)	ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)	ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)	ρ ($\Omega \cdot m$)	H (km)	z (km)
1000	0.07	0	1400	0.137	0	430	0.07	0	1750	0.12	0
8	0.013	0.07	43.5	0.14	0.137	90	0.12	0.07	27	0.08	0.12
1000	0.7	0.083	10800	2.7	0.277	2200	2	0.19	300	0.2	0.2
200	4.5	0.783	0.88	0.4	2.98	120	8	2.19	65	0.8	0.4
50	5	5.28	1500	14	3.38	100	7.8	10.19	1200	25	1.2
80000	13	10.28	4.5	8.2	17.38	4.5	12.5	17.99	4.3	7	26.2
1	7.5	23.28	10000	∞	25.58	10000	∞	30.49	3500	∞	33.2
8000	∞	30.78									

表中 ρ 为各层的电阻率；H 为各层的厚度；z 为各层上界面的埋藏深度。

藏布江以北的低阻层(低阻层 I)基本上位于冈底斯花岗岩带内(测点 T5、T6、T1、T8、T7)，其电阻率一般在 $1-7 \Omega \cdot m$ 之间(表 2)。从测深曲线上可以看出，在雅鲁藏布江以北的各测点上，深部无明显的电阻率各向异性。该低阻层的顶部埋藏深度为 16—28 公里，在嘎冲(T1)埋深最浅，且浅部还有局部的低阻层，在不同周期的磁大地电流剖面上尤为清楚(图 3)。该地段的电性特征与羊八井热田类似，我们认为这里也是寻找地热田的有利地段。低阻层 I 的上覆岩层为一均匀的厚度较大的高阻层，厚度一般可达 15—25 公里，电阻率数百到数千欧姆米，这一电性层可能是花岗岩类物质的反映。从这一高

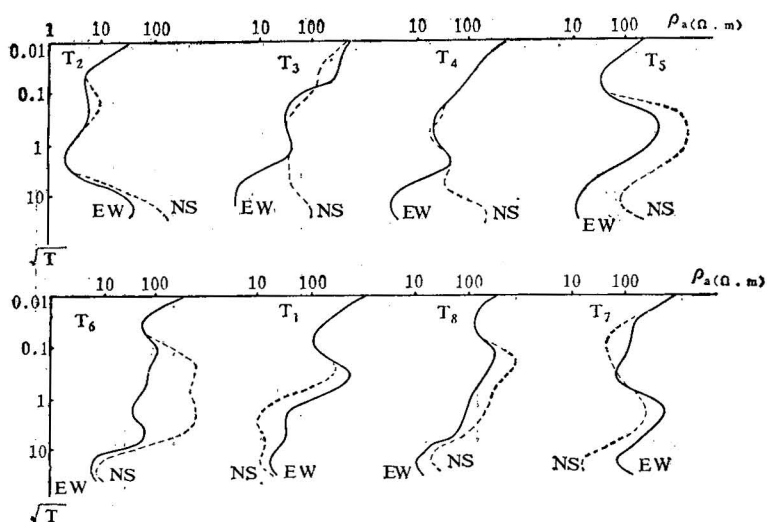


图2 各观测点的磁大地电流测深 (MTS) 曲线

Fig. 2 MTS curves at various observation stations.

阻层的分布范围来看,冈底斯花岗岩带的南缘在深部已伸向雅鲁藏布江南岸。

低阻层的下伏岩层为一高阻层,其电阻率为数千到数万欧姆米。

通过测点 T2、T3、T4 的南部低阻层 II 有明显的电性各向异性。南北向电阻率 (H 极化) 大于东西向电阻率,东西向电阻率一般为 1—5 欧姆米,而南北向电阻率则为数十欧姆·米。该低阻层的埋藏深度与厚度均自南向北逐渐增加。在洛扎 (T2) 低阻层的埋藏深度仅 227 米,厚度 1.3 公里;在倒不龙 (T4) 低阻层的埋藏深度已达 8.16 公里,厚度 4 公里。这一低阻层之上的海相沉积地层表现为电阻率变化较大的电性层。低阻层 II 的底板为一巨厚的高阻层,电阻率为 1000—10000 欧姆·米,从 T2 点的推断结果 (表 2) 可以看

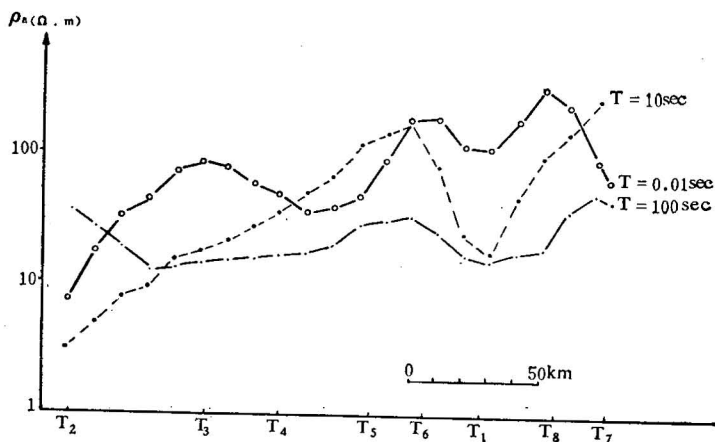


图3 西藏洛扎—羊八井不同周期的磁大地电流剖面图

Fig. 3. Lhozha-Yangbajin MTS profile with different cycles.

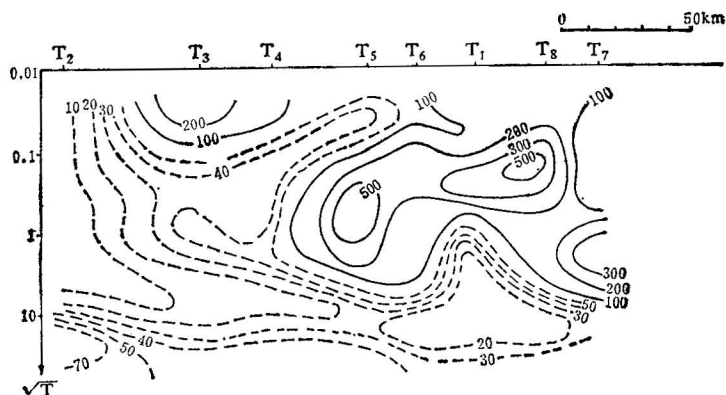


图 4 西藏洛扎—羊八井等电阻率剖面图(电阻率采用东西向与南北向电阻率的几何平均值)

Fig. 4 Lhoxha-Yangbajin isoresistivity profile (the geometric mean of the E-W-trending and N-S-trending resistivities is taken as the resistivity).

出,在剖面南端,深部(120 公里左右)还有一个低阻层,它可能是上地幔软流层的反映。

从图 4 上可以看出雅鲁藏布江断裂在浅部向南倾斜,深部与缓倾角的大断裂汇合转成向北倾斜。根据剖面上的电阻率等值线可以粗略地圈出海相沉积岩与火成岩的分布范围。

二、低阻层与地下热状态的关系

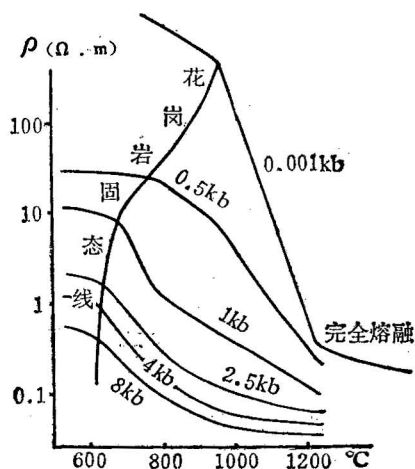
根据 I. S. Feldman 提出的壳内低阻层的动态成因模型^[1],认为壳内低阻层的存在说明该区域内正在进行着花岗岩化、花岗岩的熔融及区域变质等活动。

实验表明,当花岗岩类物质未产生物理-化学变化时,其电阻率主要决定于温度和压力,但当岩石开始熔融时,熔融物质在固体颗粒的周围形成连续的导电薄膜,致使岩石的电阻率明显地下降(图 5)。从西藏的磁大地电流结果(表 2)可以看出,北部低阻层 I 的电阻率较其顶板及底板低 2—3 个数量级。

根据廖志杰等的资料^[2],雅鲁藏布江一带的地表热流值为 2.93 H. F. U.,冈底斯一带为 2.43 H. F. U.。低阻层 I 位于这一大地热流值的异常区,花岗岩层的温度显然较高。根据上述资料可以算出,当地表热流值接近 3.0 H. F. U. 时 15 公里深处的地温已达到湿花岗岩的初始熔融温度即 650℃;当地表热流值为 2.5 H. F. U. 时 20 公里深处的地温已达到 650℃。也就是说,在雅鲁藏布江—冈底斯一带,15—20 公里深处的地温足以引起湿花岗岩的初始熔融。磁大地电流测深观测到的北部低阻层 I 的上界面已达到花岗岩类物质的初始熔融温度。

基于上述两点,我们认为北部低阻层 I 是由花岗岩类物质的部分熔融所引起。

南部低阻层 II 的埋藏深度一般浅于北部低阻层。两低阻层之间似乎是不连续的,这里的电性变化复杂。印度洋板块与西藏陆壳之间形成的强烈挤压带应该位于这两个低阻层之间,由于西藏陆壳阻止了南部板块的北进,有部分海相沉积地层被推挤到西藏陆壳之

图 5 湿花岗岩电阻率与温度的关系¹⁾Fig. 5 The relation between resistivity and temperature of wet granites¹⁾.

上,同时能量被集中到受阻力最大的雅鲁藏布江附近,形成了一个规模较大的缓倾角的逆掩断层(图 6),并伴有一些次一级的交叉的压性与张性断裂。从低阻层的形态可以看出这一逆掩断层的倾角只有 10° 左右,地表位置应在 T_2 点南 4—5 公里处,基本上与洛扎—日喀则断层吻合,如果在产生断裂后南部的板块又以 5—6 厘米/年的速度向北俯冲,就有可能在逆掩断层的滑动面上产生大量的摩擦热。当剪切应力在 1 千巴以上时,在断层面附近就可以形成一个足以使花岗岩类物质部分熔融的高温带^[3],即使以后地块向北俯冲的速度减慢,当下滑所产生的摩擦热不小于由热传导所失去的热时,摩擦面附近的花岗岩类物质仍能维持部分熔融状态。由于岩石的导热率小,摩擦面附近的温度可以显著地高于其下伏岩层的温度,因此在地壳上部仍有岩浆活动。这一高温热源促成了藏南水热活动

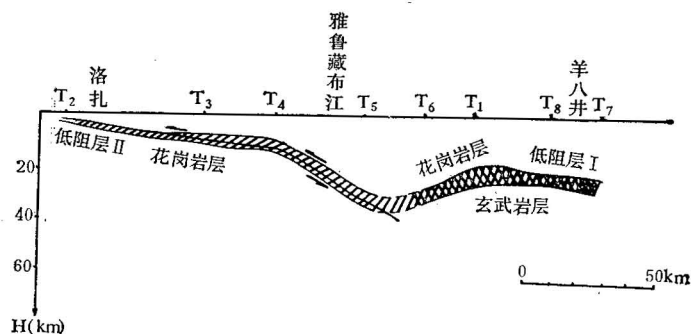


图 6 磁大地电流测深结果的解释

Fig. 6 Magnetotelluric sounding.

1) 根据 Э. И. Пархоменко, 1965. Электрические свойства горных пород. Наука.

带。羊卓雍湖的地表热流值已达 $3.5 \pm 0.4 \text{ H. F. U.}^{1)}$, 这也证明在地壳上部存在着高温热源。随着陆壳的缩短, 还会发生垂直于应力轴的膨胀, 这种膨胀作用促使岩层内产生张性断裂, 并引起岩浆岩的侵入活动, 为地下热水提供了通道, 造成了大面积的水热活动区。

西藏羊八井热田上的直流电法工作结果表明, $50^{\circ} - 80^{\circ}\text{C}$ 的地下热水及含热水的砂砾岩的电阻率均可达到 $1 - 3 \text{ 欧姆} \cdot \text{米}^{2)}$ 。

综上所述, 我们认为南部低阻层 II 是由含热水的沉积岩及断层摩擦面附近的花岗岩类物质的部分熔融所引起。断层面附近部分熔融的花岗岩是藏南地下热水的热源。

根据磁大地电流低阻层的分布以及已知的地热资料推测了地下温度的分布状况 (图 7)。从地下的温度与电阻率的分布可以看出这里有一个温度较低的高阻地块沿南部低阻层 II 被插入到北部温度较高的地块之下。在 T3 (打隆)、T4 (倒不龙) 一带浅部的温度梯度较大, 在地表必然形成地热异常区; 在 T5 (曲水)、T6 (聂当) 一带浅部的温度梯度相对小些, 地热在地表的显示也相对减弱。

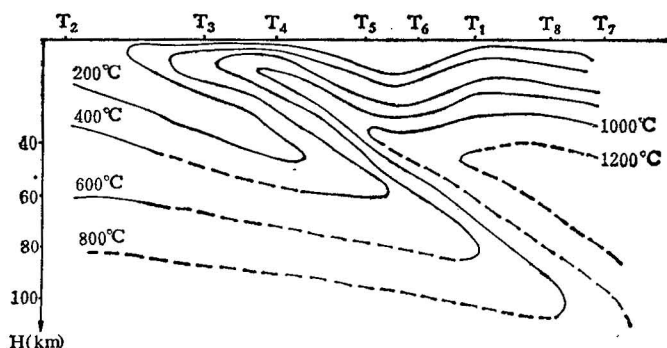


图 7 根据磁大地电流结果推测的地温分布图

Fig. 7 Map showing the geotherm distribution as inferred in the light of the MTS results.

参 考 文 献

- [1] Fieldman, I. S., 1976, On The Nature of conductive layers in the earth's crust and upper mantle. «Geoelectric and Geothermal Studies», p. 721—730, KAPG Geophysical monograph, Budapest Akadémiai Kiadó.
- [2] 廖志杰, 章铭陶, 张知非, 1982. 西藏高原的热状态与高原南部的隆升幅度。《青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题》, 科学出版社。
- [3] Peter Bird, M. Nafi Toksöz, Norman H. Sleep., 1982, 陆—陆收敛带的热模式和力学模式。《青藏高原及其邻区地球物理地质译文集》, 科学技术文献出版社。

1) 中法喜马拉雅地质项目实测数据。

2) 叶建中, 1981, 羊八井地热物探的经验。西藏地质, 1 期。

DEEP MAGNETOTELLURIC SOUNDING IN THE LHOZHA-YANGBAJIN AREA, TIBET

Yuan Xuecheng, Li Li, Jin Guoyuan, Zhu Jianhua, Lu Gang,
(*Institute of Exploration Geophysics and Geochemistry, MGMR, PRC*)

Feng Yipu, Lin Xiuxuan,
(*Exploration Geophysics Research Party No. 2, MGMR, PRC*)

Pham Van Ngoc, D. Boyer, P. Therme and J. L. Miel
(*LAGAS Ecole Nationale Supérieure de Géologie, France*)

Abstract

In 1980—1981 magnetotelluric sounding (MTS) was carried out jointly by the Chinese and French geophysicists along a profile from Lhozha to Yangbajin in Tibet. In the northern part of the profile an intracrust low-resistivity layer was detected at depths of 20—30 km, and in its southern part another low-resistivity layer was found at relatively shallow depths. This paper discusses the characteristics of the telluric currents of the area and the origin of the low-resistivity layers. It is considered that the low-resistivity layer in the north might be produced by partial melting of granitic material within the earth's crust, while that in the south might be caused by partial melting of granitic material and water-saturated rocks near a gentle-dipping fault (friction) surface. According to the distribution of subsurface resistivity and temperatures, it is inferred that in the area a relatively low-temperature and high-resistivity massif might be subducted northwards beneath a relatively high-temperature and low-resistivity massif.