

天祝—永登地区大地电磁资料的一维各向异性反演

林长佑¹, 王书明¹, 孙崇赤², 杨长福³

(1. 中国地震局兰州地震研究所, 甘肃 兰州 730000 ; 2. 广东省地震局, 广东 广州 510070 ; 3. 浙江大学地球科学系, 浙江 杭州 310027)

摘要 对分布在甘肃天祝、永登一带的 10 个大地电磁测点资料进行了一维各向异性介质反演研究, 并与二维对称各向异性介质反演结果进行了对比。结果表明在大多数情况下一维各向异性反演有可能揭示出地壳介质电导率各向异性结构的主要特征; 同时利用某些平均阻抗和特征阻抗的一维各向同性介质反演亦可获得较为可信的电性分层界面。反演所获得之介质电导率可能为各主方向电导率主值的某种平均。

关键词 大地电磁; 各向异性反演; 平均阻抗; 电导率结构

中图分类号: I631.32+25 文献标识码: A 文章编号: 1000-0844(2004)01-0072-06

1 大地电磁资料的初步处理和解释

用于本项研究的 10 个大地电磁测深测点主要分布在甘肃的天祝、永登、皋兰、古浪各县内, 地质构造上位于毛毛山断裂带、金强河断裂带两侧(主要是南侧), 并跨越了北北西向的庄浪河断裂带, 分别位于具有不同活动特征的地质构造单元之内(表 1)。

表 1 测点概况

测点地名	测点代码	编号	纬度	经度	地质环境
天祝松山	TZSS	15	37°06.871′	103°29.468′	邻近毛毛山断裂带
皋兰中心	GLZX	24	36°15.199′	103°38.564′	秦王川盆地内
西固大坪	XGDP	51	36°09.412′	103°34.042′	兰州市区北侧、秦王川盆地南缘
永登民乐	YDML	52	36°45.207′	102°56.338′	庄浪河断裂带以西、祁连褶皱带
永登石井	YDSJ	53	36°38.240′	103°31.750′	庄浪河断裂带东侧
古浪黄羊川	GLHYC	61	37°23.028′	103°03.475′	毛毛山断裂带以北
天祝东大滩	TZDDT	62	37°13.581′	103°21.778′	毛毛山断裂带北侧
永登坪城	YDPC	63	36°58.013′	103°22.513′	毛毛山断裂带南侧
天祝红疙瘩	TZHGCD	64	37°12.961′	102°43.498′	邻近金强河断裂带
天祝代乾	TZDQ	65	37°14.767′	102°35.843′	邻近金强河断裂带

我们研究了如下 6 种平均特征阻抗的特性, 它们分别定义为

$$Z_1^M = (Z_{xy} - Z_{yx})/2, \quad (1)$$

$$Z_2^M = (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})^{1/2}, \quad (2)$$

$$Z_1^P = (Z_{TE} + Z_{TM})/2, \quad (3)$$

$$Z_2^P = (Z_{TE}Z_{TM})^{1/2}, \quad (4)$$

$$Z_{1,2}^C = Z_1 \pm \sqrt{Z_1^2 - \det Z}. \quad (5, 6)$$

其中: $Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yx})/2$; $\det Z = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}$ 。经过对各测点各平均阻抗视电阻率和相位曲线特征的

收稿时期 2002-11-14

基金项目 国家自然科学基金 4007410 课题资; 中国地震局兰州地震研究所论著编号 1C20040017

作者简介 林长佑(1942-), 男(汉族), 甘肃文县人, 研究员, 现主要从事地壳上地幔物理、地球物理勘探中的电性法及地震前兆机理等方面的研究。

一系列分析,选择了较为可信的几种相近的平均阻抗进行了反演,以求取该测点地下初步一维电性结构。

我们依次采用了两种不同的反演方法,对选用的平均阻抗的视电阻率和相位资料进行了一维联合反演。第一种方法称之为 OCCAM 反演。它是一种细分子层的平滑反演,其结果模型在一个深度量级内形成电阻率尽可能平滑变化的约 10 个子层;反演迭代的初始模型为一均匀半空间,其电阻率数值由反演程序根据观测资料自动选定。第二种方法为常规的层状模型广义最小二乘反演。用于反演的初始模型是根据 OCCAM 反演结果加以简化而构制的。各测点两种反演方法所搜寻到的模型都基本上拟合了观测资料。总体上讲,对同一测点的同一套观测资料两种反演方法在大的特征方面是相近的。对比全测区 10 个测点一维广义最小二乘反演模型,可以看出其电性结构存在如下共同性特征: (1) 各测点浅部都存在数百米至数公里的较低电阻率层,可能对应于沉积覆盖层; (2) 沉积低阻层下的高阻界面对应于结晶基底; (3) 在约 20 km 左右普遍出现一低电阻率层; (4) 本区内上地幔第一高导层的顶面埋深大约在 100 km 左右。

2 一维对称各向异性介质大地电磁资料反演

2.1 反演理论和方法

目前,常规的大地电磁资料的反演解释中还很少注意到地球介质的微观(本征)电导率方位各向异性,而往往将所观测到的不同测量方向大地电磁响应函数的差异归结为较大尺度横向非均匀性的影响。近年来有人开始注意到了所谓“宏观各向异性”问题,用于解释了某些地区所获得的难于利用常规方法解释的大地电磁资料^[1,2]。这种宏观各向异性模型实际上是一种特殊的二维构造模型。事实上,多数造成地球介质电导率方位各向异性的非均匀体尺度是很小的,例如扩展膨胀各向异性(EDA)定向含水微裂隙将产生电导率方位各向异性^[3],其他如导电矿脉、裂隙、矿物定向排列等引起的各向异性也多在米~厘米量级内。对此最为方便的办法之一是假定在一个充分小的体积内电导率都是方位各向异性的,即具有微观各向异性的本质。

对于一维层状各向异性模型,任意第 j 层内电导率张量 $[\sigma_j]$ 是不依赖于坐标的常量,则对给定频率在层内任意一点电场和电流满足线性关系式。若仅考虑平面内的方位电导率各向异性,则电导率张量将是平面内的二阶张量,含 4 个元素。忽略位移电流它们应全为实数。上述实际产生的地球介质电导率方位各向异性模型中,平面内导电介质延伸的平行和垂直方向将是最大和最小电导率的各向异性主方向。设其为方向 1 和 2,则两方向电流满足如下关系式:

$$J_1 = \sigma_j^1 E_1 + \sigma_j^{12} E_2, \quad J_2 = \sigma_j^{21} E_1 + \sigma_j^2 E_2 \quad (7)$$

通常模型自身方向电场对电流的贡献应远大于正交方向电场的贡献,即 $\sigma_j^1 \gg \sigma_j^{12}, \sigma_j^2 \gg \sigma_j^{21}$, 则式(7)蜕化为

$$J_1 = \sigma_j^1 E_1, \quad J_2 = \sigma_j^2 E_2 \quad (8)$$

当主方向与测量方向(x, y)夹角为 θ_j 时,则由平面内二阶张量的一般坐标变换关系获得联系测量方向电流和电场的电导率张量表达式,满足这一表达式的电导率各向异性叫做对称各向异性。对于一维层状对称各向异性介质,其中任意层 j 的电性结构可用 4 个参数加以描述:两主方向电导率值 σ_j^1, σ_j^2 , 主轴方位角 θ_j 和层厚 h_j 。这里仅利用测量方向两主阻抗元素的两对视电阻率——相位资料作为反演拟合的观测资料,应该说它包含了阻抗张量资料的全部可用信息。这样,对于相同层数的一维各向同性介质与对称各向异性介质反演,二者具有大体相等的模型参数个数——反演拟合观测资料数量比。

一维层状对称各向异性介质大地电磁资料反演是一高度非线性问题。我们的做法是首先将问题展开线性化,将该非线性反演问题归结为用迭代的方法求解一线性方程组。为了克服该反演法方程自身存在的严重的病态性,使反演迭代稳定收敛,我们采用改进后的广义逆矩阵法求解^[4]。

2.2 一维各向异性介质反演结果

在上述理论方法基础上,由我们所研制的计算机程序对测区内 10 个测点的大地电磁资料进行了反演解释。为了尽可能减少反演解的非唯一性,获得较为可信的反演结果,我们对每一测点的大地电磁资料都

进行了大量的反演试验,包括大幅度改变初始模型、改变反演迭代条件和加入不同之约束条件。经过分析研究,抽出大量结果模型中带共同性的主要特征,构制出最终反演迭代初始模型。反演迭代的终止主要以资料拟合差不再明显下降和模型参数修改量甚微为条件。

表 1 给出了测区内 10 个测点大地电磁资料一维层状对称各向异性介质反演结果。表中 R_j^1 和 R_j^2 分别 j 层中主方向 1 和主方向 2 的电阻率主值; A_j 表示主轴方位角(主方向 1 与测量方向 y 的夹角); h_j 为各层厚度; FD 为相对拟合差,即各点理论值与观测值之差除以观测绝对值的平均值。图 1 给出了每个测点的反演迭代对视电阻率和相位资料的拟合图,其中观测资料用带误差棒的圈点表示,光滑曲线则表示反演迭代搜寻到模型的相应函数理论计算值。由于观测资料高频首部,特别是低频尾部较为分散,我们仅反演拟合了 $10^{-2} \sim 10^3$ s 的观测资料(仅测点 24(GLZX)为例外,频带范围取为 $10^{-1} \sim 10^4$ s)。图中周期以对数表示,单位为秒。视电阻率图的纵坐标以对数表示,单位为欧姆米;阻抗相位图的纵坐标则以常用的均匀等间距坐标表示,其单位为度。

表 2 一维对称各向异性介质反演结果

测点	51	24	53	63	15	62	61	52	64	65
$R_1^1/\Omega\text{m}$	5.12	8.99	6.49	19.7	12.0	45.6	11.7	76.8	74.4	1028
$R_1^2/\Omega\text{m}$	3.82	4.58	4.74	19.8	11.7	32.2	12.2	75.7	50.2	733.0
h_1/km	0.12	0.41	1.26	0.26	0.67	1.25	0.01	0.25	3.08	0.13
$A_1/^\circ$	0.03	0.02	0.08	0.00	0.64	0.72	0.00	0.02	0.03	0.05
$R_2^1/\Omega\text{m}$	117 000	12 400	74 000	263.0	85.8	4.42	3 080	370.0	4.74	0.01
$R_2^2/\Omega\text{m}$	22.2	43.8	129.0	7 340	34.3	0.25	85 200	212.0	10.5	61.0
h_2/km	3.42	2.86	19.1	2.73	0.57	1.92	0.15	21.3	45.5	46.7
$A_2/^\circ$	0.61	1.99	0.32	0.89	0.16	0.85	0.33	0.37	0.80	0.01
$R_3^1/\Omega\text{m}$	0.07	0.13	1.38	26.2	152.0	30 600	340.0	0.17	8 460	31 1000
$R_3^2/\Omega\text{m}$	3.26	7.43	24.9	45.6	725.0	9.63	0.08	444.0	85.3	354.0
h_3/km	16.0	13.2	3.61	1.00	0.27	18.7	1.70	0.29	94.9	47.5
$A_3/^\circ$	4.26	0.12	0.38	0.15	2.24	0.02	54.5	3.99	0.49	0.01
$R_4^1/\Omega\text{m}$	2.13	551.0	567.0	81 100	10 100	4.85	46 600	655.0	6.54	452.0
$R_4^2/\Omega\text{m}$	5 350	10 000	337.0	179.0	2 470	3.53	4.66	487.0	3.20	1.71
h_4/km	31.8	30.9	23.7	22.7	17.5	0.13	19.5	7.91	0.34	2.19
$A_4/^\circ$	0.01	0.06	0.03	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	9.27	1.22
$R_5^1/\Omega\text{m}$	87.0	36.4	0.53	6.95	532.0	4970	22.9	20.1	223.0	138.0
$R_5^2/\Omega\text{m}$	2.63	0.34	1.09	207.0	32.1.0	11 200	0.35	22.3	314.0	56.9
h_5/km	0.62	1.35	14.6	13.1	1.01	107.0	0.05		74.7	56.4
$A_5/^\circ$	0.04	0.39	2.94	1.34	11.1	0.09	0.66	18.7	0.00	0.00
$R_6^1/\Omega\text{m}$	0.16	669.0	303.0	14 200	561.0	1.67	281.0		4.37	2.55
$R_6^2/\Omega\text{m}$	156.0	1 845	1 238	2 100	837.0	17.8	286.0		2.96	0.06
h_6/km		47.1	38.3	11.1	112.0				2.13	
$A_6/^\circ$	0.01	0.03	7.89	0.01	0.92	6.62	0.06		0.04	6.07
FD/%	7.88	13.4	10.8	16.5	8.80	15.0	16.7	12.4	12.4	8.54

2.3 反演结果的分析讨论

统观图 1 中所列 10 个测点的一维各向异性介质反演结果,可以看到反演迭代所最终搜寻到的模型是基本上拟合了观测资料的。其视电阻率和相位资料平均相对拟合差主要来源于对相位资料的较差拟合。

测点 24 和 51 是测区最南部相距较近的两个测点,两测点约 50 km 上方的电性结构具有较好的相似性和可类比性:共有约 100 ~ 400 m 的弱各向异性低阻沉积覆盖,近南北方向电阻率略低于近东西方向电阻率;其下方是厚约 3 km 的电导率各向异性层,低阻主方向近南北方向,高低电阻率比约在 300 以上;再下方则是厚约 13 ~ 15 km 的各向异性低阻层,近南北方向为高电阻率主方向,高低电阻率比为 50 ~ 60;第 4 层为一厚约 31 km 的高阻层,近南北方向为高电阻率主方向,高低电阻率比约为 20。

在地下 19 ~ 25 km 处存在一低阻层,顶部是测点 52、53、15、61、62、63 之共同特征,其分层界面的定性与反演结果是可相比的。这一低阻层在测点 52、53、63 高电阻率主方向为近南北方向,分布于毛毛山断裂

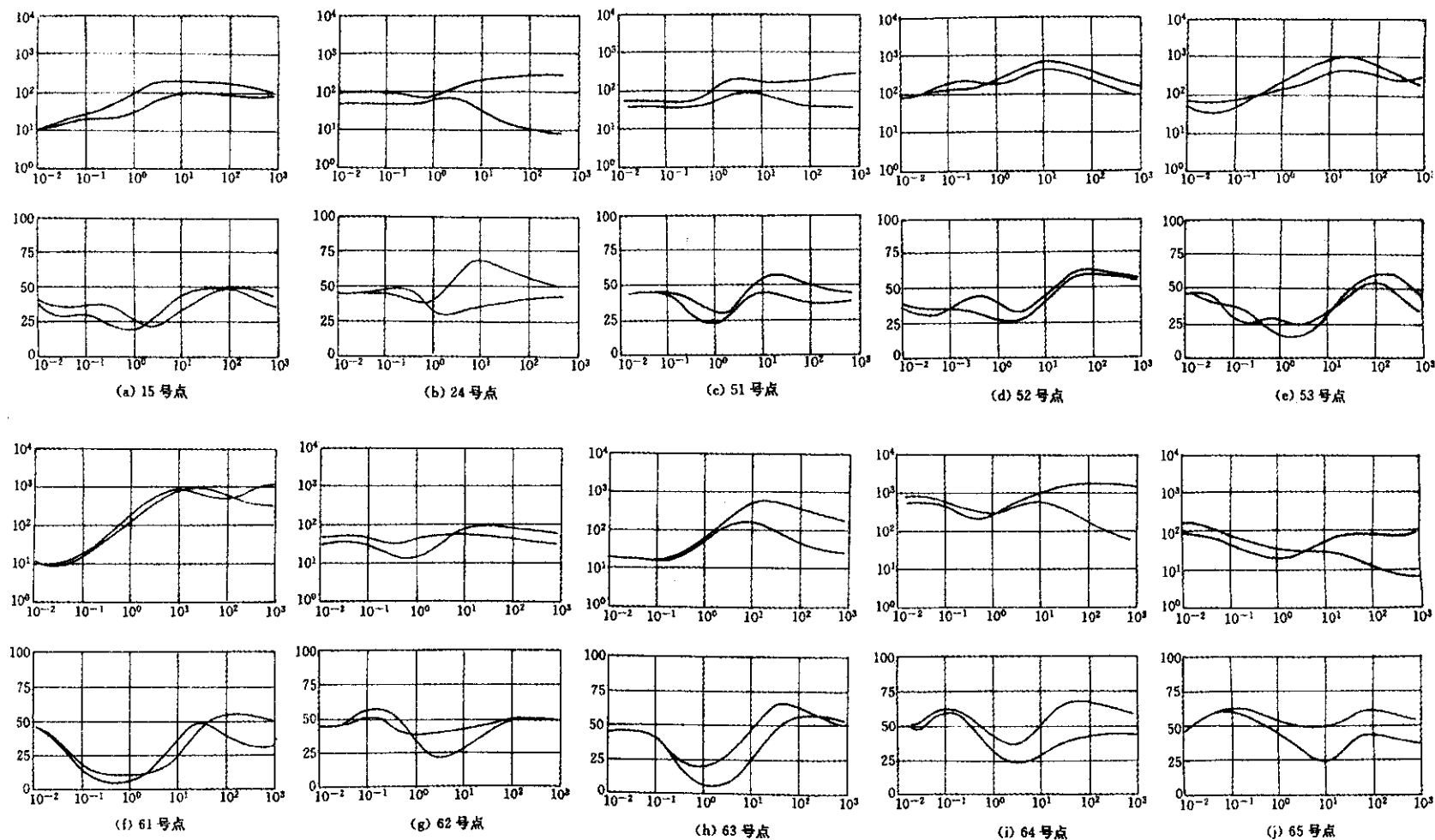


图1 大地电磁资料反演拟合图
Fig. 1 Fitting diagrams of inversion for MT data.

带以南,其它测点 15、61、62 则分布于该断裂带及其以北地区,高电阻率主方向则为近东西方向,似有北高南低之趋势(或近断裂带低、远断裂带高)。在此地壳中部低阻层上方存在一各向异性高阻层,厚度在 17.5 ~ 22.7 km 之间,低电阻主方向皆为近南北方向,表现出了强烈的电导率各向异性。在地下 45 ~ 50 km 处存在一低阻层,顶部是测点 24、51、53、63 之共同特点,它们集中分布于测区的南部。测区中南部勘探深度达及的测点 24、53 和 65 在 92 ~ 100 km 深处揭示了上地幔内第一个各向异性高导层顶部,与前面平均阻抗和特征阻抗各向同性介质反演的结果相近。在测区的北部测点 15 和 62 揭示出上地幔内第一高导层顶部埋深为 128 ~ 130 km,明显不同于南区,也与平均阻抗和特征阻抗各向同性介质反演结果有较大出入。其紧邻上方的厚 107 ~ 112 km 的高阻层则具有相近的各向异性特征,其高电阻率主方向为近南北方向,显示出较弱的电导率各向异性。

测点 64 和 65 相距较近,位于测区西部的金强河谷内,在厚约 50 km 的上方地壳电性结构具有明显不同于其它测点的特征,最明显的是在地壳内存在厚度达 45 ~ 47 km 的巨厚的各向异性低阻层。

综上所述,由层状对称各向异性介质反演所获得的测区内的电性结构和介质各向异性性质具有明显的区域性特征,说明了这一反演方法一定程度上的实用性,同时如果处理得当,利用平均阻抗和特征阻抗的一维各向同性介质反演,对于确定某些主要电性分层(可能是各向异性的)界面也有一定参考意义。

3 各向异性介质一、二维反演结果的比较

文献 [5] 对于主方向与构造走向一致的二维对称各向异性介质进行了反演,获得 10 个测点地下介质电导率各向异性结构,有如下特点 (1) 各测点地表下数百米都具有较低电阻率,并无明显的电导率各向异性的存在,可能为沉积覆盖层 (2) 除测点 51 和 24 外,各测点数公里至约 20 ~ 30 km 深度两主电阻率都经历了升高—降低过程,其极大值出现在约 10 ~ 20 km,与一厚度较大之高阻层对应,并表现出了很强区域性特点的明显的电导率各向异性,主电阻率在 y 方向高于 x 方向,而测点 51 和 24 在相应深度主电阻率在 x 方向高于 y 方向 (3) 在地下约 20 ~ 30 km 深处各测点都出现了一个相对的低电阻率层,其电导率各向异性特征并不尽相同,在测点 51、24、15、62 电阻率 x 方向高于 y 方向,在测点 52、53、63、64、65 电阻率 y 方向高于 x 方向,测点 61 两主电阻率相近 (4) 测点 15、62、64 和 65 在数百米至数公里处有一低阻层出现,推测与该测点邻近之断裂带有关。由于二维反演是一种连续介质平滑反演方法,对于模型的横向和纵向电导率变化都进行了较强的平滑约束。而在一维反演中并未对模型进行任何形式的平滑约束,结果电导率反差必然大大地大于二维反演结果,即得到了较强的电导率各向异性。在一定意义上一维反演仅提供了一种半定量的结果,在某些测点给出的某些电阻率值、各向异性系数并不适度,反演中未考虑到横向非均匀性的影响,某些测点所获得结果并不正确。但是由于对大部分测点而言一维反演结果所给出的电导率各向异性特征是有一定意义的。下面就二维反演所获得测区内地壳介质电导率各向异性的 4 个特点,对相应的一维反演结果做比较分析。

对于特点 (1),表 3 给出了各测点一维反演所获得断面第 1 层的厚度 h 、各向异性系数 α (两主方向高低电阻率比的平方根),以及该测点其它各层位各向异性系数的平均值 $\bar{\alpha}$ 。这 10 个测点中 α 值基本在 1.2 以下,与同测点 $\bar{\alpha}$ 值相比是很小的。看出由一维反演同样可以获得测区内普遍存在一各向异性不甚明显的表层之推论。

表 3 一维反演所获得表层电性参数

测点	51	24	52	53	63	15	62	61	64	65
h/m	120	410	250	1 260	260	670	1 230	12	3 080	130
α	1.16	1.40	1.01	1.17	1.00	1.01	1.19	1.02	1.22	1.18
$\bar{\alpha}$	19.6	8.13	13.5	5.75	7.39	3.04	13.3	35.9	3.06	22.3

对于特点 (2) 中在数百米 ~ 数公里至 20 ~ 30 km 处存在的各向异性高阻层,表 4 列出了一维反演的相关参数。在定性上与二维反演所揭示的本层电性各向异性特征相同,其高电阻率主方向也是一致的。此外各向异性系数似乎显示了某种区域性特征。对于位于测区南端的测点 51 和 24,一维反演所揭示出

的 3 ~ 4 km 下方 ,厚约 13 ~ 16 km 的低阻层与二维反演结果极为相似^[5] ,其高电阻率主方向同为 x 方向 ,各向异性系数亦较为相近 ,说明在这两个测点一维反演所获得地电结构模型的主要特征是可信的。而在测点 64 和 65 约 50 km 上方的电性结构与二维反演有着根本不同的特点。表现在它们都显示了厚约 45 km 的低阻层的存在 ,而二维反演仅给出在数百米至数公里存在一厚数公里之低阻层。其差别明显起因于一维反演中未加考虑的二维非均匀性的畸变影响。应该指出 ,这两个测点由平均阻抗和特征阻抗一维各向同性介质反演所给出电性分层界面与二维反演结果很相近 ,表明该反演确在一定程度上消除了横向非均匀性影响。

对于二维反演结果的第 3 个特点 ,实际上在前述一维反演结果的分析讨论中已明确指出 :其中 6 个测点揭示出地下 20 ~ 30 km 处之低阻层是模型的一个中间层(二维反演中则已接近模型底部) ,分辨较好 ;由此推断出的毛毛山断裂带以南该低阻层之高电阻率主方向为近南北方向 ,而其以北为近东西方向 ,是较为可信的。

对于二维反演结果的第 4 个特点 ,测点 62 一维反演结果在 1.2 km 下方明显显示出一个低阻层。测点 15 则无明显显示。

综上所述 ,本测区 10 个测点中仅测点 64 和 65 由于受二维构造较严重的畸变影响(测点可能离大的二维构造较近) ,一维各向异性介质反演结果与二维反演结果出入较大 ,大多数测点一维反演结果所揭示出的电导率各向异性结构的主要特征是基本可信的。

[参 考 文 献]

[1] Kellet R L ,Mareschal M ,Kurtz R D. A model of lower crust electrical anisotropy for the Pontiac Subprovince of the Canadian Shield[J]. Geophys. J. Int. ,1992 ,**111** :141 - 150.
[2] Cerv V ,Pek J ,Praus O. The present state of art long period magneto - tellurics in the Western Part of the Bohemian Massi[J]. J. Geomag. Geoelectr. ,1997 ,**49** :1559 - 1583.
[3] 林长佑 ,武玉霞 ,杨长福 ,等. 利用大地电磁测深法识别 EDA 地震电性变化前兆(英文)[J]. 西北地震学报 ,1995 ,**17**(4) 89 - 98.
[4] 林长佑 ,武玉霞 ,杨长福 ,等. 水平层状对称各向异性介质的地大电磁资料反演[J]. 地球物理学报 ,1996 ,**39**(增刊) 342 - 348.
[5] 林长佑 ,杨长福 ,孙崇赤 ,等. 二维对称各向异性介质大地电磁反演[J]. 地震学报 (待发表) .

ONE - DIMENSIONAL ANISOTROPIC INVERSION FOR
MAGNETOTELLURIC DATA IN TIANZHU - YONGDENG REGION

LIN Chang-you¹ , WANG Shu-ming¹ , SUN Chong-chi² , YANG Chang-fu³

(1. Earthquake Institute of Lanzhou ,CSB ,Lanzhou 730000 2. Earthquake Bureau of Guongdong Province ,Guongzhou 510070 3. Earth's Science Department of Zhejiang University ,Hangzhou 310027)

Abstract :The one-dimensional anisotropic medium inversion for magnetotelluric data from 10 observational sites distributed in Tianzhou - Yongdeng region is studied and compared with the results of the two-dimensional symmetrical anisotropic medium inversion in the same region. It shows that in most cases the one-dimentional anisotropic inversion could also reveal the main characters of conductivity anisotropic structure of earth's crust. Meanwhile the one-dimensional isotropic inversion could obtain reliable electrical layer boundaries by using some average and characteristic impedences ,if the method is suitable. The crustal medium conductivity obtained by the inversion probably is some averagerage value of two principal directions.

Key words : Magnetotelluric(MT) ; Anisotropic inversion ; Average impedance ; Coductivity structure