

在联邦德国沃格斯堡地区进行的 长偏移距瞬变电磁测深

吴淮均

(大港石油管理局物探公司)

摘 要

吴淮均: 在联邦德国沃格斯堡地区进行的长偏移距瞬变电磁测深, 《石油地球物理勘探》, 24(3)1989: 312~320, 329

长偏移距瞬变电磁法 (LOTEM) 的特点是发射器与接收器之间的距离大于或等于勘探深度。接地的偶极发射器向地下发射方波电流, 阶跃变化的电流在地层中感生出涡流。在接收点接收并记录涡流产生的二次场。对记录的信号进行与地震数据类似的数字处理, 从而得到有关地层电阻率分布的信息。

在联邦德国沃格斯堡地区进行了 LOTEM 试验, 由处理完成的 L8803 剖面得到了被火成岩覆盖的下伏地层的电阻率变化情况。试验表明, 瞬变电磁法有助于解决一些特殊勘探问题, 如寻找火成岩覆盖下的构造等。

关键词: 瞬变电磁测深 长偏移距 电阻率

ABSTRACT

Wu Huaijun: Long offset transient electromagnetic sounding in West Germany, OGP, 24 (3) 1989: 312~320, 329

Long offset transient electromagnetics (LOTEM) is characterized by the fact that the distance between transmitter and receiver is equal to or longer than exploration depth. The grounded dipole transmitter emits square-wave current into the earth. The current step induces eddy current in underground. The receiver records secondary magnetic field generated by eddy current. The recorded signals are processed in the way similar to seismic data processing, thus we obtain the informations about distribution of underground resistivity.

LOTEM test survey was done in West Germany. The processed L8803 profile shows the variation of resistivity of formations under-

lying an igneous body. Tests show that LOTEM is helpful to resolving some special exploration problems, for example, discovering the structure that underlies an igneous body.

Key words: transient electromagnetic sounding, long offset, resistivity

瞬变电磁测深技术起源于苏联, 目前苏联已将这种技术广泛地用于油气勘探。而在世界上其它地区, 只是近年来才开始使用这一方法。现在, 世界上有很多研究机构及企业试图使用瞬变电磁法来解决油气勘探中的一些特殊问题。试验结果表明, 瞬变电磁法对于某些特殊地质条件下的油气勘探是有效的, 如寻找火成岩覆盖的下伏构造、确定油水边界等。

作为我国与联邦德国的科隆大学、Geometra 公司合作的将长偏移距瞬变电磁测深 (LOTEM) 技术用于油气勘探试验项目的一部分, 作者参加了科隆大学地球物理与气象研究的培训及在沃格斯堡地区进行的 LOTEM 试验工作。由于我国刚刚开展这方面的工作, 希望能通过本文对瞬变电磁测深的一般原理、野外工作方法以及资料处理和解释等的介绍, 来促进该方法尽早在我国石油勘探中应用。

基 本 理 论

长偏移距瞬变电磁法的特点是发射源与接收点之间的距离大于或等于勘探深度。图 1 为典型的 LOTEM 系统装置示意图。接地的偶极发射器向地下发射数十至数百安培的方波电流, 跃变电流在地层中感生出涡旋电流, 涡旋电流随时间向下传播并向四周扩散。在接收点接收并记录涡旋电流产生的二次场。根据这些信号的幅度及形状, 可得到有关地层的电阻率信息。

LOTEM 的理论是以 Maxwell 方程拟稳定近似为基础的, 引入标量位后, 就可求解扩散方程的两个分离系统。该方法导出的方程为

$$\begin{aligned}
 U_z(r, t) &= \frac{-1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \mu_0 A e^{i\omega t} \cdot \frac{D_0 \cos \varphi}{4\pi} \int_0^{\infty} \frac{B_E(k, \omega) - k}{B_E(k, \omega) + k} k J_1(kr) dk d\omega \\
 E_x(r, t) &= \frac{-1}{2\pi i} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\omega t}}{\omega} \cdot \frac{-i\omega \mu_0 D_0}{4\pi} \int_0^{\infty} \left\{ \left[\frac{B_H(k, \omega) - k}{k_1^2} - \frac{1}{B_E(k, \omega) + k} \right] \right. \\
 &\quad \cdot \left[\frac{2}{r} J_1(kr) (2\cos^2 \varphi - 1) - 2kJ_0(kr) \cos^2 \varphi \right] \\
 &\quad \left. + \frac{B_E(k, \omega) - k}{B_E(k, \omega) + k} J_0(kr) \right\} dk d\omega \\
 &\quad + \frac{r_1 D_0}{2\pi r^3} (2 - 3\sin^2 \varphi)
 \end{aligned}$$

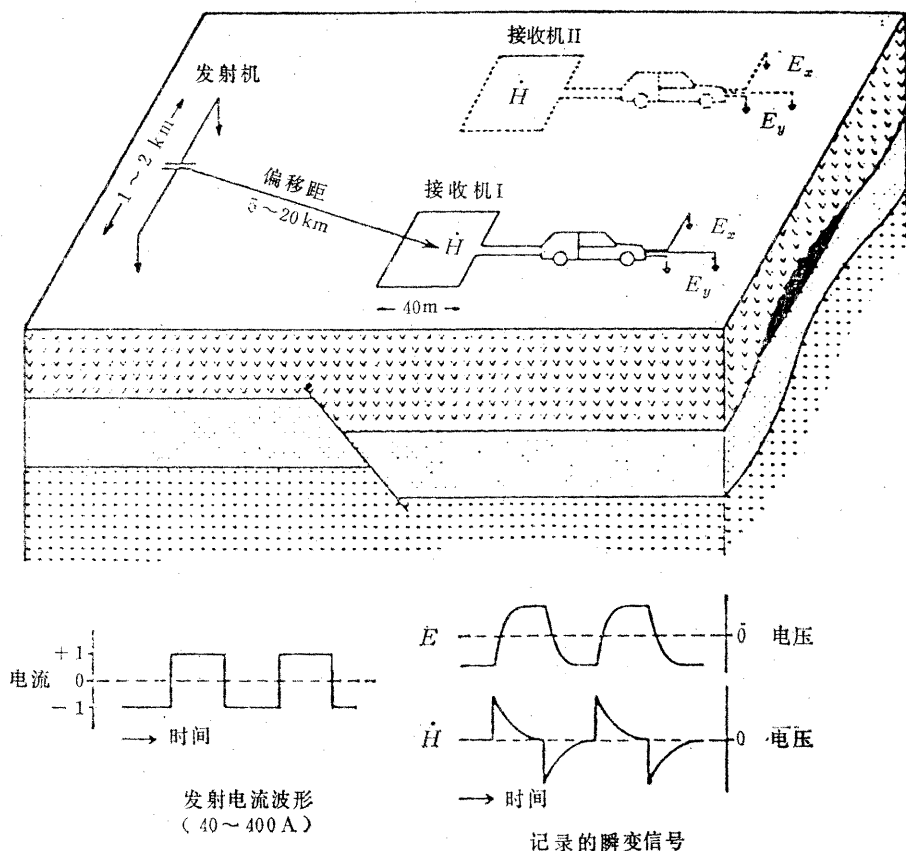


图 1 LOTEM系统装置示意图

$$E_y(r, t) = \frac{-1}{2\pi i} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\omega t}}{\omega} \cdot \frac{-i\omega\mu_0 D_0 \cos\varphi \sin\varphi}{4\pi} \int_0^{\infty} \left[\frac{B_H(k, \omega) - k}{k_1^2} - \frac{1}{B_E(k, \omega) + k} \right] \left[\frac{4}{r} J_1(kr) - 2kJ_0(kr) \right] dk d\omega - \frac{3\rho_1 D_0 \cos\varphi \sin\varphi}{2\pi r^3}$$

这里, U_r 是面积为 A 的接收线圈中感生的电压, E_x 、 E_y 是电场接收电极中测量的电压。其它的参数是: $J_0(kr)$ 、 $J_1(kr)$ 分别为第一类零阶、一阶贝塞尔函数; D_0 为发射极的偶极距 (电流乘长度); A 为接收线圈的有效面积; k 为波数; r 为发射极中点到接收点的距离; φ 为发射极中点到接收点的连线与发射偶极轴之间的夹角; ρ 为电阻率; μ_0 为真空磁导率; ω 为角频率; t 为阶跃电流接通瞬间算起的时间; $B_E = B_{E1}$, $B_H = B_{H1}$ 是在地表反复修改的阻抗, 递归地定义为

$$B_{EHM} = \alpha_M \quad \alpha_m^2 = k^2 + i\omega\mu_0 \delta_m$$

$$B_{Em} = \alpha_m \frac{B_{Em+1} + \alpha_m \tan h(\alpha_m d_m)}{\alpha_m + B_{Em+1} \tan h(\alpha_m d_m)}$$

$$B_{Hm} = \alpha_m \frac{B_{Hm+1} + \alpha_m \beta_m \tan h(\alpha_m d_m)}{\alpha_m \beta_m + B_{Hm+1} \tan h(\alpha_m d_m)}$$

$$m = M - 1, \dots, 1 \quad d_m = h_{m+1} - h_m \quad \beta_m = \delta_{m+1} / \delta_m$$

其中: M 为地层数; d 为对应的层厚; δ 为电导率。从最底层开始, 向上层递推计算, 直至计算到表面。

用以上公式可以计算出多层地层模型的响应, 这样就可以与野外实际测量的数据进行比较, 得到反演结果。通常, 将响应电压转换为视电阻率后再作反演, 这有助于把测量数据与地质情况联系起来。

视电阻率的定义是: 在相同的几何装置条件下, 所得到与测量数据相同的电压—电流关系的均匀半空间的电阻率。对于电阻率为 ρ 的均匀半空间, 在有效面积为 A 的线圈中感生的电压为

$$V(t) = \frac{3\rho D_0 A y}{2\pi r^5} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{\mu}{\sqrt{2}}\right) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} \mu \left(1 + \frac{\mu^2}{3}\right) \exp\left(-\frac{\mu^2}{2}\right) \right]$$

式中: $\mu = 2\pi r / \tau$; $\tau^2 = 8\pi^2 \rho t / \mu_0$; erf 为误差函数; y 为垂直于偶极中心的测点坐标。

如已测得 $V(t)$, 求解上式不能直接得到电阻率 ρ 。所以, 需对上式求早时 ($t \rightarrow 0$) 极限及晚时 ($t \rightarrow \infty$) 极限, 得到半空间 (HS) 的感生电压

$$V(t)_{\text{ET}}^{\text{HS}} = \lim_{t \rightarrow 0} V(t) = \frac{3D_0 A y \rho}{2\pi r^5}$$

$$V(t)_{\text{LT}}^{\text{HS}} = \lim_{t \rightarrow \infty} V(t) = \frac{D_0 A y}{40\pi\sqrt{\pi}} \cdot \frac{\mu_0^{5/2}}{\rho^{3/2} t^{5/4}}$$

现在可计算早时视电阻率 ρ_a^{ET} 及晚时视电阻率 ρ_a^{LT} :

$$\text{由 } \frac{\rho_a^{\text{ET}}}{\rho} = \frac{V(t)_m}{V(t)_{\text{ET}}^{\text{HS}}} \quad \text{得} \quad \rho_a^{\text{ET}} = \frac{2\pi r^5}{3D_0 A y} V(t)_m$$

$$\text{由 } \frac{\rho_a^{\text{LT}}}{\rho} = \left(\frac{V(t)_{\text{LT}}^{\text{HS}}}{V(t)_m} \right)^{2/3} \quad \text{得} \quad \rho_a^{\text{LT}} = \left(\frac{D_0 A y}{40\pi\sqrt{\pi} V(t)_m} \right)^{2/3} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3}$$

这里 $V(t)_m$ 为实测电压。

在实际工作中, 电场测量数据一般不转换成视电阻率。

野 外 工 作

野外测量工区位于联邦德国法兰克福市东北方向大约 60km 的沃格斯堡地区。野外队共 13 人, 由科隆大学地球物理研究所的研究人员, 西德 Geometra 公司的技术人员及 3 名中国地球物理工作者组成。这次 LOTEM 野外试验的目的是在玄武岩覆盖地区采集数据, 与以前在该区测量的几条剖面相比较, 试图查清火成岩以下的地质构造形态。

在 12 天的野外工作中, 共测量 65 个点, 采集了 8 850 个瞬变信息, 其中 12 个点

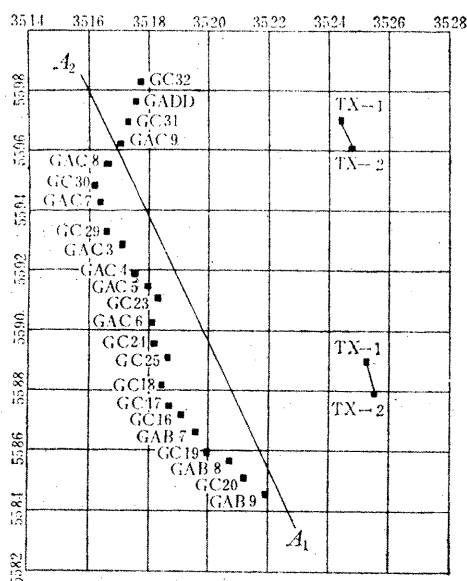


图2 发射器及部分测点位置图

同时进行了电场测量。发射器位置及部分测点位置示于图2。

在该工区共建立了两个发射器，偶极长度为1km左右。建立两个发射器的目的是检验野外工作的可靠性。在测量中，对一些点的数据用两个发射器进行重复测量，反演后应得到同样的结果。

LOTEM野外系统组成见图3。发射器使用了一台70kW三相发电机，在同步时钟控制下，通过开关箱体向接地偶极发射方波电流。接收仪器是由科隆大学地球物理研究所研制，西德Metronix公司生产的DEMS-IV。在每天工作前，对接收仪和发射器上的时钟进行同步检查。由感应线圈接收的信号通过前放箱体后送入

DEMS-IV接收仪。信号首先放大，然后通过计算机转变为数字信号输入硬盘存储。操作人员通过图形显示器监视数据质量，对于质量太差的瞬变信息可以随时抹掉。

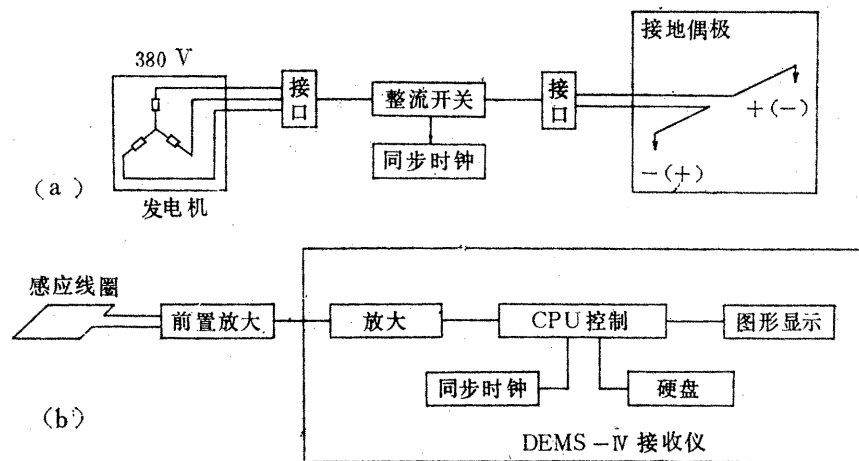


图3 发射器(a)和接收器(b)系统框图

为了节省时间，在工区附近租用房间建立了处理中心，处理中心使用 Micro VAX II 计算机。在每天工作结束后，将原始数据从硬盘输入到计算机记录到磁带上保存。利用晚上及第二天白天进行数据处理及反演。

资 料 处 理

野外采集的原始瞬变数据，用与地震数据处理类似的叠加前及叠加后处理软件进行处理。然后转换为视电阻率，形成用于反演的 ASCII 文件。科隆大学的 LOTEM 处理

软件包见图4。

在叠加前, 要去除瞬变中的噪声。对于周期性噪声, 首先进行频谱分析确定噪声频率, 选择适当的陷波频率或低通截止频率。图5是两个例子, 从频谱分析中可以看出:

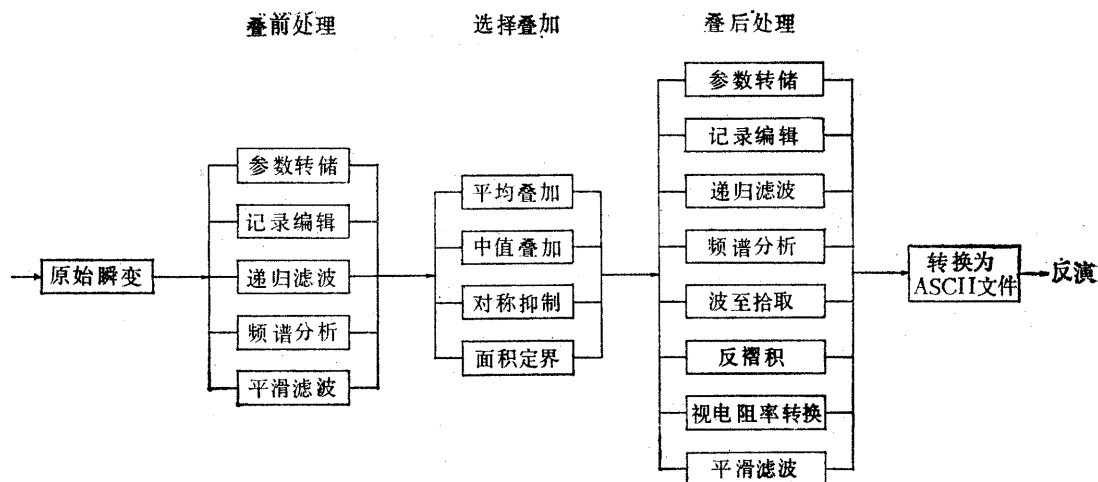


图4 LOTEM处理程序框图

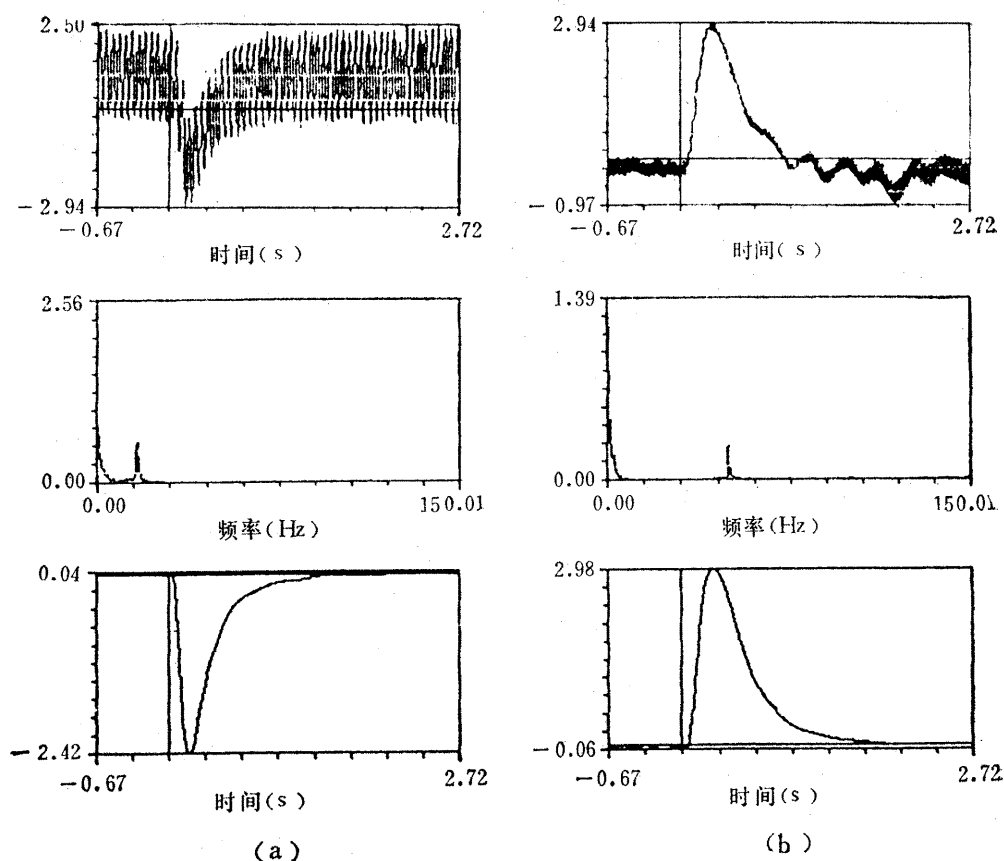


图5 两个实例: 测点GADD (a) 和GC29 (b)

测点 GADD 在频率 16.7Hz 处有一干扰; 测点 GC29 则有明显的 50Hz 交流干扰。图 5 的下方是瞬变经选择叠加处理后的波形, 可以看出信噪比有明显的改善。

叠加前还需要进行去除直流电平、平滑等处理, 具体处理流程视数据质量而定, 信号中的随机噪声通过选择叠加去除。图 4 中的选择叠加处理包括几种选择叠加算法, 较常用的有对称抑制叠加及面积定界叠加。图 6 为对称抑制, 将所有瞬变对应样点的幅度进行分选、按大小排列, 然后两边各切除一定百分比的样点 (例子中为 20%), 再求取剩余样点的平均值。图 7 是面积定界抑制, 图的右边是对样点在某一幅值对应的样点个数进行统计, 求取统计曲线的面积, 然后按预先确定的面积百分比 (例子中的百分比为 60%) 划定图中的阴影部分, 去除阴影部分以外的幅值样点, 求取保留幅值样点的平均值。选样叠加可以将信噪比提高一个数量级以上。图 8a 是平均叠加结果, 图 8b 是同样数据用选择叠加处理结果, 信号质量有明显的改善。

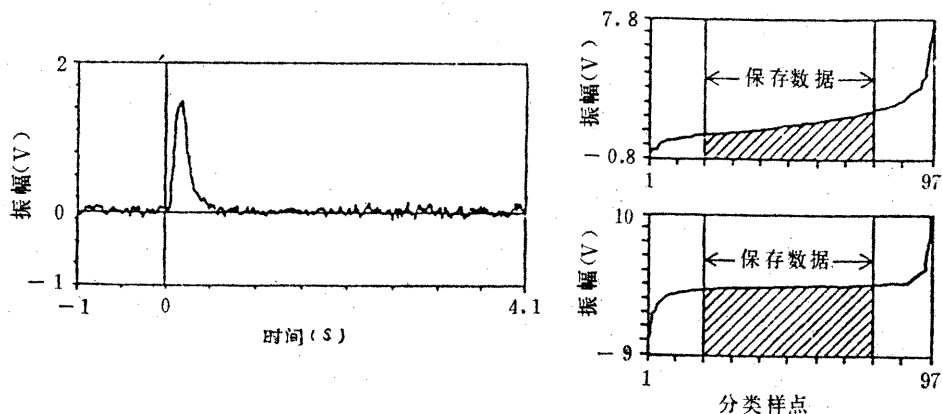


图 6 60%对称抑制

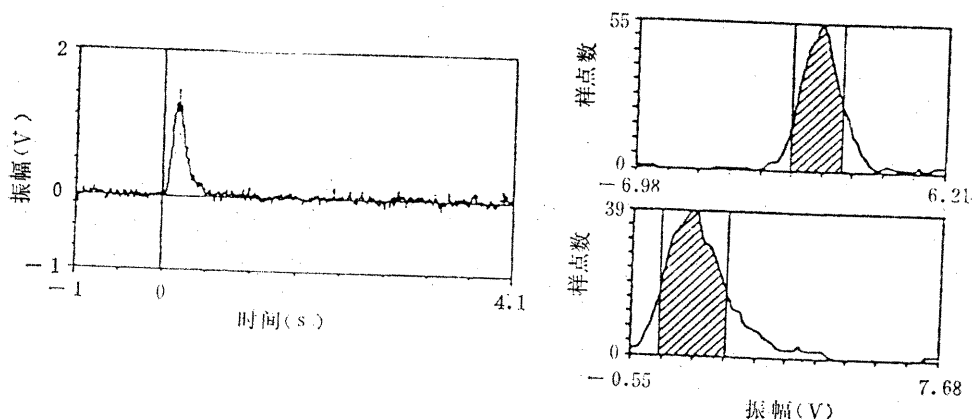


图 7 60%面积定界抑制

叠加后的数据, 可以再次进行频谱分析、滤波、平滑等处理。最后要转换成视电阻率, 同时打印出系统参数以供参考。图 9 是测点 GC29 转换成的视电阻率曲线。由于测量数据是经过放大、滤波后得到的, 所以应通过反褶积来消除系统的影响。但将时域的

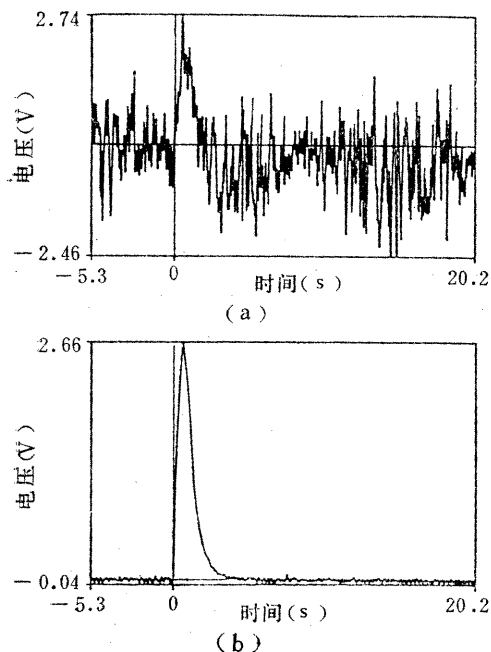


图8 平均叠加(a)和选择叠加(b)

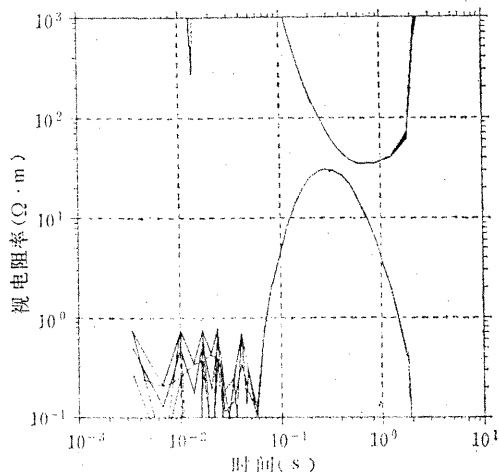


图9 测点GC29视电阻率曲线

反褶积运算变换为频域的除法运算会引起瞬变数据的不稳定,因而通常使用模型数据与系统响应进行褶积运算,然后再用于反演。

资 料 解 释

这次在沃格斯堡地区进行的试验,共完成三条剖面。由于时间关系,我们在科隆大学仅处理解释了工区西部的 L8803 剖面(见图 2),剖面上各测点均投在 A_1A_2 线上。

瞬变电磁法资料的解释主要是通过反演来进行,即根据已知的地质、地球物理信息,特别是测井资料,确定最佳的起始模型,进行反演得到最终电阻率剖面。

沃格斯堡地区为第三纪渐新世至中新世玄武岩所覆盖,火成岩厚度的横向变化很不均匀,从数十米到一千米以上不等。在剖面位置没有一口井穿透了火成岩,所以找不到测井资料帮助反演。根据区域内现有钻井地质资料,并结合以前在该地区进行的 LOTEM 试验,通过多次正演,确定使用四层模型。由于地层横向的不均匀性,各测点在反演前均通过正演确定最佳起始模型。图 10 左是测点 GC16 的反演结果,图中的点为测量数据,曲线为模型计算结果,可见曲线拟合得很好;图 10 右是地层模型。图 11 为 L8803 测线(北段部分)最终电阻率剖面,对剖面分析可得以下结论:

1. 剖面的最上一层电阻率在 $6 \sim 60 \Omega \cdot m$ 左右,可能对应于玄武岩覆盖层。
2. 第 2 层电阻率在 $30 \sim 60 \Omega \cdot m$ 之间,可能对应于早三叠系及上、下二叠系蒸发岩地层。
3. 在距地表 $1 \sim 2 km$ 深处发现一低阻薄层,厚度在 $200 m$ 左右,这层需要进一步研

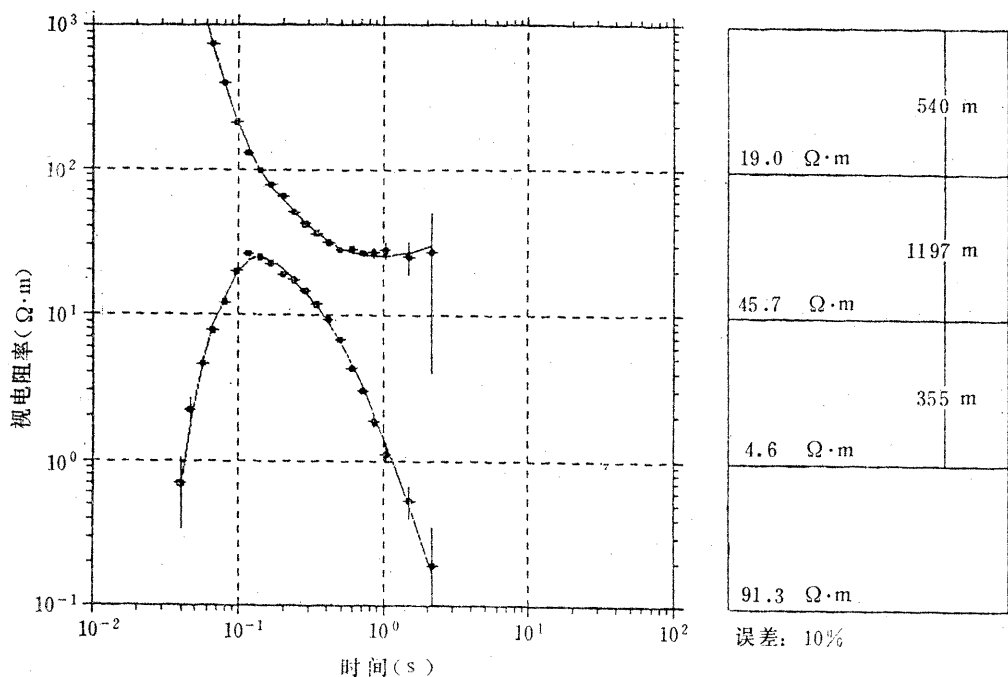


图 10 测点GC16反演结果(左)和地层模型(右)

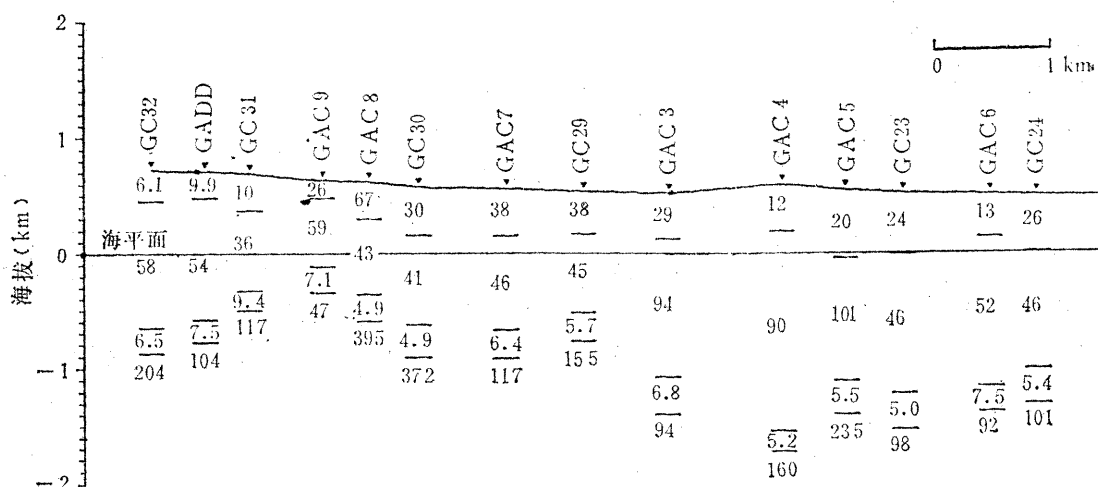


图 11 L8803测线电阻率剖面

(图中数据为电阻率值, 单位 $\Omega \cdot m$)

究, 以确定其地质年代及其岩性。

4. 第4层基底电阻率在 $100 \sim 400 \Omega \cdot m$ 之间, 这层的岩性及地质年代也不清楚。

5. 在剖面上有一个明显的不连续点, 从测点 GAC3 向南, 第2层的厚度平均比北段大 400 m 左右。值得注意的是从该测点向南均是用另一发射器测得的数据, 所以不连续点可能代表地层的实际变化也可能是由于发射器不同所造成的。判断产生不连续点的原因, 是下次在该地区测量的任务之一。

(下转第 329 页)