

唐山地震区地壳电性结构及 MT 探索 潜在震源的可能性

秦馨菱¹⁾ L. B. Pedersen²⁾ 赵玉林¹⁾ 张 平²⁾

钱复业¹⁾ 钱 卫²⁾ 李正南¹⁾ 杜静娴¹⁾

1)中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2)瑞典乌普萨拉 75122, 乌普萨拉大学固体地球物理系

摘要

在唐山地震区及其外围用数字大地电磁测深仪测量结果表明, 在低电阻沉积表层下, 地壳分为两层: 高电阻的上地壳及低电阻的下地壳。高阻上地壳在地震区呈透镜状, 其东、南、西三面为断层所切。唐山主震及其绝大多数余震即发生在这高阻上地壳内, 而低阻下地壳内余震则甚少, 主震位于高阻上地壳底面 C 向下凸出的部位。居里等温面深度变化及余震深度下限的起伏与界面 C 的下凸相吻合。因此, 无论从竖向分层还是从横向非均匀性上看, 唐山主震及其大多数余震都与高阻上地壳密切相关。

岩石力学性质从上地壳的脆性变为下地壳的延性, 主要由于围压的增加、矿物的变化、温度的升高及孔隙压力的适当分布等因素联合作用的结果。考虑到岩石电性主要受岩石中的温度和自由水含量的控制, 少量水的存在及温度的升高可使岩石电阻率明显降低, 而岩石电性对所受静压力、矿物成分等因素的变化则不甚敏感, 故推论无论从竖向分层, 或从横向非均匀性上看, 地壳中介质的高电阻与其脆性, 低电阻与介质的延性, 在成因上是有联系的, 从而显示出地壳电性结构与潜在震源危险带之间可能有内在联系。

关键词 唐山地震; 电导率结构; 大地电磁测深; 潜在震源

一、前 言

为了解 1976 年唐山强烈地震发生的地壳电性环境, 特别是震中区与其外围地区地壳电性是否存在横向差异, 即探索潜在震源的电学标志, 国家地震局地球物理研究所与 Uppsala 大学固体地球物理系合作, 于 1985—1986 年在唐山地震区及其周围地区开展了大地电磁测深(MTS)研究, 共做 31 个测点, 测点位置及测区地质构造如图 1 所示。本文只涉及到唐山附近部分测点的结果。

二、MTS 测量及资料情况

本次测量所用仪器为 Uppsala 大学改进的数字化 MT 采集系统, 同时记录三个磁分

1988 年 10 月 15 日收到本文初稿, 1990 年 5 月 8 日决定采用。

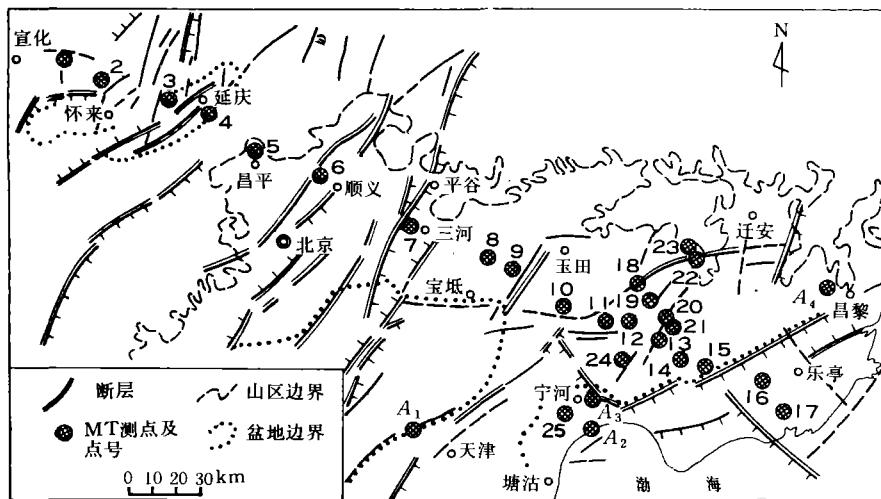


图1 测点位置及测区地质构造

量和二个电水平分量。电磁信号经放大、滤波和 A/D 转换系统,由可编程微机控制自动记录在四轨高密度磁带上。与此同时还进行部分资料的现场实时处理。仪器记录的周期范围为 0.1—3600 s。通常分为两个波段,短周期 S 段从 0.1—10 s,采样间隔为 0.01562 s;长周期 L 段为 2—3600 s,采样间隔为 0.5 s。通常 S 段记录时间长度为 30 min,L 段记录时间为 15—18 h。一个测点至少记录 S 段讯号二次和 L 段讯号一次。

大地电磁法确定地球电阻率,基于在一个测点同时记录地球电磁场水平分量随时间的变化,所观测的时间序列,在去掉超格数据和长期飘移之后,富氏变换到频率域。不同频率由不同资料长度(从 2048 到 8192 个样本),按 Jepsen 和 Pedersen 程序^[1]计算平均功率谱,选取相干度高于 0.8 的数据段加以平均,计算各点张量阻抗 Z 。 Z 与电磁场水平分量 E 和 H 有如下关系:

$$E = Z H$$

其中

$$E = \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} \quad H = \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

而

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

进而计算出用做反演的基楚资料。视电阻率 ρ_{ij} 和相位 ϕ_{ij} 对周期 T 的关系曲线:

$$\rho_{ij} = |E_{ij}|^2 / \mu_r \omega$$

和

$$\varphi_{ij} = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})}$$

其中 $i=x, y$; $j=x, y$; 但 $i \neq j$. 相对导磁率 μ_r 取为 1, $\omega = 2\pi/T$.

作为例子, 图 2 给出一个测点平均(有效)大地电磁测深视电阻率曲线和相位曲线. 反演时同时拟合视电阻率和相位二条曲线, 其结果优于过去国内仅用视电阻率曲线反演的结果.

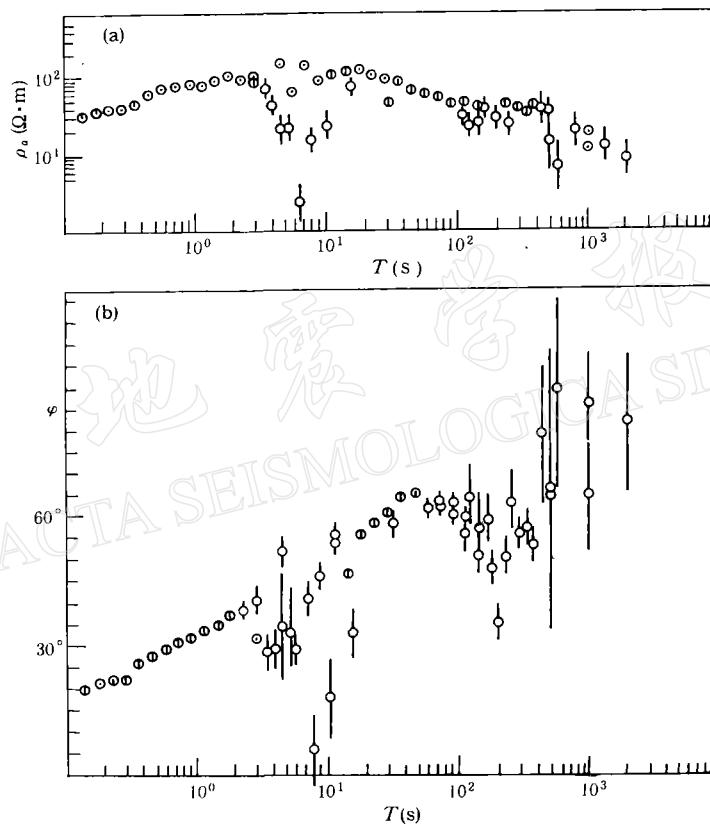


图 2 青甸(8号)测点平均(有效)MTS 视电阻率曲线(a)及相位曲线(b)

位于唐山震中区的测点, 受唐山电厂的干扰, 在周期 $1—10$ s 段资料污染严重. 小于 1 s 干扰场可视为远场(例如定义 $r \geq 2\delta$ 为远场条件, 当取源的距离 $r \geq 10$ km, 均匀半空间电阻率为 $100 \Omega \cdot m$, $T = 1$ s 时, 得趋肤深度 $\delta = 5$ km), 正常 MT 理论适用. 由于天然平面波场在周期大于 1 s 时振幅随周期加大, 干扰场(偶极子近场)幅度与周期无关, 保持某一定值. 因而, 当 T 大于某一周期 T_N 时, 偶极子干扰场对平面波场可忽略, 又可应用正常 MT 理论¹⁾. 所以对这些点资料在删除受污染的周期段后, 可按正常 MT 进行反演. 另一方面, 还用我们所发展的一种新的工业干扰源大地电磁法(IIMT)²⁾对这些点资料进行解释¹⁾, 即把干扰

¹⁾ 张洪魁等, 1990. 工业干扰源大地电磁法及其在唐山地震区的应用. 国家地震局地球物理研究所, 硕士论文.

源等效为一水平电偶极子,用有平面波存在时偶极子近场理论解释实测资料所表现出的源距离 r 与特征周期 T_0, T_c 之间的分布规律,既求出等效偶极子位置等源参数,又分析得出地壳电性结构。把 IIMT 结果与删除过工业污染段后的正常 MT 反演结果对比,给出震中区的地电断面。

三、MT 结果

图 3 和图 4 给出唐山地震区周围一些点的 MT 视电阻率曲线,其中图 4 是从图 3 中 MTS 曲线删掉工业干扰段得到的。从图中可以看出这些点不仅各周期视电阻率的误差很小,

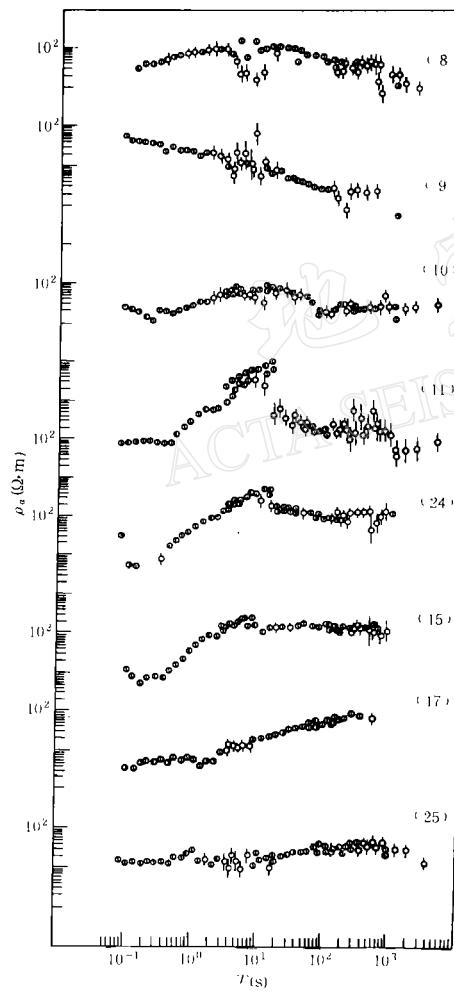


图 3 唐山地震区 MTS 视电阻率曲线

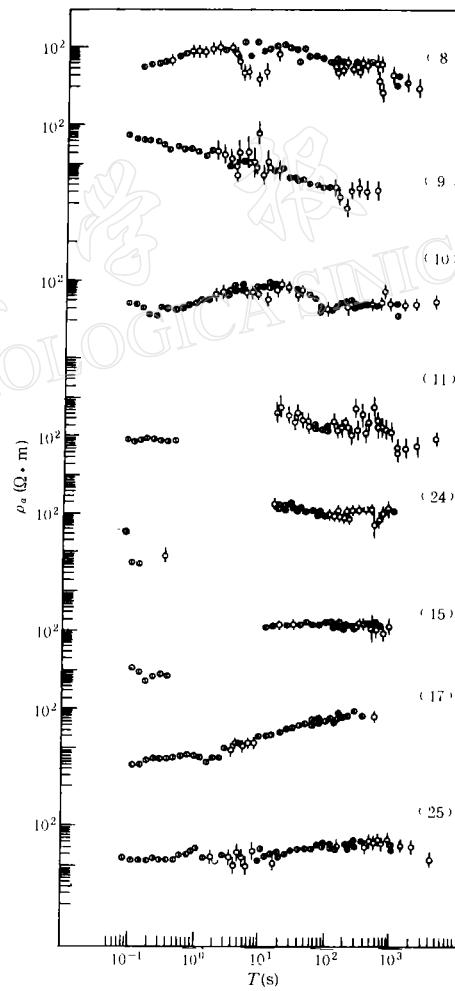


图 4 震中区除掉工业干扰段的 MTS 曲线

而且相邻测点曲线形态可以对比,从而表明记录质量可靠,资料客观。位于震中区的 11 号、24 号点与其外围的 9、17、25 号点相比,从视电阻率值的大小,或曲线类型上看都有明显差别。

例如,周期100s的视电阻率,在唐山震中区的点均高于 $100\Omega\cdot m$,而外围的点均低于 $100\Omega\cdot m$,9号点仅数 $\Omega\cdot m$.从曲线类型上看,震中区测点属KH型,而震中区西侧9号点属QH型,东侧17号点及南侧25号点属AK型.曲线类型及长周期视电阻率值的差别,意味着震中区与其外围的地壳电性结构有所不同.

用Johanssen一维自动反演程序^[3],对大体平行构造走向的视电阻率曲线和相位曲线同时拟合,图5是这些点的一维反演结果.从图可见,表层为低阻沉积层,电阻率为 $20-70\Omega\cdot m$,此层参数主要是根据直流电测深曲线(图中注明DC)求得的,该层厚度变化较大,震中区约为数百m至1.5km,外围有的测点可达数km.其下为高阻上地壳,电阻率为 $300-1200\Omega\cdot m$;再下则是低阻下地壳,电阻率为 $8-30\Omega\cdot m$.在唐山震中区外围,低

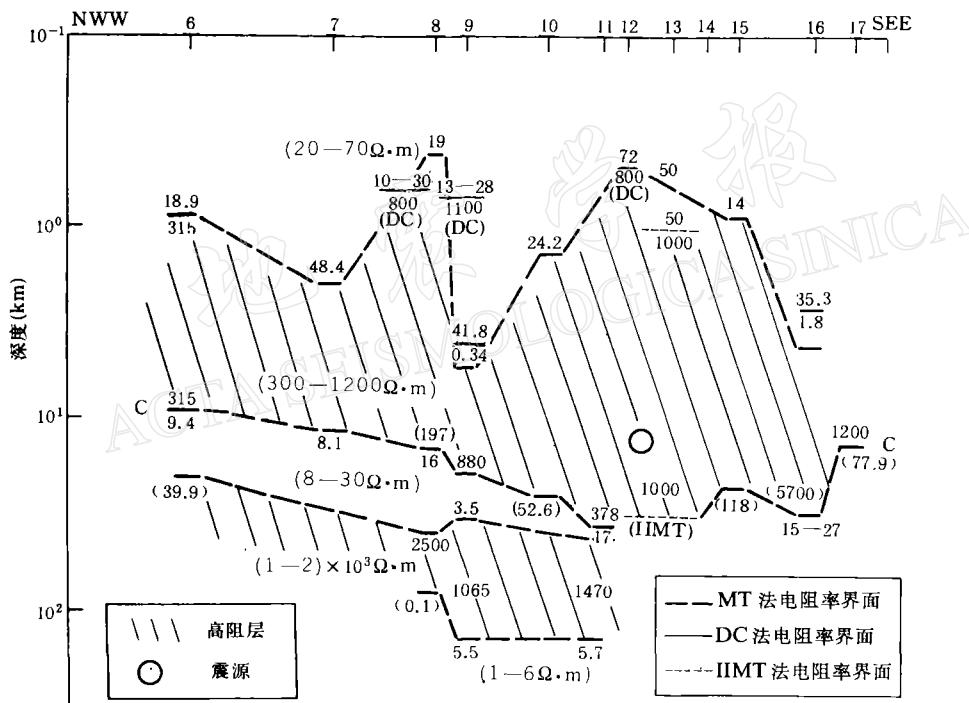


图5 唐山地震区地壳电性结构

阻下地壳与其上高阻层分界面C的深度较浅,约为13—20km.而在唐山震中区界面C的深度较深,按去掉工业干扰段的MT资料反演,此界面的深度为22—36km.按IIIMT三层模型,此界面深度为31km.从而表明界面C在唐山震中区比其外围约深10km.在唐山地震区周围水平距离不太大的范围内,此界面深度变化10km,推测为断层所致,即唐山地震区东、南、西三面为断层所限,断层至少延至界面C.

至于低阻下地壳的厚度,经用视电阻率曲线与相位曲线联合反演,发现唐山周围大部分测点此层厚度为13—26km,其埋藏深度相当于下地壳范围.此层个别测点自动反演虽

给出3—4km厚的薄层,但电阻率太低,且误差很大,基本不能提供可信的层厚信息。如果参照周围测点,设定这几个点该层电阻率值,则该层厚度增加,在相当整个下地壳深度范围内便全是低电阻的。此时该层厚度误差大为减小,说明资料已能给出该层厚度信息。因此我们认为,在唐山周围地区,地壳内低阻层很可能不是几km的薄层,而是一厚层,即在相当整个下地壳的深度范围内,介质电阻率均为 $8\text{--}30\Omega\cdot\text{m}$ 。

唐山及其周围地区地壳低阻层底面深度约为34—40km,此低阻层下为(1—2) $\times 10\Omega\cdot\text{m}$ 的高阻层。在约10²km深度显示出有电阻率为1—6 $\Omega\cdot\text{m}$ 的上地幔高导层存在。

本文还用部分测点 ρ_a-T 曲线45°上升渐近线、MT一维反演结果按式 $S_1=h_1/\rho_1$ 及直流垂向电测深反演结果,按式 $S=\sum h_i/\rho_i$ 三种方法,求得上地壳高阻层以上总纵电导G值。构制的等S平面图如图6所示。从图可见,三种方法在同一测点或相距较近测点,求得的S值是相当一致的,从而表明所求S值是可信的。从等S线看出,唐山地震区为一高阻隆起区,与其东、南、西三面低阻凹陷区形成明显对比。高、低阻区之间推断为断层接触。

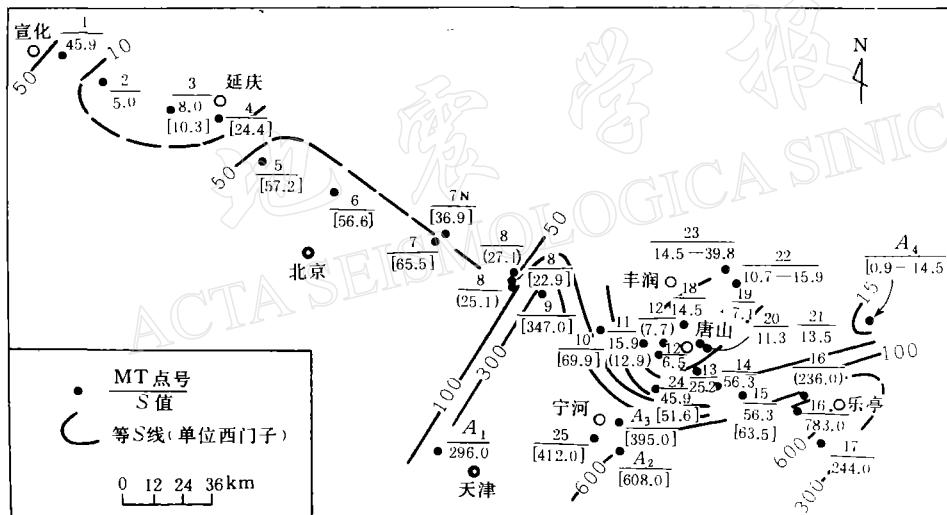


图6 唐山地区总纵电导等值线图(S 单位为西门子)

综上所述得出:(1)唐山震中区及其周围地区,除低阻沉积表层外,上地壳是高电阻层;下地壳是低电阻层。这一结果与文献[4]中综述日本等地的下地壳是低电阻层结果基本吻合。(2)上、下地壳高、低阻界面C的起伏较大,以唐山地震区为最深,比其外围约深10km。(3)高阻上地壳厚度表现出明显的横向变化,以唐山地震区为最厚,不仅高阻层顶面隆起,而且高阻层底面C下凸。从地震区向东、南、西三侧高阻层明显变薄,推断地震区东、西、南三侧断层至少延至高阻层底面C,地震区与其外围地壳可能属不同类型。

四、讨 论

图7给出根据航磁异常谱分析确定的居里点等温面深度^[5]与MT结果对比图。从图中可

见在唐山震中区居里点等温面最深,可达26km.在其东、南渤海边为16km,在其西侧宝坻北为18km.即唐山震中区居里点等温面较其东、南、西三侧约深10km,与MT结果吻合.从而表明,在唐山地震区与其外围,上下地壳高、低阻分界面C的横向不均匀可能与温度的横向非均匀有关.

图8给出唐山余震深度下限起伏^[5,6]与高阻下界面C的深度变化对比图.从图可见,余震深度下限在唐山震中区比其外围明显偏深.MT结果恰与此情况吻合,即在余震深度下限偏浅的外围,25,A₃,17号等测点用MT法求得的高阻上地壳底面C也偏浅;位于余震深度下限偏深的震中区的测点11,15,其高阻上地壳底面C也偏深.

图9给出1976年7月28日至1979年12月31日震源深度大于30km,震中误差不大于5km的唐山余震分布^[8]与上地壳高阻层以上纵总电导等S线的对比.从图可见,所有

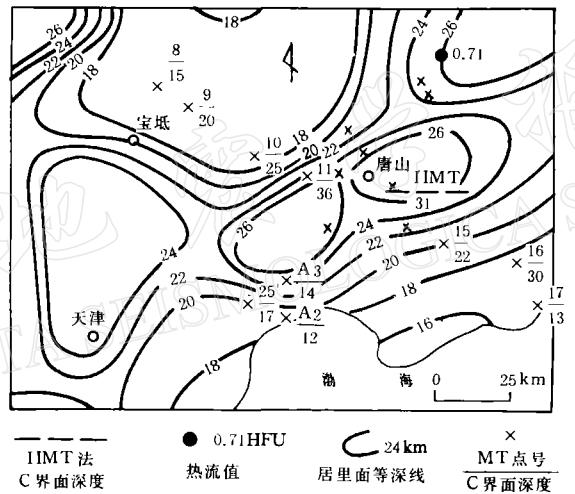


图7 唐山地区居里面等深线^[5]与MT结果对比图

震源深度大于30km的余震,均落在高阻隆起区,而等S线大于300S的低阻凹陷区内,竟无一深余震.其中有有意思的现象是,编号为27的余震.按出版的地震目录^[8],在低阻凹陷区内的林亭口东南27'处.经河北省地震局测震组复查该震的原始记录,发现文献[8]中该地震的经度有误,更正后,此深余震应位于图中27处,即位于高阻上地壳隆起区.

综上对比结果表明:(1)唐山地震及其大多数余震均发生在高阻上地壳内,低阻下地壳内余震甚少.(2)唐山主震震源区与其外围相比,在电学性质上显示出明显的横向非均匀性,唐山主震发生在高阻上地壳下界面C向下突出的部位,其东、南、西三侧C界面的埋深均较浅,可能为深断裂所切.(3)唐山震中区与其外围相比,上地壳高阻层底面C的横向起伏与居里点等温面深度的变化吻合,表明电阻率的横向不均匀性与温度的横向非均匀有关.

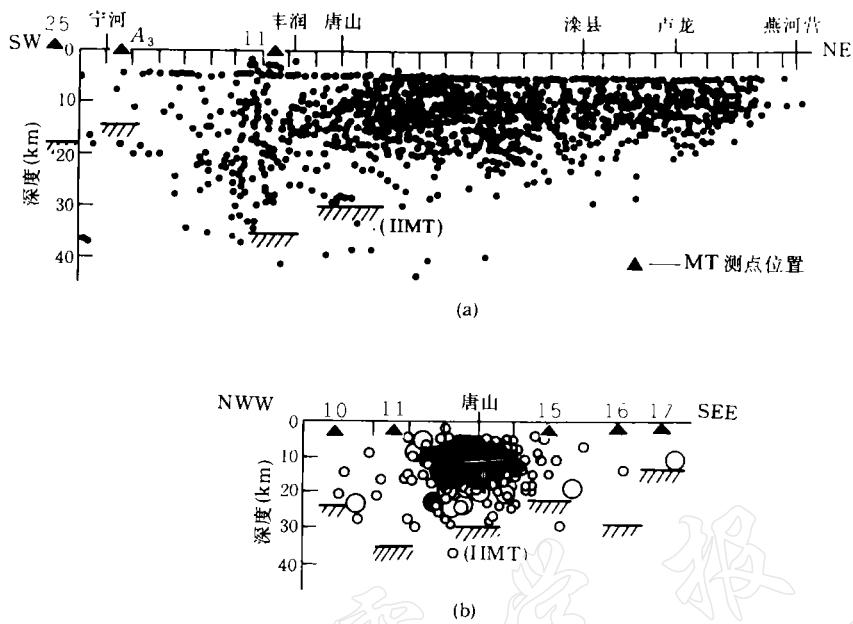


图8 唐山余震震源深度下限与土地光高阻层底面C的深度对比图
 (a) NE剖面^[5] (b) NWW剖面^[6]

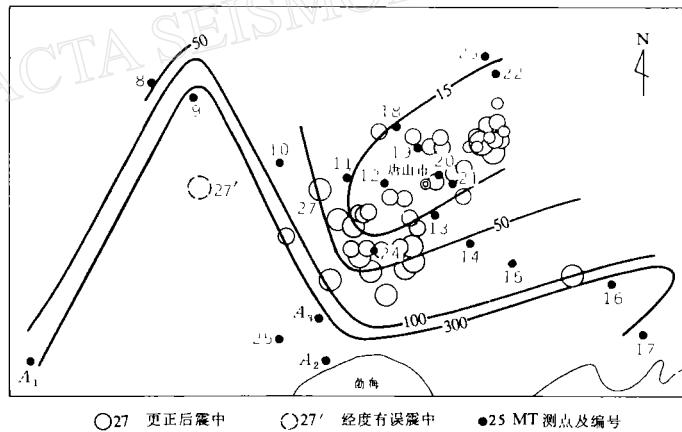


图9 震源深度大于30km的唐山余震分布与等S线对比图

文献[9]指出,在地壳下部,地震消失,形变主要是非线性蠕动,即延性代替了上部地壳的脆性形变。这种脆性到延性的过渡可能是由于各种因素联合作用的结果,如随深度的增加围压升高,矿物成份发生变化,温度增高和孔隙压力的存在与适当分布等。文献[10]指出,温度的升高和少量水的存在,可使岩石电阻率急剧降低可达数个量级,而电阻率对压力的增高及矿物成份的变化等因素则反映不敏感。因而我们推论,在力学性质上,地壳中岩石从脆性过渡到延性,不论竖向或横向,都与其电学性质从高阻过渡到低阻,有着成因的

联系。故作者认为, 地壳电结构与潜在震源危险带之间可能存在内在联系。

五、结束语

唐山地震区的大地电磁测深研究表明, 除低阻沉积表层外, 在高阻上地壳下还有一厚度为 10—20km 的低阻层, 其埋藏深度相当下部地壳。高阻上地壳在唐山地震区厚度最大, 不仅其上界面隆起, 而且下界面 C 向下突出, 约比其周围深 10km。唐山主震即发生在 C 界面向下突出的部位, 其东、南、西三面为断裂所切。居里等温面的深度变化及唐山余震深度下限的起伏与地壳中高、低阻分界面 C 的变化吻合, 无论从竖向还是从横向均显示出地壳的电学性质与其力学性质有密切的联系。认为地壳电阻率的此种分层及其横向非均匀性可为探索潜在震源研究提供有益资料。

尽管本次大地电磁测量结果的解释还只是初步的, 大地电磁法测深还受到工业干扰, 近地效应及海洋区域影响等不少问题有待研究解决, 但由于岩石电阻率对孔隙度、含水量及温度等因素反映敏感, 故而在了解地壳和上地幔结构, 特别是对地震发生有关的深部结构、状态等构造动力学问题, 大地电磁法已显示出一定前景。

本项研究由中国地震科学联合基金会及瑞典国际开发局(Swedish International Development Authority)资助。

参考文献

- [1] Jepsen, J. B. and Pedersen, L. B., 1981. Evaluation of tensor AMT measurement system. *Geoskrifter*, No. 15 1—67. Laboratory of Geophysics, Aarhus Univ., Aarhus, Denmark.
- [2] Qian, W. and Pedersen, L. B., 1991. Industrial interference magnetotellurics: An example from the Tangshan area, China. *Geophysics*, **56**, 265—273.
- [3] Johanssen, H. K., 1977. A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth. *Geophys. Prosp.*, **25**, 667—691.
- [4] Yukutake T. 1985. A review of studies on the electrical resistivity structure of the crust in Japan. *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 345—364.
- [5] 郝书俭、高华根、王春华, 1982. 京津唐地区居里等温面及其与地震的关系. 地球物理学报, **25**, 254—269.
- [6] 张嘉延, 1981. 唐山强余震前震源深度的变化. 地震, **5**: 1—10.
- [7] 于新昌、靳雅敏, 1986. 唐山地震序列的空间活动指数. 华北地震科学, **4**, 4, 127—134.
- [8] 河北省地震局编, 1980. 唐山地震目录(1976年7月—1979年12月). 地震出版社, 北京.
- [9] Nur, A., 1974. Tectonophysics: the study of relations between deformation and forces in the earth. *Proc. Third Congress of the International Society for Rock Mechanics, Denver, in Advances in Rock Mechanics*, **1**, Part A, 243—317. National Academy of Sciences, Washington D.C.
- [10] Olhoeft, G. R., 1981. Electrical properties of granite with implications for the lower crust. *J. Geophys. Res.*, **86**, B2, 931—936.

CONDUCTIVITY STRUCTURE OF CRUST IN THE TANGSHAN SEISMIC AREA AND THE POSSIBILITY OF EXPLORING POTENTIAL SEISMIC SOURCES BY MAGNETOTELLURIC METHOD

Xinling Qin¹⁾ L . B . Pederson²⁾ Yulin Zhao¹⁾ Ping Zhang²⁾ Fuye Qian¹⁾

Wei Qian²⁾ Zhengnan Li¹⁾ and Jingxian Du¹⁾

(1) Institute of Geophysics ,State Seismological Bureau ,Beijing 100081, China

(2) Department of Solid Earth Geophysics ,Uppsala University ,Uppsala 75122 ,Sweden

Abstract

It is shown by the result of digital magnetotelluric soundings in the Tangshan seismic area and its surrounding regions that the crust under the surface conductive sediments is divided into two layers, i . e . , the resistive upper crust and the conductive lower crust. The upper crust wherein the Tangshan main shock and most of the aftershocks occurred is a convex lens- like body which is cut by faults at the east, south and west sides. The focus of the main shock was located at the position of the downward depression of the resistive upper crust while the spatial variation of Curie point isothermal surface and the deepest limit of the depths of aftershocks coincide with the downward depression of the bottom of the resistive upper crust. Thus, the Tangshan main shock and most of its aftershocks were related closely to the resistive upper crust from the view points of either vertical layering or lateral variations. And there were only a very few aftershocks in the conductive lower crust. The mechanical property of the rocks transforms from being brittle in the upper crust into ductile in the lower crust mainly due to the combination of different factors, e . g ., increase of confining pressure, change in minerals , rise in temperature as well as existence of pore- pressure. A small amount of water and a rise in temperature may lead to noticeable falling of the electric resistivity within the rock while a change in the static pressure and mineral content within the rock causes very little change in the electric resistivity. Thus it is deduced that a resistive upper crust and a more conductive lower crust from the view points of either vertical or lateral variations are related genetically to the brittle and ductile properties respectively . Hence it is possible that there is a relationship between the electric structure of the crust and zones of potential seismic hazard.