

文章编号: 0258-7106 (2004) 03-0383-07

## 铜陵矿集区地壳浅表结构的地震层析研究\*

史大年<sup>1</sup> 吕庆田<sup>1</sup> 徐明才<sup>2</sup> 赵金花<sup>1</sup>(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所,  
河北 廊坊 065000)

**摘 要** 为了给铜陵矿集区成矿理论研究提供更多的地壳浅表结构信息, 以及试验地震层析成像方法在金属成矿区的应用效果, 利用高精度反射地震资料中的初至波走时数据, 对铜陵矿集区地壳浅表结构进行了层析成像试验研究。结果显示: 矿集区浅表地壳的速度分布存在着丰富的结构变化特征, 层析结果给出的速度变化特征与地表观察到的地质、构造、岩体和矿体分布存在着良好的对应关系。研究结果表明, 初至波走时层析成像方法可以为深部隐伏矿床的勘探研究提供丰富的地壳浅表结构信息。笔者认为, 今后还应考虑同时采用初至波和反射波走时(甚至波形)资料进行层析反演的方法, 来进一步提高较深部(>500 m)地质目标的分辨能力。

**关键词** 地球物理 地震层析成像 地壳浅表结构 铜陵矿集区**中图分类号**: P631.4**文献标识码**: A

近十年来, 随着我国国民经济持续高速发展, 传统大型矿山基地资源储量的日渐衰竭, 扩大矿山基地深部及外围的金属储量, 已成为稳定传统矿山基地和保障国民经济可持续发展的重要任务。如何提高在结晶岩地区寻找深部隐伏矿床的勘查水平, 一直是摆在勘探地球物理工作者面前的一个重要研究课题。2002 年底, 在国土资源部的资助下, 中国地质科学院矿产资源研究所、地球物理地球化学勘查研究所和江苏油田安徽勘探处等单位共同合作, 从成矿动力学理论研究的实际需要出发, 在安徽铜陵矿集区进行了反射地震研究试验(吕庆田等, 2003; 2004; 见图 1), 项目设计中的一个重要研究内容是采用目前国际上先进的地震层析成像的数据处理方法来加强对矿集区地壳浅表结构的研究。

将地震层析成像方法应用到勘探地球物理领域可以追溯到上个世纪 80 年代(Bishop et al., 1985), 应用在金属矿勘查研究中也有着成功的先例(如 Gustavsson et al., 1986)。长江流域规划办公室和西安煤炭研究所分别对长江三峡和大同煤矿进行过地震层析成像试验, 原地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所也在金属矿上进行了少量的试验, 但正式报道较少。90 年代以来, 地震层析成像在理

论、方法和技术方面都得到了突飞猛进的发展(Zhao et al., 2000; Nabighian et al., 2002), 对认识地球以及在资源勘探、工程勘探、环境保护、文物调查、减灾防灾等许多应用领域中都取得了引人注目的成果。地震层析成像方法和应用研究已引起了世界各国科学家的高度重视。此次铜陵矿集区反射地震采集的数据为进行金属矿区地震层析成像方法的应用研究提供了难得的机会。

铜陵矿集区位于长江中下游铁铜硫金成矿带的中部, 是该带内的一个重要成矿区。成矿作用以矽卡岩型、斑岩型为主要类型。目前对于铜陵矿集区, 成矿理论及找矿应用研究所关注的问题包括: 是否存在控制铜陵-戴家汇岩浆岩带分布的基底断裂(常印佛等, 1991)? 控制几个大型矿床的岩体是否与深部巨型侵入体相连(刘文灿等, 1996)? 控矿地层、岩体以及控制成矿流体运移的断裂、构造的深部分布规律如何? 等等。前人对本区曾进行过大量的重、磁、电等常规勘探地球物理工作(参见常印佛等, 1991), 但诸如地震层析成像的地震研究工作还很缺乏。根据国内外先例, 地震层析成像结果可以为研究区的岩体、地层、断裂、构造等空间分布提供更为直观的信息。

\* 本文得到国土资源部科技专项研究计划(编号: 20010103)的资助

第一作者简介 史大年, 男, 1963 年生, 博士, 研究员, 主要从事深部地球物理探测研究。

收稿日期 2004-01-29; 改回日期 2004-03-24。张绮玲编辑。

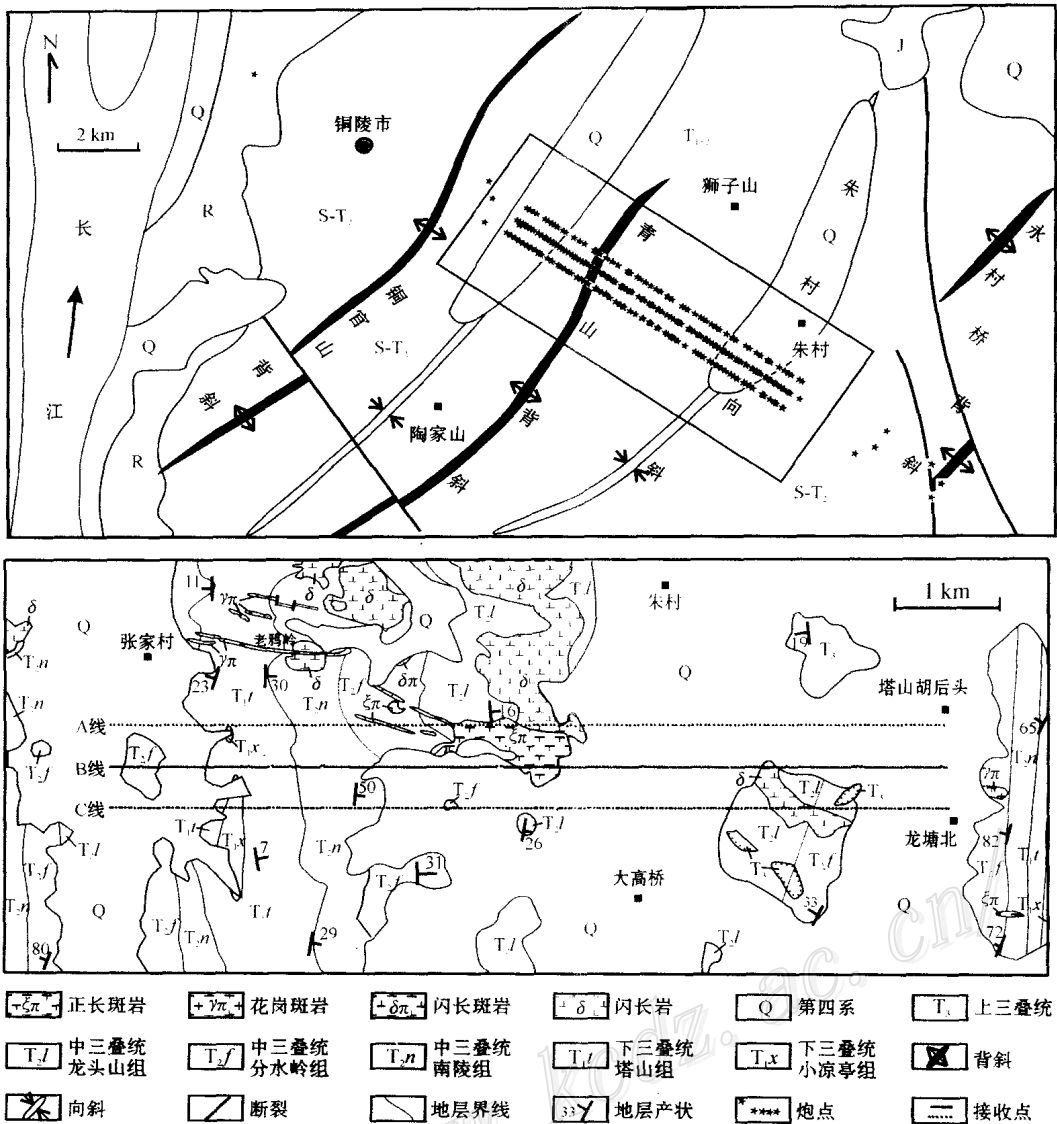


图1 铜陵矿集区反射-层析地震研究测线位置图(底图据 321 地质队 1:5 万地质图●简化)

下图幅的位置与上图幅中的矩形框相对应,其横坐标范围同图 3

Fig.1 Locations of the survey lines for the reflection-seismography study in Tongling metallogenic province  
(Base map simplified after 1:50000 geological map by Anhui No.321 Geological Party)

Lower panel is indicated by the rectangle in upper panel, and its horizontal range is identical with that of Fig.3

1 层析成像方法

根据本次地震研究的特点,笔者采用了目前技术上比较成熟的初至波走时层析成像方法(Zelt et al., 1998; Dana et al., 1998),即利用地震波初至(直达波或过临界反射点后首先到达的折射波)的到

时数据,来反演地下的速度结构。

正演时地下地质体用三维等间距速度网格节点模型表示,地震波的走时和射线路径的正演计算则采用了三维有限差分方法(Vidale, 1998; 1990; Hole et al., 1995)。正演计算基于如下的程函方程:

$$\left| \frac{\partial t}{\partial x} \right|^2 + \left| \frac{\partial t}{\partial y} \right|^2 + \left| \frac{\partial t}{\partial z} \right|^2 = s^2(x, y, z) \quad (1)$$

● 安徽省地质局 321 地质队, 1965. 铜陵幅 1:5 万地质图.

其中  $s(x, y, z)$  为三维介质的慢度(速度的倒数)分布,  $t(x, y, z)$  为地震波从原点出发传播到任意一空间点  $(x, y, z)$  处所用的时间。

反演采用了共轭梯度迭代反演方法,反演模型由以正演模型网格节点为顶点的块体单元组成,单元的慢度等于围绕该块体单元 8 个节点慢度的平均。假设第  $j$  个模型单元的慢度为  $s_j$ ,第  $i$  个射线穿过第  $j$  个模型单元的射线长度为  $L_{ij}$ ,第  $i$  个射线的理论走时为  $t_i^{\text{Calc}}$ ,那么有  $t_i^{\text{Calc}} = \sum_j L_{ij} s_j$ ,其对应的观测走时记为  $t_i^{\text{Obs}}$ 。若进一步记实际地质模型( $m$ )与假定的理论地质模型( $m_0$ )单元的慢度差向量为  $\delta m$ ,即  $\delta m = m - m_0$ ,走时残差向量为  $\alpha = t^{\text{Obs}} - t^{\text{Calc}}$ ,在初始模型与实际地质模型比较接近的前提下,有如下矩阵形式的基本方程:

$$\alpha = L \delta m \quad (2)$$

其中  $\delta m$  为有待反演的模型体慢度扰动向量。原则上可以通过广义线性反演得到上式的解。在实际反演中,除了针对数据以外,加入约束(正则化)是处理解中欠定或不确定部分的重要措施。除了拟合数据,通常采用的约束还要使最终的结果模型满足某些性质,比如使得结果模型具有“最小结构”。既然数据含有噪声,因此希望结果模型只包含拟合数据所需要的结构。“最小结构”通常用所谓的模型粗糙度,即模型的二次空间导数来衡量。在这种情况下,正则化反演最小化包括模型粗糙度和数据偏差范数构成的目标函数。每步迭代过程中拟同时最小化的目标函数为:

$$\Phi(m) = \delta t^T C_d^{-1} \delta t + \lambda [m^T C_h^{-1} m + s_z m^T C_v^{-1} m] \quad (3)$$

上式中  $C_d$  是数据协方差矩阵,  $C_h$  和  $C_v$  分别是水平和垂直粗糙度算子矩阵。上角标  $T$  表示矩阵的转置。 $\lambda$  是折衷参数,  $s_z$  是控制模型水平和垂直相对光滑程度的一个系数。根据以上两式,可以给出下列方程:

$$\begin{bmatrix} C_d^{-1/2} L \\ \lambda C_h \\ s_z \lambda C_v \end{bmatrix} \delta m = \begin{bmatrix} C_d^{-1/2} \alpha \\ -\lambda C_h m_0 \\ -s_z \lambda C_v m_0 \end{bmatrix} \quad (4)$$

该方程采用 LSQR 共轭梯度法(Paige et al., 1982)求解。 $C_d$  实际上是一个对角矩阵,矩阵的元素为  $\sigma_{ii}^2$ ,其中  $\sigma_{ii}$  是第  $i$  个走时的先验不确定性。粗糙度矩阵包含二维和三维二次偏导数的有限差分算子,分别度量模型在水平和垂直方向上的粗糙度。矩阵  $C_h$  的每一行包含 5 个非零元素的拉普拉斯算

子,分别等于  $1/s_j, 1/s_j, -4/s_j, 1/s_j$  和  $1/s_j$ ,这 5 个非零元素对应于 1 个中心点和 4 个在  $x$  和  $y$  方向上与其相邻的单元,  $s_j$  是中心单元的先验慢度。类似地,矩阵  $C_v$  每一行有 3 个非零元素,分别等于  $1/s_j, -2/s_j$  和  $1/s_j$ ,对应于  $z$  方向上 3 个相邻的模型单元。按照先验慢度来归一化是为了避免在模型体高速异常区域出现向大粗糙度方向偏离的情况。式(4)中有 2 个自由参数,  $\lambda$  和  $s_z$ 。其中,  $\lambda$  在每次迭代过程中由计算机通过若干试验来自动确定,所选择的  $\lambda$  必须使数据残差  $\delta t^T C_d^{-1} \delta t$  最小。 $s_z$  需用户给定,在迭代过程中保持不变。

## 2 数据采集及分析过程

本次研究的地震剖面位于铜陵铜官山矿体的西侧,剖面穿过青山背斜和朱村向斜,由相互平行、相距 400 m、长约 8 km 的 3 条剖面组成(图 1)。野外工作于 2002 年 12 月完成,数据采集使用了美国 ARAM 公司生产的 ARIES 有线遥测数字地震仪,采样间隔为 1 ms。使用高精度差分 GPS 测量了炮点和接收点位置。野外施工采用爆炸震源,其中使用药量为 4~8 kg 的小炮 217 个,药量为 30 kg 的大炮 39 个。数据采集时,采用了任意一点放炮,3 条剖面同时接收的工作方式。3 条测线的接收排列固定,由西南至东北,3 条测线的接收道数分别为 268、400 和 200,检波点距分别为 30 m、20 m 和 40 m,排列内的炮点间距分别为 120 m、80 m 和 160 m。为了增加射线穿透深度,在排列外补放了几个大炮。

初至波到时(见图 2a)采用了手工与自动相结合的方式拾取。模型体坐标系方向与正北方向夹角为  $34^\circ$ ,基本垂直于地表构造方向。正演模型体由  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$  三维网格节点,反演模型体由  $100 \text{ m} \times 400 \text{ m} \times 100 \text{ m}$  三维网格单元组成。反演过程中采用了 9 次迭代,反演结果使走时(均方根)残差从初始模型的 97.0 ms 降为结果模型的 8.1 ms,数据改善率达 91.6%(见图 2)。

最后,笔者采用了“棋盘格”测试方法(Hearn et al., 1994)对层析成像结果的分辨情况进行了测试(见图 3d)。即首先在结果模型中附加幅度为 0.2 km/s 正负相间、边长为 300 m 的棋盘格状的速度异常,得到与野外观测系统完全一致的正演走时数据,然后再以结果模型为初始模型进行反演。理论上讲,如果“棋盘格”形的速度异常得以恢复,就有理由

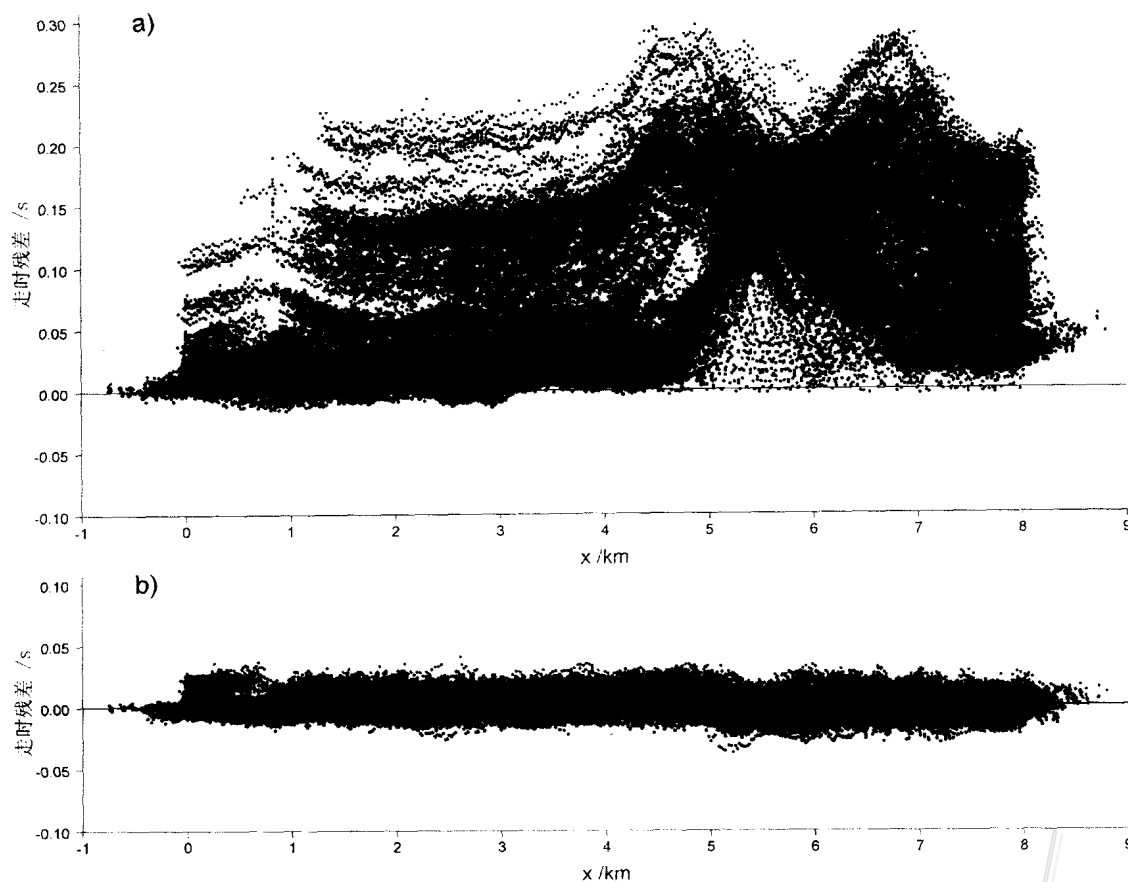


图 2 拟合前(a)及拟合后(b)的走时残差

其中横坐标  $x$  表示炮点横坐标的位置以及接收点相对于炮点的距离(即炮检距)。共计使用了从 253 炮中提取的 118 281 个走时数据

Fig.2 Travel time residuals before (a) and after (b) inversion

Horizontal axis ( $x$ ) denotes the shot horizontal location and the relative distance between shot and receiver.

118 281 travel time data picked from 253 shots are used

认为反演结果中相应的部分是可靠的。反过来讲,“棋盘格”测试结果可以用来衡量反演结果中速度异常的“涂抹”或畸变程度。所以,该测试中恢复的速度异常的形态,可以作为层析反演结果中分辨情况的一种度量。

### 3 层析成像结果的特征与初步解释

层析成像结果显示,铜陵矿集区浅表地壳存在着显著的速度变化特征。首先,作为该区速度的主要变化特征,青山背斜(图 2 中  $x = 0 \sim 4$  km)和永村桥背斜的侧翼( $x = 7 \sim 9$  km)对应着相对的高速区,而朱村向斜( $x = 4 \sim 7$  km)则对应着相对的低速区。此外,作为该区速度的次级变化特征,层析成像结果显示在青山背斜和永村桥背斜内部还存在着可分辨的速度不均匀现象(图 3)。

青山背斜地表出露的是三叠纪浅海-半深海相的碳酸盐岩及页岩、砂岩和泥岩。朱村向斜核部沉积了较厚的第四纪沉积物。层析成像结果中速度的主要变化特征很好地反映了该区这种岩性变化引起的主要速度差异,该特征具有相当高的可信度,甚至可以直接从走时残差曲线中观察到(图 2a)。

层析成像结果显示在背斜内部 0 ~ 300 m 的深度范围内还存在着可分辨的速度不均匀现象(图 3)。从“棋盘格”测试结果(图 3d)来看,该深度范围内的结果具有良好的分辨水平,尤其是其中相对高速的区域与地表出露的岩体有着很好的对应关系(参见图 1),所以笔者认为,这些次级可分辨的速度不均匀现象可能主要是由地下岩体、矿体及岩石蚀变引起的,尽管目前还无法排除三叠纪地层内部也可能存在着由岩性变化等引起的可观察的速度差异。值得指出的是,层析成像结果中的高速体出现的位置与

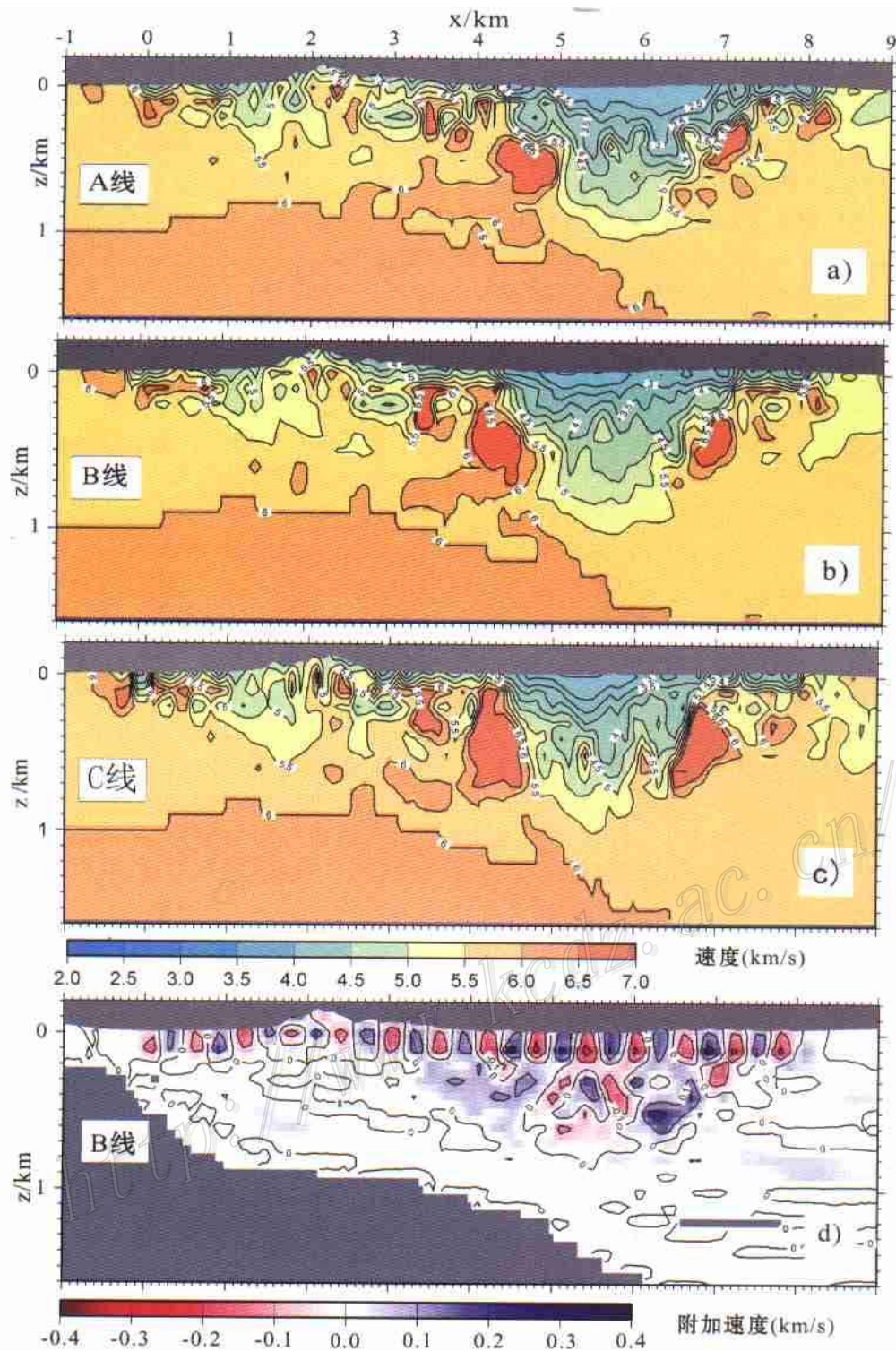


图 3 层析成像反演及“棋盘格”测试结果

a、b、c 分别为 3 条地震测线所对应的层析成像垂直切片；d 为测线 B 所对应的“棋盘格”测试所恢复的速度异常，棋盘格的大小为  $300 \text{ m} \times 300 \text{ m}$  正方形，附加的速度异常为  $\pm 0.2 \text{ km/s}$ ，图中没有射线经过的区域已被切除，为清楚显示，垂直坐标比例被放大一倍

Fig.3 Results of tomographic inversion and checkerboard test

a、b、c are vertical slices of tomograms respectively for the survey lines A, B and C. d shows recovered velocity anomalies in the checkerboard test on the survey line B. True checkerboard pattern is  $\pm 0.2 \text{ km/s}$  in  $300 \text{ m} \times 300 \text{ m}$  squares. Regions not sampled by ray paths are black. All the panels are enlarged vertically by a factor of 2 for clarity



反射地震剖面中弱反射体的位置具有良好的对应关系(吕庆田等,2004),因此,将高速体解释为侵入小岩体具有一定的合理性。

本次研究中还发现,在高速区,随着炮检距的增加,地震射线穿透深度并不能有效地(成比例地)增加。一种较为合理的解释是射线所经过的区域为相对高速区,在该区域的下方直接分布着速度相对较低的岩性。反射地震资料显示,在相对应的深度上存在一个空间连续性很好的反射界面,并认定为五通组砂岩(成矿目标层位)的顶界面(吕庆田等,2004)。砂岩一般具有较低的地震波速度,所以地震层析成像和反射地震所反映的结果是一致的。

通常情况下,岩体、矿体和蚀变岩体与地震波速度的对应关系非常复杂的,给层析成像结果的深入解释造成了一定的困难。一般来说,岩体和矿体具有相对高的地震波速度,而蚀变岩体可能具有相对低的地震波速度,构造破碎带则具有明显的低速度。层析成像结果更进一步的解释有待于下一步工作中进行更深入的地质对比与研究。

#### 4 几点认识

通过本次研究,笔者取得了下列一些经验和认识:

(1)直达波走时层析成像可以为铜陵矿集区成矿研究提供丰富的地壳浅表结构方面的信息,同时也可以为高精度反射地震研究提供可靠的速度模型,有着方法成熟,反演结果比较直观、稳定和可靠等方面的优点。

(2)研究中所采用的观察系统能够比较真实地恢复速度异常的深度:在铜陵矿集区结晶岩出露区域该深度达 300 m 左右,在第四纪沉积覆盖的区域其深度则可以达到 600~900 m。原则上,在上述深度范围内,层析成像可以分辨的目标体的大小主要受地震波物理波长的限制,对于更大的深度,速度异常则会出现比较严重的畸变。

(3)铜陵矿集区结晶岩出露的区域,由于缺少垂向的速度梯度,增加炮检距并不能有效地增加层析成像的勘探深度。对于 >500 m 的目标深度,笔者认为,一种解决办法是施工时采用成本较高的跨孔径层析成像方法(Gustavsson et al., 1986),该方法从层析理论角度讲具有更完全的射线覆盖,但是目前主要受施工和设备条件等方面的限制。另一种办法是利用直达波走时资料与反射波走时资料同时反

演的层析成像方法(Dana et al., 1998),该方法成本较低,施工可以与现有的反射地震方法相结合,它可以作为下一步研究的主要方法之一。

(4)当需要研究的异常体大小接近或小于地震波波长时,射线层析方法一般不再适用,此时还需要考虑波动层析方法,如衍射层析成像(Devaney, 1982; 1984; Wu et al., 1987; 杨文采, 1989)。或者采用走时与波形资料联合进行层析成像的方法(Pratt, 1991; Luo et al., 1991)。

(5)本研究未见到岩体在浅部与巨型岩基相连的迹象,由于本次研究结果反映的深度较浅,因此岩体在深部是否与巨型岩基相连,以及是否存在控制铜陵-戴家汇岩浆岩带分布的基底断裂还有待进一步证实。就浅部而言,岩体的侵位则更像是受褶皱构造所引起的破裂和层间滑脱构造所控制(吕庆田等,2004)。这些构造可能也是控制成矿流体运移的主要通道。

总之,地震走时层析成像可以为铜陵矿集区成矿研究提供丰富的地壳浅表结构方面的信息。另一方面,本次研究表明,金属矿区地震波层析成像方法还有许多内容值得深入研究。随着人们想要解决的地下介质情况越来越复杂,对目标物体分辨率的要求越来越高,利用地震剖面上更多信息进行层析反演,以获取更精细尺度上的地下介质参数分布的方法,将成为发展的必然趋势。

**致谢** 项目执行期间得到了国土资源部国际合作与科技司黄宗理司长、崔岩副司长、高平处长等领导的支持和关心。在野外施工中还得到了杨竹森博士和蒙义峰博士的大力帮助,在此一并表示感谢。

#### References

- Bishop T N, Bube K P, Cutler R T, et al. 1985. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media[J]. *Geophysics*, 50: 903~923.
- Chang Y F, Liu X P and Wu Z C. 1991. The copper-iron belt of the Middle and Lower reaches of the Yangtze River[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~379 (in Chinese).
- Dana D, Akerberg P, Levander A, et al. 1998. Shallow seismic investigation at an open pit copper mine: a comparison with drill data[J]. *EOS*, 79: F652.
- Devaney A J. 1982. A filtered back projection algorithm for diffraction tomography[J]. *Ultrasonic Imaging*, 4: 336~350.
- Devaney A J. 1984. Geophysical diffraction tomography, Trans[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-22(1): 3~13.
- Gustavsson M, Ivansson S, Moren P, et al. 1986. Seismic borehole to-

- mography measurement system and field studies[ J ]. *Proceedings of IEEE*, 74: 339 ~ 346 .
- Hearn T M and Ni J F. 1994 . Pn velocities beneath continental collision zones: The Turkish-Iranian Plateau[ J ]. *Geophysical Journal International*, 117: 273 ~ 283 .
- Hole J A and Zelt B C. 1995 . Three-dimensional finite-difference reflection travel times[ J ]. *Geophysical Journal International*, 121: 427 ~ 434 .
- Liu W C, Gao D Z, Chu G Z, et al. 1996 . Tectonic analysis and ore predication in the Tongling district of Anhui province[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 131 ( in Chinese ) .
- Lu Q T, Hou Z Q, Zhao J H, et al. 2003 . Complicated crustal structures in the Tongling metallogenic province revealed on the deep seismic reflection profile[ J ]. *Science in China ( Series D )*, 33( 5 ): 442 ~ 449 ( in Chinese ) .
- Lu Q T, Hou Z Q, Shi D N, et al. 2004 . A Tentative seismic reflection study of Shizishan orefield in Tongling and its significance in regional exploration[ J ]. *Mineral Deposits*, 23( 3 ): 390 ~ 398 ( in Chinese with English abstract ) .
- Luo Y and Schuster. 1991 . Wave-equation travelt ime inversion[ J ]. *Geophysics*, 56( 5 ): 645 ~ 653 .
- Nabighian M N and Asten M. 2002 . Metalliferous Mining Geophysics - State of the art in the last decade of the 20th Century and the beginning of the new Millennium[ J ]. *Geophysics*, 67( 3 ): 964 ~ 978 .
- Pratt R G. 1991 . Combining wave-equation with travelt ime tomography to form high-resolution images from crosshole data[ J ]. *Geophysics*, 56( 2 ): 208 ~ 224 .
- Vidale J E. 1988 . Finite-difference calculation of travel times[ J ]. *Bulletin of Seismological Society of America*, 78: 2062 ~ 2076 .
- Vidale J E. 1990 . Finite-difference calculation of travel times in three dimensions[ J ]. *Geophysics*, 55: 521 ~ 526 .
- Wu R S and Toksoz M N. 1987 . Diffraction tomography and multi-source holography applied to seismic imaging[ J ]. *Geophysics*, 52: 11 ~ 25 .
- Yang W C. 1989 . *Geophysical inversion and seismic tomography*[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 131 ( in Chinese ) .
- Zelt C A and Barton P J. 1998 . 3D seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin [ J ]. *Journal of Geophysical Research*, 103: 7187 ~ 7210 .
- Zhao D P and Kayal J R. 2000 . Impact of seismic tomography on earth sciences, Special section: seismology 2000[ J ]. *Current Science*, 79( 9 ): 1208 ~ 1214 .

#### 附中文参考文献

- 刘文灿, 高得臻, 储国正, 等. 1996 . 安徽铜陵地区构造变形分析及成矿预测[ M ]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 131 .
- 吕庆田, 侯增谦, 赵金花, 等. 2003 . 深地震反射剖面揭示的铜陵矿集区复杂地壳结构形态[ J ]. *中国科学( D 辑 )*, 33( 5 ): 442 ~ 449 .
- 吕庆田, 侯增谦, 史大年, 等. 2004 . 铜陵狮子山金属矿地震反射结果及对区域找矿的意义[ J ]. *矿床地质*, 23( 3 ): 390 ~ 398 .
- 杨文采. 1989 . *地球物理反演和地震层析成像*[ M ]. 北京: 地质出版社 .
- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991 . 长江中下游铁铜成矿带[ M ]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 379 .

## Tomographic Study of Shallow Structures in Tongling Metallogenic Province

Shi Danian<sup>1</sup>, Lü Qingtian<sup>1</sup>, Xu Mingcai<sup>2</sup> and Zhao Jinhua<sup>1</sup>

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, CAGS, Langfang 065000, Hebei, China)

### Abstract

To acquire more information about shallow structures for the metallogenic study of the Tongling copper-iron belt, the authors used first arrival time data picked from high-resolution reflection profiles in a tomographic approach in this study. The results reveal a significant variation in seismic velocity in the shallow crust, which coincides well with the geological structures and the distribution of intrusive bodies and orebodies observed at shallow places. It is held that the travel time tomography is an effective technique in the study of near-surface structure and in the exploration of mineral resources beneath the crystalline crust. However, the first arrival time tomography presented in this paper appears not sufficient for the detection of geological objects at greater depths (>500 m) due to the lack of vertical velocity gradient in this region. To gain better results, the authors advocate the exploring of some newly emerging tomographic techniques, which make use of reflection phases and/or waveform, in the further studies.

**Key words:** geophysics, seismic tomography, Tongling metallogenic belt, shallow crust structures