

文章编号: 0253-3782(2004)03-0247-09

# 祁连山中东段地区三维速度结构研究<sup>\*</sup>

张元生<sup>1)</sup> 周民都<sup>1)</sup> 荣代潞<sup>1)</sup> 张立光<sup>1)</sup> 许中秋<sup>2)</sup>

1) 中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所

2) 中国兰州 730000 兰州市地震局

**摘要** 应用中—法数字化地震台网自 1996 年以来所记录到的微震 S—P 资料, 对祁连山中东段地区三维速度结构与震源参数进行了联合反演, 获得了该区的三维速度成像。速度结果反映出深部构造的一些重要信息, 为进一步研究该区的活动构造及地震参数计算, 提供了科学依据。

**关键词** 祁连山中东段 微震观测 三维速度结构 震源参数 联合反演

**中图分类号:** P315.3<sup>+</sup>1

**文献标识码:** A

## 引言

祁连山中东段属于祁连构造带, 位于青藏高原东北缘。该区新构造活动十分强烈, 主要活动断裂有海源—祁连断裂、古浪—天景山断裂、皇城—塔尔庄断裂。本研究区是一个北西向的矩形区域(图 1 中 ABCD), 其区域四个角点坐标为: A 点(37.50°N, 101.60°E)、B 点(36.55°N, 103.74°E)、C 点(37.20°N, 104.20°E)和 D 点(38.15°N, 102.04°E)。在研究区内, 1927~2000 年曾发生 5 级以上地震 11 次, 其中, 最大地震为 1927 年古浪 8.0 级地震。本地区是中外地质学家十分关注的构造活动区之一。经过几代地质工作者的辛勤工作, 对该区地质构造已取得了大量的研究成果(国家地震局地质研究所, 国家地震局兰州地震研究所, 1993; Gaudemer, Tapponnier, 1995)。但由于种种原因, 地质学家们尚缺乏本区的深部构造认识。为了认识本区深浅构造的关系, 1996 年中国与法国合作在本区内建立了一个数字地震监测台网。台网运行以来, 新的大量微震资料为研究本区深部速度结构奠定了坚实的基础。

## 1 理论与方法

### 1.1 三维射线追踪方法

把地壳或上地幔分成多层水平层状介质, 并把每一层分成若干个立方块, 然后给定每个块体的速度值。这些立方块的尺寸可以不等, 在进行模型参数化时, 网格线垂直或平行于构造为最佳, 其反演结果对构造有更好的分辨。射线追踪是地震波反演中的首要问题, 在地震波的正反演中起着重要的作用, 是层析成像的基础。

\* 国家自然科学基金(40074010)和甘肃省自然科学基金(ZS981-A25-011)资助项目。中国地震局兰州地震研究所论著编号: LC2003005。

2002-12-23 收到初稿, 2003-08-26 收到修改稿并决定采用。

三维分块模型射线追踪的基本原理：接收点和震源（一个点）为两个已知点，先从一端开始，在射线路径上任意连续三点均满足 Snell 定律，利用几个近似公式逐段迭代，求得中间折射点，从而实现逐次迭代计算过程。

由接收点与源点所构成的某种关系，计算出与部分模块边界的交点，它们分别为  $P_1(x_1, y_1, z_1)$ ,  $P_2(x_2, y_2, z_2)$ ,  $P_3(x_3, y_3, z_3)$ , ...,  $P_n(x_n, y_n, z_n)$ 。其中， $P_1$ ,  $P_n$  两点分别对应接收点和源点，中间点作为第一次迭代的初始点，在射线路径上任意连续三点均满足 Snell 定律，并舍弃  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  和  $\Delta z$  的二阶及二阶以上的项，就得到求取校正量的计算式。该三维射线追踪方法是二维射线追踪方法（高根，徐果明，1996）的发展，其具体计算方法如下：

1)  $P_2$  点位于平行于平面  $yz$  的平面 ( $x=a$ ) 内，射线与  $x=a$  平面的交点为  $P'_2(a, y_2 + \Delta y, z_2 + \Delta z)$ ，其计算校正量的公式为

$$\Delta x = 0 \quad \Delta y = q \quad \Delta z = kq + d \quad (1)$$

当  $y_3 - y_1 = 0$  时， $\Delta x = 0$ ,  $\Delta y = 0$ ,  $\Delta z = c_3/c_2$ 。其中

$$\begin{aligned} c_1 &= 2v_2^2[a_2(y_2 - y_1) + a_1(y_2 - y_3)] - 2v_1^2[b_2(y_2 - y_3) + b_1(y_2 - y_1)] \\ c_2 &= 2v_2^2[a_2(z_2 - z_1) + a_1(z_2 - z_3)] - 2v_1^2[b_2(z_2 - z_3) + b_1(z_2 - z_1)] \\ c_3 &= v_1^2 b_1 b_2 - v_2^2 a_1 a_2 \\ a_1 &= (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2 \quad a_2 = (a_2 - x_3)^2 + (y_2 - y_3)^2 + (z_2 - z_3)^2 \\ b_1 &= (y_2 - y_3)^2 + (z_2 - z_3)^2 \quad b_2 = (a_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2 \\ q &= \frac{c_3 - c_2 d}{c_1 + c_2 k} \quad k = \frac{z_3 - z_1}{y_3 - y_1} \quad d = k(y_2 - y_1) - (z_2 - z_1) \end{aligned}$$

2)  $P_2$  点位于平行于平面  $xz$  的平面 ( $y=a$ ) 内，射线与  $y=a$  平面的交点为  $P'_2(x_2 + \Delta x, a, z_2 + \Delta z)$ ，其计算校正量的公式为

$$\Delta x = q \quad \Delta y = 0 \quad \Delta z = kq + d \quad (2)$$

当  $x_3 - x_1 = 0$  时， $\Delta x = 0$ ,  $\Delta y = 0$ ,  $\Delta z = c_3/c_2$ 。其中

$$\begin{aligned} c_1 &= 2v_2^2[a_2(x_2 - x_1) + a_1(x_2 - x_3)] - 2v_1^2[b_2(x_2 - x_3) + b_1(x_2 - x_1)] \\ c_2 &= 2v_2^2[a_2(z_2 - z_1) + a_1(z_2 - z_3)] - 2v_1^2[b_2(z_2 - z_3) + b_1(z_2 - z_1)] \\ c_3 &= v_1^2 b_1 b_2 - v_2^2 a_1 a_2 \\ a_1 &= (x_2 - x_1)^2 + (z_2 - z_1)^2 \quad a_2 = (x_2 - x_3)^2 + (a - y_3)^2 + (z_2 - z_3)^2 \\ b_1 &= (x_2 - x_3)^2 + (z_2 - z_3)^2 \quad b_2 = (x_2 - x_1)^2 + (a - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2 \\ q &= \frac{c_3 - c_2 d}{c_1 + c_2 k} \quad k = \frac{z_3 - z_1}{x_3 - x_1} \quad d = k(x_2 - x_1) - (z_2 - z_1) \end{aligned}$$

3)  $P_2$  点位于平行于平面  $xy$  的平面 ( $z=a$ ) 内，射线与  $z=a$  平面的交点为  $P'_2(x_2 + \Delta x, y_2 + \Delta y, a)$ ，其计算校正量的公式为

$$\Delta x = q \quad \Delta y = kq + d \quad \Delta z = 0 \quad (3)$$

当  $x_3 - x_1 = 0$  时， $\Delta x = 0$ ,  $\Delta y = c_3/c_2$ ,  $\Delta z = 0$ 。其中

$$\begin{aligned} c_1 &= 2v_2^2[a_2(x_2 - x_1) + a_1(x_2 - x_3)] - 2v_1^2[b_2(x_2 - x_3) + b_1(x_2 - x_1)] \\ c_2 &= 2v_2^2[a_2(y_2 - y_1) + a_1(y_2 - y_3)] - 2v_1^2[b_2(y_2 - y_3) + b_1(y_2 - y_1)] \\ c_3 &= v_1^2 b_1 b_2 - v_2^2 a_1 a_2 \\ a_1 &= (x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 \quad a_2 = (x_2 - x_3)^2 + (y_2 - y_3)^2 + (a - z_3)^2 \end{aligned}$$

$$b_1 = (x_2 - x_3)^2 + (y_2 - y_3)^2 \quad b_2 = (x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (a - z_1)^2$$

$$q = \frac{c_3 - c_2 d}{c_1 + c_2 k} \quad k = \frac{z_3 - z_1}{x_3 - x_1} \quad d = k(x_2 - x_1) - (y_2 - y_1)$$

4)  $P_2$  点位于立方块的边上或角点处时, 根据射线的方向对  $P_2$  点的坐标进行一个微变化, 再进行以上计算.

以上各式中的  $v_1, v_2$  分别是  $P_i, P_{i+1}$  两点间和  $P_{i+1}, P_{i+2}$  两点间的地震波速度.

利用公式(1)或(2)、(3)可以算出  $\Delta x, \Delta y$  和  $\Delta z$ , 用  $P'_2(x_2 + \Delta x, y_2 + \Delta y, z_2 + \Delta z)$  代替点  $P_2(x_2, y_2, z_2)$ , 继续用上面的公式求下一点校正量, 并用新的点代替原来的点, 直到在整条射线上, 使得  $\Delta = (\Delta x^2 + \Delta y^2 + \Delta z^2)^{1/2}$  满足要求的精度为止, 此时认为  $P'_2, P'_3, \dots, P'_{n-1}$  为射线路径上的点.

该方法除了追踪路径结果符合射线追踪要求外, 还具有计算速度快, 精度高以及可以克服射线追踪的路径非唯一性等特点.

理论走时计算的公式为

$$t_i^c = \sum_{j=1}^m A_{ij} u_j \quad i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, m \quad (4)$$

式中,  $n$  为走时记录个数,  $m$  为网格数,  $u_j$  为第  $j$  个网格的慢度(速度的倒数),  $A_{ij}$  是第  $i$  条射线在第  $j$  个网格中的射线长度. 把式(4)写成矩阵形式为

$$\mathbf{t}^c = \mathbf{A} \mathbf{u} \quad (5)$$

式中

$$\mathbf{t}^c = [t_1, t_2, \dots, t_n]^T \quad \mathbf{u} = [u_1, u_2, \dots, u_m]^T$$

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} l_{11} & l_{12} & \dots & l_{1m} \\ l_{21} & l_{22} & \dots & l_{2m} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ l_{n1} & l_{n2} & \dots & l_{nm} \end{bmatrix}$$

## 1.2 反演方法

解多参数非线性最优化问题(杨文采, 1997)的方法, 常用的有以微分为基础的算法, 如阻尼最小二乘法(李清河等, 1998; 张元生等, 1998; Koch, 1993 a, b, c); 另一种是不求导的算法, 如蒙特卡罗法. 以微分为基础的算法, 当事件的约束条件不严格时, 时常需要某种形式的数值阻尼来避免其不稳定性. 在这种情况下得到的结果依赖于阻尼的强度, 在遇到三维模型横向不均匀介质时使问题变得相当复杂, 且所求的局部极值强烈依赖于起算模型, 易陷于局部极值, 未必是全局最优. 蒙特卡罗法是处理非线性问题的全局搜索算法, 不需要求导信息, 但常需计算大量模型, 效率较低. 遗传算法(Sambridge, 1992)是一种非线性全局优化方法, 它不是通过某种形式的扰动对单一模型进行改善, 而是首先用随机过程产生一组模型, 然后同时对这组模型进行改善. 遗传算法与生物进化有着类似的特性, 这种特性致使这组模型的拟合差函数信息快速进行交换, 且其中每个模型可以吸收这组模型的优点, 这使得模型的选取很快集中在最优解附近. 遗传算法还可以通过变异过程局部开发最优信息并迅速地参与交换, 随着迭代的进行快速趋于全局最优解. 遗传算法在参数空间的搜索点的顺序是随机的, 即它从参数空间的一个点到另一个点是不确定的, 然而其收缩和集中于最优解是确定的, 这种简单的随机过程能导致高效的搜索机制.

该方法可适用于震源定位、走时反演和波形反演等.

### 1.3 目标函数(拟合差函数)

从总的模型  $N$  中随机地产生一组模型  $Q$ , 对这一组模型分别计算每一个模型所对应的目标函数  $\varphi(m_k)$  ( $k=1, 2, \dots, Q$ ). 根据目标函数  $\varphi(m_k)$  值, 可以确定第  $k$  个模型存在的可能性. 其反演过程中的目标函数  $\varphi(m_k)$  表示为

$$\varphi(m_k) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (t_i^e - t_i^o)^2}{n}} \quad (6)$$

其中,  $n$ ,  $t_i^e$  和  $t_i^o$  分别是记录个数、理论走时(由公式(5)得到)和观测走时. 我们总希望目标函数值越小越好.

### 1.4 误差估计

误差是衡量模型参数解的精度, 对评价反演结果是非常重要的. 拟合差函数的拟合值, 从整体上反映了反演结果的可信度, 它是整个参数空间的总体效应. 协方差矩阵对评价反演结果模型参数有着重要的意义.

根据 Fermat 原理, Jacobi 矩阵( $\mathbf{B}$ )在每一块中的走时  $t_{ij}^e$  与未知速度  $v_j$  的微分可用表达式

$$\frac{\partial t_{ij}^e}{\partial v_j} = \frac{L_j}{v_j^2} \quad (7)$$

来确定. 其中,  $L_j$  是射线在第  $j$  块中的路径长度. 这一表达式对反射波和折射波均有效. 只要计算出射线所穿过的每一块的路径长度, 矩阵  $\mathbf{B}$  中有关速度微分项即可得到. 再根据射线的离源角和方位角来计算矩阵  $\mathbf{B}$  中的对震源参数  $H_i(x_i, y_i, z_i, t_i)$  的微分. 大家熟知的表达式为

$$\frac{\partial t_i^e}{\partial x_i} = -P \sin \varphi \quad \frac{\partial t_i^e}{\partial y_i} = -P \cos \varphi \quad \frac{\partial t_i^e}{\partial z_i} = \frac{\cos \theta}{v_s} \quad (8)$$

式中,  $P = \sin \theta / v_s$  是射线参数,  $v_s$  是震源处的波速,  $\varphi$  是出射线与正北方向的夹角(即方位角). 对于折射波, 在计算矩阵  $\mathbf{B}$  时, 除了  $\partial t_i^e / \partial z_i$  项有一负号之外, 其余各微分项与直达波的计算完全相同, 而射线参数为  $P = 1 / v_r$ ,  $v_r$  是界面的滑行速度. 协方差矩阵  $\mathbf{C}(\mathbf{X})$  的计算式如下:

$$\mathbf{C}(\mathbf{X}) = \sigma_b^2 (\mathbf{B}^T \mathbf{B})^{-1} \quad (9)$$

其中,  $\mathbf{B} = \nabla t^e$ .  $\nabla t^e$  是关于震源参数和地震波速度  $\mathbf{X} = (\mathbf{H}, \mathbf{v})$  的偏导数,  $\sigma$  是观测值方差.

## 2 资料处理及结果

### 2.1 资料处理

由于研究区域较小和使用的地震资料为地方震, 很少记录到首波震相, 反射波震相也难以分辨, 对于本研究区来说只能反演计算出震源以上的速度结构. 应用 S-P 到时差资料, 在反演计算过程中不考虑发震时刻和仪器的钟差等问题, 由此能够提高原始资料的精度, 减少待求参数的数目, 对解的不唯一性有所改善. 应用区域地震的到时差数据, 其速度反演计算结果为地壳的虚波速度结构. 为了研究结果的统一性和可应用性, 可以按照泊松介质把虚波速度换算成 P 波速度. 在本研究中, 所参与反演的地震事件全部来自于中-

法合作台网(1996年7月开始正常运行)记录资料(1996年7月~2002年7月),记录台站为6个,要求每次地震事件至少有3个台站记录到。经资料筛选后,能参与反演的地震事件数为578个,S-P记录1892条。反演迭代的总体误差(目标函数值)能达到0.4 s。反演结果的分辨率表明,在包括断裂在内的中间锥形范围内有较好的分辨率,而研究区边缘部分的分辨能力较差。

## 2.2 主要计算结果

1) 基本结果。从图1可见,台网监测到的小震活动主要分布在古浪以西、武威以南地区,小震活动与断裂的关系为:① 门源—海源断裂的小震活动主要集中在与庄浪河断裂交汇处西侧和景泰地区;② 多数地震发生于皇城—塔尔庄断裂的北侧和庄浪河断裂交汇的区域。

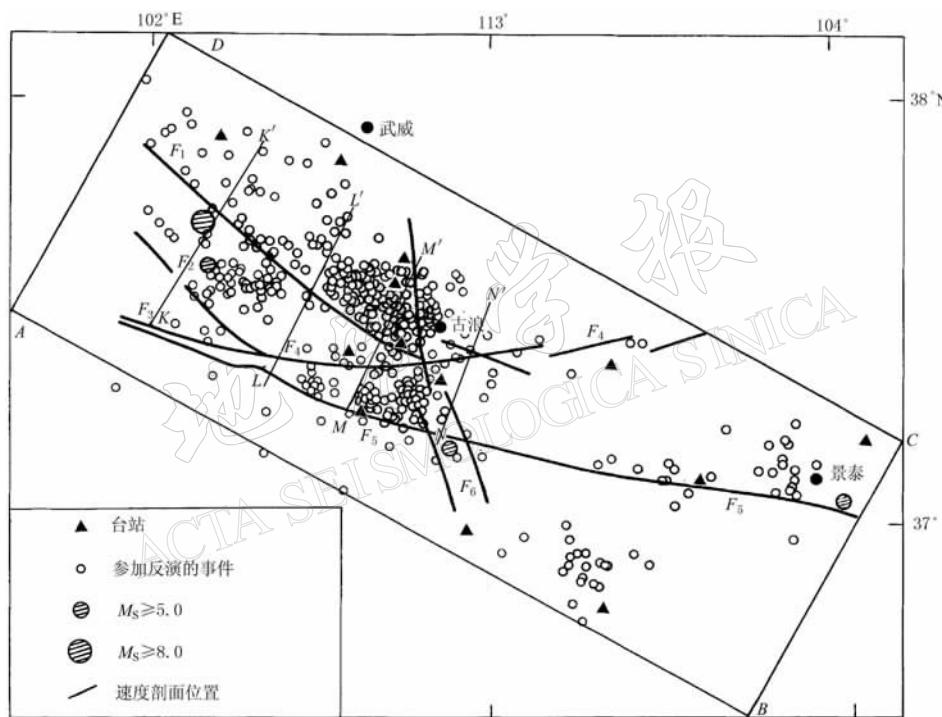


图1 参与反演计算的地震台站和地震事件分布

$F_1$ —皇城—塔尔庄断裂;  $F_2$ —昌马—俄博断裂;  $F_3$ —冷龙岭断裂;  $F_4$ —冷龙岭—黄羊川断裂;  
 $F_5$ —门源—海源断裂;  $F_6$ —庄浪河断裂

2) 0~1 km 深度层(图2a)。该深度层是属浅部沉积,能够分辨的区域速度值为4.89~5.25 km/s。由于资料的原因,主要有3个区域不能分辨,即深色区域。4.89~5.03 km/s速度为低速区,主要分布于天祝—古浪之间,呈北西向展布;冷龙岭以南、皇城—塔尔庄断裂以北、古浪与景泰之间为高速区,速度值为5.04~5.25 km/s。该层的速度分布特征与断裂构造的关系不明显。

3) 1~7 km 深度层(图2b)。该深度层仍包含着浅部沉积层,速度为5.83~6.05 km/s。天祝—古浪之间存在一条北西向速度值变化不大的条带。该条带东至景泰,西至古浪8级大震震中区,速度为5.95~6.01 km/s。该条带四周速度相对较低,为5.83~5.90

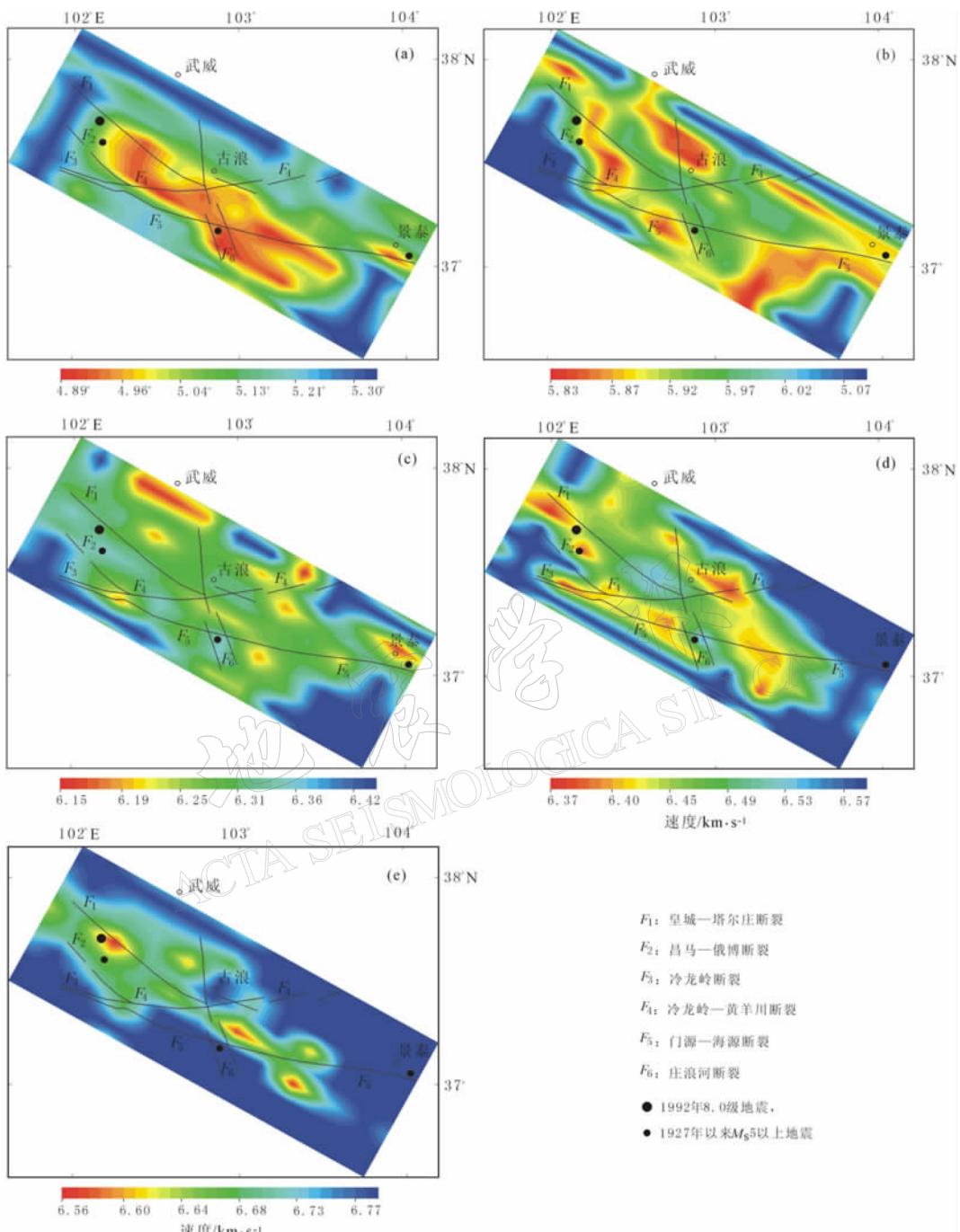


图 2 (a) 0~1 km 深度层速度结构分布; (b) 1~7 km 深度层速度结构分布;  
(c) 7~21 km 深度层速度结构分布; (d) 21~31 km 深度层速度结构分布;  
(e) 31 km 深度以下速度结构分布

km/s. 本研究区内 5 级以上地震都发生在高速与低速的过渡地区.

4) 7~21 km 深度层(图 2c). 该层速度为 6.15~6.39 km/s, 与前两层比较, 呈两个北西向条带分布: 一条经古浪, 速度为 6.28~6.33 km/s, 在古浪东南部速度略高; 另一条位

于天祝以西、冷龙岭以北,速度为6.31~6.38 km/s。

5) 21~31 km深度层(图2d). 该层速度为6.37~6.56 km/s. 在能够分辨的区域内, 古浪以西和天祝以北为高速区, 速度为6.5~6.56 km/s; 其边缘速度较低, 为6.37~6.50 km/s.

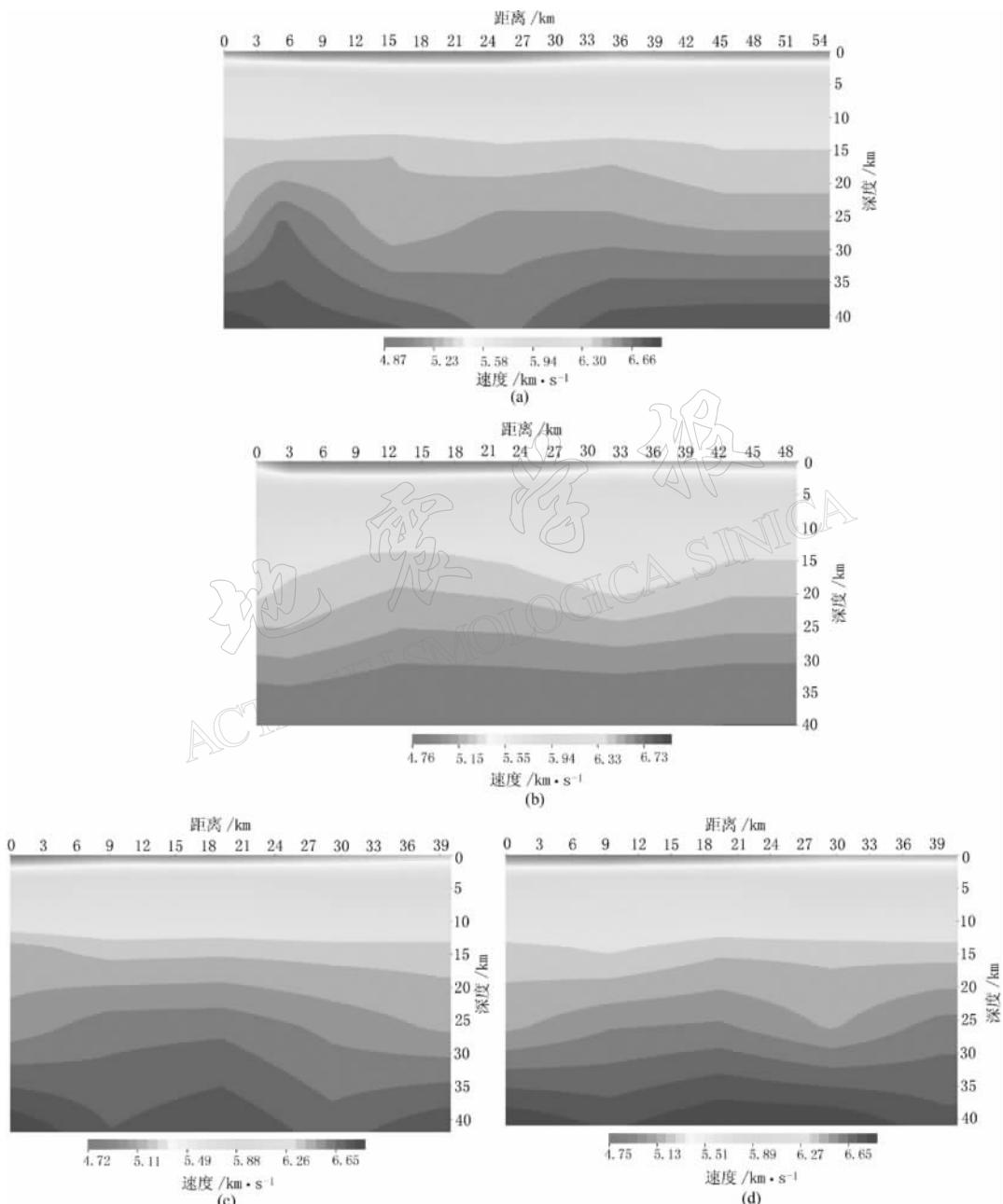


图3 (a)  $K-K'$ 剖面速度分布; (b)  $L-L'$ 剖面速度分布;  
(c)  $M-M'$ 剖面速度分布; (d)  $N-N'$ 剖面速度分布

6) 31 km 深度以下(图 2e). 从图中可见, 在 31 km 深度之下, 能分辨的区域缩小了, 这是因为大多数地震发生在 25 km 深度范围内, 25 km 以下地震事件数大大减少, 应用直达波资料难以提取地震层之下的介质信息.

7)  $K-K'$  剖面( $37.48^{\circ}\text{N}, 102.00^{\circ}\text{E} \sim 37.90^{\circ}\text{N}, 102.33^{\circ}\text{E}$ . 图 3a). 剖面横切冷龙岭断裂、昌马—俄博断裂和皇城—塔尔庄断裂, 同时穿过 1927 年古浪 8 级大震极震区. 在上地壳的 15 km 深度范围, 速度横向变化较为明显. 在极震区速度值相对较低, 存在明显低速区, 极震区两侧速度变化较小. 上地壳速度值为  $4.87 \sim 6.3 \text{ km/s}$ . 中下地壳速度横向起伏变化较大, 冷龙岭为一高速隆起区, 其速度为  $6.51 \sim 6.76 \text{ km/s}$ . 极震区为低速区, 速度为  $6.37 \sim 6.59 \text{ km/s}$ . 低速区以北, 随着深度的增加速度横向差异不大, 皇城—塔尔庄断裂在 20 km 深度以下无显示.

8)  $L-L'$  剖面( $37.36^{\circ}\text{N}, 102.33^{\circ}\text{E} \sim 37.75^{\circ}\text{N}, 102.59^{\circ}\text{E}$ . 图 3b). 剖面横穿冷龙岭—黄羊川断裂、皇城—塔尔庄断裂. 在上地壳的 10 km 深度范围, 皇城—塔尔庄断裂南侧存在一隆起区, 速度为  $6.02 \sim 6.33 \text{ km/s}$ . 中地壳速度起伏变化较明显, 速度为  $6.33 \sim 6.7 \text{ km/s}$ , 皇城—塔尔庄断裂略有显示. 冷龙岭—黄羊川断裂与皇城—塔尔庄断裂之间是一隆起区, 下地壳速度横向变化不明显, 速度值约为  $6.7 \text{ km/s}$ . 皇城—塔尔庄断裂在 20 km 深度以下无显示, 该断裂可能不是深大断裂.

9)  $M-M'$  剖面( $37.29^{\circ}\text{N}, 102.58^{\circ}\text{E} \sim 37.62^{\circ}\text{N}, 102.77^{\circ}\text{E}$ . 图 3c). 该剖面近垂直穿过冷龙岭—黄羊川断裂、皇城—塔尔庄断裂, 两条断裂相距约 10 km. 约 20 km 处是皇城—塔尔庄断裂出露地表的位置. 在剖面的浅部 4~10 km 深度, 呈现出南高北低的分布形态, 速度值为  $5.88 \sim 6.34 \text{ km/s}$ . 在剖面的中部, 中下地壳隆起, 速度值为  $6.49 \sim 6.72 \text{ km/s}$ . 两条断裂的深部均有明显的显示.

10)  $N-N'$  剖面( $37.19^{\circ}\text{N}, 102.80^{\circ}\text{E} \sim 37.52^{\circ}\text{N}, 103.00^{\circ}\text{E}$ . 图 3d). 剖面横切门源—海源断裂、黄羊川断裂, 分别在约 10 km 和约 30 km 之处, 速度存在垂向过渡区. 这两个过渡区分别对应门源—海源断裂、黄羊川断裂通过的区域, 这表明断层近于直立. 黄羊川断裂可能深达中地壳, 而门源—海源断裂可能断至下地壳.

### 3 讨论

尽管在这一地区所积累的微震资料还十分有限, 在研究区的边缘区域的速度结构无法分辨, 但能够分辨锥形区域, 并得到了锥形区域内的速度结构图象. 根据速度的分布差异, 对该区的深部构造有了初步认识. 门源—海源断裂是一条近直立断层, 可能深达下地壳; 皇城—塔尔庄断裂很可能是一条挤压性质的断层. 这些认识为地质学家们对该区的活动构造研究提供了有价值的深部信息, 同时为地震学研究提供了重要的参数.

### 参 考 文 献

- 高爾根, 徐果明. 1996. 二维速度随机分布逐步迭代射线追踪方法[J]. 地球物理学报, 39(增刊): 302~308
- 国家地震局地质研究所, 国家地震局兰州地震研究所. 1993. 祁连山—河西走廊活动断裂系[M]. 北京: 地震出版社, 74~118
- 李清河, 张元生, 涂毅敏, 等. 1998. 祁连山—河西走廊地壳速度结构及速度与电性的联合解释[J]. 地球物理学报, 41(2): 197~209
- 杨文采. 1997. 地球物理反演的理论与方法[M]. 北京: 地质出版社, 112~261

- 张元生,李清河,徐果明.1998.联合利用走时与波形反演技术研究地壳三维速度结构(I)——理论与方法[J].西北地震学报,20(2):8~15
- Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, et al. 1995. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilianshan and evidence for a major seismic gap, the “Tianzhu gap”, on the western Haiyuan fault, Gansu (China) [J]. *Geophys J Int*, 120: 599~645
- Koch M. 1993a. Simultaneous inversion for 3-D crustal structure and hypocentres including direct, refracted and reflected phases—I. development, validation and optimal regularization of the method[J]. *Geophys J Int*, 112: 385~412
- Koch M. 1993b. Simultaneous inversion for 3-D crustal structure and hypocentres including direct, refracted and reflected phases—II. Application to the northern Rhine Graben/Rhanish Massif Region, Germany[J]. *Geophys J Int*, 112: 413~428
- Koch M. 1993c. Simultaneous inversion for 3-D crustal structure and hypocentres including direct, refracted and reflected phases—III. Application to the southern Rhine Grabern, Germany[J]. *Geophys J Int*, 112: 429~447
- Sambridge M. 1992. Genetic algorithms in seismic waveform inversion[J]. *Geophys J Int*, 109: 323~342

## 3-D VELOCITY STRUCTURE IN THE CENTRAL-EASTERN PART OF QILIAN SHAN

Zhang Yuansheng<sup>1)</sup> Zhou Mindu<sup>1)</sup> Rong Dailu<sup>1)</sup>  
Zhang Liguang<sup>1)</sup> Xu Zhongqiu<sup>2)</sup>

1) Lanzhou Institute of Seismology, China Seismological Bureau, Lanzhou 730000, China

2) Seismological Bureau of Lanzhou City, Lanzhou 730000, China

**Abstract:** The 3-D velocity tomography image of the central-eastern part of Qilian shan is obtained by the joint inversion of 3-D velocity structure and focal parameters based on the S-P data of micro-earthquakes recorded by the digital seismic network of a Sino-French co-operation program since 1996. The inversed velocity structure does primarily reflect some important features of the deep structure in the region and provides the scientific background for the further study of active tectonic structure and the calculation of earthquake parameters.

**Key words:** Central-eastern Qilianshan; micro-earthquake observation; 3-D velocity structure; source parameters; joint inversion