

由地震反射波剖面研究圣安德烈斯断层带的结构*

冯 锐

(国家地震局地球物理研究所)

T. V. McEvilly

(美国,洛伦兹伯克利实验室地学部并加州大学地震站)

摘要

1978年,在美国中加利福尼亚完成了一条横跨圣安德烈斯断层带的地震反射波剖面。由于断层带存在着强烈的侧向非均匀性和低速结构,观测结果极为复杂。这种断层带上的侧向速度急剧变化还有其它表征,诸如震中定位的偏移、地震节平面的变形等等。在这种情况下,处理反射波资料的常规计算与解释方法,已经难以实施。本文采用 May 和 Covey (1981)^[1] 的射线反演方法,根据其它地球物理资料建立初始模型,再利用真实振幅的迭加剖面,推断出其阻抗对比的分布,通过反复迭代反演,获得了速度模型。反演计算的非唯一性固然存在,但该结果与断层带地区的各种地球物理证据是一致的,并揭示了圣安德烈斯断层带的细致结构。

一、引言

1978年4月3日至4月28日,在美国加利福尼亚州的 San Benito 郡的熊谷地区,开展了一次大规模的跨圣安德烈斯断层带的反射波测量(图1)。北西走向的结构控制着该区的地形特征。圣安德烈斯断层系形成了一条斜穿本区的裂隙带,径直向北西延伸。Gabilan 山区的花岗岩与第三纪火山岩位于断层系的西南侧; Diablo 山区的白垩纪沉积岩毗邻于断层系的东北侧。在4—10公里宽的断层带内可以看到,已经高度变形了的上新世沉积单元,其间夹有许多孤立的花岗岩碎块、中生代火山侵入岩以及白垩纪的沉积岩块。在这个地区,圣安德烈斯断层系分成两大分支。由于这个地段的地震活动水平很高,长期以来一直是人们重点研究的地区。

对中加州地区来说,以前所进行的研究都是利用当地的地震和工业爆破的走时资料,地壳速度结构基本上都是侧向均匀的层状模型。对于熊谷地区的局部地壳模型,近年来发表了不少新的成果^[1,3,6,7,9,14,16,20,21]。总的来说,上述这些研究已经对圣安德烈斯断层带两侧的速度差异做出了估计: 在1—10公里的深度大体相差5—20%,且西南侧的速度

* 1983年7月16日收到。

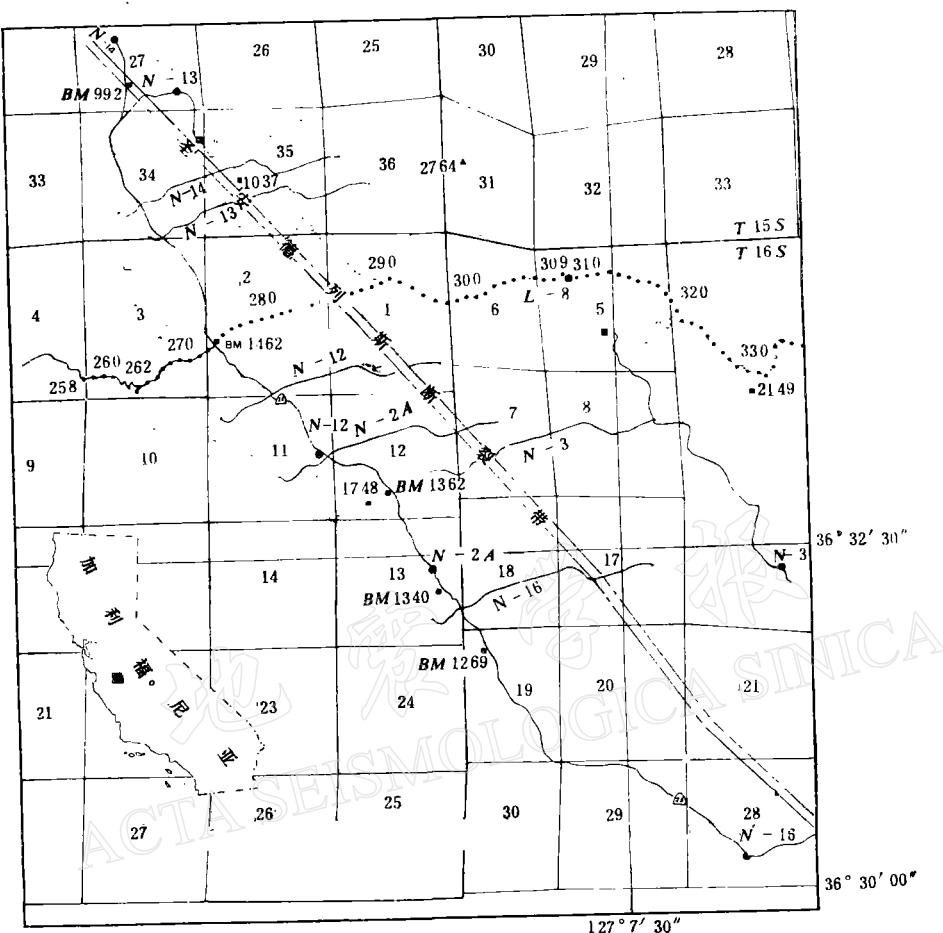


图 1 反射波测线的位置

[该测量于 1978 年 4 月 3 日—4 月 28 日实施,位于加利福尼亚州的 San Benito 郡横跨圣安德烈斯断层带。沿测线的编号是振动点 (Vibrator Point) 号。]

要比东北侧的高。此外,在圣安德烈斯断层与 Calaveras 断层之间还存在一个很窄的低速带,它夹在高速的花岗岩与弗兰西斯科岩 (*Franciscan rocks*) 当中。

利用地震反射波剖面做地壳结构的研究尚处初期,但无论是在美国,还是在其他地区,都已引起了人们的莫大关注,特别是近几年尤为甚之。众所公认的是,地震反射波测量在对地质体的空间分辨率上远远超过所有其他的地球物理技术。COCORP (大陆可控震源深反射剖面) 在研究地壳中的区域构造体上,比如对美国东海岸和 Wyoming 俯冲带的研究中,已经取得了不少令人鼓舞的成果。由此看来,欲详细确定圣安德烈斯断层带的复杂速度结构,深反射波测量技术恐怕是唯一可行的手段。

本研究所用的资料已经过了石油公司的常规地震反射波处理。野外测量工作最初是在 1974 年做的^[14]。当时的结果已经表明,这种技术可以测得莫霍面的反射波。1978 年又进一步开展了工作,其具体细节可见文献[13]。除了共深点 (CDP) 剖面处理外,还做了大偏移距的剖面,检波器与可控震源在纵横向都有一定的展布,剖面延至 20 公里。

二、射线反演方法

对于二维非均匀介质, May 和 Covey^[1] 提出了一种射线反演方法以获得相应的结构。该方法需要 CDP 叠加剖面的反射波走时和独立的速度函数, 并假定 CDP 剖面是一个零偏移距记录剖面的准确代表, 即等效于震源与接收点位于地表的共同位置, 地震射线沿着同一条路径传下, 并自反射点返回。计算过程是反复的从地表计算到下一个未知的深层间断面, 通过调节速度分布, 直到最深处的内界面被定位。

由于圣安德烈斯断层带的地壳结构极为复杂, 加之该剖面的记录道数很多 (>300 道), 一种快速高效的射线追踪方法对这种类型的反演计算至为关键。本文采用 Aric 等^[2] 的射线追踪方法: 把整个结构划分为大量的三角形单元, 在每个小单元内部, 速度函数是线性变化。这就使得对地震波走时与射线轨迹的计算可用精确的解析公式来实现。因原文在公式(5)、(7)、(9)、(11)和(14)中存在多处印刷错误, 这里予以订正, 然后给出我们建立的反演公式。

令三角形单元内的速度函数是线性的(图 2), 则

$$V(x, z) = V_0 + B(x - x_0) + C(z - z_0) \quad (1)$$

式中 (x_0, z_0) 是射线在该三角形入口处 S 点的坐标。原始坐标系 (x, z) 则可通过旋转矩阵 \mathbf{A} 变换到局部直角坐标系 (\hat{x}, \hat{z}) 其原点为 S 点。

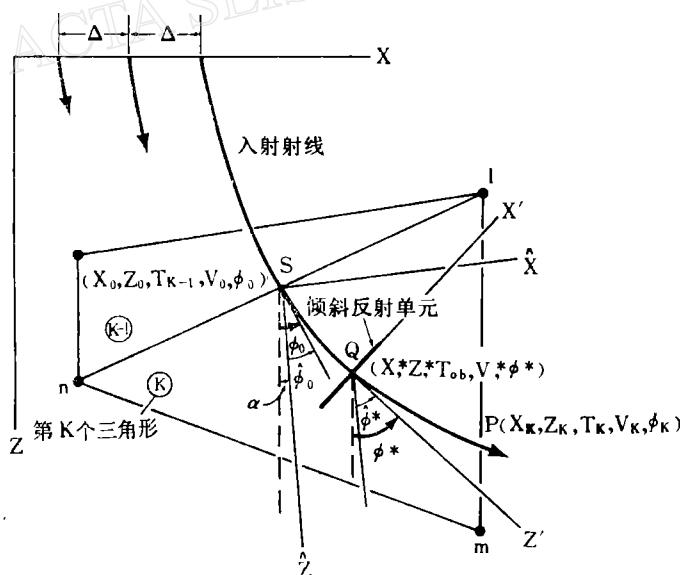


图 2 坐标系统

[第 K 个三角形单元的三个顶点为 l, m, n . 地震射线以 ϕ_0 的入射角从第 $(K-1)$ 个三角形单元进入第 K 个单元。局部坐标系 (\hat{x}, \hat{z}) 相对于原始坐标系的旋转角为 α . 点 S, P 分别是射线在三角形 K 中的入口和出口; 点 Q 是反演解的终点。坐标 x' 在 Q 点垂直于射线]。

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix}, \quad \mathbf{A}^{-1} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad (2)$$

变换关系为

$$\begin{bmatrix} \hat{x} \\ \hat{z} \end{bmatrix} = \mathbf{A} \begin{bmatrix} x - x_0 \\ z - z_0 \end{bmatrix}, \quad \begin{bmatrix} \sin \hat{\phi}_0 \\ \cos \hat{\phi}_0 \end{bmatrix} = \mathbf{A} \begin{bmatrix} \sin \phi_0 \\ \cos \phi_0 \end{bmatrix} \quad (3)$$

或

$$\left. \begin{aligned} \begin{bmatrix} x \\ z \end{bmatrix} &= \mathbf{A}^{-1} \begin{bmatrix} \hat{x} \\ \hat{z} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} x_0 \\ z_0 \end{bmatrix}, \\ \begin{bmatrix} \sin \phi_0 \\ \cos \phi_0 \end{bmatrix} &= \mathbf{A}^{-1} \begin{bmatrix} \sin \hat{\phi}_0 \\ \cos \hat{\phi}_0 \end{bmatrix}. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

这里, \hat{z} 在速度梯度方向上, ϕ_0 是射线与 z 轴的夹角, α 为旋转角

$$\alpha = \tan^{-1}(B/C) \quad (5)$$

在局部坐标系 (\hat{x}, \hat{z}) 中, 速度函数与 \hat{x} 无关:

$$\left. \begin{aligned} V_z &= V_0(1 + a\hat{z}) \\ a &= \frac{1}{V_0} \sqrt{B^2 + C^2} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

此时, 射线轨迹在该三角形中为圆的一段, 方程为

$$\left(\hat{x} - \frac{\cot \hat{\phi}_0}{a} \right)^2 + \left(\hat{z} + \frac{1}{a} \right)^2 = \frac{1}{(a \cdot \sin \hat{\phi}_0)^2} \quad (7)$$

$\hat{\phi}_0$ 是射线与 \hat{z} 轴的夹角。按照 Aric 等^[2]的定义, 射线与该三角形的一边 [比如端点为 l 和 m 的一边, 坐标为 $(\hat{x}_l, \hat{z}_l; \hat{x}_m, \hat{z}_m)$] 相交于 (\hat{x}_K, \hat{z}_K) 点, 可由下述方程解得:

$$\left. \begin{aligned} \hat{x}^2 - 2p\hat{x} + q &= 0 \\ p &= \frac{K^2 \cos \hat{\phi}_0 - L(aV + K) \sin \hat{\phi}_0}{a(K^2 + L^2) \sin \hat{\phi}_0} \\ q &= \frac{V(aV + 2K)}{a(K^2 + L^2)} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

$$K = \hat{x}_m - \hat{x}_l, \quad L = \hat{z}_m - \hat{z}_l, \quad V = \hat{z}_l \hat{x}_m - \hat{z}_m \hat{x}_l$$

上述计算需对三角形的三个边分别进行, 其解为:

$$\hat{x}_{1,2} = p \pm \sqrt{p^2 - q} \quad (9)$$

$$\hat{z}_{1,2} = \begin{cases} \frac{\hat{x}_{1,2}L + V}{K} & (K \neq 0) \\ -\frac{1}{a} + \left[\frac{1}{a^2 \sin^2 \hat{\phi}_0} - \left(\hat{x}_{1,2} - \frac{\cot \hat{\phi}_0}{a} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} & (K = 0) \end{cases} \quad (10)$$

并要求满足条件:

$$a\hat{z}_{1,2} + 1 > 0 \quad (11)$$

$$\hat{x}_{1,2} \sin \hat{\phi}_0 > 0 \quad (12)$$

第 K 个三角形的出口点 $P(\hat{x}_K, \hat{z}_K)$, 即为最后可接受的解, 它应具有最小的走时。

在这一点(即第 K 个三角形的射线出口点), 其相应的总走时 T_K 和波速 V_K 为:

$$T_K = \sum_{i=1}^K \tau_i \quad (13)$$

$$V_K = V_0(1 + a\hat{z}_K) \quad (14)$$

其中, τ_K 是射线在第 K 个三角形中, 自入口到出口段的走时.

$$\tau_K = \begin{cases} \frac{1}{aV_0} \ln \left[\frac{\tan\left(\frac{\hat{\phi}_K}{2}\right)}{\tan\left(\frac{\hat{\phi}_0}{2}\right)} \right] = \left| \frac{1}{2aV_0} \ln \left| \frac{(1 - \cos \hat{\phi}_0)(1 + \cos \hat{\phi}_K)}{(1 + \cos \hat{\phi}_0)(1 - \cos \hat{\phi}_K)} \right| \right| & \\ \frac{1}{aV_0} \ln(1 + a\hat{z}_K) & (\text{若 } \cos \hat{\phi}_0 = \pm 1) \end{cases} \quad (15)$$

夹角 $\hat{\phi}_K$ 依下式求出:

$$\sin \hat{\phi}_K = \frac{V_K}{V_0} \sin \hat{\phi}_0 \quad (16)$$

上述解仅是第 K 个三角形的出口坐标 (\hat{x}_K, \hat{z}_K) . 至于在绘制射线轨迹图时, 所需的射线在三角形内的位置, 可按下述过程求得, 令

$$\hat{x}_K^{(i)} = i \left(\frac{\hat{x}_K}{n} \right) \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (17)$$

n 取值 3—5. 再把公式(17)代入(7)式, 即可得到中间的各点位 $(\hat{x}_K^{(i)}, \hat{z}_K^{(i)})$.

在做反演计算时, 若 T_{ob} 是观测走时, 则对每一个求解的三角形, 都要对比 T_{ob} 与 T_K 的值, 一俟下述条件成立时:

$$T_{K-1} < T_{ob} \leq T_K \quad (18)$$

该射线的反射面必定在第 K 个三角形中, 记

$$\Delta T = T_{ob} - T_{K-1} \quad (19)$$

由公式(15)

$$\Delta T = \left| \frac{1}{aV_0} \ln \left[\frac{\tan\left(\frac{\hat{\phi}^*}{2}\right)}{\tan\left(\frac{\hat{\phi}_0}{2}\right)} \right] \right|$$

即

$$\tan\left(\frac{\hat{\phi}^*}{2}\right) = \tan\left(\frac{\hat{\phi}_0}{2}\right) \exp[aV_0\Delta T] = r \quad (20)$$

考虑到

$$\begin{aligned} \sin \hat{\phi}^* &= 2r/(1 + r^2) \\ \cos \hat{\phi}^* &= (1 - r^2)/(1 + r^2) \end{aligned} \quad (21)$$

则射线终端 Q 点的坐标为

$$\begin{cases} \hat{x}^* = \frac{1}{a \sin \hat{\phi}_0} (\cos \hat{\phi}_0 - \cos \hat{\phi}^*) \\ \hat{z}^* = \frac{1}{a \sin \hat{\phi}_0} (\sin \hat{\phi}^* - \sin \hat{\phi}_0) \end{cases} \quad (22)$$

并有

$$\begin{aligned} V^* &= V_0(1 + az^*) \\ \hat{\phi}^* &= \sin^{-1} \left(\frac{V^*}{V_0} \sin \phi_0 \right) \end{aligned} \quad (23)$$

对零偏移距反射波情况,入射与反射波的射线经同一路径,则射线在上述终端(x^*, z^*)处便垂直于该反射面的倾斜单元,其倾斜单元的坐标可通过坐标系的再次旋转而得到(图2).若 z' 沿着射线方向, ϕ^* 是 z' 与 z 轴的夹角,坐标系(x', z')的原点在(x^*, z^*),那么

$$\begin{bmatrix} x - x^* \\ z - z^* \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \phi^* & \sin \phi^* \\ -\sin \phi^* & \cos \phi^* \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x' \\ z' \end{bmatrix} \quad (24)$$

因倾斜单元的 z' 分量总为零,可令

$$x' = \pm \Delta / 3 \quad (25)$$

Δ 是 CDP 剖面记录道的间距.由(24)式,该倾斜单元二端点在深度剖面中的坐标为

$$\begin{bmatrix} x \\ z \end{bmatrix} = \pm \frac{\Delta}{3} \begin{bmatrix} \cos \phi^* \\ -\sin \phi^* \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} x^* \\ z^* \end{bmatrix} \quad (26)$$

这些反射面倾斜单元的汇集,便形成了模型中的新界面.

三、初 始 模 型

近二十年,对中加利福尼亚的地壳结构,已经提出了不少模型,其中的一些已包含了跨圣安德烈斯断层的波速变化细节(例如文献[12、4、6、21、9、14、7、1]).至于该地区断层东西两侧地壳大块体的模型,是前不久根据折射波资料得到的^[17,18].对这些速度结构的一些代表,我们以相同比例尺和0.5公里/秒间隔的等值线绘于图3.这些模型的细节显示出该区存在着甚强的侧向速度变化,地震波速向着低波速断层带降低.重力和实验室的研究结果也得到了圣安德烈斯断层带的低波速、低密度模型^[10,20].1974年在断层带附近做的地壳反射波测量发现,可能在地壳的底部存在着很明显的向东倾斜的反射界面^[14].断层西侧莫霍面的深度估计为24公里左右,而在断层东侧于大致相同的深度处,可以观测到较弱的反射波.这些结果与其它的研究大体相符.上地壳折射波的资料表明^[18],断层西侧的平均波速(6.1公里/秒)比东侧的(5.7公里/秒)要高,而在下地壳的速度分布却相反.东侧为6.9公里/秒,西侧为6.5公里/秒.

上述各种地壳结构的不同特征,在我们的初始模型中(图4)均已考虑到,但限于篇幅,本文不一一详述.该初始模型的特点是,断层带的波速非常低,在断层西侧的块体中,侧向速度梯度亦很大.在深度3—8公里左右,有一个自断层带向西插入至少5公里的低速区域,这与该处的地震活动带是相吻合的.在反演过程中,对每一步迭代需实施下述约束:

1. 修正的模型靠近初始模型.在新的更深一层的内界面被确定之前,下部的速度函数保持不变;
2. 莫霍面的深度在22—25公里范围内;

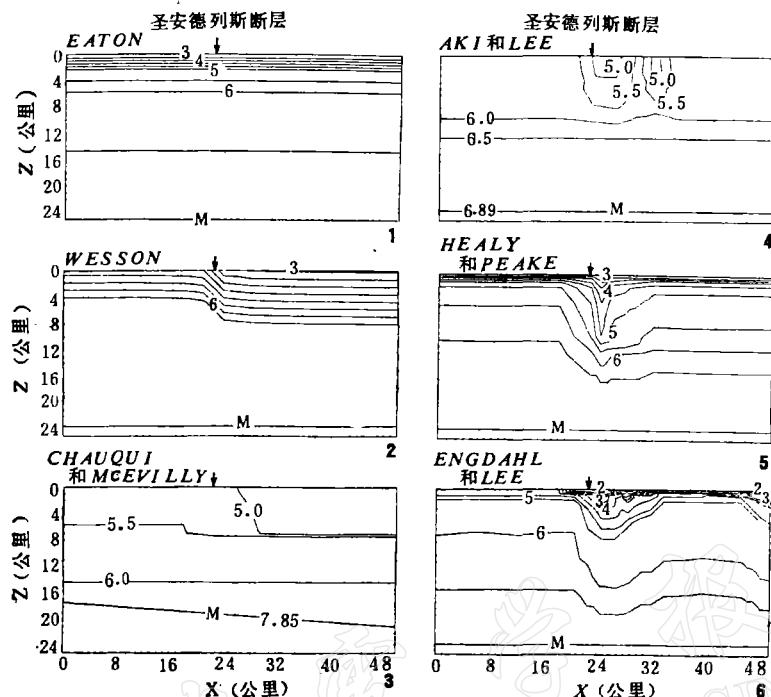


图3 对该研究地区的几种代表模型

(资料来源可根据作者姓名从文献中查到。各原模型已经过内插处理，使等值线均以0.5公里/秒为间隔，故与原始值可能有小量偏差。所有剖面均宽50公里，且在垂直方向上比例尺未做放大)。

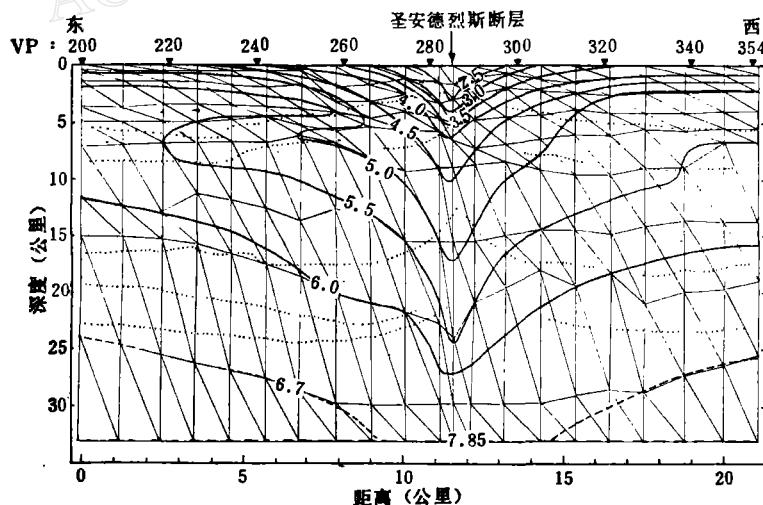


图4 本文的初始模型和计算网络

(虚点是经过第一次反演迭代后的界面位置。图上方的水平线处给出了振动点号)。

3. 过内界面的速度差是依据估算的反射系数来确定的；
4. 内界面分离开等速线；

5. 对于较为平滑和连续的反射波记录段，在由此构制到深度剖面时不应存在纵向强扭曲。

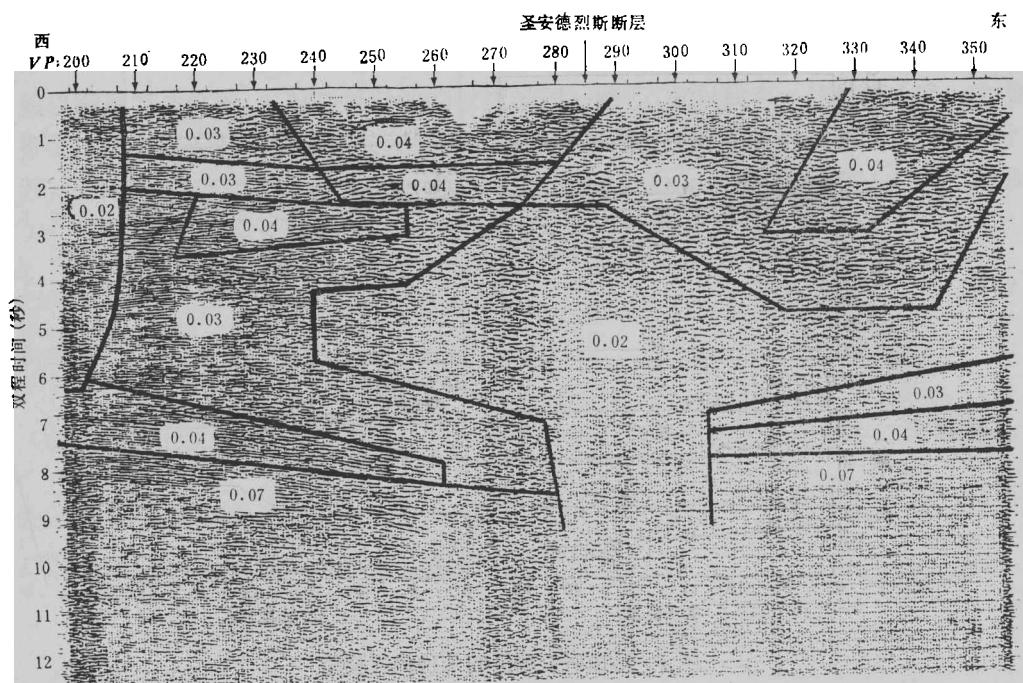


图 5 真实振幅的 CDP 叠加剖面
(球形发散已经扣除。图中的反射系数是根据振幅和衰减特征来确定的,迭代过程中将利用这些数值)。

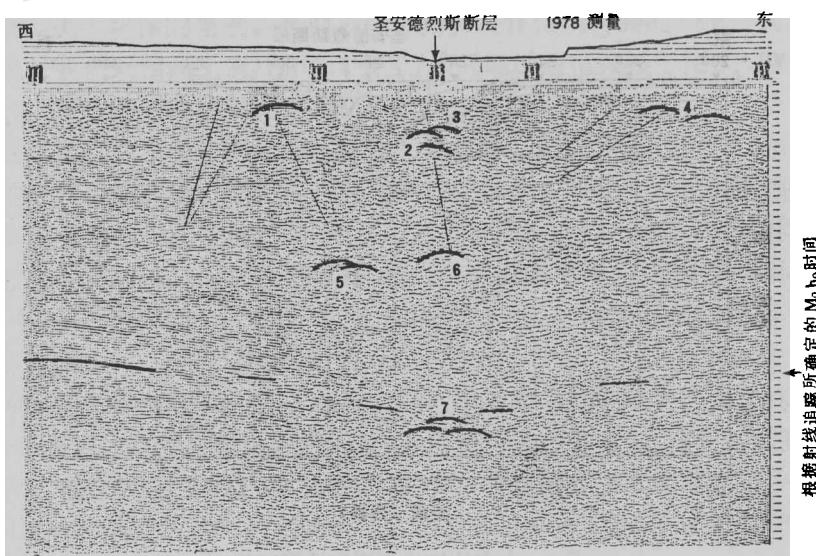


图 6 跨圣安德烈斯断层的常规 CDP 叠加剖面
[对各已编号的绕射波记录,从假定点源至接收点的平均速度与距离分别为: 1)3.8公里/秒和1.0公里; 2)1.3公里/秒和0.9公里; 3)1.9公里/秒和1.0公里; 4)2.7公里/秒和1.3公里; 5)1.3公里/秒和3.2公里; 6)1.3公里/秒和3.0公里; 7)0.9公里/秒和4.2公里]。

图 5 是真实振幅的 CDP 叠加记录剖面。在常规预处理时的侧向变化的速度剖面, 与图 4 中的初始模型大体相似。根据反射波振幅的分布并考虑到断层东侧的强衰减, 反射系数大体分为三级: 较高(0.04), 正常(0.03)和较低(0.02)。正入射时的反射波系数

$$\gamma = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (27)$$

假定 $\rho_2 \sim \rho_1$, 且平均波速为 \bar{V} , 则公式(27)可写成

$$\Delta V \sim 2\gamma \bar{V} \quad (28)$$

由此, 可得到相应的速度差 ΔV 分别为 0.4、0.3 和 0.2 公里/秒。图 5 给出反射系数的分布。

图 6 中所标出的反射波记录段是选来做模型处理用的资料。

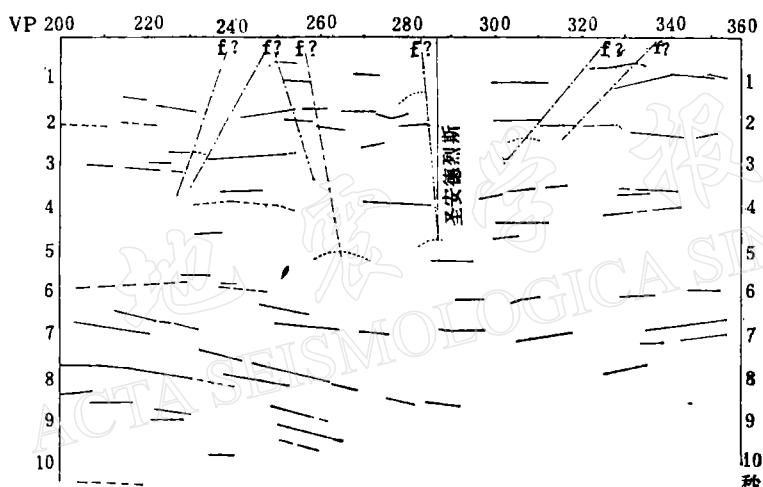


图 7 对图 6 剖面的解释

(这是承蒙 K. Waters 教授帮助做的。反演计算时只选用了其中一部分强反射波)。

四、绕 射 波

图 6 是通常所获得的无偏移 CDP 叠加记录剖面, 并用来对反射波、绕射波和主要界面进行解释。在时间剖面中的绕射波具有抛物线的特征形状。据此, 可以推算出平均速度 \bar{V} 及绕射源的距离 D (图 6 及图 8)。为了对那些明显的绕射波, 特别是位于断层带内的, 进行空间分布的分析, 在图 6 的说明中列出了计算结果。

对图 6 中 1—4 号绕射波的分析, 支持其它研究的结果: 断层西侧的浅层波速(3.8 公里/秒)比东侧的(2.7 公里/秒)高, 而在断层带内的波速则最低(1.3—1.9 公里/秒)。显然, 做为这些绕射源的局部各向异性构造, 应位于地壳浅部。现在所估算出的深度均是其最大值。如果绕射源的空间位置不在观测剖面内, 那么, 其深度势必会更浅。对那些波速很低且绕射源距离又较大者, 比如第 7 号绕射波记录, 其绕射源肯定非常浅, 而且这是一种

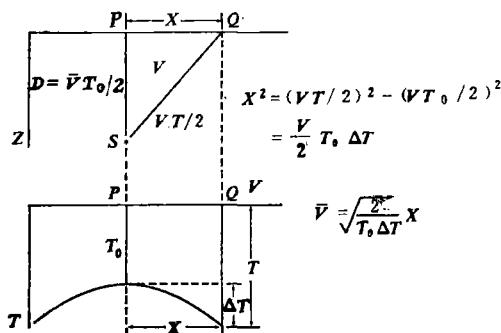


图 8 在时间和深度剖面上的绕射波

(\bar{V} 是从地表到绕射源的平均速度, $D = \bar{V} T_0 / 2$ 是相应的距离. 当 T_0 , ΔT 和 x 在时间剖面测定后, \bar{V} 和 D 值即可推算出).

来自测线侧向的返回波. 初步分析表明, 断层带的结构很不均匀, 在其内部存在大量的散射点. 绕射波源分布在地壳上部, 但由于断层带内浅层的波速又很低, 所以, 这些绕射波信号便迭加在那些来自深层界面的反射波上了. 查明时间剖面中的这些绕射波, 对正确分析反射波资料是极为有益的. 从记录上看, 来自下地壳的绕射波不清晰, 可能是由于信号强度弱、起始幅度小, 或者是由于随着深度的加大、断层带内的各向异性而降低了.

五、结 果

经第一次迭代的反演结果示于图 4 的虚点线. 从位于断层两侧的初步结果看, 反射

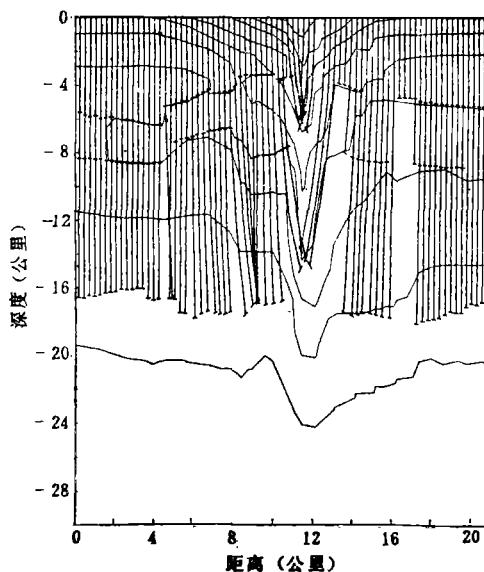


图 9 反演过程的中间结果

(在上地壳中已有两层界面被确定. 可以看到, 时间剖面里的一些散布反射波记录却在深度剖面内出现汇聚深度 16 公里左右, 好似来自同一点源的绕射波. 看来, 断层带内部可能存在各向异性构造).

界面大体合理。但在靠近断层处，出现内界面的急剧上翘，这是由于我们对断层带的低波速给了过量的初值造成的。这种反常可以在迭代过程中，通过调节模型的细节而消除。图9是一个中间计算结果。在大约5—9公里深处的反射界面已经确定，地震射线正显示出16公里深处的另一层反射界面。还可以看到，某些反射波在深处的汇聚，有可能是发自断层带内深处的绕射波。图10—12是最后的计算网格和地壳模型。现在反演得到的地

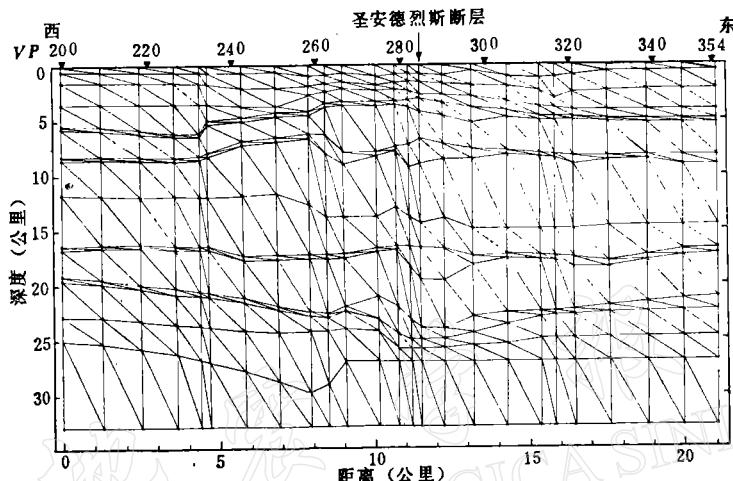


图 10 最终的计算网格

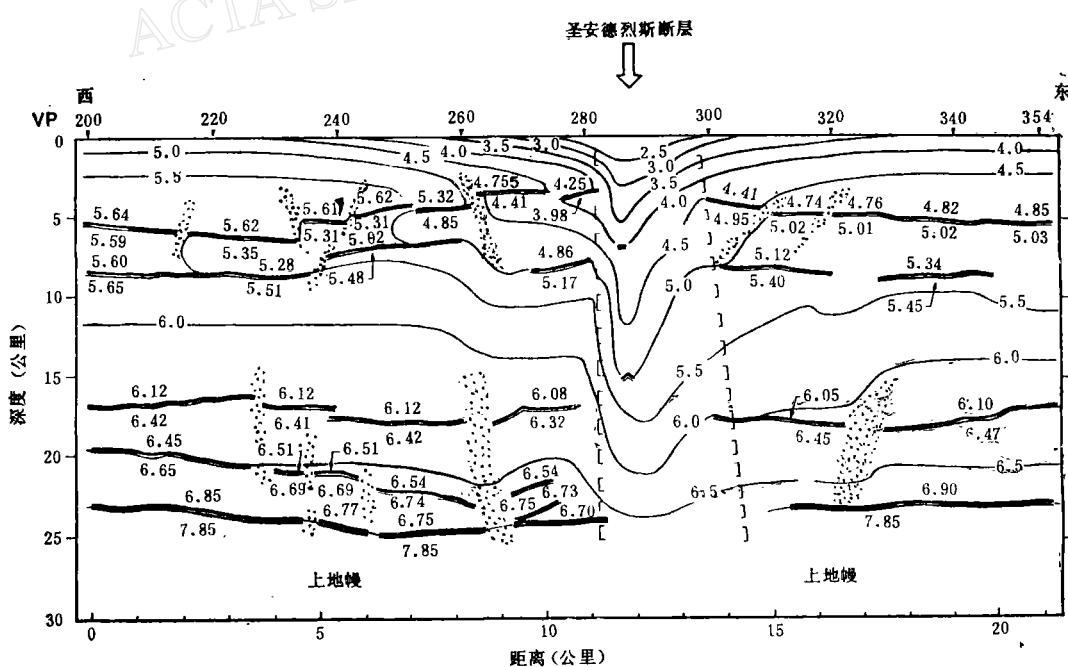


图 11 最后的圣安德烈斯断层带地壳模型

(在反演计算时仅利用了连续性好,且震相稳定的反射波信号,其它那些较弱的均已被略掉。图中阴影区代表反射波缺失地段,近直立的括号线给出了断层带的大致位置,这是根据低波速区来推断的)。

壳结构与初始模型十分接近，也满足了各种基本约束条件。

所得结果的下述特点值得注意：

(1) 圣安德烈斯断层是地壳中一条巨大的直立破裂带，断层的两侧均有几层近于水平的界面，这些界面并不连续，而且在垂直方向上还有一定的位错。在断层的西南侧，莫霍界面和另两个下地壳间断面均呈东倾。在远离断层的部位，地壳的层状结构愈显明晰，相应的反射波记录亦更加连贯；

(2) 断层两侧的地震波速度、衰减系数以及地壳岩石的物理性质都是绝然不同的。在断层的西侧，上、下地壳的平均速度分别是 5.5 和 5.6 公里/秒，地壳底部的波速约为 6.8 公里/秒；在断层的东侧，其相应的速度约为 5.1, 6.5 和 6.9 公里/秒。上地幔速度假定是 7.85 公里/秒的常量。图 5 的真实振幅迭加剖面还表明，反射波记录在断层西侧清晰而尖锐，而跨过断层到东侧后，显然变得模糊而微弱了。除此而外，断层西侧的波速变化也明显比东侧急剧。西侧低波速区的存在，也是二者构造上的差异之处。总而言之，就 *Gabilan* 和 *Franciscan* 这两大块体的地壳结构上来看，除了其地壳厚度外，不存在什么相似处；

(3) 断层内部结构很有趣，最突出之处是其低波速带。它从地表一直延伸到上地幔，在断层带处亦未见来自莫霍界面的反射波。低波速带的视宽度从上地壳的 3 公里增至地壳底部的 4 公里，断层基本直立，略向东倾。速度的侧向分布不对称，西侧变化急剧，仿佛一块坚硬的块体紧贴于断层泥；另一侧则呈缓和的侧向渐变。在走时大约 4.0 秒和 7.0 秒处，观侧到一些强反射信号，似为绕射波，波源深度约为 7 和 15 公里。这表明，即使在断层带的深处依然存在着较大阻抗差，很可能是在断层大规模水平错动时，来自两侧的一些小块体被卷入断层泥中；

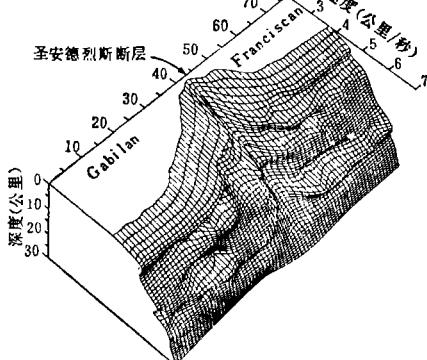


图 12 圣安德烈斯断层带的速度结构透视图

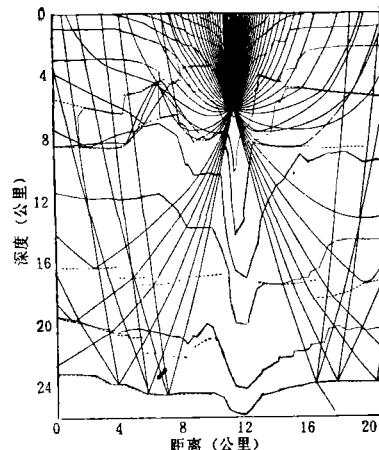


图 13 在圣安德烈斯断层带 6 公里深处，一地震的射线路径分布

(低波速区的存在，使近震中距处的射线路径畸变，射线在震源上方彼此交叉，然后出露于断层的对侧)。

(4) 本区在圣安德烈斯断层带的震源深度大部分在 3—8 公里。恰值反射波测量的野外工作期间，断层带内发生了一次小地震 ($h = 6$ 公里， $M = 1.8$ ，1978 年 4 月 14 日)，被断层西侧的 48 道拾震器记录到。据此，求得的视波速值已经用来构制现模型，图 13 给

出了相应的地震射线路径。由于该区结构的异常复杂性，在观测中已经发现，来自该深度范围的地震波出现严重的畸变^[15]；

(5) 本文所推论的低波速楔形区域位于3.5—8公里深处，在靠近断层的地方，波速降低0.3—0.4公里/秒。有理由认为，这与地震的强活动有关。在这样一个深度出现低速区是由应力场造成的，我们可用破裂带渗透率的增大及孔隙压力的异常来解释。

六、结 论

地震反射波剖面技术是一种有发展前途的测深手段，可测出强侧向变化的地壳结构。由于深部的物性变化可以很急剧，即使在5—10公里的典型反射波测线上都会出现，故应进行迭加处理，形成初始剖面再做解释。在用反射波资料构造断层模型时，用射线反演方法来调整模型很有用。这时可利用快速高效的射线追踪程序进行计算。针对反演的非唯一性，需合理地选取初始模型及约束条件。一般来讲，这种方法不难得到一个合理的模型。逻辑上的下一步工作是，利用现在的速度模型，再重新处理反射波剖面，并且在迭加前先做偏移，这样做可否改善剖面质量，尚有待检验。

作者认为，目前在改善图象锐度的研究中，已经过多地采用了最优化速度迭加技术，而在侧向各向异性很强的情况下，它们已经与真实的速度分布不同。特别是在二维的假设条件已经不满足的情况下，那些来自非剖面内的侧向反射波将会干扰原剖面，因此，欲发现深部的小尺度构造变化，倒是那些未做过份迭加的资料更加有用。从本研究来看，有许多单道记录显示了明晰的细节，而在随后的迭加处理中竟被抹掉，我们准备就此再做更深入的分析。

本文所用的方法，在迭代过程和约束条件上，均存在较强的主观性。然而，对圣安德烈斯断层这种地壳极其复杂的结构而言，又是迄今为止，我们所能实施的几乎唯一的办法。待到有更多的资料可被利用时，方法上的改进也应重视。

作者对 E. L. Major 及洛伦兹伯克利实验室 (Lawrence Berkeley Laboratory) 计算地震学中心的同事表示感谢，他们协助作者调试了程序并绘制图件。同时也对 Ken Waters, Rich Clymer 和 Rolf Gutdeutsch 在工作上的帮助表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Aki, K. and Lee, W. H. K., Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using P-arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, **23**, 4381—4399, 1976.
- [2] Aric ,K., Gutdeutsch, R., and Sailer, A., Computation of travel times and rays in a medium of two-dimensional velocity distribution, *Pageoph*, **118**, 796—806, 1980.
- [3] Boore, D. M. and Hill, D. P., Wave propagation characteristics in the vicinity of the San Andreas Fault, Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System, *Stanford Univ. Publ.*, **13**, 215—224, 1973.
- [4] Chauqui, L. and McEvilly, T. V., Detailed crustal structure within the central California large-scale seismic array, in Annual Report, Seismographic Station, University of California, Berkeley, 1968.

- [5] Clymer, R. W. and McEvilly, T. V., Travel-time monitoring with VIBROSEIS, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1902—1927, 1981.
- [6] Eaton, J. P., Lee, W. H. K. and Pakiser, L. C., Use of microearthquakes in the study of the mechanics of earthquake generation along the San Andreas fault in central California, *Tectonophysics*, 9, 259—282, 1970.
- [7] Engdahl, E. R. and Lee, W. H. K., Relocation of local earthquakes by seismic ray tracing, *J. Geophys. Res.*, 81, 4400—4406, 1976.
- [8] Ellsworth, W. L., Bear Valley, California, earthquake sequence of February-March 1972, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65 483—506, 1975.
- [9] Healy, J. and Peake, L., Seismic velocity structure along a section of the Andreas fault near Bear Valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1177—1197, 1975.
- [10] Lin, W. and Wang, C. Y., P-wave velocities in rocks at high pressure and temperature and the constitution of the central California crust, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 61, 379—400, 1980.
- [11] May, B. T. and Covey, J. D., An inverse ray method for computing geologic structures from seismic reflections—Zero-offset case, *Geophysics*, 46, 268—287, 1981.
- [12] McEvilly, T. V., Crustal structure estimation within a large scale array, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 11, 13—17, 1966.
- [13] McEvilly, T. V., Extended reflection survey of the San Andreas fault zone, U. S. Geol. Surv. Open-File Report No. 81—388, 1981.
- [14] McEvilly, T. V. and Clymer, R. W., A deep crustal reflection survey on the San Andreas fault, *EOS Trans. Am. Geophys. Union.*, 56, 1021, 1975.
- [15] McLaughlin, K. L., Spatial coherency of seismic waveforms, Ph. D. Thesis, Univ. of California, Berkeley, 1982.
- [16] McNally, K. C. and McEvilly, T. V., Velocity contrast across the San Andreas fault in central California: small-scale variation from P-wave nodal plane distortion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1565—1576, 1977.
- [17] Mooney, W. D. and Luetgert, J. H., A seismic refraction study of the Santa Clara Valley and Southern Santa Cruz mountains, West-central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 901—909, 1982.
- [18] Walter, A. W. and Mooney, W. D., Crustal structure of the Diablo and Gabilan ranges, central California: a reinterpretation of existing data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1567—1590, 1982.
- [19] Stierman, D. J. and Zappe, S. D., Lateral P-velocity gradients near major strike-slip faults in California, *Science*, 213, 207—209, 1981.
- [20] Wang, C. Y., Lin, W. and Wu, F. T., Constitution of the San Andreas fault zone at depth, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 741, 1978.
- [21] Wesson, R. L., Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 729—746, 1971.

INTERPRETATION OF SEISMIC REFLECTION PROFILING DATA FOR THE STRUCTURE OF THE SAN ANDREAS FAULT ZONE

FENG RUI

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)

T. V. McEVILLY

(*Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley Laboratory, and Seismographic Station,
University of California*)

Abstract

A seismic reflection profile crossing the San Andreas fault zone in central California was conducted in 1978. Results are complicated by the extreme lateral heterogeneity and low velocities in the fault zone. Other evidence for severe lateral velocity change across the fault zone lies in hypocenter bias and nodal plane distortion for earthquakes on the fault. Conventional interpretation and processing methods for reflection data are hard-pressed in this situation. Using the inverse ray method of May and Covey (1981), with an initial model derived from a variety of data and the impedance contrasts inferred from the true-amplitude stacked section, an iterative inversion process yields a velocity model which, while clearly non-unique, is consistent with the various lines of evidence on the fault zone structure.