

## 地震学CT技术的原理、应用和发展

CT技术同遗传工程、新粒子发现和宇航技术一起被称为七十年代四大科技重要成果〔1、2〕。这项重要的科技成果已经成功地应用到医学、射电天文学、核磁共振、显微技术、无损检测、磁流体力学、物质结构、化学和地球物理学等许多领域中，并先后于1979年获得诺贝尔医学奖金（Cormack和Hounsfield），于1983年获得诺贝尔化学奖金（Klug）。

最近几年地震学CT技术已引起国内外学者的普遍重视。本文从地震学的角度介绍CT技术的原理、应用和发展以及在地学中应用的困难和图象重建等问题。

### 一、原理和应用

#### 1. 原理

英文CT或CAT一词（Computer Aided Tomography）在医学中译为“计算机辅助断层成像技术”，在地震学中暂无统一译名，“层息”、“层析”、“层面成像”等均指它。这种特殊的计算机技术是根据物体外部的测量数据，依照一定的物理和数学关系反演物体内部物理量的分布，最后又以图象的形式表现。这就是说，人们可以在非破坏性的条件下通过测定不同入射角的射线（ $x$ 射线、 $\gamma$ 射线、地震波、电磁波等）的走时、衰减或阻抗值——它们分别是待测物体中慢度、吸收或者密度对射线路径的线积分（称为投影函数），即可利用CT技术重现出物体内部在观测平面内慢度、吸收或密度的二维分布图象。理论与实践证明，如果能取得无穷多的连续投影函数，那么反演的解是唯一的。

1917年奥地利数学家J. Radon对由投影重建图象的思想第一次做出了严格的数学表达，解决了它们的变换关系。以后人们称二维域内由一个未知的连续实体函数沿穿过该区域的直线的线积分为Radon正变换，积分值称投影函数（是可测量的物理量），由投影函数确定待求实体函数的重建公式为Radon反变换。这一对变换关系具有唯一性和一般化的数学形式。Radon理论及其以后发展起来的数理关系逐渐形成了一门独立的学科，是CT技术的理论基础。

#### 2. 应用

自1978年以来，CT技术在地震学领域内得到了广泛的应用〔3、4〕。特别是在1983年以后，对地震学CT的理论与应用研究已经成为国际上最引人注目的课题之一。

CT技术在地震学中的应用主要集中于以下几个方面：

##### （1）两测井间的结构测定

Gustausson（1984）利用地震波速的成像确定倾斜磁铁矿体的产状；Daily（1985）采用人工电磁源的设备对介质吸收系数成像，清楚地获得了地下油、水的分布图象；Ramirey和Lytle（1983）通过对岩体注入盐水改变介质对电磁波吸收的特性，获得了岩体内断裂展布的二维清晰图象。

##### （2）热田与岩浆室分布的探测

根据地震台阵的体波走时残差异常推断地热田结构(如Zandt, 1978; Iyer, 1979)。

### (3) 煤田生产中的应用

由于高频电磁波具有较好的分辨度,而煤的电导率在干、湿及燃烧成灰时变化明显,已有人采用CT技术监视地下煤田燃烧区域的变化(Thomson, 1979; Sontag等, 1984),还采用高频弹性波的震源—接收观测系统准确重建了主巷道间的波速图象,使煤田的开采与巷道掘进能设法避开危险的构造地段。Witterholt(1985)采用1—30MHz的电磁波源对三个研究地区成功地得到岩石物性和地下流体条件的图象。

### (4) 石油勘探中改进反射波剖面的处理技术

通过T—X与 $\tau$ —P域的变换来改善信噪比已经取得明显效果,反射波CT与偏移技术的结合不仅使反射界面能够较容易被确定而且能得到波阻抗(或波速)的二维物性图象。Bishop(1985)等海湾石油公司的研究人员在白令海域应用CT技术发现两处低速异常区和明显的构造隆起,并认为这样得到的结果更为准确<sup>[5]</sup>。

### (5) 地震测深中对折射波剖面的反演

针对资料解释中震相识别和低速层构造所引起的困难,波场向下延拓方法已经发展起来。从不同地方的实用结果看,反演解较为稳定而受初模型的影响小。最近这种方法已经被推广到倾斜界面(Milkereit, 1985)、天然地震的台网观测资料(Walck, 1984)和大偏移距等更复杂情况中。

### (6) 利用天然地震的体波走时反演地球波速三维结构

在计算方法上采用了CT技术的反投影和ART(代数图象重建)等等快速反演技术,一些学者据此推断了下地幔对流(Dziewonski, 1984)、上地幔以及地壳结构(Humphreys, 1982; Hearn, 1983),还研究了大震前后可能的波速变化(Nakanishi, 1985)<sup>[6]</sup>。

### (7) 利用天然地震的面波频散反演地球波速三维结构

哈佛大学和加州理工学院的研究成果最具代表性<sup>[7]</sup>,所得结果在水平方向的分辨率约2500—3000公里,深度的分辨度为200—500公里,据此研究人员推断了上下地幔的横向变化和各向异性,发现板块构造同地幔的对流不是简单的垂直对应,热异常引起波速和密度的变化在一定程度上控制着板块的运动又受其反作用,地下300公里左右开始发展了新的构造,洋中脊与大陆地盾下的深部构造同地球物理学家的早期推测存在相当大的差异。

### (8) 在岩石试验和震源机制的研究中的应用

Nenmann—Denzau(1981, 1984)采用不同的反投影成象方法重建了岩样内部构造,在利用超声波和波动的偏振性上均有人做了试验(如Toksoz, 1985; Pino, 1985)。Menke(1985)还利用远震波形做了断层的滑动成象研究。Kennett(1985)将Lg波的传播特性用于对构造非均匀性的研究中。在中尺度试验中,通过加盐水获得岩体内断裂分布的方法是相当成功的。

最后应该说明,地震学和地球物理学CT技术的研究毕竟处于起步阶段,在理论、方法和应用中依然存在大量的困难有待解决。既使在一些成功的应用实例上,比如对波速或衰减的三维分布研究,同典型的CT问题和Radon交换已经相差很远,因此国外亦有人主张对这类问题直接称为“三维反演”而不要冠以CT的名称,否则容易在理论上带来混乱。

## 二、地学中的困难

在医学和射电天文学等领域中成绩斐然的CT技术为什么却在地球物理学中步履艰难

呢? 这同地学问题的特殊性有关。

### 1. 理论工作不完善

做为CT技术基础的Radon变换是针对直射情况建立的, 它适用于探测射线的波长远小于待成象的非均匀区几何尺寸的情况, 每一条射线如同高能粒子束一样, 沿直线轨迹穿过成象区, 而且这样的直射又是无限多条并且能做 $360^\circ$ 的发射与接收。显而易见, 这样的条件在地学中是无法做到的。如果考虑到射线的弯曲性(地震学的实际情况)便自然涉及到广义Radon变换的问题<sup>[4, 8]</sup>, 而目前理论上的研究结果在反变换中存在不稳定性, 只得拟逆的具体表达式, 它还不是真正的逆变换, 并且所涉及到的广义函数的卷积也不适于具体的计算。如果我们考虑到射线的非完全复盖性(也是地震学的实际情况), 又涉及到非完全层面成象问题, 使反演面临相当困难的非适定性处理, 目前在理论上还没有普遍适用的办法。

### 2. 观测条件的限制

地学观测系统中最严重的困难是台站布设不能完全复盖待测空间, 比如在大洋内、海岭下和地球内部无法布署观测台, 加之天然地震的震源分布又不能尽由人意, 于是在相当一部分区域内将丢失射线的扫描记录, 这也是不能靠加密有限区域中的观测点来弥补的。即使在应用地震学最先进的石油勘探领域中, 人们可以在井中、在地表做各种观测, 但在地球内部与地表平行的层位上毕竟不能进行观测。从这个意义上来讲, 现在面临的都是非完全层面成象问题。除此而外, 低频的地震波穿透深度虽然大, 但分辨率很低, 周期为2秒的P波波长一般要达15—20公里, 区域台网30—50公里的台距也决定了横向分辨的最小尺度, 如果考虑到医学中待测客体同射线波长之比一般都在10以上的话, 那么试图用低频体波或频率更低的面波(周期10—200秒)来做精细的成象恐怕是毫无希望的。最后还应看到, 医学观测中射线源的强度、频率等可以控制, 超声波试验中的激发时刻亦为已知, 而天然地震震源的强度、频率分布、机制、坐标和发震时刻等参数本身都属于待测量, 必须通过极精确的计算和处理才能把震源和介质中待成象客体的影响区别开, 此外, 地震图中的干扰也比较多。所以地震学CT观测的信噪比相当低, 应用中要采取一定措施。

### 3. 成象目标复杂

医学中的成象的目标常是在均匀或基本已知介质内的局部异常体。但地震学的研究对象则复杂得多。一些在地表测定的岩石波速、吸收、密度和弹性模量并不能简单地引用于深部, 成象的目标又绝不是相同的构造, 甚至背景场的非均匀性还会超过目标物, 地震学的研究已经发现地球内部存在低速层和低速区, 这又是地震射线的“影区”部分。更困难的是, 需要成象的往往涉及到两个难以区分的物理量, 比如在地震走时观测中必须同时考虑速度和界面埋深, 在反射波剖面中又要同时考虑速度和密度, 在动力学反演中还必须兼顾吸收和速度, 这比单纯对一个物理量重建图象显然困难得多。即使获得了良好的图象之后, 怎样检验解的正确性呢? 浅层可靠开掘和打井来验证, 深部怎么办? 如果没有大量的检验做标准, 又怎么发展地震学的CT技术呢? 这些问题是地震学CT研究中必须考虑的。

## 三、图象重建

图象重建是CT技术的核心问题。目前在地震学的应用上以借用为主, 数学上归为解析法和迭代法两大类, 物理上归为几何光学和物理光学法。本文着重思路的介绍, 以便于读者对问题有较全面的了解。

### 1. 矩阵法

Backus—Gilbert广义线性反演理论已经是地震学中最广泛采用的方法之一, 计算中的关键问题是处理结构的泛函同模型微扰 $\delta m$ 的积分

$$\delta x(\xi) = \int G(\xi, \zeta) \delta m(\zeta) d\zeta \quad (1)$$

$G(\xi, \zeta)$ 是微分核,  $\delta x$ 则可以是走时、速度的变化量。当给定了初始模型后, 可以把计算离散化, 把(1)式化成矩阵形式求解出 $\delta m$ 值, 经多次迭代而得终模型以及表征解的分辨率和误差的矩阵。Aki在1976的工作具有代表性<sup>[9]</sup>, 至今也是地震体波、面波反演中的重要算法。前文已经提到, 在对波速的三维成像研究中, 震源位置本身也是未知量, 两个耦合着的量都依赖于同一观测资料, Pavlis(1980)、刘福田(1985)采用了参数分离的办法使速度和震源的参数方程分别求解, 已取得一定进展。矩阵方法的最大弱点是运算量过大, 目前在CT技术中较少采用。

### 2. 傅氏变换法

这种方法的基础是利用了Radon变换与Fourier变换间的投影定理: 在直线条件下,  $\theta$ 角投影函数 $P$ 的一维傅氏变换等于实体函数 $f$ 二维傅氏变换在 $\theta$ 角方向的切片值, 即 Bracewell 中心切片定理

$$\int_{-\infty}^{\infty} P(t, \theta) e^{-ik't} dt = F(k \cos \theta, k \sin \theta) \quad (2)$$

右端 $F(k_x, k_y)$ 是 $f(x, y)$ 的二维Fourier变换。从这个投影定理出发, 引出两种求Radon反变换的方法, 即频率域 $k$ 中的傅氏变换法和空间域中的褶积法。对于前者, 可以先对不同 $\theta$ 角的投影函数做傅氏变换构成极坐标中的二维波数场, 然后通过内插技术变成直角坐标系的数值, 再经二维傅氏逆变换, 于是图象得以形成。该方法运算迅速, 而且还可以利用上氏谱的对称特点减半数据量, 弱点是在频率域做内插时高频损失较重, 影响成像的分辨。针对地震学的非完全投影情况, 可采用有限角投影重建的办法, 或采用扇形滤波器避开观测点缺失区的办法。经这样处理后, 虽然图象的分辨已经降低但基本轮廓仍可显现, 地震学家们有时还是可以接受的。在介质产生弱绕射波的情况中, 需利用Devaney的绕射投影定理构制二维谱<sup>[10]</sup>, 这时绕射波的傅氏变换在频率域中形成一个过原点的半圆弧, 圆弧的半径 $R_0 = 2\pi/\lambda$ ,  $\lambda$ 是该波场在背景介质中的波长, 于是频率域的二维谱可以从圆弧的网格阵傅形成。Devaney投影定理在地学中的应用价值很大, 它不仅给出了在不同角度观测时的变换关系还指明了当空间扫描有困难时(地学中常常遇到)可以走频率扫描的途经, 这时 $K$ 空间的资料范围能够通过频率的改变而扩大, 是做地震三维图象重建的办法之一。

### 3. 褶积法

从投影定理出发可以导出空间域中褶积—反投影关系

$$\begin{cases} \hat{P}(t, \theta) = \int_{-l}^l P(\tau, \theta) \phi(t-\tau) d\tau \\ f(x, y) = \int_S \hat{P}(x \cos \theta + y \sin \theta, \theta) d\theta \end{cases} \quad (3)$$

第一式中 $\phi(\tau)$ 是褶积核函数即滤波函数, 在反投影的第二式中无需傅氏逆变换, 因此运算速度更快, 成为CT技术中应用最广泛的方法之一。Menke在重建震源滑动率图象时, 设计

了最佳扇形滤波函数 $\phi(\tau)$ , 它在已知观测区之外为零而在其内是个不大于1的实函数<sup>[11]</sup>, 以此既解决了观测区域不完全的弱点又压低了过大的边叶效应; Fawcett (1984) 在对反射波进行数值模拟时, 考虑了小偏移距和常速度背景场的情况, 以近似的办法处理反投影。

#### 4. $\tau$ -P变换法

经典地震学中走时曲线 $(T, x)$ 已经有广泛的应用, 而描述同一关系的 $(\tau, p)$ 几乎是在1966年由Gerver和Markushevitch引入地震学的<sup>[12]</sup>,  $P$ 为走时曲线中任一点的斜率(即射线参数),  $\tau$ 为相应的截距时。最近十余年间理论地震学的研究表明, 当将 $(T, x)$ 域的地震记录变换到 $(\tau, P)$ 域之后会使数据处理和反演计算更方便, 如倾斜迭加就是一个成功的应用。如果记 $u(x, T)$ 是地震记录的波场, 那么相应的Radon变换对为:

$$\begin{cases} \int u(x, T) dl = \sqrt{1+P^2} \int_{-\infty}^{\infty} u(x, \tau+px) dx \\ u(x, T) = -\frac{1}{2\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\tau^2} * \psi(\tau, P) dp \end{cases} \quad (4)$$

第一式右端的积分即为倾斜迭加量 $\psi(\tau, P)$ 。在对离散的数据用第二式做反变换时, 需用滤波函数代替广义函数 $(-1/2\pi^2\tau^2)$ 。 $\tau$ - $P$ 变换是Radon变换在地震学中派生出的一种形式, 它并不是对岩石的某个物理量来成像, 其直接的作用相应于对snell波分解, 有利于滤波。比如在 $\tau$ - $P$ 域中切除掉一些 $P$ 值(相应于面波、多次波或转换波)后, 再返回 $(T, X)$ 域后信噪比明显提高。地震勘探中这类文章已经很多<sup>[13]</sup>, 不再详述。在向着成像方面发展上, 可以在倾斜迭加之后向下延拓, 通过迭代过程修正延拓因子, 最后得到速度模型。这样做的优点不仅在于避免了传统的繁重的震相识别工作, 而且反演的解比较稳定, 但目前的理论研究只可适用于一维和倾斜平界面的简单模型。

#### 5. 代数重建法

1970年Gordon等人提出这种方法, 简称为ART (Algebraic Reconstruction Technique)。反演计算不是象前文所述那样求精确解(或变换解), 而是求其近似解(或迭代解)。ART方法的分辨率较差, 但适用性很广, 对任意弯曲的射线均可使用而且计算机的内存占有量小。在这个领域还发展起了反投影(BPT)、同时迭代重建(SIRT)、乘法代数重建(MART)和熵优化(EO)等等方法。

代数重建法的中心思想是: 对待成像的客体先提出一初始模型(也可以完全是均匀模型), 然后把模型网格化并准确计算出射线穿过每个小单元的路径长度 $a_{ijk}$ ( $i, j, k$ 分别是震源、台站和单元的编号)。按初始模型不难求出理论走时或衰减之值 $y^{(0)}_{ij}$ , 它与观测 $\hat{y}_{ij}$ 的残差量则可用来修正初模型, 其权因子可利用 $a_{ijk}$ 的不同组合实施, 比如经修正的模型 $f^{(q+1)}(x, y)$ 可取为

$$f_k^{(q+1)} = f_k^{(q)} + \left( \frac{a_{ijk}}{\sum_k a_{ijk}^2} \right) (\hat{y}_{ij} - y_{ij}^{(q)}) \quad (5)$$

经逐次迭代达到预期精度后, 反演停止。计算是依射线而逐条进行的。BPT、SIRT、MART等方法的迭代公式与此相近, 但在收敛标准及精度判定上不同。弯曲射线的轨迹可利用射线追踪法确定, 当速度反差小于15%时可用直线代替之以简化运算。试验表明, 只要射线数目足够多且扫描区较宽, ART的解同矩阵法和变换法的解一致<sup>[14]</sup>, 因此它在地球物理学上

的应用价值一直引人注目。

#### 6. 波动方程反演

根据波动方程由地震的位移或速度出发反推波动方程中速度、密度、体积模量和声阻抗等参数的分布是研究的目的,这也是地震勘探中从纯构造研究到构造与岩性同时研究的需要。从波动问题入手不仅信息量丰富也避免了射线方法的应用限制。但该方法的理论难度很大,实际观测中的设备与技术也必须极大地改善。目前在一维波动问题的反演成象上有些成果,其中特征法和最优控制法已走向实用,前者在一定的初始条件和边界条件下可由地表的阻抗值推导出地下各层阻抗值;后者根据阻抗分布作出合成地震记录,依最优化理论求出使实测与合成地震记录拟合最好的阻抗分布。但对二维和三维反演问题目前还处于探索阶段,比较集中的方法是摄动法和反散射法。有关波动过程的成象问题在文献[15]中已有全面介绍。针对多维波动方程求解的困难,采用有限单元和有限差分等数值方法是人们走的另一条途径,在这里首先要研究正问题的快速算法,然后通过迭代来逼近真解,杨真荣(1980)曾提出首先计算速度变量的格式来压低计算量<sup>[16]</sup>。因反演过程中存在非适定问题,正演的快速和模型的先期知识十分重要。

#### 7. 三维残差分配

根据地震学震源分布和台站布设的特点,三维残差分配的办法被发展起来,在这方面 Dziewonski (1984)对地震体波走时的处理<sup>[17]</sup>, Nakanishi (1984)对地震面波频散的处理<sup>[18]</sup>都具有代表性,他们的思路基本相同:首先把待成象参数(P波或S波速度、密度、衰减等)用规范化的球谐函数展开,系数均是待定的;然后把观测量(即投影函数)的走时或频散也依球谐函数展开,这些级数的系数是可先求出的;再利用变分关系的(1)式将二者联系起来确定成象参数的球谐展开系数,于是即可求出该物理量的三维图象,並可以绘出任一剖面的细节。由于(1)式是变分关系,应用时要利用初始模型和观测值的残差量,故将这类方法均称之为三维残差分配。它同矩阵法相似但反演过程中又不限于矩阵求逆,也可以采取反投影办法。赵卫明(1985)利用这一方法由P波吸收的特征时间 $t^* = t/Q$ 反演了中国地区地幔Q值三维分布<sup>[19]</sup>。付淑芳(1985)对局部区域采用Fourier级数展开简化球谐函数展开试验了面波频散成象技术。冯锐等(1986)用ART方法做了面波层析成象的数值模拟<sup>[20]</sup>。从目前发表的研究结果来看,成象的分辨率都不高,这同理论工作不完善、观测资料的精度偏低有关。

### 四、结论

1. 地震学CT技术是一种新的研究地球内部构造和震源的技术。它根据外部观测重建的物性分布图象正是地球物理学所需要的,大量新成果势必会对地震预报理论的发展、对全球构造理论的发展产生重要影响。这项技术的应用面广,可用于地质、石油、煤田和固体探伤等众多科研和生产领域;它的带动性强,会促进计算技术、地震波理论、观测系统和地质理论等多学科的发展;它的交流性好,医学和电子学等领域的CT成果可为地学借鉴,地震学的实践又有利于其他学科的引入。

2. 地震学CT技术的研究中面临一系列的困难,主要表现在理论工作不完善、观测条件受限制和成象目标过于复杂上。因此尽管国际上已经取得一些令人鼓舞的成果,但仍具有起步性的特点。在今后相当一段时间内必须对理论、方法和试验深入开展研究,而在目前的地学工作中相对简单的“轮廓成象”是主要的研究目标。

3. 在图象重建的各种方法中必须选择那些适用于地震学的。无论解析法还是迭代法都面临着如何处理好非适应性的问题。由于地学中投影函数的观测不完全, 故在反演中对滤波器的选择、先期知识的引入、正则化处理等等技术都需注意。

4. 在对方法进行研究的同时, 还要改进和逐步完善地震台站观测系统, 建立和开展试验室的岩石模拟试验, 在条件可能时及时进行油田与矿区的中尺度模拟试验。

(国家地震局地球物理研究所 冯 锐 李全林)

(本文1986年6月27日收到)

### 参 考 文 献

- [1] 韦钰、柴振明, 卷积一反投影CT图象重组法的模拟研究, 南京工学院学报, No. 12, 1983.
- [2] 汪凯仁, 投影图象重建和 $\tau$ - $p$ 方法, 石油物探, Vol.23, №1, 1984.
- [3] Dines, K.A. and Lytle, R.J., Computerized geophysical tomography, Proc. IEEE, Vol.67, №7, 1065—1073, 1979.
- [4] Cormack, A.M., The Radon transform on a family of curves in the plane, Proc. Amer. Math. Soc., Vol.83, №2, 325—330, 1981.
- [5] Bishop, T.N. and Spongberg, M.E., Seismic tomography: a case study, Geophysics, Vol.50, №2, 349, 1985.
- [6] Nakanishi, Z., Three-dimensional structure beneath the Hokkaido—Tohoku regions as derived from a tomographic inversion of P—arrival times, J. Phys. Earth, Vol.33, 241—256, 1985.
- [7] Dziewonski, A.M. and Anderson D.L., Seismic tomography of the Earth's interior, American Scientists, Vol.72, 483—494, 1984.
- [8] Beylkin, G., The inversion problems and applications of the generalized Radon transform, Comm. Pure Appl. Math., Vol.37, 579—599, 1984.
- [9] Aki, K., Christofferson, A. and Husehye, E. S., Determination of the three dimensional seismic structures of the lithosphere, J. Geophys. Res., Vol.82, 277—296, 1976.
- [10] Devaney, A.T., Geophysical diffraction tomography, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE—22, Vol.1, 3—13, 1984.
- [11] Menke, W., Imaging fault slip using teleseismic waveforms; analysis of a typical incomplete tomography problem, Geophys. J.R. astr. Soc., Vol.81, №1, 197—284, 1985.
- [12] Gerver, M. and Markushevitch, V., Determination of seismic wave velocity from the travel—time curve, Geophys. J.R. astr. Soc., Vol. 11, 165—173, 1966.
- [13] 吴律, 论 Radon 变换在地球物理勘探中应用的可能性, 石油地球物理勘探, Vol.20, №3, 1985.
- [14] Peterson, J.E., Paulsson, B.N. and Mc Evilly, T.V., Applications of

- algebraic reconstruction techniques to crosshole seismic data, *Geophysics*, Vol.50, №10, 1566—1580, 1985.
- [15]马在田, 地震参数连续估计与波动方程反问题, *地球物理学报*, Vol.29, №1, 1986.
- [16]杨真荣, 动态问题速度有限元法, *应用数学和力学*, Vol. 1, №1, 1980.
- [17]Dziewonski, A.M., Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6, *J. Geophys. Res.*, Vol.89, №B7, 5929—5952, 1984.
- [18]Nakanishi, I. and Anderson, D.L., Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy—II, analysis by the single-station method, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, Vol. 78, 573—617, 1984.
- [19]赵卫明、郭履灿, 中国地区地幔范围内P波Q值三维分布的初步研究, *固体地球物理学学术讨论会论文摘要汇编*, 102—105, 1985.
- [20]冯锐、周海南、姚政生、孙克忠, 面波的频散、反演和层折成象, *中国地震*(待刊出).

## THEORY, APPLICATION AND DEVELOPMENT OF SEISMIC TOMOGRAPHY

Feng Rui Li Quanlin

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)