第40卷 第3期
1997年5月

地 球 物 理 学 报
ACTA GEOPHYSICA SINICA

Vol.40, No.3
May, 1997

# 中国数字地震台网的接收函数及其非线性反演*

刘启元[1] Rainer Kind[2] 李顺成[1]

1) 国家地震局地质研究所，100029 北京

2) GeoForschungs Zentrum, Telegrafenberg A6, 14473 Potsdam, Germany

## 摘 要

利用中国数字台网(CDSN)记录的85个远震事件的宽频带P波波形数据和分离接收函数的最大或然性反褶积方法，获得了CDSN台网10个台站不同方位的岩石层接收函数. 利用这些台站不同方位的平均接收函数和非线性接收函数反演方法，获得了上述各台站下方100 km深度范围内的岩石层S波速度结构. 结果表明CDSN台网各台站下方的地壳厚度和岩石层速度结构存在明显的差别. 其中，拉萨台下方的地壳厚度为66 km、壳幔界面较模糊，而佘山台下方的地壳厚度为34 km、壳幔界面两侧速度反差明显. 利用本文方法估计的地壳厚度与已有的结果基本一致. 由于CDSN台网覆盖了中国大陆的各主要构造单元，本文的结果为研究中国大陆的岩石层S波速度结构及其横向变化提供了新的证据.

**关键词** 中国数字地震台网，接收函数反演，岩石层速度结构.

## 1 引 言

中国大陆地处欧亚板块的东南部，由于太平洋板块及印度板块的挤压、碰撞作用，中国大陆产生了明显的构造变形，形成了十分复杂和独具特色的构造环境，这使中国大陆的岩石层动力学研究在全球大陆动力学研究中具有十分重要的地位.

大陆岩石层速度结构及其非均匀性的研究是大陆岩石层动力学研究的重要基础. 以往通常采用的探测技术主要是人工震源的折射和反射方法、天然地震体波走时成像、面波频散和波形反演方法. 这些方法在中国大陆的岩石层结构及介质参数研究方面已取得一系列重要成果，使我们对中国大陆岩石层结构有了基本的了解[1—3]. 但是，这些结果在探测深度或空间分辨率上尚不能满足岩石层动力学研究的需要.

随着宽频带地震观测技术的发展，利用天然地震体波及面波的宽频带波形数据研究地壳、上地幔速度结构已成为人们所关注的热点. 例如，Beckers等[4]利用CDSN台网记录的区域地震宽频带P波和PP波形的拟合，研究了沿不同传播路径中国大陆地壳、

* 地震科学联合基金会和国家人事部联合资助的课题. 国家地震局地质研究所论著 96B0039.
本文1996年7月16日收到，同年12月13日收到修改稿.

上地幔平均P波速度差异．另外，Owens等[5]发展的利用宽频带远震P波波形数据的接收函数反演方法，在研究地壳、上地幔速度结构方面也获得了诸多应用[6—8]．Kind等[9]则利用接收函数反演方法系统地研究了德国区域台网的远震接收函数，获得了该台网下方地壳的S波速度结构．

人工震源的折射和反射方法观测的主要是频率为若干赫兹的爆炸地震信号；天然地震面波的方法则主要是研究几十秒的地震面波信号．远震接收函数反演则正好是它们的补充．与模拟完整P波波形方法相比，接收函数反演方法的优点在于避免了对震源及其邻近区域混响效应的模拟．另一方面，由于宽频带远震P波包含了短周期的高频分量，且在接收区有较小的入射角，利用接收函数反演方法研究地壳、上地幔速度结构时可以获得较高的垂向和横向分辨率．

近年来，CDSN台网已积累了大量高质量宽频带地震波形数据，这为利用接收函数方法研究中国大陆的地壳、上地幔速度结构提供了机会．本文的目的在于利用CDSN台网10个台记录的宽频带远震P波波形数据获得各台站的接收函数，并利用接收函数反演方法给出台站下方岩石层的S波速度结构．

## 2　接收函数反演

所谓接收函数是指接收区介质对入射远震P波的脉冲响应．Langston[10]最早提出了利用等效震源假定从远震长周期P波波形数据分离接收函数水平分量的方法．Owens等[5]把这一方法进一步扩展到了宽频带记录的情况，并发展了利用离散线性反演理论的接收函数反演方法．由于远震P波在接收区的入射角不大(20°左右)，只要界面的倾斜不十分明显(比如，倾角小于15°)，就可以利用横向均匀分层模型的波形反演实现接收函数的波形拟合，其反演结果则是接收台站下方地壳、上地幔的S波速度结构．

接收函数估计所依据的等效震源假定只有在接收区介质足够光滑的情况下才是正确的[11]．特别是对于宽频带记录的情况，当接收区介质上部存在明显间断面时，接收函数的垂直分量不能简单地看成$\delta$函数，远震P波的垂直分量也不能简单地假定为震源及其邻近区域的混响效应[12]．另一方面，合成地震图的检验已证明接收函数径向分量的反演是不唯一的．反演的结果依赖初始模型的选择[13]．这是因为接收函数的径向分量仅反映传播介质的相对信息，而不包含其绝对信息．

为此，刘启元等[12]发展了接收函数复谱比的非线性反演方法．在他们的方法中，接收函数复谱比估计不是由单个事件而是由多个事件组成的事件阵的三分量远震P波波形数据分离出来的．这是因为在复谱域中，对于由大体上位于同一地点的$n$个远震组成的事件阵，若假定台站接收函数的三个分量相互独立，那么第$k$个远震事件P波的第$l$分量的复谱可以表示成线性模型

$$Y_{lk}(\omega)=X_k(\omega)\,R_l(\omega)+N_{lk}(\omega)\ , \tag{1}$$

这里，$k=1, 2, \cdots, n$，$l=1, 2, 3$，$X_k(k=1, 2, \cdots, n)$和$R_l(l=1, 2, 3)$分别为震源因子和接收因子，$N_{lk}$为第$k$个事件在第$l$分量的噪声．在谱域中，震源因子定义为震源时间函数、震源区附近的混响效应及仪器响应谱的乘积．利用Shumway和Der[14]的多道最大

或然性反褶积算法，则可以根据(1)式给出接收函数径向与垂向分量复谱比的最大或然性估计，同时还可得到时间域接收函数垂向和径向分量的初至振幅比．相对于其他接收函数的估计方法，利用上述方法给出的结果具有更高的信噪比和分辨率[12]．

接收函数复谱比的反演采用了 Tarantola 的非线性波形反演理论，据此，在复谱域中构筑的目标函数为

$$s(\boldsymbol{m})=\frac{1}{2}\left\{(\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})-\boldsymbol{d})^{*}\boldsymbol{C}_{\mathrm{D}}^{-1}(\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})-\boldsymbol{d})+(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_{\mathrm{p}})^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{M}}^{-1}(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_{\mathrm{p}})\right\}, \tag{2}$$

这里，$\boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})$ 和 $\boldsymbol{d}$ 分别为理论和观测的数据矢量，它们的分量相应于不同频率的接收函数复谱比；$\boldsymbol{m}$ 为模型参数矢量；角标 p 表示其先验估计；$\boldsymbol{C}_{\mathrm{D}}$ 和 $\boldsymbol{C}_{\mathrm{M}}$ 分别为数据和模型的协方差矩阵；* 表示复共轭；T 表示转置．

目标函数的优化采用了具有预条件算子的共轭梯度法[15]．接收函数复谱比的正演计算采用了反射率法[16]．反演方法中同时还引入了时间域接收函数垂向与径向分量的初至振幅比．对于确定的慢度值来说，它是一个仅依赖于地表附近介质绝对参数的量．数值检验的结果证明，接收函数复谱比反演的结果与初始模型的选择无关，克服了以往接收函数反演方法在这方面的困难[12]．

另外，由于非线性波形反演方法不要求充分接近"真实"的初始模型[15]，接收函数复谱比的非线性反演方法不要求根据其他独立观测结果来估计初始模型．这个方法已用于利用宽频带流动地震台阵的远震 P 波波形数据研究地壳、上地幔的精细速度结构[17]．这个方法也将用于给出本文的结果．有关方法的理论细节可参见文献[12]．

## 3 数 据

为获得本文结果，所用的数据是 CDSN 台网 10 个台站的三分量宽频带远震 P 波记录．这些台站分别为北京(BJI)、恩施(ENH)、海拉尔(HIA)、昆明(KMI)、兰州(LZH)、拉萨(LSA)、牡丹江(MDJ)、琼中(QIZ)、佘山(SSE)和乌鲁木齐(WMQ)．图 1 给出了各台站的位置及其分布以及由重力反演得到的中国大陆地壳厚度及其分布[18]；表 1 给出了所用的远震事件及相关参数．

由前述可知，为了获得各台站的接收函数，首先需要根据震中位置对表 1 中给出的远震事件进行分组，形成相应的事件阵．我们规定每个事件阵的孔径不超过 150km．根据每个事件阵的三分量远震 P 波波形数据，可以得到相应方位的接收函数复谱比，变换到时间域的结果即为相应的接收函数．

由于实际介质可能存在某种横向变化，而本文计算接收函数复谱比的正演方法采用的是横向均匀分层模型，进一步压制可能存在的横向非均匀散射效应是必要的．合成地震图模拟的结果表明，当震中距 Δ 变化不大时(Δ<20°)，横向均匀分层介质模型的远震接收函数随震中距的变化并不明显[17]．因此，通过平均震中距变化不大的不同方位接收函数，可以压制可能存在的横向非均匀散射效应．这样，本文反演的将不是某个方位的接收函数，而是不同方位接收函数的平均结果．

图 2 给出了根据表 1 中远震事件得到的 CDSN 台网各台站远震事件阵的方位分布．

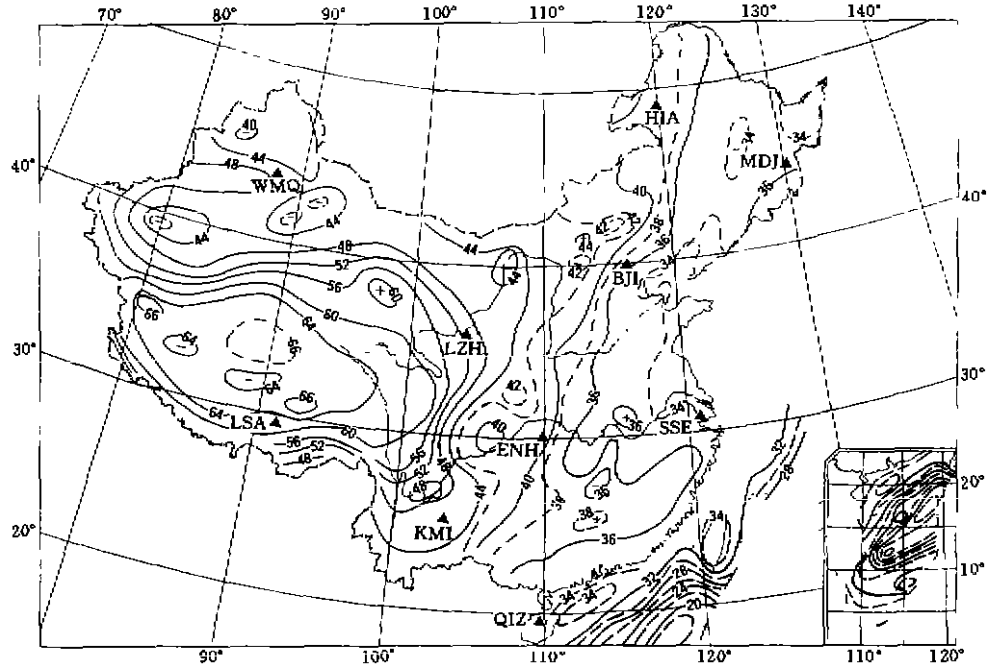


图1　CDSN台网各台站的位置及其分布

图中▲表示台站，实线为地壳等厚线，虚线为推测的结果，数字表示相应的地壳厚度，单位：km.

**表1　所用事件的地震目录**

| 编号 | 发震时刻 | 震中位置 $\varphi$/(°) | 震中位置 $\lambda$/(°) | 震源深 km | 震级 | 编号 | 发震时刻 | 震中位置 $\varphi$/(°) | 震中位置 $\lambda$/(°) | 震源深 km | 震级 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 01 | 1986-10-14 16:53:07.6 | 04.90S | 153.80E | 33 | 6.5 | 15 | 1988-01-22 04:57:25.1 | 19.70S | 134.10E | 5 | 6.3 |
| 02 | 1986-10-17 07:32:53.5 | 05.00S | 131.40E | 75 | 6.1 | 16 | 1988-01-22 12:04:57.3 | 19.70S | 134.10E | 5 | 6.6 |
| 03 | 1986-10-24 02:58:49.8 | 05.20S | 154.30E | 58 | 6.1 | 17 | 1988-01-22 20:54:02.9 | 19.70S | 134.20E | 5 | 6.0 |
| 04 | 1987-01-09 06:14:46.7 | 39.80N | 141.30E | 75 | 6.3 | 18 | 1988-02-06 15:15:38.6 | 06.70S | 132.00E | 35 | 5.6 |
| 05 | 1987-02-13 07:18:31.4 | 00.70N | 126.20E | 60 | 6.5 | 19 | 1988-03-21 23:31:20.2 | 77.60N | 125.70E | 9 | 6.2 |
| 06 | 1987-04-25 19:22:10.3 | 02.70N | 098.80E | 15 | 7.1 | 20 | 1988-03-30 02:12:42.5 | 30.90N | 050.20E | 33 | 6.1 |
| 07 | 1987-05-06 12:40:06.1 | 04.40S | 152.50E | 113 | 6.1 | 21 | 1988-04-19 20:48:47.1 | 01.90N | 127.40E | 34 | 5.2 |
| 08 | 1987-06-17 01:32:57.1 | 05.50S | 130.80E | 97 | 6.9 | 22 | 1988-07-06 15:54:18.6 | 41.98N | 144.15E | 34 | 6.4 |
| 09 | 1987-07-10 18:49:56.5 | 55.20N | 165.10E | 45 | 6.4 | 23 | 1988-08-06 09:03:21.6 | 36.49N | 070.97E | 199 | 6.3 |
| 10 | 1987-09-22 22:05:14.3 | 76.40N | 134.30E | 13 | 6.0 | 24 | 1988-08-11 16:04:39.5 | 29.18N | 050.89E | 38 | 6.2 |
| 11 | 1987-10-03 10:16:27.3 | 05.50S | 131.20E | 96 | 6.0 | 25 | 1988-09-25 21:28:04.3 | 36.42N | 070.65E | 214 | 6.1 |
| 12 | 1987-10-25 16:54:04.4 | 02.30S | 138.50E | 33 | 6.9 | 26 | 1988-12-06 13:20:43.7 | 29.74N | 051.52E | 38 | 6.0 |
| 13 | 1988-01-13 16:23:11.7 | 04.70S | 153.50E | 36 | 5.7 | 27 | 1989-01-09 13:42:37.3 | 46.97N | 153.53E | 34 | 6.7 |
| 14 | 1988-01-22 00:35:58.2 | 19.60S | 133.90E | 5 | 6.2 | 28 | 1989-01-10 05:54:56.6 | 03.08S | 130.67E | 18 | 6.5 |

续表1

| 编号 | 发震时刻 | 震中位置 φ/(°) | 震中位置 λ/(°) | 震源深 km | 震级 |
|---|---|---|---|---|---|
| 29 | 1989-01-12 19:47:41.0 | 47.00N | 153.59E | 30 | 6.1 |
| 30 | 1989-01-13 18:01:56.5 | 46.79N | 153.33E | 25 | 5.9 |
| 31 | 1989-01-22 22:20:15.7 | 41.88N | 144.25E | 16 | 6.4 |
| 32 | 1989-02-04 22:10:40.3 | 04.76S | 152.91E | 68 | 5.9 |
| 33 | 1989-02-28 00:51:26.6 | 02.33N | 127.96E | 51 | 5.3 |
| 34 | 1989-03-10 14:14:10.3 | 04.32S | 152.79E | 54 | 5.5 |
| 35 | 1989-05-24 13:31:13.5 | 56.27N | 164.14E | 25 | 6.6 |
| 36 | 1989-05-27 20:08:36.4 | 30.17N | 050.88E | 30 | 6.1 |
| 37 | 1989-07-22 05:02:12.6 | 02.40N | 128.28E | 151 | 6.7 |
| 38 | 1989-08-06 06:36:30.8 | 01.89N | 128.29E | 133 | 6.0 |
| 39 | 1989-08-20 11:16:55.5 | 11.78N | 042.03E | 10 | 6.4 |
| 40 | 1989-08-20 19:25:55.1 | 11.95N | 041.77E | 9 | 6.0 |
| 41 | 1989-08-21 01:09:05.2 | 11.95N | 041.84E | 10 | 6.3 |
| 42 | 1989-09-14 19:10:26.8 | 01.73N | 127.35E | 107 | 6.2 |
| 43 | 1989-10-29 03:09:11.9 | 39.55N | 143.39E | 26 | 6.2 |
| 44 | 1989-11-01 18:25:34.5 | 39.90N | 142.84E | 41 | 7.5 |
| 45 | 1989-11-25 07:49:45.8 | 02.10S | 138.79E | 33 | 5.7 |
| 46 | 1989-12-12 08:33:55.4 | 04.62S | 130.90E | 72 | 5.4 |
| 47 | 1990-01-22 17:26:11.9 | 03.95N | 096.02E | 53 | 6.1 |
| 48 | 1990-02-05 05:16:44.6 | 37.06N | 071.19E | 102 | 6.4 |
| 49 | 1990-02-12 12:25:36.7 | 05.23S | 151.35E | 34 | 5.4 |
| 50 | 1990-04-05 21:12:38.3 | 15.27N | 147.71E | 36 | 7.6 |
| 51 | 1990-04-06 14:57:21.1 | 15.19N | 147.78E | 35 | 6.1 |
| 52 | 1990-05-15 14:25:20.8 | 36.00N | 070.43E | 116 | 6.2 |
| 53 | 1990-05-20 02:21:56.8 | 04.77N | 031.87E | 6 | 7.6 |
| 54 | 1990-05-24 19:34:41.9 | 05.35N | 031.71E | 11 | 6.1 |
| 55 | 1990-07-09 15:11:17.7 | 05.34N | 031.34E | 8 | 6.6 |
| 56 | 1990-07-18 17:21:39.9 | 06.84S | 130.49E | 32 | 5.0 |
| 57 | 1990-08-10 15:44:28.9 | 00.32N | 126.14E | 38 | 5.8 |
| 58 | 1990-08-25 15:47:57.1 | 00.49N | 126.03E | 43 | 6.1 |
| 59 | 1990-10-13 00:20:24.3 | 16.23N | 147.92E | 27 | 5.6 |
| 60 | 1990-11-01 03:39:42.9 | 03.46S | 139.47E | 31 | 5.1 |
| 61 | 1990-11-15 02:34:33.1 | 03.83N | 097.43E | 62 | 6.3 |
| 62 | 1990-11-20 09:03:37.2 | 00.29N | 127.12E | 113 | 6.1 |
| 63 | 1990-11-22 20:49:08.6 | 05.61S | 151.28E | 54 | 6.0 |
| 64 | 1990-12-05 16:08:51.5 | 05.36S | 131.54E | 85 | 5.5 |
| 65 | 1990-12-24 10:12:12.4 | 05.42S | 151.70E | 57 | 5.7 |
| 66 | 1993-11-13 01:18:04.1 | 51.93N | 158.65E | 34 | 6.5 |
| 67 | 1992-12-19 12:14:22.0 | 51.91N | 158.41E | 53 | 6.1 |
| 68 | 1993-11-17 11:18:51.6 | 51.82N | 158.66E | 33 | 6.1 |
| 69 | 1994-08-18 04:42:57.3 | 44.77N | 150.16E | 15 | 6.2 |
| 70 | 1994-08-30 06:13:35.8 | 44.74N | 150.12E | 51 | 6.2 |
| 71 | 1992-07-29 04:30:47.7 | 39.49N | 143.50E | 16 | 5.9 |
| 72 | 1992-07-18 10:20:11.9 | 39.44N | 143.03E | 27 | 6.1 |
| 73 | 1992-07-18 08:36:58.7 | 39.42N | 143.33E | 29 | 6.2 |
| 74 | 1993-08-11 14:17:37.7 | 13.18N | 145.65E | 22 | 5.9 |
| 75 | 1993-08-08 08:34:24.9 | 12.98N | 144.80E | 59 | 7.1 |
| 76 | 1993-06-04 10:49:33.6 | 03.73N | 128.50E | 20 | 5.9 |
| 77 | 1993-01-04 01:26:17.9 | 03.27N | 128.09E | 72 | 5.9 |
| 78 | 1992-06-10 02:13:45.4 | 01.08N | 124.09E | 31 | 5.9 |
| 79 | 1992-06-06 21:40:40.8 | 01.07N | 124.04E | 18 | 5.9 |
| 80 | 1993-03-02 00:23:59.6 | 08.29S | 122.30E | 15 | 5.9 |
| 81 | 1992-12-12 05:29:26.3 | 08.48S | 121.90E | 28 | 6.5 |
| 82 | 1994-06-15 10:28:50.6 | 10.17S | 113.75E | 29 | 5.7 |
| 83 | 1994-06-15 09:22:57.2 | 10.34S | 113.66E | 20 | 6.0 |
| 84 | 1993-08-03 16:33:20.7 | 28.78N | 034.67E | 10 | 5.6 |
| 85 | 1993-08-03 12:43:05.3 | 28.73N | 034.55E | 10 | 5.9 |

由图2可见，对于单个台站来说，各远震事件阵的方位不同，但它们的震中距变化并不大($\Delta<10°$).

作为一个例子，图3给出了BJI台不同方位的接收函数，它们是把不同方位接收函数复谱比变换到时间域的结果. 由图3可见，对于大体相同的方位角，相应的接收函数有近似相同的波形特征，但随着方位的改变，相应的接收函数也发生变化，这表明台站

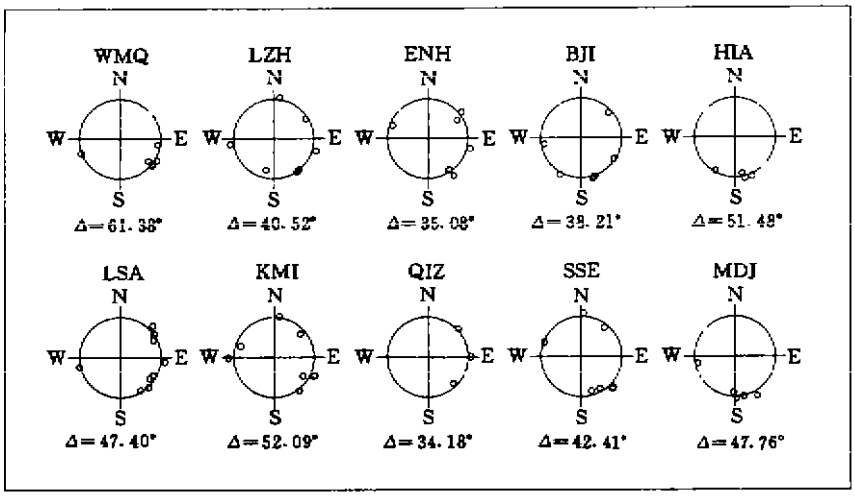


图2　CDSN台网各台站远震事件阵的方位分布

Δ为相应台站各事件阵的平均震中距.

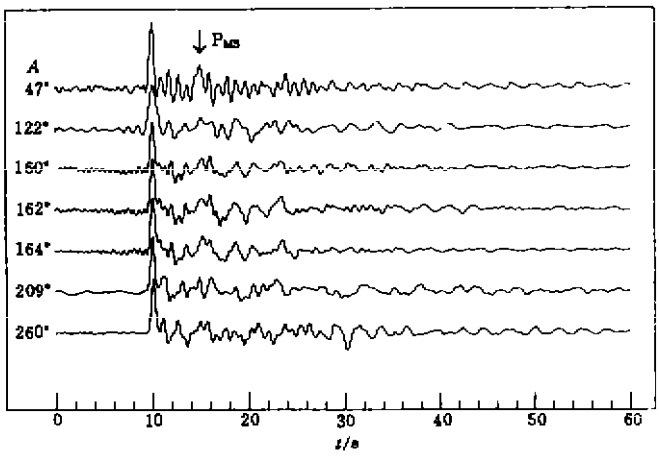


图3　CDSN台网的BJI台接收函数随方位角的变化

这里给出的是相对各自垂直分量归一的结果，$A$表示方位角，$P_{MS}$表示在莫霍界面的PS转换震相.

下方的地壳介质可能存在某种横向的非均匀变化.

## 4　反演结果

这一节我们将给出CDSN台网各台站的平均接收函数及其非线性复谱比反演的结果. 反演所用的上地壳初始模型的P波速度($V_P$)为6.0km/s、而下地壳初始模型的P波速度为$V_P$=7.0km/s; 相应的S波速度($V_S$)根据公式$V_S=V_P/\sqrt{3}$给出，相应的密度则根据公式$\rho=0.32V_P+0.77$给出. 反演所用的上地幔初始模型为PREM模型[19]. 令

$K=V_P/V_S$、反演中地壳内取 $K=1.732$、地幔中取 $K=1.80$. 我们规定当 $V_S>4.44$ km /s时，相应的最小深度为壳幔边界(Moho)的位置. 事实上，由于远震接收函数的径向分量所包含的主要是地壳、上地幔中各界面上的PS转换波和横波类的多次反射波，它对介质的P波速度和密度模型参数并不敏感[5—15]. 上述参数的选择主要是依据以往有关地壳、上地幔模型研究的一般结果.

利用接收函数中PS转换震相的分析可以估计初始地壳模型的厚度及其地壳内可能存在的明显间断面，从而有助于加速反演的收敛. 界面的厚度($h$)可以近似地用公式 $h=V_P\cdot\Delta t_{PS}/(K-1)$ 确定[20]. 这里，$\Delta t_{PS}$ 为PS转换波相对于直达P波的到时差.

图4给出了WMQ、LZH、LSA和KMI台不同方位的平均接收函数及其波形拟

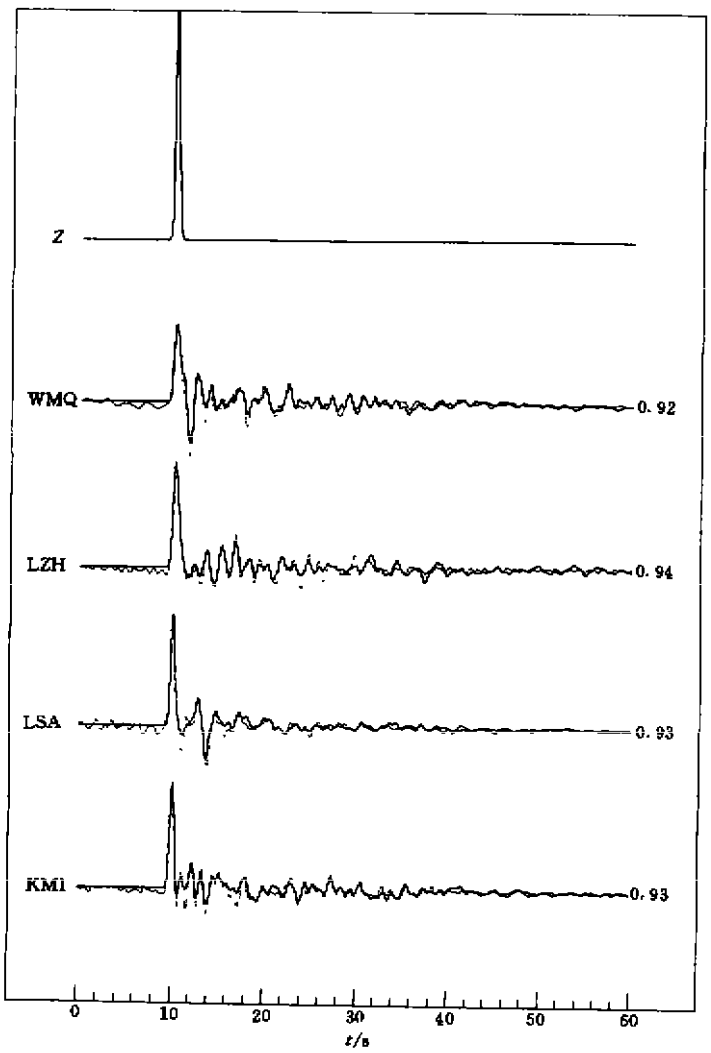


图4 CDSN台网的WMQ、LZH、LSA和KMI台的不同方位平均接收函数及其波形拟合的结果

虚线为观测数据，实线为预测的结果，$Z$表示垂直分量，右边数字为相关系数.

合的结果．由图1可知这4个台分布在中国大陆的西部，由接收函数反演得到的这4个台站下方100km深度范围内的地壳、上地幔S波速度结构如图5所示．

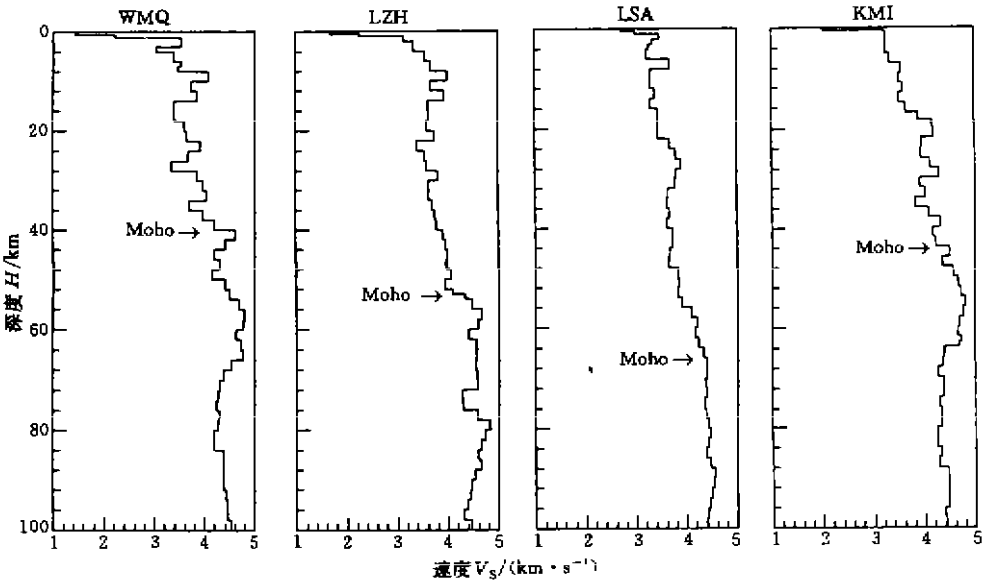


图5　CDSN台网的WMQ，LZH，LSA和KMI台站下方的地壳、上地幔S波速度结构

由图5可见，WMQ台下方的地壳结构相对来说比较复杂．特别是在13—22 km的深度上及莫霍界面的下方存在低速结构．LZH台下方的上地壳较复杂，但下地壳则比较光滑．LSA台下方的地壳厚度达66 km，但地壳、上地幔的速度结构比较光滑、壳幔界面为较厚的梯度带，在22 km的深度上存在把上、下地壳分开的明显界面．KMI台下方的上地壳光滑，但下地壳和上地幔的结构较复杂．LSA和KMI台下方的壳幔界面相对来说不太清晰．

图6和图7分别给出了BJI、HIA和MDJ台不同方位的平均接收函数的波形拟合及其反演的结果．这3个台位于中国大陆的东北部．由图7可见，BJI台下方的地壳结构比较复杂，BJI台下方的壳幔界面为厚梯度带．HIA台下方地壳结构的突出特点是中地壳的低速层．MDJ台下方的地壳结构比较简单，在16 km的深度上存在上、下地壳的明显分界．HIA和MDJ台下方的上地幔都存在速度较低的介质．

图8和图9分别给出了ENH、QIZ和SSE台接收函数的波形拟合及相应的反演结果．这3个台位于中国大陆的东南部．ENH台下方的壳幔界面十分清晰．QIZ台下方的地壳底部为明显的过渡带，上、下地壳的分界面深度为10 km．SSE台下方的地壳、上地幔结构简单，壳幔边界有明显的速度反差．

表2给出了根据接收函数反演得到的CDSN台网各台站下方的地壳厚度．比较图1和表2的结果可见，两种不同方法的独立观测结果大体一致．不同的是利用接收函数方法可以获得台站下方地壳、上地幔的精细结构．由上述结果可以看到，接收函数方法对确定地壳、上地幔主要间断面的结构和速度对比度非常有效．

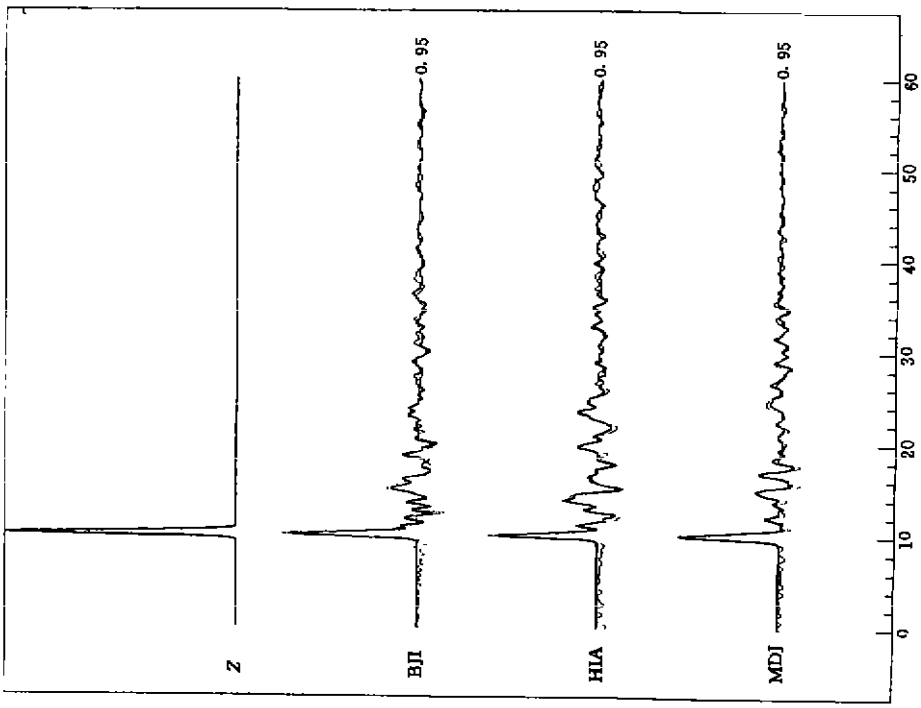


图 6 CDSN 台网 BJI、HIA 和 MDJ 台不同方位的平均接收函数及其波形拟合的结果

图注同图 4

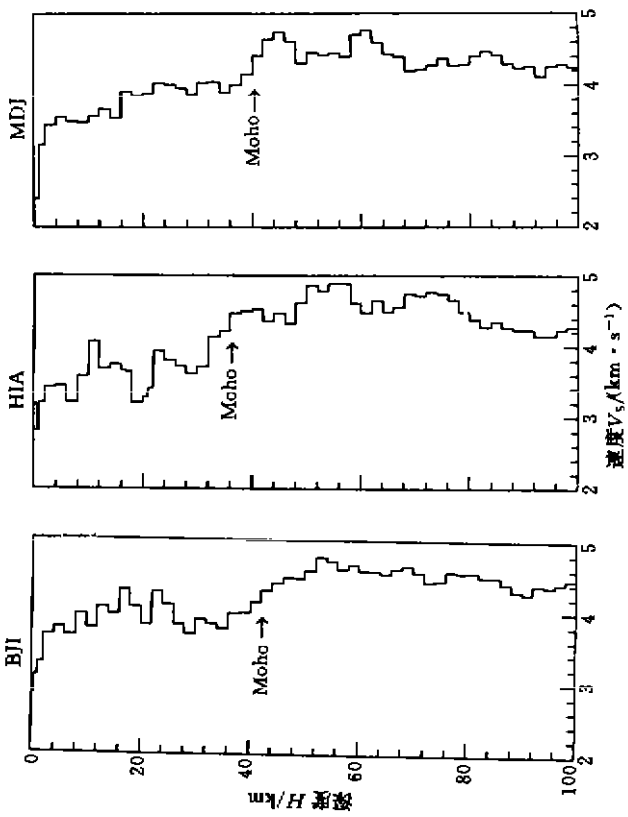


图 7 CDSN 台网 BJI、HIA 和 MDJ 台站下方的地壳、上地幔 S 波速度结构

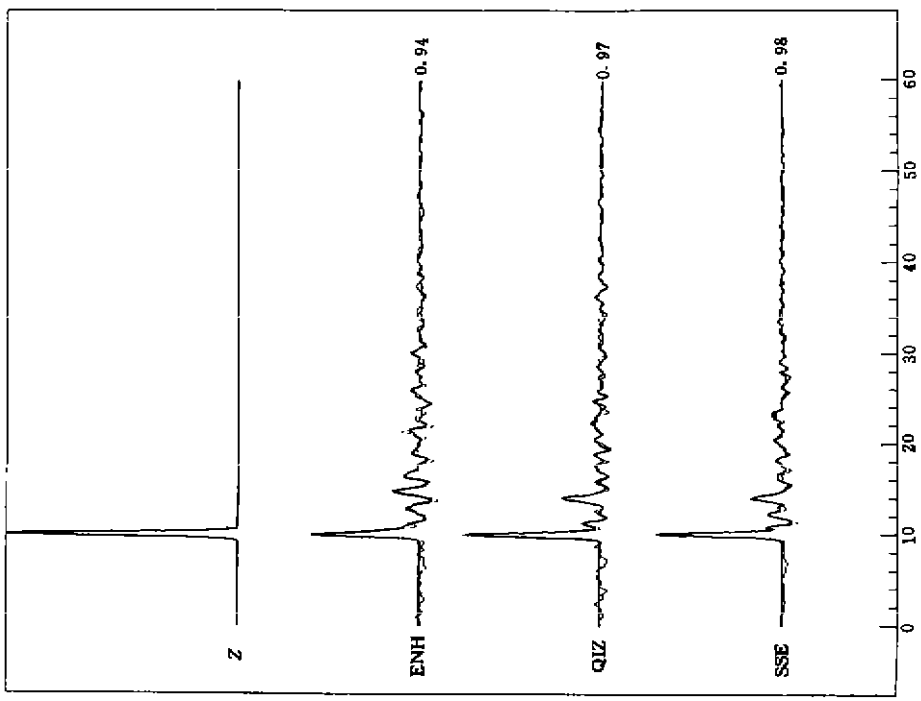


图 8　CDSN 台网 ENH、QIZ 和 SSE 台不同方位的平均接收函数及其波形拟合的结果
图注同图 4.

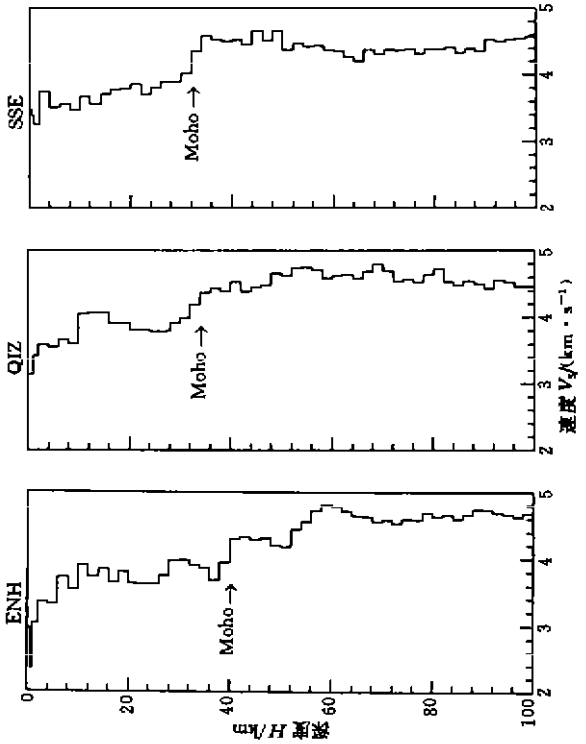


图 9　CDSN 台网 ENH、QIZ 和 SSE 台站下方的地壳、上地幔 S 波速度结构

表2 CDSN台网个台站地壳厚度 单位：km

| 台 站 | SSE | QIZ | HIA | ENH | MDJ |
|---|---|---|---|---|---|
| 地壳厚度 | 32 | 34 | 36 | 40 | 40 |
| 台 站 | WMQ | BJI | KMI | LHZ | LSA |
| 地壳厚度 | 40 | 42 | 44 | 54 | 66 |

## 5 结论和讨论

本文利用CDSN台网10个台记录到的85个远震的三分量宽频带P波波形的数据，得到了各台站不同方位的接收函数．利用接收函数复谱比的非线性反演给出了各台站下方100km深度范围内的S波速度结构随深度的详细分布，进一步证实了中国大陆地壳、上地幔速度结构的横向不均匀性．以往有关中国大陆地壳、上地幔速度结构的研究大多是关于P波速度结构的结果，本文则为研究中国大陆地壳、上地幔S波速度结构及其横向变化提供了新的证据．

CDSN台网大体覆盖了中国大陆的各一级构造单元，但由于CDSN台网台站数量的限制，本文的结果仅是对中国大陆岩石层速度结构的一种空间采样．根据本文结果对中国大陆地壳、上地幔速度结构更为深入的研究已超出了本文的目的．不难想象，随着中国宽频带地震台网的扩展、利用宽频带远震P波波形数据和接收函数反演方法将可对中国大陆地壳上地幔进行更精细的研究，建立其更为精细的速度结构图像．

由于篇幅所限，本文仅给出了CDSN各台站下方S波速度随深度的分布特征．关于CDSN各台站下方地壳、上地幔S波速度模型及其估计误差，我们将另文讨论．总体上，本文给出的CDSN各台站下方地壳、上地幔S波速度结构存在0.05km/s左右的标准偏差．

**致谢** 本项研究得到德国The Stiftung Volkswagen Werk基金会支持，作者对CDSN台网数据中心提供的帮助和支持表示感谢．

## 参 考 文 献

[1] 孙武成，祝治平，张 立等，对华北地壳上地幔的探测与研究，见：国家地震局科技监测司主编，中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，1988.

[2] 宋仲和，陈国英，安昌强等，中国大陆及其海域地壳上地幔三维速度结构，中国科学(B辑)，21，180—188，1993.

[3] 刘福田，曲克信，吴 华等，华北地区的地震层面成象，地球物理学报，29，442—449，1986.

[4] Beckers, J., Schwartz, Y. S. Y. Lay, T., The velocity structure of the crust and upper mantle under China from broadband P and PP waveform analysis, *Geophys. J. int.*, **119**, 574—594, 1994.

[5] Owens, T. J., Taylor, S. R., Zandt, G., Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, **89**, 7783—7795, 1984.

[6] Kosarev, G. L., Makeyeva, L. I., Vinnik, L. P., Inversion of teleseismic P-wave particle motions for crustal structure in Funnoscandia, *Phys. Earth Planet. Int.*, **47**, 11—24, 1987.

[7] Cassidy, J. F., Numerical experimants in broadband receiver function analysis, *Bull Seism. Soc. Am.*, **67**, 677—691, 1992.

[8] Zeng, R. S., Ding, Z. F., Wu, Q. J., A review on the lithospheric structures in the Tibetan plateau and constraints for dynamics. *PAGEOPH*, **145**, 425—443, 1995.

[9] Kind, R., Kosarev, G. L., Petersen, N. V., Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophys. J. int.*, **121**, 191—202, 1995.

[10] Langston, C. A., Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749—4762, 1979.

[11] Scherbaum, F., Seismic imaging of the site response using micro-earthquake recordings, part I, method, *Bull. Seism. Soc Am.*, **77**, 1905—1923, 1987.

[12] 刘启元，Kind, R.，李顺成，接收函数复谱比的最大或然性估计及非线性反演，地球物理学报，**39**，502—513，1996.

[13] Ammon, C. J., Randall, G. E., Zandt, G., On the nonuniqueness of receiver function inversion, *J Geophys. Res.*, **95**, No. B10 15, 303—15, 318, 1990.

[14] Shumway, R. H., Der, Z. A., Deconvolution of multiple time series, *Technometrics*, **27**, 385—393, 1985.

[15] Tarantola, A., Inversion Problem Theory, method for data fitting and model parameter estimation, Elsevier Science Publ. Co., 1987.

[16] Müller, G., The reflectivity method: a tutorial, *J. Geophys.*, **58**, 153—174, 1985.

[17] 刘启元，李顺成，沈 扬等，延怀盆地及其邻区地壳上地幔速度结构的宽频带地震台阵研究，地球物理学报（将发表）.

[18] 史志宏，刘占坡，殷秀华，中国大陆的地壳厚度，见：马杏垣主编，中国岩石层动力学图集，北京：中国地图出版社，1989.

[19] Dziewonski, A. M., Anderson, D. L., Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Int.*, **25**, 297—356, 1981.

[20] Liu Qiyuan, Kind, R., Lateral variation of the structure of the crust-mantle boundary from conversions of teleseismic P waves, *J. Geophys.*, **60**, 149—156, 1986.

# THE RECEIVER FUNCTIONS AT THE STATIONS OF THE CHINESE DIGITAL SEISMIC NETWORK(CDSN) AND THEIR NONLINEAR INVERSION

LIU QI-YUAN[1] RAINER KIND[2] LI SHUN-CHENG[1]

1) *Institute of Geology, State Seismological Bureau*, 100029 *Beijing, P. R. China*

2) *GeoForschungs Zentrum Potsdam, Telegrafenberg* A6, *D*-14473 *Potsdam, Germany*

## Abstract

The receiver functions with different azimuths at 10 CDSN stations have been obtained from the broadband P waveforms of 85 teleseismic events by using the multi-channel maximal likelihood deconvolution method. The lithospheric S wave velocity structures down to 100km deep beneath these stations are given by using the nonlinear complex receiver function spectrum ratio inversion method.

Our results show the fine lithospheric S velocity structures under the CDSN stations and the clear lateral variations of the crustal thickness and lithospheric velocity structures under the China continent. In particular, the crust under the Lahsa station is 66 km thick and the crust－mantle boundary is unclear. The crust under the Sheshan station is 34 km thick and the crust－mantle boundary has a sharp velocity contrast. The crustal thickness under the CDSN stations from our data is nearly consistent with the results by other methods. Since the CDSN stations cover the first－order tectonic units of the China continent, our results provide a new evidence of the lateral inhomogeneity of the China continental lithosphere.

**Key words** CDSN, Receiver function inversion, Lithosphere velocity structure.

**作者简介** 刘启元，男，1945年10月生，1969年毕业于北京大学地球物理系，1982年毕业于中国科技大学研究生院并获理学硕士学位，主要从事理论及应用地震学研究，现任国家地震局地质研究所副所长、研究员、发表学术论文及研究报告30多篇.