

利用深源远震记录波形研究新疆准噶尔盆地边缘台站区域的地下介质分层结构

朱碚定 李幼铭 张立敏 梁尚鸿 束沛镒

(中国科学院地球物理研究所)

摘 要

为了研究新疆准噶尔盆地深部地壳和上地幔介质分层结构, 本文根据Delta矩阵分解形式, 按波场基本传播项进行有效组合, 使得深源远震P波的综合地震图的计算变得十分简洁。

本文以该盆地边缘五个地震台的短周期地震仪记录的十个深源远震波形作为资料, 通过不断调整地壳和上地幔介质模型的方式, 获得了与观测波形可相比拟的综合地震图。结果表明, 准噶尔盆地地下介质具有多层结构, 地壳厚度深达52—60公里。同时, 对深源远震P波综合地震图的研究, 证实了该区地壳中上部存在低速层, Q_c 值居于欧亚大陆的正常值范围内。

一、引 言

新疆准噶尔盆地位于阿尔泰山和天山两大山系之间, 是我国油气资源的重要基地。数十年来, 人们在对该盆地的研究中积累了丰富的地球物理勘探资料, 同时对盆地浅层的认识也在不断地发展和深化。但是迄今为止, 尚未有关于对该盆地的深部地壳和上地幔分层介质结构的研究的报导。在缺少关于深源地震的测深资料和在观测剖面上缺少足够的位置合适的地震台站的情况下, 可以利用准噶尔盆地边缘分布稀疏的地震台站记录, 来研究该地区地壳和上地幔介质结构。

本文采用新疆准噶尔盆地边缘五个地震台短周期地震仪记录的深源远震波形, 按文献(1)提供的方法计算深源远震P波的综合地震图, 进而获得该盆地边缘各台站区域地下介质结构模型。结果表明: 准噶尔盆地地下介质具有多层结构, 地壳厚度为52—60公里, 其中位于盆地南缘天山山前的乌鲁木齐、甘河子两个台站区域地壳厚55公里左右, 而盆地北缘位于阿尔泰山脚的阿勒泰、富蕴两个台站区域地壳厚约60公里, 地处盆地西北边缘的克拉玛依台站区域地壳较薄, 约为52公里。同时还证实, 该区地壳中上部存在低速层。对该盆地地震波衰减特征的研究表明, 分层 Q 值的分布对综合地震图的波形有很大影响, 该区 Q_c 值居

于欧亚大陆的正常值范围内。

二、资料 及 预 处 理

资料取自准噶尔盆地边缘五个地震台短周期地震仪记录的十个深源远震的波形。地震台的位置表示于图 1。表 1、表 2 分别列出地震台参数和地震参数。

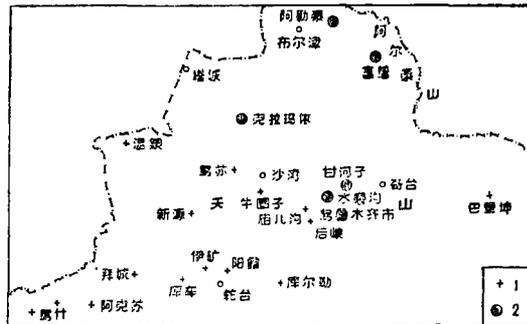


图 1 台站位置

1.台站 2.地震

Fig. 1 Recording stations used in this paper.

地 震 台 参 数 表

表 1

号 序	台 名	北 度 分 秒	东 度 分 秒	海 拔 高 程 (米)	台 基	地 震 仪 型 号
1	阿 勒 泰	47 51 15	88 07 45			65
2	富 蕴	46 59 47	89 31 44	860	石 英 岩	雄 开 克
8	克 拉 玛 依	45 38 47	84 51 09	195	砂 岩	573
4	甘 河 子	44 03 56	88 20 41	1050	砂 岩	65
5	乌 鲁 木 齐	43 49 16	87 41 42	905	砂 岩	62

地 震 参 数

表 2

序 号	日 期	发 震 时 间 时 分 秒	纬 度 (度)	经 度 (度)	震 源 深 度 (公 里)	震 级	记 录 台 站	震 中 距 离 (度)	震 中 方 位 角 (度)	台 站 方 位 角 (度)
1	1980.1.20	7.28.44	2.6 N	127.8 E	205	5.0	阿 勒 泰	56.66	130.24	329.15
2	1983.1.15	16.39.31	33.2 N	136.2 E	420	5.3	阿 勒 泰	38.63	94.33	306.90
8	1979.5.13	17.30.57	4.05 S	123.15 E	615	5.3	阿 勒 泰	60.27	138.76	333.68
4	1975.12.5	14.27.21	6.2 S	124.9 E	580	5.7	富 蕴	61.71	139.19	333.36
5	1979.10.30	1.37.04	18.8 N	145.6 E	570	5.2	富 蕴	53.41	101.98	315.19
6	1983.1.15	16.39.31	33.2 N	136.2 E	420	5.3	克 拉 玛 依	40.81	89.22	303.37
7	1975.12.28	15.24.58	8.0 S	115.2 E	220	5.6	甘 河 子	54.45	147.95	337.36
8	1980.1.20	7.28.44	2.6 N	127.8 E	205	5.0	甘 河 子	57.14	128.45	325.72
9	1983.2.20	12.14.23	8.8 N	124.0 E	580	5.4	乌 鲁 木 齐	47.11	127.01	324.34
10	1983.1.15	16.39.31	33.2 N	136.2 E	420	5.3	乌 鲁 木 齐	38.81	88.98	300.44

因为所用地震的震中距都在 $30^\circ-90^\circ$ 的范围内,震源深度为200—600公里,P波和经震源所在地区地表反射的 P^P 及发生波型转换的 S^P 波在观测记录上是可以分离的。因此,这些地震台站记录的前数十秒波形均是P波波型,我们即以这些记录波形作为与通过理论计算得出的综合地震图进行对比的观测资料。

由于观测波形是模拟记录,为了便于对比,我们先将记录波形离散化,然后作坐标变换,求得与台站柱坐标对应的各分量的波形,其中台站柱坐标的径向与台站到震中的大圆弧一致。

为了减少调整模型参数时的盲目性,较好地确定在计算综合地震图时所需的震源时间函数,我们采用了偏振滤波法〔2、3〕。因限于篇幅,资料及预处理的图不再一一示出。

三、计算方法

1. 深源远震P波综合地震图的计算

本文仅讨论深源远震P波入射地壳和上地幔介质的情况。假设地壳和上地幔介质是一组层状、均匀、各向同性和完全弹性(或线粘弹性)的介质,设第L界面是区域介质结构的底边界。为叙述简便,文中所用符号及物理意义除另有说明外,均与文献〔4〕相同。

根据文献〔1〕,位错点源地表位移径向分量和垂直向分量的远场近似解表示为

$$\begin{aligned} U(\omega) &= R_U(\omega, \gamma) \frac{M_0}{2\pi\rho_s} F(\omega) \cdot G(R) \sum_{i=1}^2 A_i(\lambda, \delta, \theta) \cdot P_i \\ W(\omega) &= R_W(\omega, \gamma) \frac{M_0}{2\pi\rho_s} F(\omega) \cdot G(R) \sum_{i=1}^2 A_i(\lambda, \delta, \theta) \cdot P_i \end{aligned} \quad (1)$$

式中

$$\begin{aligned} A_0(\lambda, \delta, \theta) &= \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \\ A_1(\lambda, \delta, \theta) &= \cos \delta \cos \lambda \cos \theta + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \theta \\ A_2(\lambda, \delta, \theta) &= \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \cos 2\theta - \sin \delta \cos \lambda \sin 2\theta \end{aligned} \quad (2)$$

$$P_0 = \frac{2 - 3 \sin^2 \gamma}{\alpha_s^2}$$

$$P_1 = \frac{\sin 2\gamma}{\alpha_s^2}$$

$$P_2 = \frac{\sin^2 \gamma}{\alpha_s^2}$$

(1)式中 R_U 、 R_W 为地表水平位移和垂直位移的谱分量, γ 为深源远震P波离源角, λ 、 δ 、 θ 为位错点源几何参数, $\theta = \theta_1, -\theta_1, \theta_2$ 为台站方位角, θ_1 为断层走向方位角, α_s 为第S层介质P波垂直波数, $F(\omega)$ 是震源脉冲的谱, $G(R)$ 为几何扩散因子,括号内的R为震源距。对于J—B模型,震中距为 Δ 时,P波射线参数

$$P = 0.1 - 0.000667\Delta。$$

实际有效的几何扩散因子

$$G(R) = (12.34 - 0.1577\Delta + 7.071 \times 10^{-4}\Delta^2) \times 10^{-5} \text{ 公里}^{-1}.$$

由(1)式计算得 $U(\omega)$ 、 $W(\omega)$ 后作反傅氏变换, 得到时间域的波形 $U(t)$ 、 $W(t)$ 后, 再经与仪器脉冲响应折积, 获得可用以与实际观测波形对比分析的综合地震图。

显而易见, 计算深源远震 P 波综合地震图的关键在于地表位移响应的计算, 而这一计算过程与广义透射系数 R_{s2} 和 R_{s1} 的计算过程相似, 差别仅在于对出射处是着眼于位势矢量, 还是位移应力矢量。因此, 对 P-SV 波广义透射系数的计算是综合地震图计算的基础。

2. 层状介质广义透射系数计算方法的改进

按文献〔5〕, 取位移应力矢量为如下形式:

$$S = (U_B/K, T_P/\omega^2, U_P/K, T_B/\omega^2)^T \quad (3)$$

式中“T”为矩阵转置, U_B 、 U_P 、 T_P 、 T_B 与文献〔6〕中符号同义, 参照 B、P、C 坐标系分别表示位移分量和 Z 平面上的应力谱分量, 其余参量及下文所用参量同文献〔5〕。

由文献〔5〕可知, S 在第 m 界面与第 L 界面间有以下传播形式:

$$\begin{aligned} S(Z_L) &= P(Z_L, Z_{L-1})P(Z_{L-1}, Z_{L-2}) \cdots P(Z_{m+1}, Z_m) \\ &= (M\lambda M^{-1})_L (M\lambda M^{-1})_{L-1} \cdots (M\lambda M^{-1})_m S(Z_m) \end{aligned} \quad (4)$$

式中 $P(Z_L, Z_{L-1})$ 为 Z_L 、 Z_{L-1} 界面间的介质层矩阵, 其分解矩阵有以下形式:

$$M = \begin{pmatrix} 1 & 1 & \gamma_\beta & -\gamma_\beta \\ \rho(\gamma-1) & \rho(\gamma-1) & \rho\gamma\gamma_\beta & -\rho\gamma\gamma_\beta \\ \gamma_\alpha & -\gamma_\alpha & 1 & 1 \\ \rho\gamma_\alpha\gamma & -\rho\gamma_\alpha\gamma & \rho(\gamma-1) & \rho(\gamma-1) \end{pmatrix}$$

$$\lambda = \text{diag}(P, 1/P, Q, 1/Q) \quad (5)$$

$$M^{-1} = \begin{pmatrix} \gamma C_0 & -C_0/\rho & -(\gamma-1)\gamma\beta & \gamma\beta/\rho \\ \gamma C_0 & -C_0/\rho & (\gamma-1)\gamma\beta & -\gamma\beta/\rho \\ -(\gamma-1)\gamma_\alpha & \gamma_\alpha/\rho & \gamma C_0 & -C_0/\rho \\ (\gamma-1)\gamma_\alpha & -\gamma_\alpha/\rho & \gamma C_0 & -C_0/\rho \end{pmatrix}$$

因此, 按文献〔5〕, 第 $L+1$ 层的矢量 E 逐层上传到第 M 界面的过程可有如下表示式:

$$E_L^T = \frac{1}{4} E_{L+1}^T (M_1 M_2 \bar{\lambda} M_3 M_4)_1, \quad 1=L, L-1, \cdots, M \quad (6)$$

现重新对(4)式中各矩阵改写如下:

$$\begin{aligned} M_1 &= \text{diag}(-\gamma_\beta, 1/\rho, \gamma, \gamma, a_1, -\gamma_\alpha) \\ \bar{\lambda} &= \text{diag}(-4, PQ, P/Q, Q/P, 1/PQ, -4) \\ M_4 &= \text{diag}(-\gamma_\alpha, a_1, -\gamma, -\gamma, 1/e, \gamma_\beta) \\ M_2 &= [V_1, V_2, V_3, V_4, V_5, V_6] \end{aligned} \quad (7)$$

$$= \begin{pmatrix} 0 & -1 & 1 & -1 & 1 & 0 \\ 1 & D_1 & D_2 & D_2 & D_1 & 1 \\ 1 & Z_1 & Z_2 & Z_2 & Z_1 & a_2 \\ a_2 & Z_1 & Z_2 & Z_2 & Z_1 & 1 \\ a_2 & W_1 & W_2 & W_2 & W_1 & a_2 \\ 0 & 1 & 1 & -1 & -1 & 1 \end{pmatrix}$$

$$M_3 = \frac{1}{C_0} \begin{pmatrix} H_1 \\ -H_2 \\ H_3 \\ H_4 \\ -H_5 \\ H_6 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & a_2 C_0 & C_0 & a_2 C_0 & C_0 & 0 \\ -1 & -W_1 & -Z_1 & -Z_1 & -D_1 & -1 \\ 1 & W_2 & Z_2 & Z_2 & D_2 & -1 \\ -1 & W_2 & Z_2 & Z_2 & D_2 & 1 \\ 1 & -W_1 & -Z_1 & -Z_1 & -D_1 & 1 \\ 0 & a_2 C_0 & a_2 C_0 & C_0 & C_0 & 0 \end{pmatrix}$$

(7) 式中全部矩阵元素可由下列简单运算产生:

$$a_1 = \rho \gamma^2, \quad a_2 = (\gamma - 1) / \gamma, \quad a_3 = a_2 \cdot a_2,$$

$$W_1 = a_3 - C_0, \quad Z_1 = a_2 - C_0, \quad D_1 = 1 - C_0,$$

$$W_2 = a_3 + C_0, \quad Z_2 = a_2 + C_0, \quad D_2 = 1 + C_0.$$

由上式可见, 矩阵 M_1 、 M_2 、 M_3 、 M_4 均与频率无关, 且计算矩阵元素时仅需少量乘法运算即可得出 a_1 、 a_2 、 a_3 三个参量。

(6) 式所示的全部运算过程可写成以下形式:

$$\begin{aligned} \bar{E}_1^T &= \frac{1}{4} \bar{E}_{l+1}^T (M_2 \bar{\lambda} M_3)_1 (M_{41})_1, \quad l = L, L-1, \dots, m+1 \\ \bar{E}_m^T &= \frac{1}{4} \bar{E}_{m+1}^T (M_2 \lambda M_3)_m (M_{41})_m \end{aligned} \quad (8)$$

(8) 式中的第一式可按(7)式中波场基本传播项 PQ 、 P/Q 、 Q/P 、 $1/PQ$ 重新组合写成:

$$\begin{aligned} \bar{E}_1^T &= \frac{1}{4} \bar{E}_{l+1}^T \left\{ -4 (V_1 H_1 + V_6 H_6) - PQ V_2 H_2 + \frac{P}{Q} V_3 H_3 + \frac{Q}{1} V_4 H_4 \right. \\ &\quad \left. - \frac{1}{PQ} V_5 H_5 \right\}_1 \end{aligned} \quad (9)$$

若将 \bar{E}_{l+1}^T 分别与(9)式中大括号内的各矩阵相乘, 可得下式

$$\bar{E}_1^T = \frac{1}{4 C_0} \left\{ -4 PQ_0 - PQL + PDQ + QDP - DPQ \right\}_1 \quad (10)$$

(10)式中大括号内各个矢量的具体表示式列于附录中。由附录可见, 在(10)式中, 计算矢量 PQL 、 DPQ 、 PDQ 及 QDP 矢量元素时许多运算步骤是相同的, 且 $E(3) = E(4)$, 而实际用于对透射系数进行计算时仅需21次乘法运算, 完成(8)式所列的一次迭代总计需31次乘法运算。同时, 由(7)式可知, 前述全部运算过程除基本的介质参量及 γ 、 γ_* 、

γ_p 、 C_0 外，仅再需要 a_1 、 a_2 、 C_0 这三个与频率无关的参量，因此全部运算所占内存空间甚少。我们将此算法用于进行广义透射系数的计算，使产生综合地震图的整个运算更为简炼。目前我们在 UNIVAC—1100 机上，以 512 个采样点计，对八层介质模型进行计算，需机时约15秒。

四、准噶尔盆地边缘台站区域介质结构的 综合地震图研究

我们参照近年来对该盆地邻区的地壳和上地幔介质结构的研究成果〔7—10〕，设计了多种模型并计算相应的综合地震图。不同介质结构的综合地震图径向分量是不同的，限于篇幅，不能一一列举，但若逐步合理调整模型参数，一定能获得与观测波形比较符合的综合地震图。

计算综合地震图时所用的震源时间函数有各种不同的取法，因为我们采用的是短周期地震仪的深源远震记录，为便于直接与观测记录对比，震源时间函数参照文献〔11〕直接取自记录波形的头几个波列，其宽度参考垂直向滤波结果的 P 波而定。

图 2 为阿勒泰、富蕴两个台站地下介质结构模型，图 3 为克拉玛依台站的地下介质结构模型，图 4 为盆地南缘甘河子、乌鲁木齐台站的地下介质结构模型。

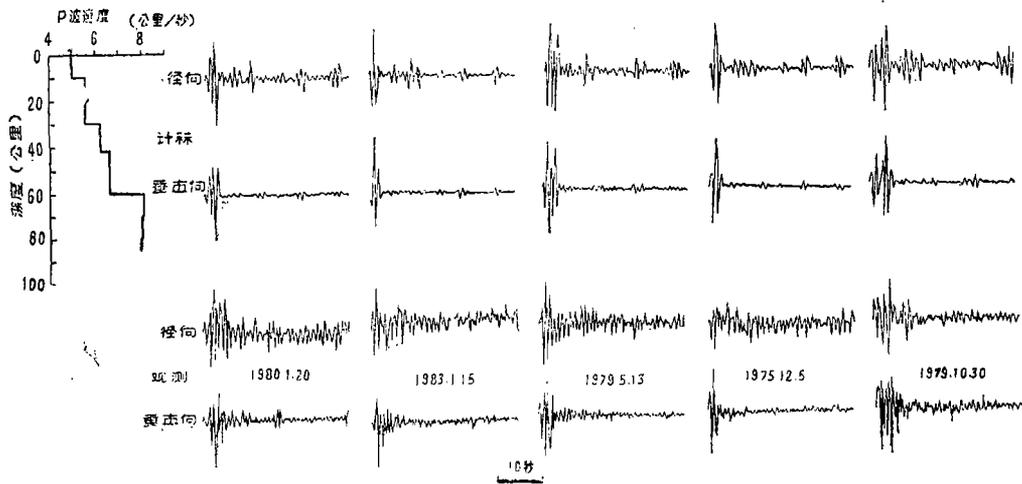


图 2 阿勒泰、富蕴台地下介质结构模型

Fig. 2 A model of the crust and upper mantle beneath Aletai and Fuyun stations, comparsion of observed and synthetic p waveforms.

如图所示，各综合地震图的振幅和相位均可与观测波形比拟，波形形态较为一致，同一模型都经一个以上地震的观测与计算协调一致。我们认为所采用的地壳和上地幔分层结构模型是可以接受的，具体参数列于表 3。

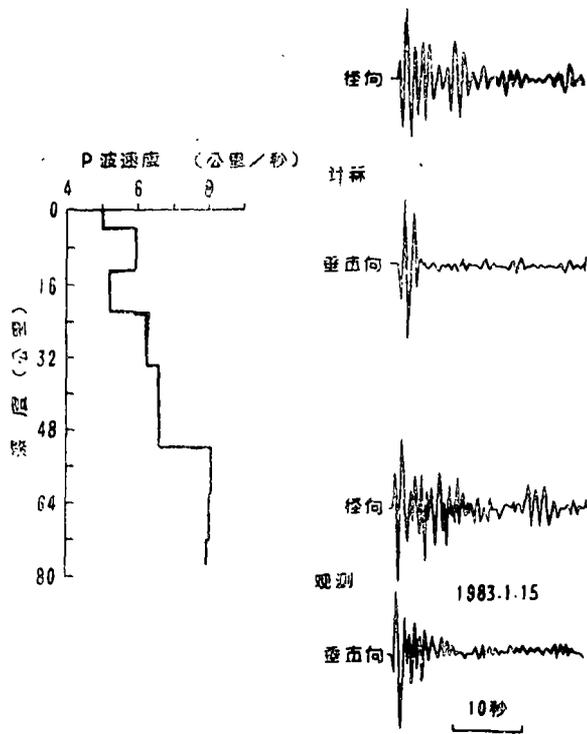


图3 克拉玛依台地下介质结构模型

Fig. 3 A model of the crust and upper mantle beneath Kelamayi station, comparison of observed and synthetic p waveform.

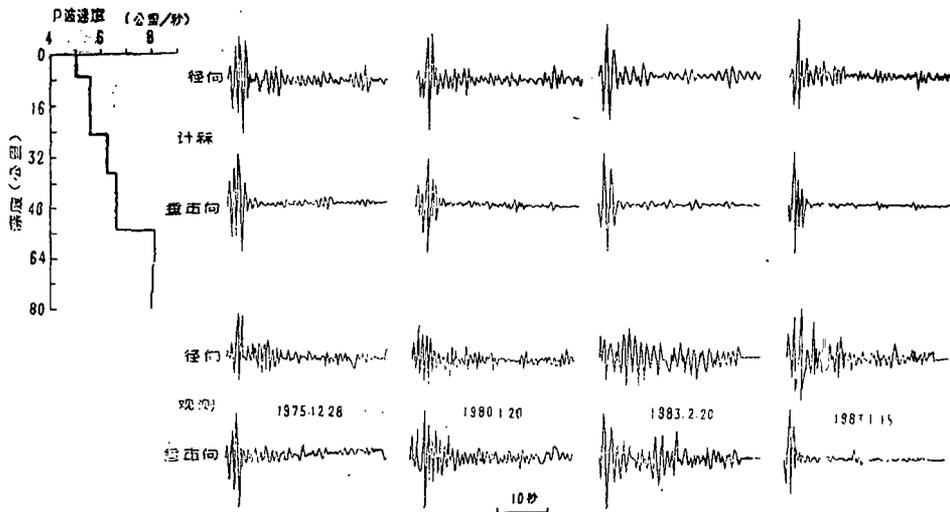


图4 甘河子、乌鲁木齐台地下介质结构模型

Fig. 4 A model of the crust and upper mantle beneath Ganhezi and Urumqi stations, comparison of observed and synthetic p waveforms.

阿勒泰、富蕴台站区域介质结构

表 3

层号	1	2	3	4	5	6	7	8
层厚度 (km)	10	10	10	12	18	10	10	∞
P 波速度 (km/sec)	5.02	5.96	5.20	6.25	6.60	8.07	8.01	7.93
密度 (g/cm ³)	2.15	2.51	2.22	2.62	2.75	3.31	3.28	3.26

甘河子、乌鲁木齐台站区域介质结构

层号	1	2	3	4	5	6	7	8
层厚度 (km)	7	9	9	12	18	10	10	∞
P 波速度 (km/sec)	5.02	5.96	5.20	6.25	6.60	8.07	8.01	7.93
密度 (g/cm ³)	2.15	2.51	2.22	2.62	2.75	3.31	3.28	3.26

克拉玛依台站区域介质结构

层号	1	2	3	4	5	6	7	8
层厚度 (km)	4	9	9	12	18	10	10	∞
P 波速度 (km/sec)	5.02	5.96	5.20	6.25	6.60	8.07	8.01	7.93
密度 (g/cm ³)	2.15	2.51	2.22	2.62	2.75	3.31	3.28	3.26

五、分析与讨论

1. 文献[7]用地震面波频散资料反演新疆塔里木盆地的地壳分层结构, 报导了地壳中部有低速层的结果。本文在用深源远震 P 波记录波形研究准噶尔盆地边缘台站的地下介质结构时, 也发现了地壳和上地幔内存在低速层。我们将文中所提出的介质结构模型中的第二、三两层的层速度取平均值 (5.58 公里/秒), 即取消原模型中的低速层然后重新计算得出相应的综合地震图 (图 5、6)。

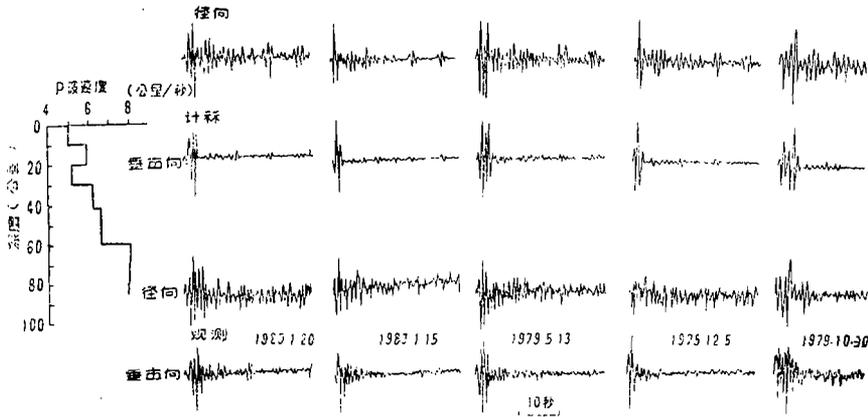


图 5 阿勒泰、富蕴台介质结构模型 (无低速层)

Fig. 5 The synthetic P waveforms for the model without a low velocity layer in Aletai and Fuyun stations

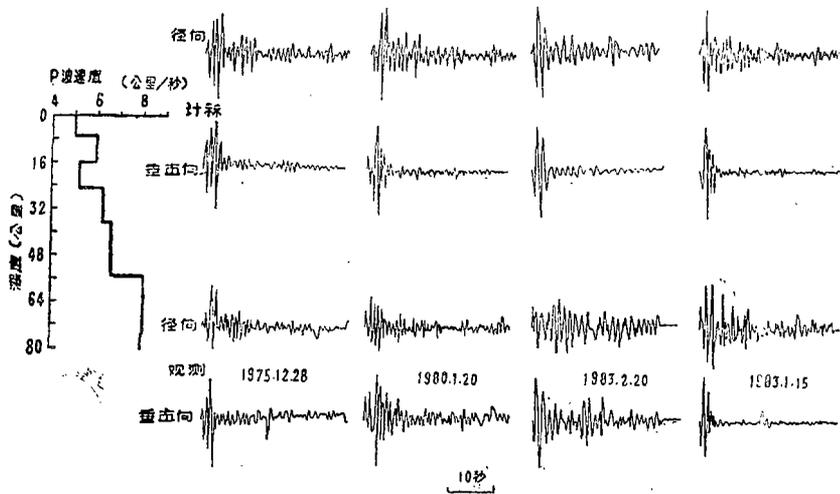


图6 甘河子、乌鲁木齐台介质结构模型(无低速层)

Fig. 6 The synthetic P waveforms for the model without a low velocity layer in Ganhezi and urumqi stations.

由图可见,综合地震图的形态有较大的变化,且和观测波形的差异比较明显。这表明,分层介质结构中的低速层对综合地震图的波形有重要影响,同时也证实了准噶尔盆地边缘台站区域存在有低速层,其位置在地壳的中上部。

2. 介质品质因素Q是量测地球介质的非弹性性质的一个重要的地球物理参数。因为本文

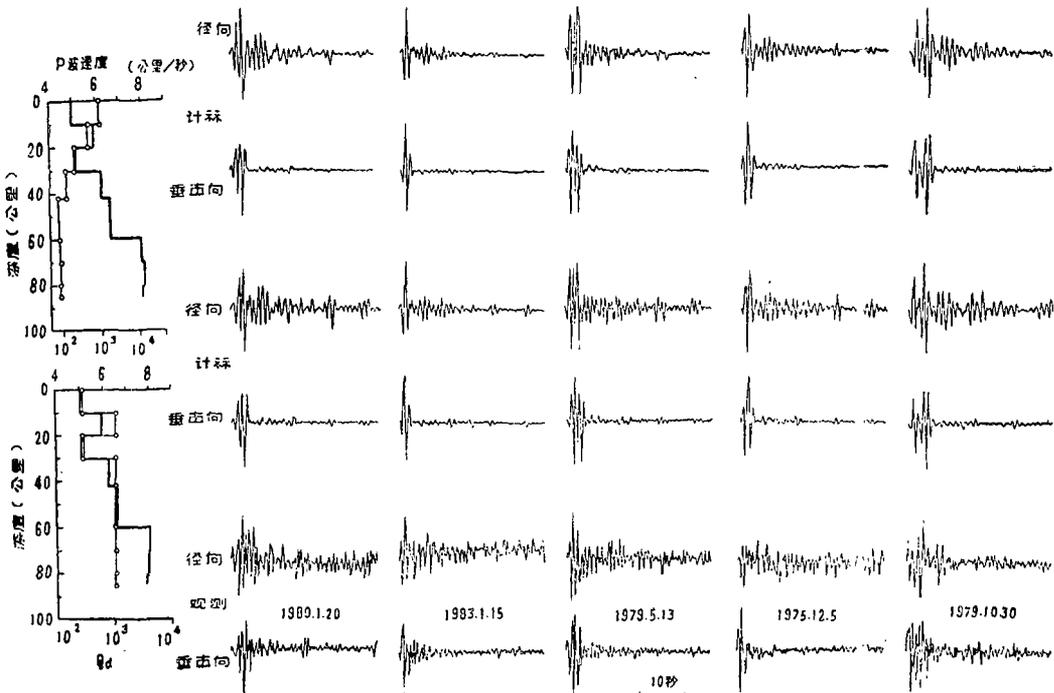


图7 阿勒泰、富蕴台介质模型和Q结构

上图为塔里木盆地分层Q值,下图为标准大陆分层Q值

Fig. 7 The crust and upper mantle model and the Layered Q structures upper; for Tarim Basin Below; for normal Eurasian continent

采用Delta矩阵的分离形式，经波场基本传播项的重新组合，不仅使运算过程更为简炼，而且可进行线粘弹性介质问题的计算，因此我们也同时进行了准噶尔盆地边缘台站地下介质的分层Q值的研究，图7和图8表示当在分层介质结构模型中分别加入两套Q₀值后，计算得出的综合地震图，其中Q₀值按Q₀/√3的关系求得，具体的Q₀值列于表4。

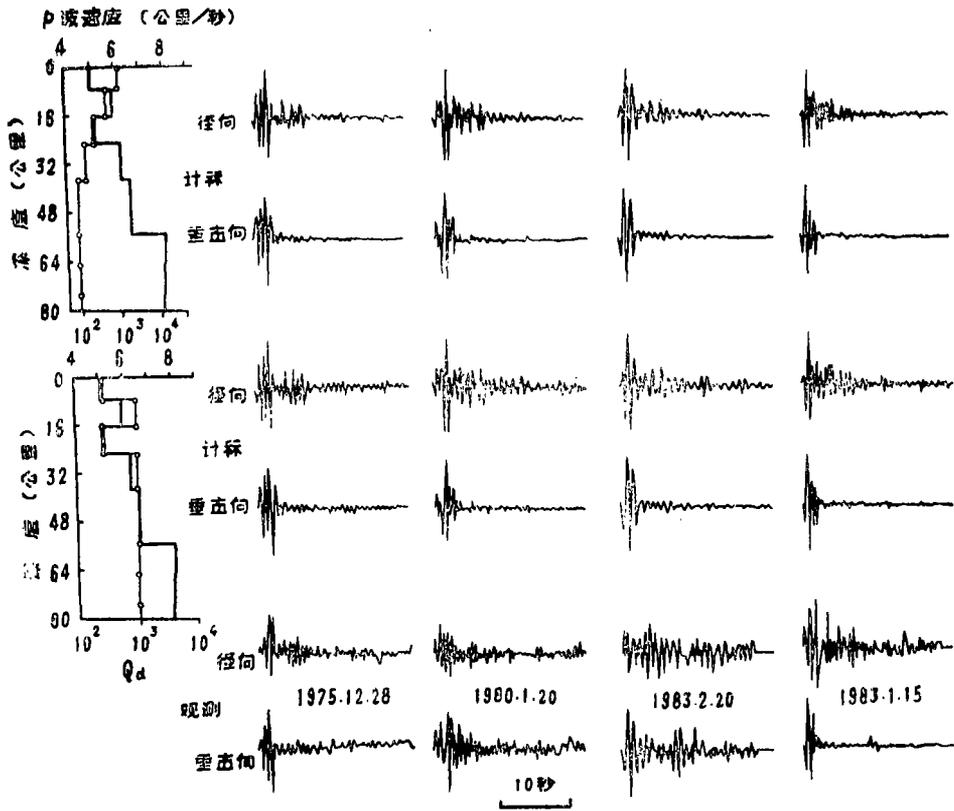


图 8 甘河子、乌鲁木齐台介质模型和Q结构

上图为塔里木盆地分层Q值，下图为标准大陆分层Q值

Fig. 8 The crust and upper mantle model and the Layered Q structures upper: for Tarim Basin Below: for normal Eurasian continent

Q₀ 值

表 4

层 号	1	2	3	4	5	6	7	8
塔里木盆地分层Q	1040	520	230	140	90	90	90	90
标准大陆分层Q	280	1040	280	1040	1040	1040	1040	1040

将图7、图8和观测波形相比较，可以看出，加入大陆Q₀正常值的一套综合地震图较加入由塔里木盆地面波资料求得的Q₀值的综合地震图更接近于观测波形，从而表明，分层介质

结构中的Q值的分布对综合地震图的波形也有重要影响,而新疆准噶尔盆地边缘台站区域地下介质的Q₀值居于欧亚大陆的正常值范围,反映了该区介质对地震波能量的吸收较弱。

在收集资料的过程中,得到了新疆维吾尔自治区地震局的同志的大力支持,谨此致谢。

(本文1985年2月1日收到)

参 考 文 献

- [1] 朱碚定、李幼铭, 利用深源远震记录波形研究台站区域的介质结构, 地球物理学报, Vol.28, №1, 1985.
- [2] Montalbetti, J.F. and E.R. Kanosewich, Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter, Geophys. J.R. astr. soc., Vol.21, 119—129, 1970.
- [3] 邵学钟、张家茹、杨小锋、张晓虎、雷胜利、王启鸣、高维安, 利用地震转换波探测地壳、上地幔构造实验, 地球物理学报, Vol.21, №1, 1978.
- [4] 李幼铭、朱碚定、梁尚鸿、束沛镒, 层状介质中地震P—SV波广义透射系数计算, 地球物理学报, Vol.26, 增刊, 1983.
- [5] 李幼铭、束沛镒, 层状介质中地震面波频散函数和广义反射系数的计算, 地球物理学报, Vol.25, №2, 1982.
- [6] 陈运泰, 多层弹性半空间中的地震波(一), 地球物理学报, Vol.17, №1, 1974.
- [7] 朱碚定、梁尚鸿、李白基, 用瑞利波研究新疆塔里木盆地地壳分层结构及Q₀值, 地球物理学报, Vol.25, №4, 1982.
- [8] 冯锐等, 利用地震面波研究中国地壳结构, 地震学报, Vol.3, №4, 1981.
- [9] Chi—chin Feng, A surface wave study of crustal and upper mantle structure of Eurasia, ph. D. dissertation, University of Southern California.
- [10] Pines, I., Teng, T.L., Crustal and upper mantle velocity and Q structures of Mainland China, University of Southern California Geophysical Laboratory, Tech. Report, 1977.
- [11] Given, J.W., V.Helmberger, Upper mantle structure of NW Eurasia, J.Geophys. Res., Vol.85, 7183—7194, 1980.

附 录

在 $\bar{E}_1^T = \frac{1}{4C_0} \{ -4PQ_0 - PQL + PDQ + QDP - DPQ \}_1$ 式中大括号内各矢量生成

$$PQ_0 = [\bar{E}_{1+1}(2) + \bar{E}_{1+1}(3) + (\bar{E}_{1+1}(4) + \bar{E}_{1+1}(5))a_2] \\ \cdot [0, 2a_2, 1+a_2, 1+a_2, 2, 0]$$

$$\begin{aligned}
 PQL &= \bar{E}_{1+1} \begin{pmatrix} -1 & & & & & \\ & D_1 & & & & \\ & & Z_1 & & & \\ & & & Z_1 & & \\ & & & & W_1 & \\ & & & & & 1 \end{pmatrix} [VI] \begin{pmatrix} 1 & & & & & \\ & W_1 & & & & \\ & & Z_1 & & & \\ & & & Z_1 & & \\ & & & & D_1 & \\ & & & & & 1 \end{pmatrix} PQ \\
 PDQ &= \bar{E}_{1+1} \begin{pmatrix} -1 & & & & & \\ & D_2 & & & & \\ & & Z_2 & & & \\ & & & Z_2 & & \\ & & & & W_2 & \\ & & & & & -1 \end{pmatrix} [VI] \begin{pmatrix} 1 & & & & & \\ & W_2 & & & & \\ & & Z_2 & & & \\ & & & Z_2 & & \\ & & & & D_2 & \\ & & & & & -1 \end{pmatrix} 1/PQ \\
 QDP &= \bar{E}_{1+1} \begin{pmatrix} -1 & & & & & \\ & D_2 & & & & \\ & & Z_1 & & & \\ & & & Z_2 & & \\ & & & & W_2 & \\ & & & & & -1 \end{pmatrix} [VI] \begin{pmatrix} -1 & & & & & \\ & W_2 & & & & \\ & & Z_2 & & & \\ & & & Z_2 & & \\ & & & & D_2 & \\ & & & & & 1 \end{pmatrix} Q/P \\
 DPQ &= \bar{E}_{1+1} \begin{pmatrix} 1 & & & & & \\ & D_1 & & & & \\ & & Z_1 & & & \\ & & & Z_1 & & \\ & & & & W_1 & \\ & & & & & -1 \end{pmatrix} [VI] \begin{pmatrix} -1 & & & & & \\ & W_1 & & & & \\ & & Z_1 & & & \\ & & & Z_1 & & \\ & & & & D_1 & \\ & & & & & -1 \end{pmatrix} 1/PQ
 \end{aligned}$$

式中 [VI] 表示元素全为 1 的 6×6 矩阵。

THE STUDY OF MULTILAYER-MEDIA BENEATH THE RECORDING
STATIONS AT ZHUNGEER BASIN EDGE IN XINGJIANG REGION
BY MEANS OF TELESEISMIC P WAVEFORMS

Zhu Peiding Li Youming Zhang Liming
Liang Shanghong Shu Peiyi
(*Institute of Geophysics, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, we propose a method for the study of crust and upper mantle structure beneath the seismic recording station at Zhungeer Basin edge in Xingjiang Region. The delta matrix of separational form is recomposed by basic propagation term of wave field, resulting in a simpler computational process for the synthetic seismograms of teleseismic P wave.

Using ten teleseismic P waveforms recorded by the short-period seismographs at stations, Aleitai, Fuyun, Kelamayi, Ganhezi and Urumqi in this basin edge, we have obtained the synthetic P waveforms in good agreement with observed P waveforms by gradually adjusting the crust and upper mantle model. Our results show that the crust of Zhungeer Basin is of multilayers; the crustal thickness is 52—60 km, with a low velocity layer in the middle of the crust. The Q_0 values for this basin are within the normal range of the Eurasian continent; It indicates the attenuation for seismic wave through this region is not very strong.