

利用宽频带远震体波波形研究青藏高原地壳上地幔速度结构的初步结果^{*}

朱露培 曾融生

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

吴大铭

(美国纽约州立大学宾汉顿分校地球科学系)

Thomas J. Owens George E. Randall

(美国南卡罗莱纳大学地质科学系)

摘 要

利用根据中美合作研究青藏高原深部结构计划布设在青藏高原上的 11 个宽频带数字地震仪记录到的远震体波数据,采用接收函数(receiver function)反演的办法,对各台站下面地壳上地幔地震波速度结构进行了研究。台站接收函数是通过将三分向地震记录的两个水平分量旋转合成得到径向分量,然后在频率域除以垂直分量并变换回到时间域得到的,它仅与台站下面介质结构有关,而基本上与震源函数和传播路径无关。为压制噪声干扰,对来自同一方向上一定震中距范围内的远震记录得到的接收函数进行了叠加。采用分层弹性介质中弹性波传播矩阵理论,我们可以计算得到分层介质的理论接收函数以及它对各层弹性参数的偏导数,从而利用迭代线性反演可从观测接收函数得到台站下面的一维速度结构。

本文给出了其中 3 个台,即温泉台、格尔木台和日喀则台的初步结果,它们分别位于高原的中部、北部和南部。从各台的接收函数中都可看到清晰的 Moho 面上的 P-S 转换波震相,其相对直达 P 波的走时延迟分别为:温泉台 7.9s(东北方向结果),8.3s(东南方向结果);格尔木台 8.2s;日喀则台 9.0s,如此大的延迟表明高原地壳的巨厚。各台站接收函数波形的差异反映了高原南部与中北部构造上的差异,位于中北部的温泉台和格尔木台的接收函数波形都比较简单,日喀则台的接收函数中除 Moho 面上的转换波外,还有一较强的来自地壳中部的转换波震相。对各台站接收函数反演得到了各台下面的地震波速度结构,其相应的理论接收函数与观测值吻合得很好。由所得的 S 波速度结构看,温泉台和格尔木台下面的地壳垂向上的速度比较均匀,都在 3.5—3.6km/s 左右,地壳内没有明显的分层现象,地壳下部速度低于大陆地壳下部正常值,这与在该地区观测到的 Sn 强衰减是一致的。日喀则台下面的地壳在 20km 深度有一速度间断面,深度 20 至 30km 的中地壳速度较高,达 4.1km/s,这与藏南的爆炸地震的结果一致,30km 以下速度发生反转,在 50 至

^{*} 国家自然科学基金会、国家地震局监测司、美国国家科学基金会联合资助。国家地震局地球物理研究所论著 92A0075

1992 年 9 月 3 日收到本文。

55km 达到最低,速度值为 3.2km/s. 各台下面 Moho 面的深度如下:温泉台 68km,格尔木台 70km,日喀则台 80km.

关键词 青藏高原;体波波形;接收函数反演;S 波速度结构

一、引言

青藏高原作为地球上一个显著的地质构造单元,一直是地球物理学家研究的热点。研究青藏高原的内部构造和高原成因,对认识大陆碰撞机制以及大陆动力学过程,具有重要意义。

地壳上地幔的地震波速度结构是反映地球深部介质结构和过程的一个重要参数。过去由于条件及仪器技术水平的限制,针对青藏高原深部速度结构,直接在高原上进行的地球物理观测十分有限。1981—1982 年中法合作,在高原南部和中部分别完成了两条地震测深剖面(图 2);1983 年地质科学院在青藏高原北部完成了一条从格尔木至沱沱河的地震测深剖面(卢德源等,1990)。除人工地震测深以外,利用天然地震体波以及穿过高原的面波的频散研究高原地壳速度结构方面也有一系列的工作发表。Molnar 曾对这些工作做了较为详细的评论(Molnar, 1988)。

各种手段的结果都表明高原下面存在巨厚的地壳(Molnar, 1988);中法二条测深剖面得到的地壳平均厚度为 70km,地壳内 P 波平均速度为 6.2km/s 左右(滕吉文等,1983, 1985);Hirn 等对藏南的剖面进行了分析,由分别来自 28km 和 75km 深界面的主要反射波又可进一步将地壳分为速度 6.0km/s 的上地壳部分和速度 6.4km/s 的下地壳部分(Hirn, *et al.*, 1984; Hirn, 1988);赵珠利用西藏境内地方震的 P, S 波到时数据得到一个双层地壳平均模型,其各层厚度和速度和爆炸地震的结果略有差异(赵珠等, 1992);对高原 Pn, Sn 波传播特征的研究表明,高原大部分地幔顶部 Pn 和 Sn 速度接近稳定的地盾地区的值(Chen, *et al.*, 1981),但在高原的中北部羌塘地块下 Sn 波存在强烈的衰减(Barazangi, *et al.*, 1982)。

1991—1992 年,国家地震局地球物理研究所与美国纽约州立大学及南卡罗来纳大学合作,在青藏高原布设了 11 个宽频带数字地震仪器,进行了为期一年的天然地震观测记录,获得了大量的高原内地方震和远震的记录。本文利用其中的 3 个台记录得到的远震体波波形资料研究台站下面的速度结构。

二、方法

同单纯到时数据相比,远震体波波形包含更多的地球内部结构的信息;另一方面,单个台站记录的地震波是由震源函数、近源附近介质结构、传播路径及台站下面介质结构各因素共同作用的结果,因此从记录波形中将台站下面介质结构的响应分离出来,对利用远震波形研究台站下面的介质结构具有决定性的意义。

地震台站记录的垂直分量和径向分量可分别写为

$$Z(t) = I(t) * E_z(t) * S(t) \quad (1)$$

$$R(t) = I(t) * E_z(t) * S(t) \quad (2)$$

其中, $I(t)$ 为仪器响应, $E_z(t)$, $E_R(t)$ 分别为台站下面介质响应的垂直分量与径向分量, $S(t)$ 代表震源及由震源到台站附近的路径效应。将(1), (2)式分别变换到频率域并相除得

$$\frac{R(\omega)}{Z(\omega)} = \frac{E_R(\omega)}{E_z(\omega)} \quad (3)$$

$R(\omega)/Z(\omega)$ 在时间域的序列称为台站的接收函数(receiver function)。

$$r(t) = \int (R(\omega)/Z(\omega)) e^{i\omega t} d\omega \quad (4)$$

由(3)式可知, 它完全取决于台站下面介质的结构而与震源函数及传播路径无关。

台站接收函数的物理意义可由(3)式得出, 对远震 P 波入射, 入射角很小, 介质响应的垂直分量近似为狄拉克函数(Langston, 1979)。

$$E_z(t) \approx \delta(t)$$

则台站接收函数即为台站下面介质响应的水平分量 $E_R(t)$ 。进一步的分析表明, 接收函数是除去多次 P 波后的水平响应(Ammon, 1991)。图 1 给出了单层地壳模型对远震 P 波入射响应的垂直分量和水平分量以及相应的接收函数。

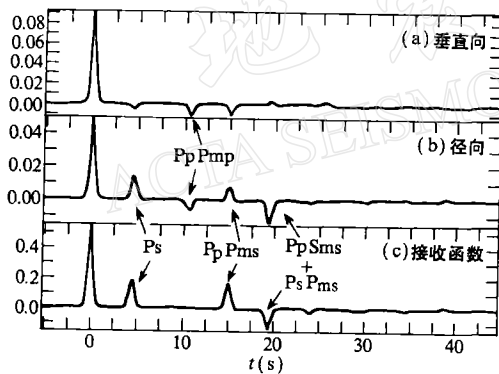


图 1 单层地壳模型对远震 P 波入射响应的垂直分量(a)和水平分量(b)以及相应的接收函数(c)。除初至波外, 各震相代号中小写字母表示上行波路径, 大写字母表示下行波路径, m 表示 Moho 面上的反射

由上可知, 单个台站的接收函数可由其三分向记录的两个水平分量经过旋转合成得到径向分量, 并在频率域除以垂直分量再变换到时域得到。由于噪音的存在, 频率域的相除在计算上是非常不稳定的, 实际计算中, 通常引入参数 c 来压制垂直分量频谱中的近零点, 使计算稳定。(4)式相应修改为

$$r(t) = \int \frac{R(\omega)\check{Z}(\omega)}{|Z(\omega)|^2 + c} e^{i\omega t} d\omega \quad (5)$$

为压制噪声干扰, 可对来自同一方向上一定震中距范围内多个远震记录得到的接收函数进行叠加(Owens, *et al.*, 1984), 当远震事件足够多时, 通过叠加还可得到统计意义上的标准偏差。

由宽频带地震记录得到的接收函数内容十分丰富, 它包含大量台站下面介质结构产生的 P-S 转换波及其多次波震相。Owens 等发展了一种时间域反演技术(Owens, *et al.*, 1984, 1987; Ammon, *et al.*, 1990), 直接由单个台站的接收函数反演其下面的一维速度结构。由分层弹性介质中弹性波传播矩阵理论, 我们可以计算得到分层介质的理论接收函数以及它对各层弹性参数的偏导数(Kennett, 1983; Randall, 1990), 利用 Taylor 展开可构造一组线性方程

$$\frac{\partial r(t)}{\partial m_i} \Delta m_i = r^{\text{obs}}(t) - r^{\text{calc}}(t) \quad (6)$$

利用迭代线性反演可从观测接收函数得到台站下面的一维速度结构。

三、数据及反演结果

1991 年, 国家地震局地球物理研究所与美国纽约州立大学宾汉顿分校及南卡罗莱纳大学合作, 在青藏高原布设了 11 个宽频带数字地震仪, 台站分布如图 2 所示。除格尔木台放置的是英国产 Guralp 三分向地震仪外, 其余 10 个台均为瑞士生产的 STS2 三分向地震仪。仪器的频带范围如图 3 所示, STS2 速度响应通带为 0.008—80Hz, Guralp 为 0.033—50Hz。如此宽的频带对我们采用地震体波波形研究介质结构十分有利。

仪器自 1991 年 7 月开始记录, 至 1992 年 7 月结束。每个台站均有连续记录与触发记录两个数据流, 其中触发记录取样率为 10SPS。截止到 1991 年底, 共触发记录了 8000 多个事件, 其中 40° — 90° 范围内清晰的远震事件达 80 余个。从这些事件中, 选出震级 5.5 以上, 来自东北和东南两个方向的 3 组事件对各台站进行了接收函数反演研究。表 1 列出了所用事件的参数。

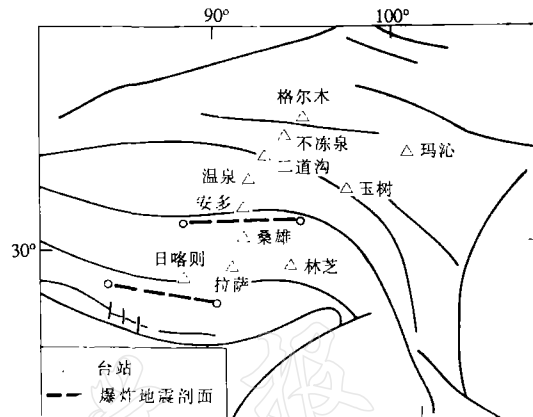


图 2 宽频带数字地震台网台站分布

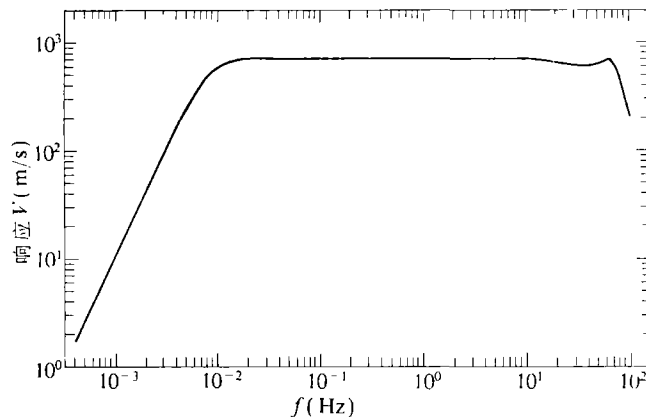


图 3 宽频带地震仪 STS2 频率响应

表 1 远震事件参数(引自美国 PDE 报告)

发 震 日 期 (年·月·日)	震 中 位 置		震源深度 (km)	震级 (M_b)
	纬度(°)	经度(°)		
	东北方向			
1991. 7. 12	48. 660N	155. 018E	33	5. 7
1991. 8. 25	42. 025N	144. 698E	45	5. 8
1991. 10. 7	45. 557N	149. 039E	147	6. 0
1991. 11. 25	42. 019N	142. 555E	55	6. 2
1991. 11. 26	48. 232N	154. 864E	35	5. 9
1991. 12. 6	45. 481N	151. 500	52	5. 5
1991. 12. 12(a)	45. 582N	151. 629E	32	6. 2
1991. 12. 12(b)	45. 538N	151. 531E	33	6. 0
1991. 12. 12(c)	45. 554N	151. 718E	52	6. 2
1991. 12. 12(d)	45. 414N	151. 190E	48	6. 1
1991. 12. 14	44. 792N	151. 113E	53	5. 7
1991. 12. 16	47. 347N	151. 525E	149	5. 9
1991. 12. 18	45. 816N	150. 367E	33	5. 7
1991. 12. 19	45. 003N	151. 259E	48	5. 7
1991. 12. 21	45. 475N	151. 048E	26	6. 3
1991. 12. 24	45. 474N	151. 799E	33	5. 5
	东南方向(1)			
1991. 7. 20	3. 007N	128. 477E	33	5. 8
1991. 8. 7	0. 932N	122. 590E	33	5. 8
1991. 8. 10	3. 182S	130. 313E	33	5. 6
1991. 8. 23	6. 043S	130. 355E	58	5. 6
1991. 10. 12	2. 439N	127. 751E	33	5. 5
1991. 10. 14	6. 516S	130. 069E	116	5. 9
1991. 10. 16	1. 538S	135. 125E	22	5. 6
1991. 11. 6	7. 327S	128. 568E	136	5. 9
1991. 11. 12	8. 350S	126. 125E	33	6. 1
1991. 11. 20	5. 739N	126. 803E	80	6. 0
1991. 12. 28	1. 674S	132. 726E	33	6. 3
	东南方向(2)			
1991. 8. 13	13. 601S	167. 641E	33	6. 0
1991. 8. 14	16. 013S	167. 919E	188	5. 8
1991. 9. 27	5. 865S	151. 085E	33	5. 8
1991. 10. 11	13. 671S	166. 602E	47	5. 9
1991. 10. 13	9. 051S	158. 190E	33	6. 2
1992. 3. 4	2. 931S	147. 834E	33	5. 9
1992. 3. 7	3. 140S	146. 057E	33	5. 5
1992. 3. 11	1. 690S	147. 190E	33	5. 8

以下分别给出温泉台(WNDO)、格尔木台(TUNL)和日喀则台(XIGA)的初步结果. 由于目前可获得的有关各台站附近的浅层地质构造和其它手段得到的速度结构资料十分有限, 因此在选取反演的初始模型时, 我们尽量选取较为简单的初始模型. 综合正演计算结构和人工测深结果, 对中北部的两个台采用了单层地壳模型, 而对南部的日喀则台选用了双层地壳模型.

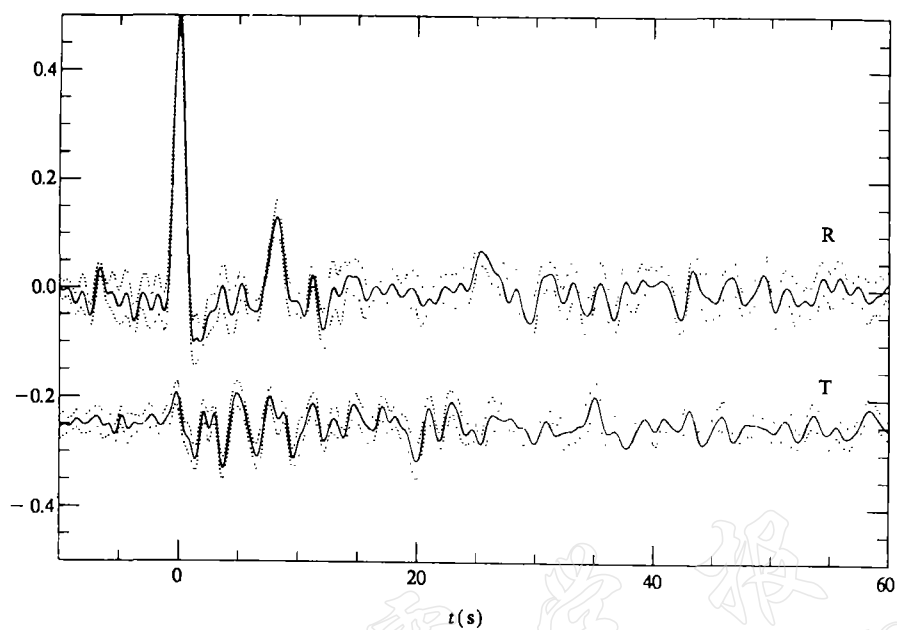


图4 温泉台东南方向台站接收函数, 实线为叠加后的平均值,
虚线为平均值加减一个标准偏差

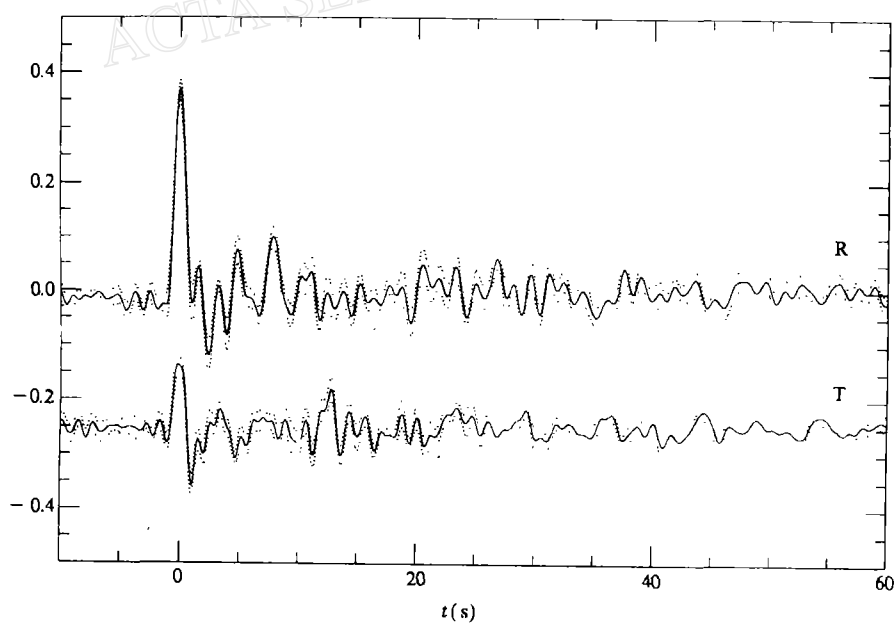
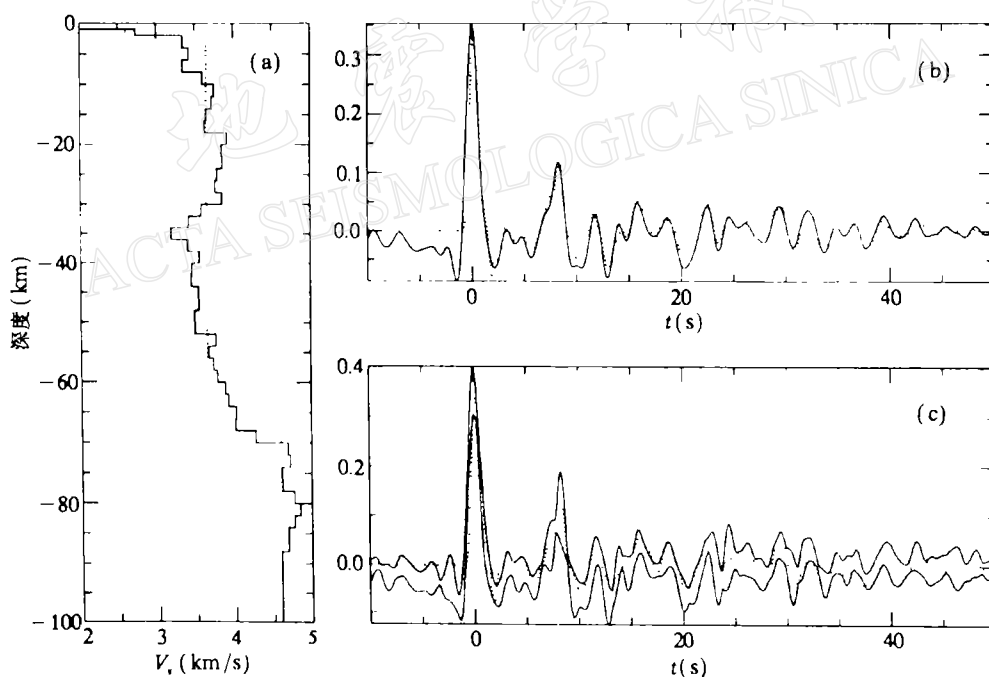


图5 温泉台东北方向台站接收函数, 实线为叠加后的平均值,
虚线为平均值加减一个标准偏差

1. 温泉台

温泉台位于青藏高原中部,唐古拉山北侧.温泉台较低的噪声水平使得我们有较多清晰的远震记录供挑选.我们选用了来自东北方向 13 个远震和东南方向 11 个远震记录得到的接收函数,分别进行叠加得到了这两个方向上的台站接收函数.图 1 和图 5 分别给出了这两个方向的叠加结果.

从两个方向得到的接收函数都可看到十分清晰的 Moho 界面 P-S 转换波震相,其到时分别在直达 P 波后 8.3s(东南方向)和 7.9s(东北方向),同时两个方向上的接收函数的差别也显示出台站附近速度结构存在一定的横向不均匀性.东南方向所得到的接收函数波形十分简单(图 4),除 Ps 震相外,在 25s 左右还可看到较清楚的 Moho 面多次震相 PpPms;另外,与径向分量相比,接收函数的切向分量很小,表明下面介质结构较简单,散射能量较弱.东北方向接收函数与东南方向相比,直达 P 波振幅较小,而在切向有一较大的分量与直达 P 同时到达(图 5),这可能是台站下面存在倾斜界面的表现(Owens, *et al.*, 1988).



(注:此图应与图 9 对调,图题不动)

图 6 温泉台东南方向接收函数反演结果, (a) 初始模型(虚线)与反演得到的 S 波速度模型(实线); (b) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数(实线)的拟合程度; (c) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数加减一个标准偏差的比较

对东南方向的接收函数的反演,得到一十分简单的温泉台下面地壳上地幔结构模型(图 6),其理论接收函数与观测值吻合很好, Moho 界面位于 68km,其上方存在 6 km 厚的

过渡带;整个地壳除顶部 1km 外,速度十分均匀,均为 3.5km/s 左右,其中 2 到 15km 速度与其下面相比稍高,速度为 3.6km/s,形成一 13km 厚的盖层。地壳速度从 15 到 60km 均为 3.4—3.5km/s,低于地壳下部 S 波速度正常值。

东北方向接收函数得到的结果与东南向大致相同(图 7),Moho 面深度为 67km,差别在于在地壳顶部地表以下的低速层比东南方向厚 2km,且地壳上部无盖层。联系到上面提到的这个方向切向分量与初至 P 波同时到达的震相,并综合两个方向得到的结果,我们推测出温泉台下面 2 至 3km 处存在一倾向北西向的界面。

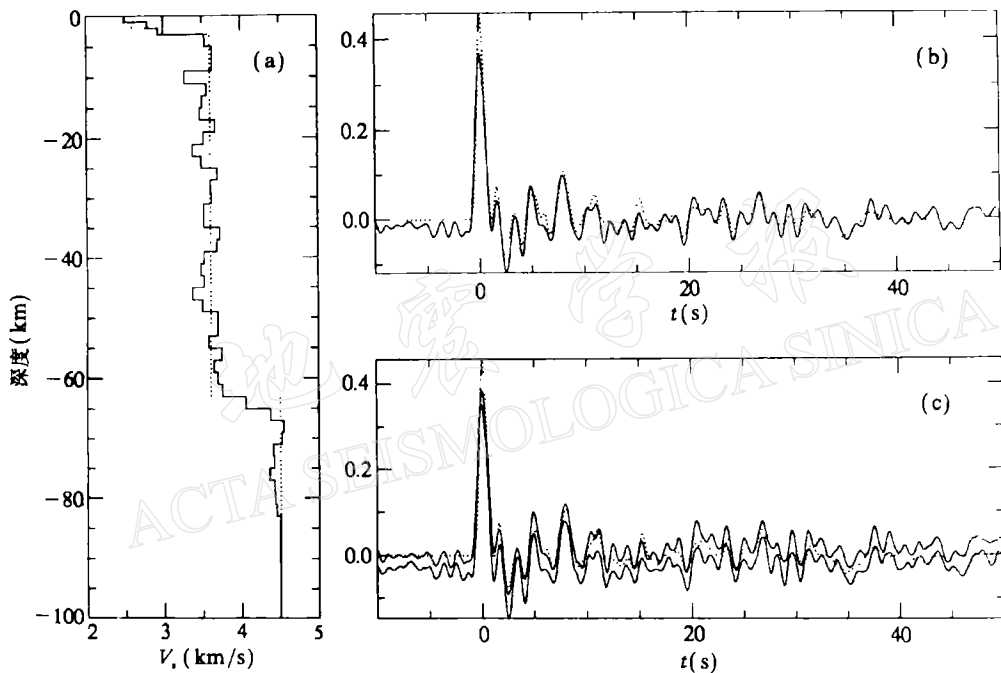


图 7 温泉台东北方向接收函数反演结果。(a) 初始模型(虚线)与反演得到的 S 波速度模型(实线);(b) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数(实线)的拟合程度;(c) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数加减一个标准偏差的比较

2. 格尔木台

格尔木台位于格尔木市南 30km 的山洞内,是 11 个台中最早开始记录的,也是唯一安放 Guralp 地震仪的台站。虽然格尔木台记录的时间最长,而且靠近野外工作基地,维护方便,记录到的远震事件很多,但用温泉台所采用的东北和东南方向相同的事件进行反褶积和迭加得到的接收函数效果很差,主要表现在直达 P 到达之前存在很高的噪声水平,这在东北方向尤为明显。此外,接收函数的切向分量也很大,由于格尔木台处于台网的最北端,一个可能的原因是这两个事件群相对台站的震中距太小。因此我们选用了来自东南方向震中距 70° 左右的另一组事件群。从叠加得到的接收函数中,在直达波后 8.2s 可见到很强的 Moho 面 P-S 转换震相,同时也发现切向分量在前 5s 能量较强(图 8)。

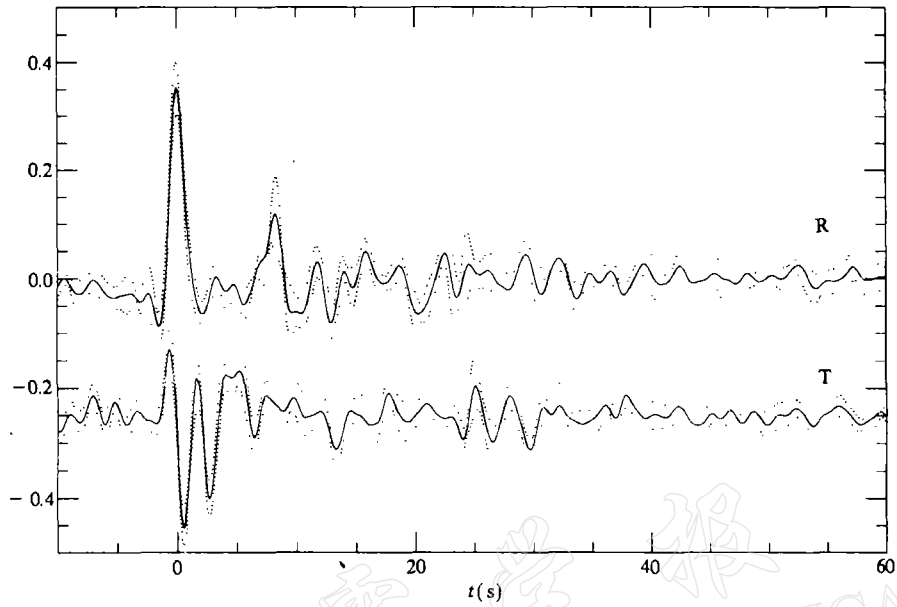


图8 格尔木台东南方向台站接收函数. 实线为叠加后的平均值, 虚线为平均值加减一个标准偏差

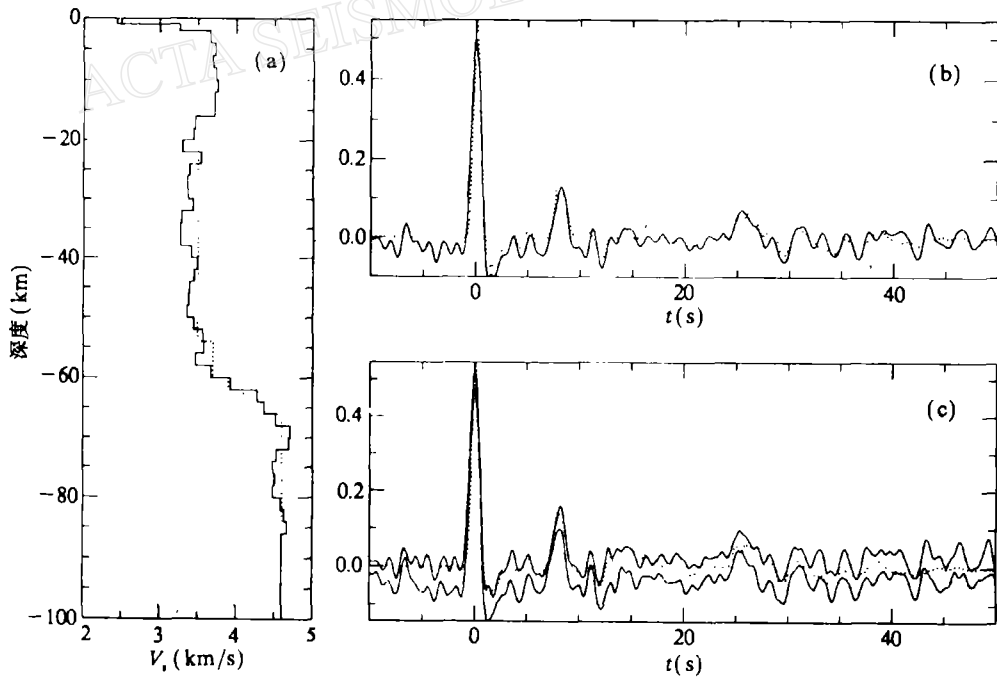


图9 格尔木台东南方向接收函数反演结果. (a) 初始模型(虚线)与反演得到的S波速度模型(实线); (b) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数(实线)的拟合程度; (c) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数加减一个标准偏差的比较

格尔木台反演得到的理论接收函数与观测值吻合得相当好(图 9)。从得到的 S 波速度结构看,该台下面 Moho 面位于 70km,基本上是一个一级间断面,地壳上部 17 至 30km 的速度较高,约为 3.8km/s,而地壳中部 30 至 50km 的速度较低,只有 3.5km/s,50km 至 Moho 面速度稍为增大,但整个地壳下部速度偏低。

3. 日喀则台

日喀则台设于西藏南部,位于雅鲁藏布江缝合带附近。由于人为破坏,该台于 1992 年 1 月停止记录。东南方向的事件在日喀则台记录到的数目有限,因此我们没有计算这个方向的接收函数。从来自东北方向上 14 个 50° 左右的远震得到的接收函数看,在日喀则台存在较明显的散射现象,主要表现在切向分量在 20s 以后能量增强。但从接收函数的径向分量我们仍可看到较清晰的 Moho 面 P—S 转换波(图 10),其延时为 9.0s,与以上两台不同的是,日喀则台的接收函数中还有来自地壳中间的另一个较强的转换波震相。

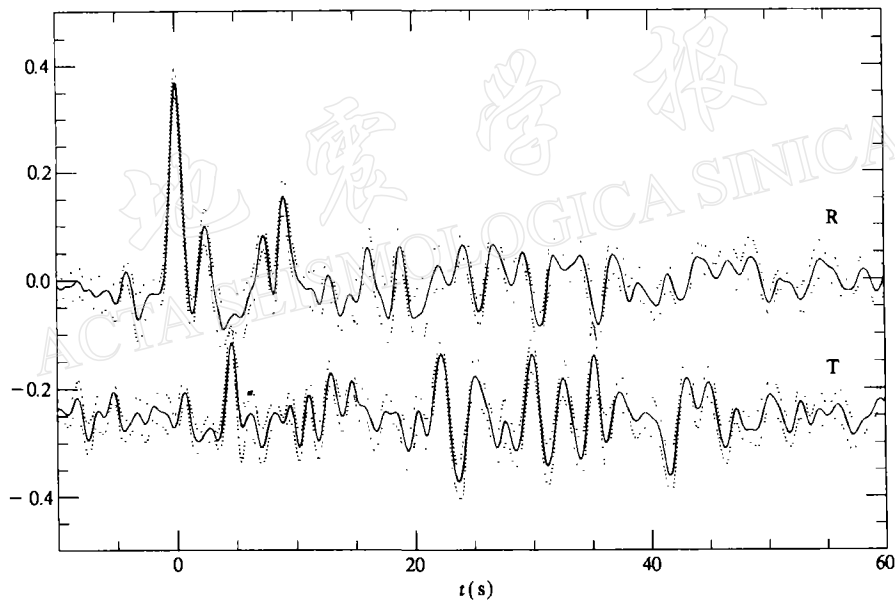


图 10 日喀则台东北方向台站接收函数. 实线为叠加后的平均值,
虚线为平均值加减一个标准偏差

日喀则台反演得到的理论接收函数与观测值拟合得也很好(图 11). 所得的 S 波速度结构表明,日喀则台附近 Moho 面位于 80km,其上方存在 10km 的梯度带;地壳内速度垂向变化剧烈,在 20 km 深度有一速度间断面,速度增大到 4.0km/s,30km 深度后速度出现反转,在地壳下部 50km 至 55km 达到最低,速度为 3.2km/s,直到 55km 深度速度值才开始上升。

四、讨 论

综合以上 3 个台的初步结果,我们认为采用接收函数反演方法研究青藏高原下面地

壳上地幔结构不失为一种有效的途径.同人工地震测深、天然地震走时分析和面波频散研究等手段相比,它具有简便易行、分辨率高等优点.台站接收函数直接反映了台站下面介质速度结构,尤其对S波速度结构的垂向变化敏感,而S波速度结构是较难用其它手段很好地约束的(Owens, *et al.*, 1984).

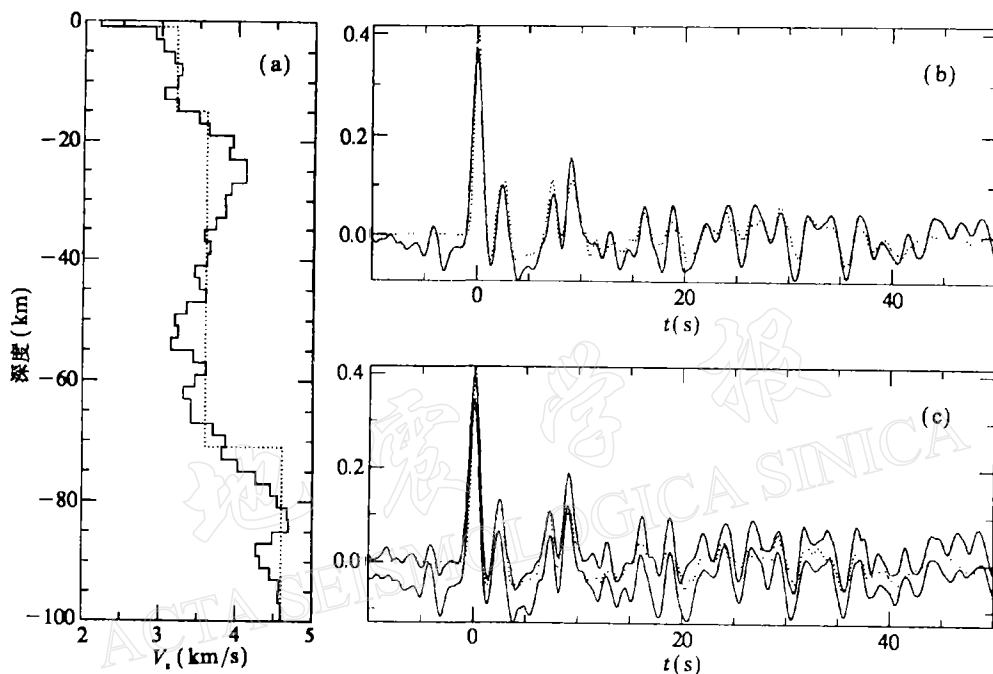


图 11 日喀则台北方向接收函数反演结果. (a) 初始模型(虚线)与反演得到的S波速度模型(实线); (b) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数(实线)的拟合程度; (c) 理论接收函数(虚线)与观测接收函数加减一个标准偏差的比较

Moho 界面上的P-S转换波是接收函数中一个较明显的成份,其相对直达P波的延迟虽不能唯一地确定Moho面深度,但它能精确地反映地壳内平均速度和Moho面深度的特征.3个台站的接收函数都可看到清晰的Moho界面P-S转换波震相,其8s左右的延迟表明青藏高原地壳巨厚.由反演得到各台下面Moho面的深度如下:温泉台68km,格尔木台70km,日喀则台80km.

各台站接收函数波形的差异和反演得到的S波速度结构也反映出高原各部分速度结构的横向差异.位于高原中北部的温泉台和格尔木台的接收函数波形简单,由接收函数反演得到的地壳速度结构也很简单,整个地壳上下速度比较均匀,均为3.5—3.6km/s左右,下部地壳速度值低于正常值,这与观测到的Sn波在该区域的强烈衰减现象是一致的;日喀则台的接收函数除Moho面P-S转换波外,还有来自地壳中的一个明显的转换波震相,反演结果表明,在日喀则台下面20km处有一速度间断面.

对藏南进行的爆炸地震剖面的分析表明,剖面下方的Moho界面深度为80km,上方

有 10km 的过渡带, 在 28km 深度处有一较大的反射界面, 而且其较强的反射能量要求在此界面处存在一高速度夹层(Hirn, *et al.*, 1984), 这与我们得到的日喀则台的 S 波速度结果是一致的。日喀则下面速度结构在 30km 以下速度发生反转, 这种形态可能反映出印度地壳向西藏地壳下部插入, 形成“双层地壳”。

野外工作得到青海省地震局、青海省格尔木地震台和西藏自治区地震局的大力协助; 作者在此深表谢意。

参 考 文 献

- 卢德源、王香玲, 1990. 青藏高原北部沱沱河—格尔木地区的地壳结构和深部作用过程. 中国科学院院报, **21**, 227—237.
- 滕吉文、熊绍柏、尹周勋、徐忠信、王香玲、卢德源等, 1983. 喜马拉雅北部地区的地壳模型和速度分布特征. 地球物理学报, **26**, 525—540.
- 滕吉文、尹周勋、熊绍柏, 1985. 西藏北部地区色林错—莲错—那曲—索县地带地壳结构与速度分布. 地球物理学报, **28**, 增刊, 28—42.
- 赵珠、曾融生, 1992. 青藏高原地壳上地幔 P 波 S 波速度结构. 地震学报(待发表).
- Ammon, C. J., Randall, G. E. and Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *J. Geophys. Res.*, **95**(B10), 15, 303—15, 318.
- Ammon, C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **81**, 2504—2510.
- Barazangi, M. and Ni, J., 1982. Velocity and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology*, **10**, 179—185.
- Chen, W. P. and Molnar, P., 1981. Constrains on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan plateau and their tectonic implication. *J. Geophys. Res.*, **86**(B7), 5937—5962.
- Hirn, A., 1988. Features of the crust-mantle structure of Himalayas-Tibet: a comparison with seismic traverses of Alpine, Pyrenean and Variscan orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 326, 17—32.
- Hirn, A. & Sapin, M., 1981. The Himalayan zone of crust interaction: suggested from explosion seismology. *Ann. Geophysicae*, **2**, 123—130.
- Kennett, B. L. N., 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*. Cambridge University Press, New York.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, Inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, **84**(B9), 4749—4762.
- Molnar, P., 1988. A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and Karakoram, and their tectonic implication. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A 326, 33—88.
- Owens, T. J., Zandt, G. and Taylor, S. R., 1984. Seismic evidence for ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J. Geophys. Res.*, **89**(B9), 7783—7795.
- Owens, T. J., Taylor, S. R. and Zandt, G., 1987. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **77**, 631—662.
- Owens, T. J. and Crosson, R. S., 1988. Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **78**, 96—108.
- Randall, G. E., 1989. Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions. *Geophys. J. Int.*, **99**, 469—481.