

灵台—阿木去乎剖面地壳速度结构

闵祥仪 周民都 郭建康 魏德晴 张元生 侯晓钰 宋 杰

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

在 I 测线观测资料的基础上, 本文结合测区特点给出了高程校正及沉积层校正方法, 利用反射波与莫霍面折射波运动学特性进行一维、二维地壳结构的正、反演计算, 获得了自甘肃夏河至灵台 460 公里范围内的分层地壳结构, 认为西部地壳厚度约 51 公里, 东部仅为 44 公里, 已属鄂尔多斯地台区结构, 与地槽区的分界线大致对应地表陇县固关镇。武山与张家川之间在 15—20 公里深处存在低速层。结合地震波的动力学特性, 可判定本测线通过的超壳断层有鄂尔多斯西缘—六盘山断裂、西秦岭北缘断裂和武山南北向断裂。

一、震相识别

天水地震区人工地震测深工程 I 测线西起甘肃夏河阿木去乎 (测点号 1) 东至灵台独店 (150), 走向 $N83^{\circ}E$, 全长 460 公里, 中设 150 个测点, 5 个炮点。除 58 号炮 (武山) 缺部分测段资料外, 整个测线资料完整, 主要震相可连续追踪。震相识别主要考虑整个波组特征, 辨认在相应追踪段内波形和振幅比较稳定的震相, 因此, 不要求发现分层过密的、代表局部地段性质的、不能稳定追踪的震相, 并且注意在各震相相干测段内有效波的辨认, 互换点的资料必须逐一对比。

P_g : 在炮检距为几十公里以内的初至震相。炮点附近记录到的初至波是地表浅层介质内的回折波, 稍远可视为基底的折射波, 此震相初动清晰, 周期短, 视速度较低, 且随接收距离而变化, 约 5.8—6.0 公里/秒。

P_n : 一般在 220 公里以远作为初至波出现, 为来自莫氏面的折射纵波, 此震相能量较小, 但能在相当远的观测段内连续追踪且相当稳定, 视速度 7.7 公里/秒至 8.2 公里/秒, 视周期约为 0.15 秒至 0.25 秒。该震相除在个别观测段不甚明显外, 大部分地区显示清楚。

P_m : 为来自莫氏面的反射纵波, 可追踪段为 80 公里至 180 公里, 此震相携带很大的地震波能量, 初动明显可辨, 视周期约为 0.12 至 0.4 秒。需要指出的是, 此震相未及衰减, 其后紧接着又有莫氏面以下的另一强震相相继而至, 识别震相时应注意鉴别。

P_2^0 : 判定为上地壳底部明显的波阻抗界面的反射波, 本震相在全测线范围普遍能观测到, 追踪距离为 40 公里至 90 公里, 反射波的能量次于莫氏面反射波, 说明该界面并不是波阻抗对比十分强烈的分界面, 可能是一个波速梯度很大的过渡带。然而, 在全测线相应的追踪段

内,它是一个较稳定的震相,尽管在某些炮的资料中,它的能量不如另一组反射波能量强,我们仍把这组震相视为主要有效波。它反映了全测线范围内一个带有区域特征的地质界面。本组波作为续至震相,能量又不是十分强,震相判读较困难。本震相波形起跳尖锐、持续时间短,视周期约为0.15秒至0.19秒。

P_4^0 : 判定为中地壳以下、M面以上的强反射波震相,本组波的能量仅次于 P_m 波,波动持续时间较长,相对来说其后没有较强续至波接踵而至,因此容易辨识,其视周期约0.16秒至0.22秒,追踪距离为60公里至120公里,150号炮可追踪至150公里,其原因是因相应反射界面以上介质相对比较均匀、完整,在全部追踪段内横向差异不大,本组反射波亦代表了全测线内地下介质普遍的地质特点:即测线跨过的各个地段,在M面以上某一深度范围内,都存在一个明显的波阻抗界面,可视之为中地壳与下地壳的分界线。

P_3^0 : 此震相在93号炮西支的部分地段出现(炮检距为43—100公里),能量较强,在26号炮西支亦有所显示,由于此波组也是续至震相,判读较困难,且要注意与浅层多次反射波、回折波加以鉴别。但从本震相的追踪段与走时曲线形态可判定为上地壳以下存在的反射界面。

P_m' : 在马场沟炮(26)东支、马家河炮(93)西支与灵台炮(150)西支炮检距为205—300公里间可以连续追踪到一组强震相,其视速度约为6—7.1公里/秒,视周期约在0.2—0.4秒之间。这组波在230—270公里间最清晰,几乎是整道记录中能量最强的波形。它们与 P_m 波不属于同一性质。从走时曲线上看出,这组波不能与 P_m 波连续追踪,不具备双曲线型的走时特征。在利用其它波构成的初始地壳速度模型的基础上,简化为两层地壳模型(上层为匀速层,下层为等梯度速度层),按回折波正反演计算,并结合在简化地壳模型中波的动力学特征分析,认为该组震相为下地壳内的回折波。

除上述各波组以外,在局部观测段尚存在若干中间层反射震相,但都作为续至波出现加之能量不大,或追踪段太短,难以准确判读,我们认为只反映了局部地段的特点,没有作为可靠震相处理。

以上震相的走时曲线见图5—1(未作高程和黄土层校正以前的原始数据)。由于本测线观测系统比较完整,构成多重相遇观测系统,对所有震相的互换点,进行记录图纸的比较,对确定震相的性质、提高读图的精度都有帮助。对比相邻炮之间的上地壳反射波资料,相近的观测距离内同一波组震相的到时差,显示了介质横向存在的差异,这对速度界面的构制也有参考价值。表5—1列出各震相的接收距离。

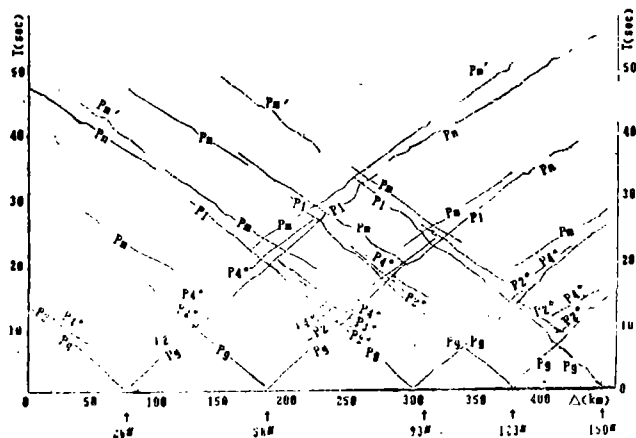


图5—1 I测线综合时距曲线

Fig.5-1 Composite traveltimes-distance curves of profile I

表 5—1

I 测线各炮各震相的接收距离 (公里)

炮	P_2^0	P_4^0	P_m	P_n
马场沟西	34.62—78	42.18—78		
马场沟东	18.14—60.56	71.72—124.12	96.45—195.03	256.06—365.54
武山西	51.96—75.51	51.96—81.30	71.42—142.82	
武山东	32.2—69.81	32.2—130.62	106.49—189.13	
马家河西	38.11—80.1	38.11—107.68	76.76—194.50	201.01—275.22
马家河东	45.97—82.14	91.7—127.18	75.66—143.65	
陇县西	64.41—108.89	64.41—114.14	82.77—196.85	243.72—259.47
陇县东	33.71—76.16	31.22—70.98		
灵台西	30.73—70.50	64.04—122.35	109.06—195.14	222.46—317.97

二、校正公式及反演

(一) 校正公式

有两个因素在反演前必须充分考虑：一是炮点与炮点、测点与炮点的高程不同造成的走时差，为此，首先将各观测点的高程校正到该炮激发源的海拔高程上，得出各反射面相对于该炮点的埋深，然后，把各炮反演结果再统一计算相对于93号炮点（海拔1515米）的埋深，最后依此描在反射界面剖面图上，即得出各反射面对地表的实际埋深。二是因炮点或测点位于巨厚的风成黄土层上，该层的地震波速仅1.2公里/秒左右，与波速为4.6公里/秒的基岩相比，走时差可达0.1秒，根据测区内地层资料及实地踏勘，本测线有三十余个测点（绝大多数集中在本测线的中部偏东即马家河一段及测线东段）下有50米以上的黄土层。对此，应将地震波在黄土内的走时校正到基岩内的走时，然后再进行计算。

高程校正的方法很多。经过试算，本文一律采用校正量较小的公式（从实测走时中减校正量）。测点高程校正时间，

$$t_s = (h_s - h_0) / 5 \quad (5-1)$$

式中 h_s 为测点海拔高程， h_0 为炮点高程；测点黄土层校正时间，

$$t_r = H_r / V_r - H_r / V_0 \quad (5-2)$$

式中 H_r 为测点黄土层厚度， V_r 为黄土层内的地震波速度， V_0 为地表沉积层的平均波速；炮点黄土层校正， $t_0 = H_0 / V_r - H_0 / V_0$ ， H_0 为炮点处的黄土层厚度，此校正量要影响各测点的走时。

(二) 反演方法及计算结果

1. 反射波的 $x^2 - t^2$ 线性拟合

对于 P_m 、 P_2^0 、 P_3^0 及 P_4^0 反射波资料，经过反复核对震相、查对走时，主要使用 $x^2 - t^2$ 法、Giese法^[1]进行线性拟合，求出反射界面的埋深及上覆层RMS速度，再由Dix方法求出各层的层速度及层厚度^[2]，然后由产生的初始模型，一方面用一维射线追踪法正演，另一方面用广义逆矩阵奇异值分解法进行最小阻尼二乘法反演修改初始模型，得到的最终模型使理论走时与观测走时的方差为最小，确定的一维模型示于图5—2。

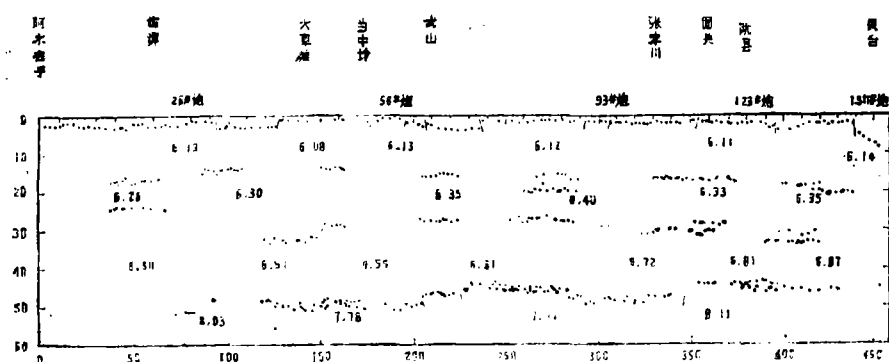


图 5—2 I 测线一维地壳结构反演结果

Fig. 5—2 1-D crustal structure of profile I

2. 二维射线追踪与理论地震图

采用Seis81程序根据反演结果简化为块状准二维地壳模型, 绘制射线追踪图(图5—3), 图5—4给出93号炮的二维理论走时、理论地震图与观测结果的对比图, 图中黑点表示观测折合走时($t = t_0 - \Delta/6$)。图5—5是二维速度等值线。

3. 上地幔顶部折射波资料的处理

根据 P_c 震相走时曲线的形态逐段计算该观测段内的折射波视速度, 以最小二乘原理得出的全测线折射波参考速度, 为避免莫氏面的起伏及地壳介质的横向差异可能引起的视速度较大误差, 根据已获得的莫氏面深度, 将各测点的 P_c 波走时首先进行临界反射校正(包括炮点黄土层、测点高程及沉积层校正), 然后把每一支校正后的折射波时距曲线在考虑地壳平均速度横向差异的情况下(基于二维速度分块结果), 对两段分别计算视速度, 此处的分段点应满足下述条件: 分段后的每组资料数不得少于5个, 且每组资料的离散程度都较小。如上求出的各测段的视速度值近似为莫霍面顶部折射地震波速度 V_s 。最后四点滑动平均可逐段获得整个测区内的 V_s 值。计算表明: 全测线划分为四段: 即第45号测点(大草滩)以西, 折射波 P_c 速度 V_s 为8.03公里/秒, 在东经 104° 至 105° 间(大草滩至新兴), P_c 速度仅为7.78公里/秒, 明显小于其东、西两侧的速度, 形成了上地幔顶部的低速槽。而115号测点(陇县固关, 东经 $106^\circ 36'$)以东, P_c 速度已达8.11公里/秒, 接近古大陆波速水平; 而测线中段波速居中, 约7.97公里/秒。详见图5—2。

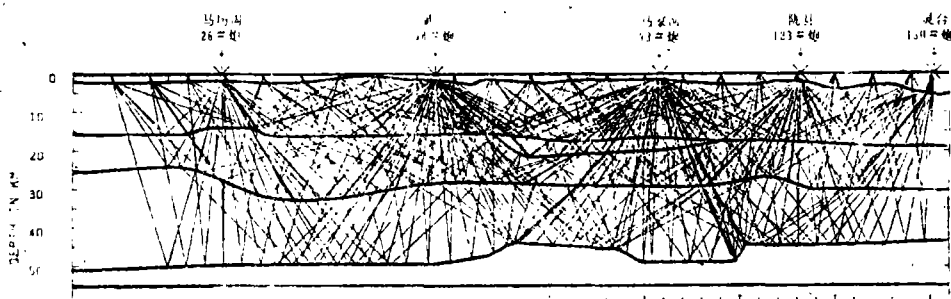


图 5—3 I 测线二维射线追踪图

Fig. 5—3 2-D ray tracing map of profile I

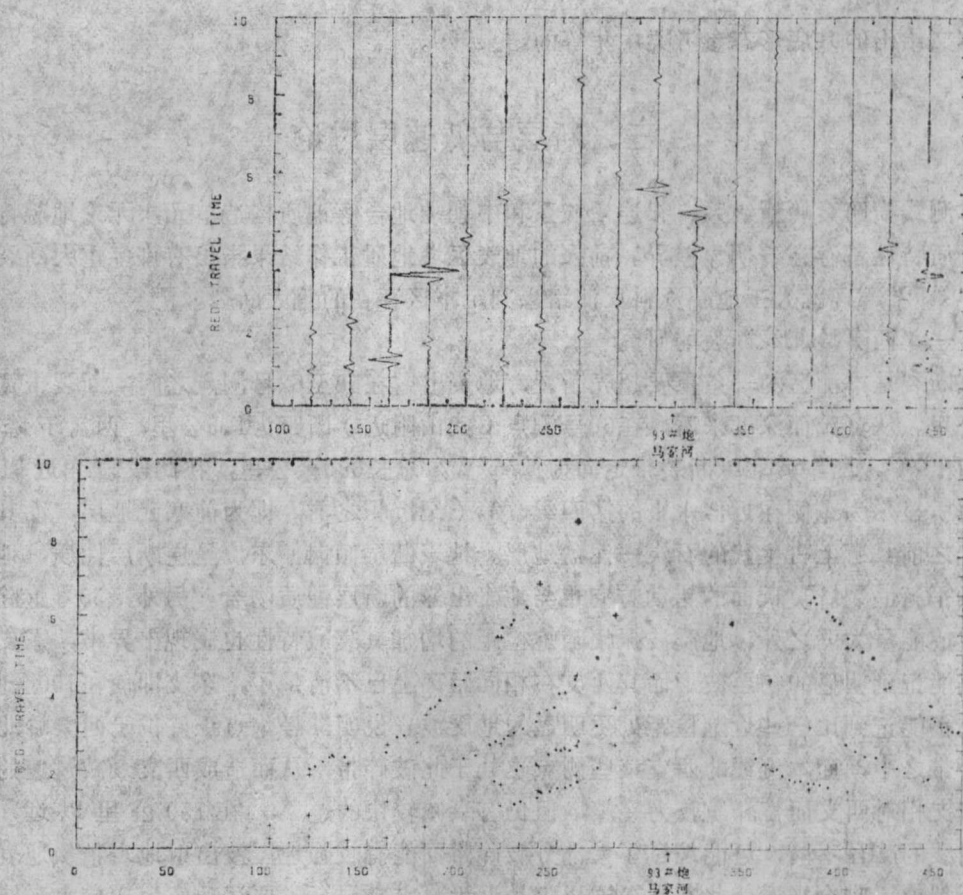


图 5—4 93号炮 I 测线二维理论走时、理论地震图与观测折合走时

Fig. 5—4 2-D theoretical traveltimes, synthetic seismograms and reduced traveltimes of 93rd shot in profile 1

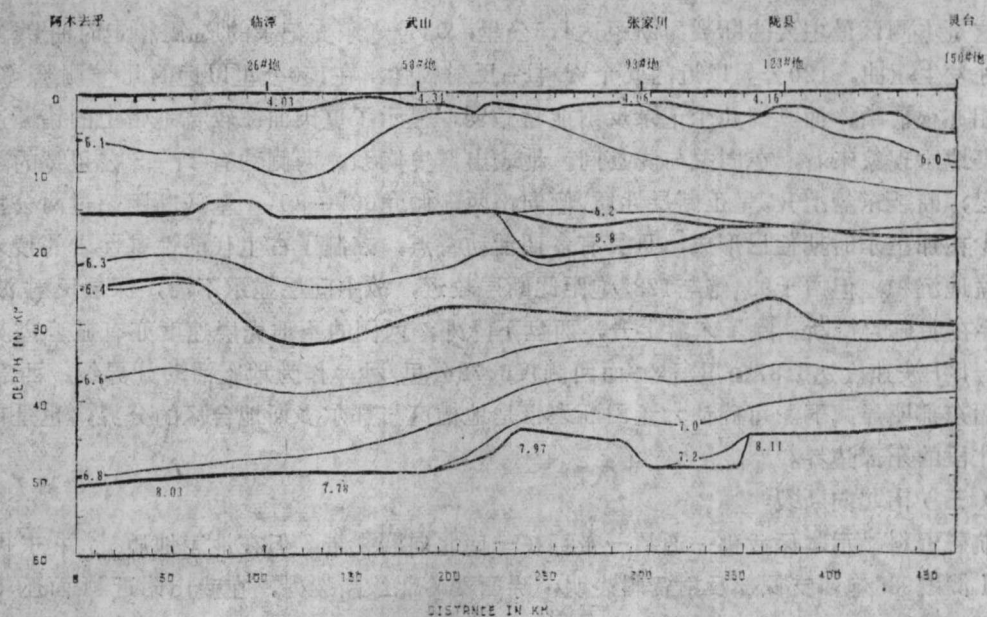


图 5—5 I 测线二维速度等值线图

Fig. 5—5 2-D isovelocity curves of profile 1

本文给出的基底形态参考梁中华等的结果〔8〕。

三、断层与低速层讨论

本测线横跨秦岭褶皱系、祁连褶皱系和中朝准地台等地质构造单元,无论地貌特征还是深部介质特性都存在着明显差异。前人的地表区域地质工作结果指出有许多重大断裂在地表出露〔4、5〕*,现就人工地震资料反演结果判定本区存在的重大断裂。

(一) 西秦岭北缘断裂的研究

该断裂是本测区的一条重要超壳断裂,地表出露在58至62号测点之间,断裂带宽度约10—20公里。从莫氏面深度来看,在60号测点(武山附近)断距为1.5公里,西盘下降,地质资料指出〔6〕,西秦岭北缘断裂带走向为 $N75^{\circ}W$,总长600余公里,在此段倾角近似直立。地表地质显示为东侧在近似水平的第四纪、第三纪沉积之前,即为前寒武地层,而其西侧在新生代之具有上古生代的石炭—泥盆地层。地表断层倾向偏东,呈逆断层性质,地表显示若干条平行断裂。莫氏面的错动方向也与地表出露的断层性质吻合。另外,58号炮除了激发原因造成能量太弱之外,地震波振幅随炮检距的增加其衰减特性也表现出异常,东支在50公里处仍能记到明显的初至波形而其西支在相同距离上已不清楚了,东支即使在100公里至150公里处仍能记到比一些近炮检距处更明显的地震波。说明58号炮点正好位于西秦岭北缘断裂的破碎带之中,而本测线的西支某些测点也处于此破碎带,从而造成西支衰减过速的现象。测线东支相对西支而言介质较为完整,但仍有衰减较快的迹象,在150公里以远,由于地震波射线的路径不同,可能绕过了大部分破碎带而能有较强地震波出射地表。从地表出露与深部断裂位置吻合来看,此断裂在这里应是近于直立断层,主要运动应为逆旋水平错动兼有1.5公里的垂直差异运动。

(二) 鄂尔多斯西缘—六盘山断裂的研究

这是本测区最主要的断裂,断距达4.5公里,93号炮东支记录的 P_m 震相走时曲线在120公里处发生扭曲,120公里以近的几个资料 P_m 反射较强,在150公里以远的几个测点资料中该震相亦很清晰,而其间几个记录反射能量微弱,显示了莫氏面在较宽地带上的错断迹象。从地表地质现象来看,在固关与陇县间,地表出露奥陶系,两侧约有2—5公里宽的前寒武系地层,断裂东盘上升,呈正断层性质,倾向南西,倾角 60° — 80° ,基底断距超过两公里,该带至少在加里东时期便已形成,且具有多期活动特点,控制了古生代酸性基性岩的侵入及新生代盆地沉积。但由于93°炮与123°炮距此断层较近,故中间层显示不清,深层反射波显示M面存在明显的错断。除了东盘上升,西盘下降外,两侧的下地壳层速度亦有显著差异,东侧地台区P波速度达6.87公里/秒,而西侧仅6.72公里/秒,作为地震活动分界线,西部活动强烈而东部明显减弱。可确认六盘山断裂带是地槽区与鄂尔多斯地台区的分界,也是南北地震带北段的东部边界。

(三) 南北向断裂

航磁资料显示本区武都—通渭一带存在一南北向断裂带,但在地表地质上并未找到证据。I测线93°炮西支深部反射资料表明,除西秦岭北缘断裂外,在武山附近M面还有另一

处错断，排除其它影响因素后，西侧M面埋深为47.5公里，而东侧为45.5公里，推测此错断为控制天水地区地震的南北向断层。I测线与非纵资料对此南北向断层亦有显示。

(四) 岷山断裂

在大草滩（东经 104° ）以西，基底资料显示在大草滩与中寨之间存在一个正断层，西侧下降近2公里^[3]。地壳内的反射波资料反演结果表明，中地壳厚度自东向西明显增大，自29公里突增到32公里以上，且有越向西越加深的趋势。由于测线长度所限，没有获得足够的莫霍面反射波资料，但已看出大草滩以西M面深度已超过50公里，且由莫霍面折射波可见，大草滩以西P₁波速度已明显回升，由其东7.78公里/秒上升至8公里/秒，而且26号炮点以西上地壳厚度也有加厚的趋势。地表地质资料显示此段广泛分布巨厚的中生界三迭系地层^[5]，这和武山以东大量的古生界出露形成鲜明对照。因此，有理由认为，大草滩附近自地表开始，至上、中、下地壳乃至莫氏面，都与其东侧地壳存在差异，基底近两公里的断距，可能由于超壳断裂活动造成。

本测区76号至88号测点间在15至20公里深处发现一低速层（P₃⁰震相），波速约5.82公里/秒，该低速层可能是由于局部地段地壳内各层间的水平差异运动伴随地震发生时形成，介质的破碎或不均一是造成波速偏低的主要原因。该层介质的存在与天水—西和一礼县乃至更大区域内的历史重大地震的发生有密切关系。该低速层有待于进一步详细研究。

四、主要结果

1. 通过对M面反射波及折射波的一维、二维速度结构反演计算，认为I测线跨过三个不同的地质单元，M面的起伏与地表浅层地质现象相关性较好，自西向东大体分为三段：

(1) 第45号测点（大草滩，东经 104° ）以西，位于秦岭地槽区内，主要依据是M面反射波走时反映此段地壳厚度骤然变大（由东部的47公里增厚至50公里以上），其下的上地幔顶部折射波速度亦开始回升，而此段上地壳（约20公里以浅）厚度增加而地震波速度略低，可能是地层较新、变质程度较浅造成，与青藏地块的地震波速度相近。然而由于测线向西延伸不够，尚未在更长距离内找到足够的M面反射波证据。

(2) 第45号测点至第115号测点（陇县固关，东经 $106^{\circ}36'$ ）间，属于祁连地槽区，此段的主要特点是超壳断裂众多，而浅部断裂异常发育，超壳断裂的性质复杂，反映了在不同地质时期可能发生过多次活动。此段中部自武山至秦安一带M面上隆，在隆起部位的东缘（张家川一带），其上地壳下部15公里深存在一个厚5公里的低速层，可能与断层活动有关，历史上主要大震多发生在此段。上地幔顶部地震波速平均为7.88公里/秒，明显低于其东部地区。

(3) 第115号测点以东属鄂尔多斯地台，此段M面埋深明显变浅（约45—46公里），断裂很少，且上地壳变厚（近20公里），上地壳（除地表黄土覆盖层）的平均波速较高。在六盘山断层（固关）以东，下地壳速度远高于其西部地区，而上地幔顶部的地震波速为8.1公里/秒。

2. 本测线通过地区的主要断裂有：

(1) 西秦岭北缘断裂，断距1.6公里，西盘下降。

(2) 鄂尔多斯西缘—六盘山断裂，断距4.5公里，西盘下降。

(3) 南北向断裂: 地表无显示, M面断距2公里, 西盘下降。

(4) 岷山断裂: 地表出露在大草滩与中寨之间, 西盘下降。

3. 整个测线范围内, 按地震波速度地壳大体可分为三层: 上地壳厚15公里, 地震波速约6.0公里/秒—6.2公里/秒, 可能是花岗岩层或深沉积变质岩。中地壳埋深自15公里至30公里, 层厚约15公里, 地震波速约6.3公里/秒, 此层波速在西段较东段为低, 该层是本区主要发展层位, 下地壳自30公里深到M面, 此层西段较东段为厚, 且与中地壳间存在强的波阻抗界面。推测此层物质的化学成分可能有明显变化, 由中地壳的酸性岩突变为基性岩, 地震波速度约在6.4—7.0公里/秒间, 较大地震的发生与这层的断裂有关。在测线中段(武山和张家川之间)的下地壳之下, 存在5公里厚的低速层。

4. 在大草滩(东经104°)至新兴(105°)一带, 上地幔顶部地震波速度比东、西段明显偏低(7.78公里/秒), 可视为上地幔顶部的低速槽。

参 考 文 献

- (1) P. Giese等, 欧洲中部爆破地震研究, 国家地震局地球物理勘探大队译, 地震出版社, 1983.
- (2) Dix, C.H., Seismic Velocities from surface measurements, *Geophysics*, 20, 68—86, 1955.
- (3) 梁中华等, 天水地震区地壳浅层速度结构, 本文集.
- (4) 杨斌、滕瑞增, 南北地震带北段地震地质特征及近期强震危险区段的判定, 《近期强震危险性研究》, 地震出版社, 1989.
- (5) 张生源、谢原定, 天水地震区浅层地质构造, 本文集.
- (6) 冯德益, 地震波理论与应用, 地震出版社, 1988.

THE CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE IN LINGTAI-AMUQUHU PROFILE

Min Xiangyi, Zhou Mindu, Guo Jiankang, Wei Deqing, Zhang
Yuansheng, Hou Xiaoyu and Song Jie
(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB*)

Abstract

Using the recording data of the lengthwise profile (from Lingtai to Amquhu) and processing corrected traveltimes depend on the station's height and the loessal thickness, the 1-D and 2-D crustal velocity structure in the area was obtained. Along the line in the west the crustal thickness is about 51 km and in the east only 44 km. The eastern of profile is the structure of Erduos Platform style. Guguan town is located in the boundary between geosyncline area and platform area. There is a P-wave lower velocity layer (LVL) which embeds in 15-20 km between Wushan and Zhangjiachuan. Combining the seismic wave's dynamical parameters of observed data, some over-Moho faults, containing the Western Fringe Fault of Erduos Platform-Liupanshan Mountain, the Northern Fringe Fault of western segment of Qinling Mountain and Wushan Fault with N-S direction, have been determined.