

孙一男, 王亮, 程国亮. 南北地震带北段地壳结构基本特征——来自兰州—惠安堡—榆林人工地震剖面的约束[J]. 华南地震, 2022, 42(3): 9–20. [SUN Yinan, WANG Liang, CHENG Guoliang. Basic Characteristics of Crustal Structure in the North Section of the North-South Seismic Belt—Constraints from Lanzhou–Huianbao–Yulin Artificial Seismic Section [J]. South China journal of seismology, 2022, 42(3): 9–20]

南北地震带北段地壳结构基本特征——来自兰州— 惠安堡—榆林人工地震剖面的约束

孙一男, 王亮, 程国亮

(中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002)

摘要: 利用在南北地震带北段横跨鄂尔多斯盆地西南缘、银川地堑南缘缘弧形构造带、祁连块体布设的一条长度 660 km 的高分辨率地震宽角反射/折射探测剖面, 根据获得的 P 波震相走时, 利用多种一维计算方法获得了该区的地壳基本速度结构模型。结果显示: 剖面所经区域的地壳速度结构和壳内界面分层都显示出较大的差异, 鄂尔多斯块体浅部具有较厚的沉积层覆盖, 同时具有相对平缓的速度等值线和不同深度界面, 显示稳定地壳特征。祁连块体及与鄂尔多斯块体耦合区域壳内界面和速度等值线均显示出较大的起伏变化特征, 特别是在 C1 和 C2 界面之间速度呈现负异常跳跃特征。区域地壳厚度变化较为规律, 总体呈现自西向东逐渐减薄的特征, 各个块体又具有各自的地壳厚度特征, 祁连块体边界区域断裂纵横交错, 构造复杂。本剖面研究结果对理解该区域地壳基本结构、物性差异、构造异常区的分布特征以及讨论何种构造背景较易孕育形成地震都具有重要意义。同时也为认识南北地震带北段构造薄弱带或活动构造带的深、浅构造特征提供了依据。

关键词: 南北地震带北段; 人工地震测深; 一维地壳模型; 地壳结构特征

中图分类号: P315.2

文献标识码: A

文章编号: 1001-8662(2022)03-0009-12

DOI: 10.13512/j.hndz.2022.03.02

Basic Characteristics of Crustal Structure in the North Section of the North-South Seismic Belt—Constraints from Lanzhou–Huianbao–Yulin Artificial Seismic Section

SUN Yinan, WANG Liang, CHENG Guoliang

(Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China)

Abstract: Using a high-resolution seismic wide-angle reflection/refraction detection profile with a length of 660 km across the southwest margin of Ordos Basin, the arc-shaped structural belt on the southern margin of Yinchuan graben and Qilian block in the northern segment of the North-South Seismic Belt, according to the obtained P wave

收稿日期: 2022-03-10

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFC1504102)和国家自然科学基金面上项目(41474076)联合资助。

作者简介: 孙一男(1987–), 男, 工程师, 主要从事地震测深数据处理与解释等研究。

E-mail: syn8748@126.com

seismic phase travel time, the basic crustal velocity structure model of this area is obtained by using several one-dimensional calculation methods. The results show that the crustal velocity structure and the inter-crustal interface stratification in the area passed by the profile show great differences, and the shallow part of the Ordos block is covered by thick sedimentary layer, and has relatively gentle velocity contours and interfaces with different depths, showing stable crustal characteristics. The inter-crustal interface and velocity contours of the Qilian block and the coupling area with the Ordos block show large fluctuation characteristics, especially the negative anomaly jumping characteristics of the velocity between the C1 and C2 interfaces. The regional crustal thickness changes relatively regularly, generally showing the characteristics of gradually thinning from west to east, and each block has its own crustal thickness characteristics. The faults in the boundary area of the Qilian block are crisscrossed and the structure is complex. The research results of this section has great significance to the understanding of the basic structure of the crust, the difference of physical properties, the distribution characteristics of structural anomaly areas and discussing which tectonic background is more likely to form earthquakes. It also provides a basis for understanding the deep and shallow structural characteristics of the weak structural zone or active structural zone in the northern segment of the North-South seismic belt.

Keywords: Northern segment of North-South Seismic Belt; Artificial seismic sounding; 1-D crustal model; Characteristics of crustal structure

0 引言

本文研究区域位于南北地震带北段。区域深部构造环境、运动学背景及地质构造十分复杂,多组深大断裂纵横交错^[1-6]。研究表明该地区受青藏块体在印度板块北东向推挤作用下,整体向北移动,在西部受到塔里木地块的阻挡而产生向东及东南方向滑移。这种由西南方向推移而来并经过阿尔金断裂转换的物质在东进过程中,在北东向受到鄂尔多斯块体的阻挡,形成祁连山—屈吴山挤压—走滑构造带和相关的左旋—挤压地震破裂带。鄂尔多斯西南缘的逆冲—走滑弧形断裂就是在此背景下形成的。其形成和演化过程反映了青藏块体和鄂尔多斯块体之间强烈的互动关系^[7]。同时多项研究表明该地区多数地震的发生与区域深大断裂带、复杂的壳幔过渡带、中上地壳高低速相间介质环境等密切相关。研究区域自有记录以来,8级以上强震频发,记载较为详实的有发生于1654年的天水8级地震、1739年银川平罗8级地震、1879年武都8级地震、1920年海原县8.6级地震以及1927年古浪县8级地震等^[8-10]。

国家地震科学技术发展纲要明确提出了国家防震减灾计划。该计划以研究大陆强震机理和地震成灾机理等关键科学问题为目标,要求加强深部结构和孕震环境探测。自2007年发展纲要提出以来中国地震局地球物理勘探中心在全国多处构造部位上完成了多条宽角反射/折射剖面以及深地震反射剖面,通过对取得的数据资料进行处理与

计算获得了研究区下方的地壳上地幔速度结构、揭示各区域的深部构造背景和强震区的深部孕震构造背景。但是目前在中国大陆开展强震危险区系统性的深部孕震环境探测研究工作相对较少,这些区域地壳深部结构特点的基础数据比较缺乏,对许多地区的深部孕震环境还缺乏深刻认识。为探明华北克拉通中西部地区地震等活动的深部构造背景,在中国大陆活动断层探测项目支持下,中国地震局地球物理勘探中心近期完成了一条穿过鄂尔多斯块体以及青藏高原东北缘弧形构造带直达祁连块体的兰州—惠安堡—榆林人工地震探测剖面(图1)。在南北地震带北段关键构造部位利用爆破地震方法,构建研究区地壳速度结构模型,获得高分辨速度结构图像,揭示强震区的深部孕震构造背景以及主要断裂构造的深浅构造特征。

本文主要利用在该区获得的深地震宽角反射/折射探测剖面P波数据,并结合研究区的地质构造、地球化学、地球动力学和已有的地震测深及天然地震资料研究结果^[11-18],通过计算不同波组识别出的壳内震相数据,绘制地壳一维P波速度结构图像,建立一维地壳结构模型,给出地壳的基本分层模式、地壳构造界面形态和地壳速度结构的分布图像;同时揭示该地区不同地质构造块体地壳结构的变形状态和差异特征,给出地壳浅、中、深部的速度结构图像。为进一步研究鄂尔多斯地块和与其相接的银川盆地地堑及青藏高原东北缘弧形构造带地壳结构和深部环境提供了重要的地球物理参数。

1 区域地质构造背景与剖面位置

1.1 地质构造背景

研究区域位于南北地震带北段,从东到西穿过鄂尔多斯地块、银川地堑盆地南缘弧形构造带、西南向进入青藏高原东北缘。剖面西南段位于祁连块体,属于兰州附近的黄土高原过渡地带,地形起伏变化较大。该区域多分布强烈的逆冲推覆构造,断裂构造多呈现北西南东方向^[19]。中部穿过了银川盆地的南部,该地区由一系列海原弧形构造区北西走向的弧形断裂带及相关联的弧形山系和断陷盆地所组成。该弧形构造区处于西南部的祁连褶皱带,东北部的鄂尔多斯地台和北部的阿拉善地台的交界处,连接上述三个构造单元^[20]。夹于黄河断裂与贺兰山东麓断裂之间的银川地堑是由于上述断裂等拉张断陷而成的,是鄂尔多斯西缘吉兰泰-银川断陷带的组成部分。断陷带具有右旋剪切—拉张活动性质。早期研究指出银川地区地震地质特点与六盘山一带不同。后来的研究证明,银川地堑具有与华北一样的张性断裂活动的

特点^[21]。向西北进入了鄂尔多斯地块的中西部,位于毛乌素沙漠的边缘。该段西南边界为一条挤压性构造边界即青藏高原东北缘构造带,由一系列逆断裂、逆走滑断裂、褶皱隆起山地和压陷盆地等组成。具体表现为海原—六盘山—陇县断裂、天景山—香山断裂、烟筒山断裂和牛首山断裂等。其特点表现为变形过程没有基底的参与,构造覆盖较薄,盖层易发生滑脱,具有平缓倾角的大断层,主冲断层在平面上呈雁行排列,断层向下倾角变缓并归并到石炭系与二叠系的煤层中。逆冲断层连续性很好,规模也较大,常形成形态完好的叠瓦状构造。

剖面所经区域活动断裂类型多样,由东北至西南依次穿过呈北西西、北北西向展布的青铜峡—固原断裂、烟筒山东麓断裂、香山—天景山断裂、中卫同心断裂、海原断裂、毛毛山—南西华山断裂、庄浪河断裂等断裂带。研究表明,断裂的活动性及规模是影响地震的发生特别是强震发生的重要因素,南北地震带北段及周边区域自有记载以来共发生过11次7级以上地震和5次8级以上地震。

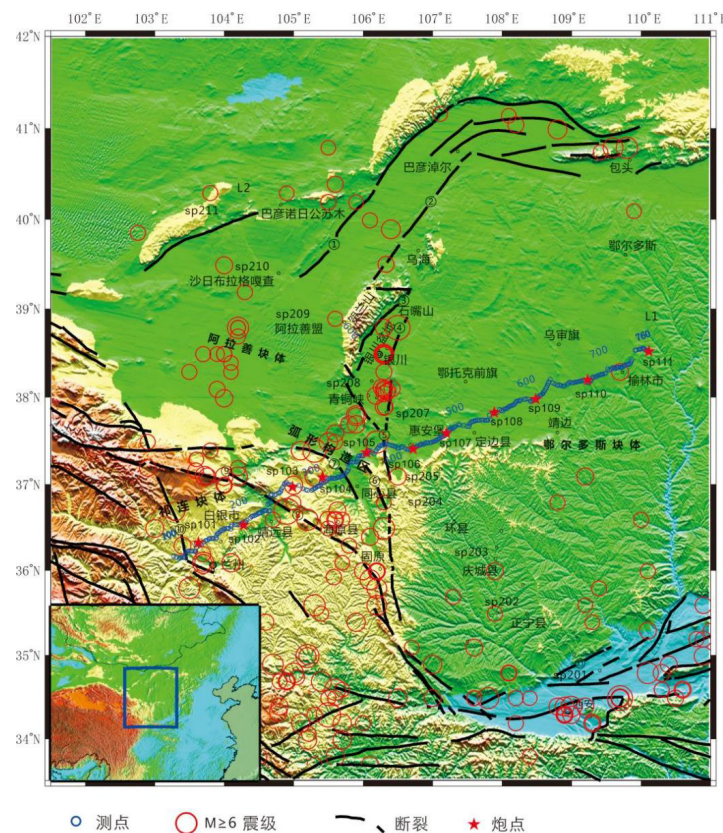


图1 剖面位置图

Fig.1 Sectional location map

1.2 剖面位置

本研究布设的兰州—惠安堡—榆林地震探测剖面位于青藏高原东北缘及其鄂尔多斯地块的西部，北东方向展布，沿剖面涉及宁夏回族自治区的银川市、吴忠市、中卫市，内蒙古自治区的鄂尔多斯市，陕西省的榆林市，甘肃省的兰州市、白银市等4省(自治区)的6个市10多个县(区)的部分区域。剖面西南端点起于甘肃省兰州市西固区平安镇附近(其坐标为： $36^{\circ}10'00''$ N, $103^{\circ}16'50''$ E, 剖面桩号100)。止于榆林市大河塔乡西北约6km附近(其坐标为： $38^{\circ}33'00''$ N, $110^{\circ}06'12''$ E, 剖面桩号760)，长度为660 km。

兰州—惠安堡—榆林地震剖面共实施了11个炮点的井下组合爆破激发。分别位于祁连块体内部

2个炮点(SP101、SP102)，六盘山弧形构造带内3个炮点(SP103、SP104、SP105)以及鄂尔多斯台内6个炮点(SP106、SP107、SP108、SP109、SP110和SP111)，炮间距约30~100 km；设计激发药量2.4~3.5 T，观测点距1.5~2.5 km。全测线布置、共使用PDS-1、PDS-2数字地震接收仪器380台，构成了以探测各地质单元地壳上地幔顶部结构性质及单元间耦合、褶皱构造的较为完善的深地震测深观测系统(图2)。该探测系统对于鄂尔多斯西缘、南北地震带北段及其邻近区域的地壳深部结构能够实现比较连续的追踪与多次叠加，实现了对青藏高原东北缘祁连块体、六盘山弧形构造带以及鄂尔多斯块体以及海原断裂、青铜峡—固原断裂等主要构造单元与构造带地壳深部结构进行高分辨的探测与有效的控制。

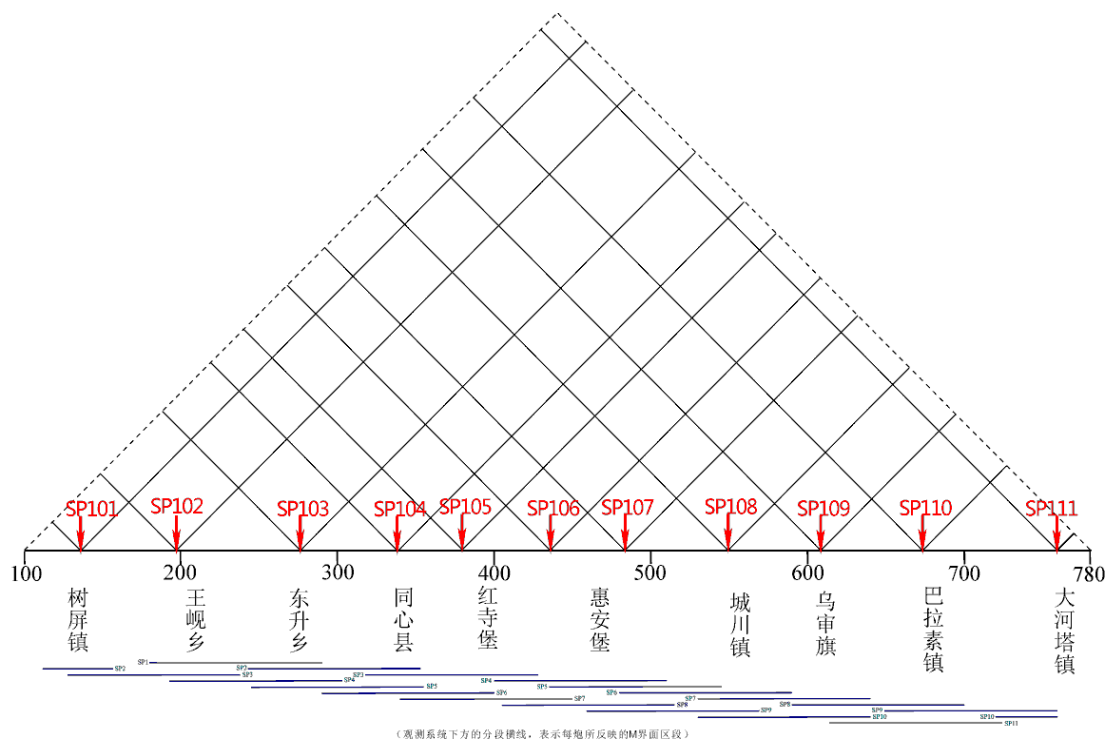


图2 兰州—惠安堡—榆林剖面观测系统

Fig.2 Observation system along Lanzhou-Huianbao-Yulin profile

2 震相分析与特征

按照震相对比原则，对兰州—惠安堡—榆林剖面获得的11炮P波震相进行识别，采用6.00 km/s的折合速度，选择3~15 Hz的滤波范围进行滤波。经过仔细甄别，共识别对比出6组震相：Pg、P1、P2、P3、PmP及Pn波组。该剖面获取的各区域具

有代表性地震记录波形见图3~5 (sp102、sp107、sp109)。各波组震相的特征如下：

Pg波是来自结晶基底的折射波，结晶基底的风化改造强度、地表出露情况与该波组关联性较强。该波组为反映上地壳内基底结构的初至波，具有普遍性，追踪距离在80~180 km之间变化。剖面跨越了不同的地块。由于不同的地质构造单元，新生代、中生代沉积厚薄和分布区域大小不

均,地表速度高低不等。SP102炮位于祁连块体内部,Pg波传播距离可追踪至距炮点120 km以远,Pg波的折合时间为0.80~2.00 s,视速度小于6.00 km/s;SP102炮右支Pg波震相出现明显的滞后,与地表香山-天景山断裂、烟筒山断裂位置一致,可能是地表断裂的显示;SP107、SP109的记录截面都反映了鄂尔多斯地块内明显的Pg波走时特征,Pg波折合走时大约在1.2~1.6 s之间变化,局部有起伏变化,视速度大约为6.00 km/s,追踪距离40~120 km以远,Pg波的明显滞后,显示了该区域相对较大的沉积厚度和基底埋深。在同一块体和不同块体之间基底的厚度密切影响着Pg波震相滞后或超前、同时也影响着波组最终距离和释放能量的强弱。同时Pg波震的上述特征可能也与基底断裂构造的存在有关。

P1波是上地壳底界面C1界面上的反射波,P1波追踪区间一般为50~120 km,震相仅在祁连地块与弧形构造带内的部分炮记录截面上存在,总体上表现为能量较弱,振幅小等特征;波组远端的视速度小于6.00 km/s;最远可追踪对比至距炮点170 km左右。在SP102炮可以识别出清晰的P1波震相,尤其以SP102右支特征最为明显,振幅较强,而且呈具有一定的宽度的波列形式存在。

P2波是来自下地壳顶面C2界面上的反射波,所表现的震相在块体间具有明显差异。反映祁连块体与弧形构造带地壳结构特征的SP102左支,在炮检距120.0 km以远可以开始出现,传播距离较近,为50 km左右,未表现出明显的振幅强弱变化,振幅一般较弱,震相识别较为困难。而反映鄂尔多斯地壳结构特征的SP107、SP109表现出与祁连地块截然不同的震相特征,在炮检距60~80 km左右出现,而且振幅较强,随着传播距离加大振幅逐渐的减小,可连续追踪100 km左右,这种特征尤其在SP107右支表现得最为明显。

P3波震相反映下地壳内地壳结构特征,整体上表现为震幅与能量的强弱不同,连续性强弱不等,基本上可以清晰识别、连续追踪对比。距炮点120 km以远开始追踪识别,可追踪对比至距炮点200 km以远。在不同的块体内,P3波反射特征也有所不同,在祁连地块与弧形构造带内,SP102左支的P3波反射振幅较强,而鄂尔多斯内的各炮P3则表现出接近空白的反射,振幅小能量弱,反映了鄂尔多斯下地壳较为均匀的地壳速度结构,也表明了该地块较为稳定。

PmP波作为壳幔边界Moho反射波或下地壳底部的回折波组在全剖面都显示为可追踪强震相,同Pg波一起表现为优势波组,能量强振幅稳定,震相清晰可靠,在距炮点90~120 km以远可以清晰识别,可连续追踪对比至距炮点250 km。P102炮位于祁连地块内,但是由于激发与接收效果不理想,也有可能因为壳内物质被改造剧烈,导致PmP的识别清晰度较弱;SP107炮位于鄂尔多斯地块与弧形构造带的交界部位,PmP波震相分别反映了祁连地块与弧形构造带下方的莫霍面界面反射以及鄂尔多斯内部的莫霍面反射特征。从SP107记录截面中可以清楚的看到左右两支PmP震相的差异:右侧反映鄂尔多斯Moho界面的特征,波组在记录截面图中表现清晰且振幅较强。这是由于壳内反射较弱,体现了鄂尔多斯下方壳幔边界为一级间断面,具有相对稳定的块体结构;左侧各支PmP波震相表现并不清晰,这是壳内反射杂乱所导致。表明祁连地块与弧形构造带下方壳幔边界和下地壳具有被改造过的痕迹。

Pn波震相是来自上地幔顶部折射波,Pn波一般200 km左右进入初至区、可追踪至350 km。共有9炮10支记录到了清晰可靠的Pn波组。反映鄂尔多斯块体下方地幔结构特征的有SP107左支、SP109左支记录,Pn波能量存在差异,但基本都能连续追踪对比,一般在180 km左右进入初至区,可追踪对比至300 km以远,视速度为8.00 km/s左右;反映鄂尔多斯与祁连块体交界部位弧形构造带下方地幔结构的SP102右支,Pn波能量相对减弱,一般在距炮点200 km左右进入初至区,可连续追踪对比,视速度略低于8.00 km/s。

3 资料处理

本文利用剖面11炮的数据进行初步整理和计算,采用相位对比和波组对比相结合的方法对波组震相追踪识别。采用了“ T^2-X^2 方法”、“PLUCH反演方法”对反射波走时资料进行处理,通过计算地壳深部各层的平均深度、平均速度求取结果。在此基础上建立了该剖面的一维地壳结构模型。

T^2-X^2 方法是在深地震测深宽角反射/折射剖面方法的资料处理中求取反射波平均速度的一般算法。已知反射波的时距曲线方程:

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (1)$$

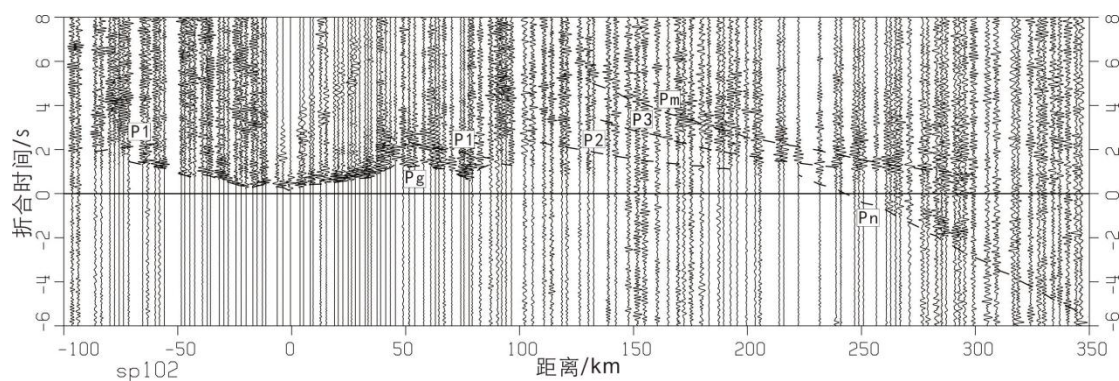


图3 SP102炮(198 km)记录截面

Fig.3 SP102 shot (198 km) record section

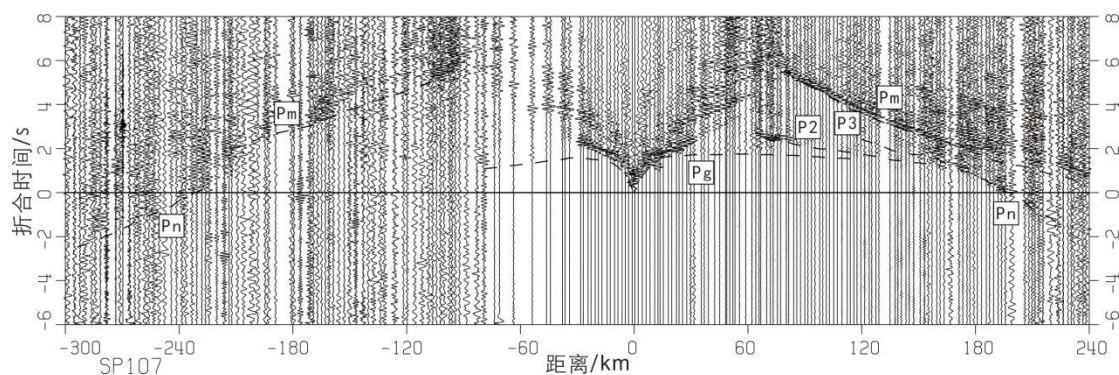


图4 SP107炮(483 km)记录截面

Fig.4 SP107 shot (483 km) record section

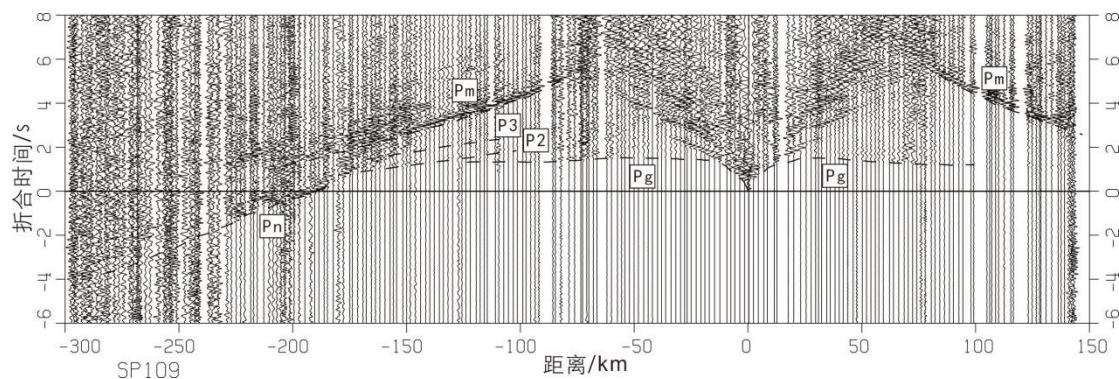


图5 SP109炮(607 km)记录截面

Fig.5 SP109 shot (607 km) record section

也可以写成
$$t^2 = \frac{x^2}{v^2} + t_0^2 \quad (2)$$

如果以 $T=t^2$ 、 $X=x^2$ 为变量作图则可容易求出反射界面之上地层的波速 v 值。由于本剖面跨越了不同的地质构造单元, 切割了多条不同的断裂构造, 不同区域地表的地层与地质条件千差万别, 地壳深部的反射界面在不同的区域和地段可能存在一定的差异, 所以对速度结果的求取都会受上述这些因素的影响。兰州—惠安堡—榆林剖面各炮求取的各反射波组上覆介质平均速度和其对应的反

射界面深度如图6和表1。

求取的速度结果会受到诸多因素的影响。例如本剖面跨越了多种的地质构造块体, 在不同块体中沉积层的厚度会有较大的起伏, 各块体地表也有着各异的地质情况。根据11个炮点 T^2-X^2 法计算获得的P1、P2、PmP波的平均速度分别约为5.77~5.94 km/s、6.04~6.16 km/s、6.20~6.35 km/s, 界面平均埋深变化范围约为17.1~19.9 km、25.1~31.1 km、41.1~53.1 km。

表1 兰州—惠安堡—榆林剖面反射波组平均速度一览表

Table 1 List of average velocities of reflected wave groups along Lanzhou–Huianbao–Yulin profile

炮点地名	左/右支	$V/(km \cdot s^{-1})$ H/km	方法及波组(T^2-X^2)		
			P_1	P_2	PmP
SP1 兰州市永登县树屏镇哈家咀村	R	V	–	–	–
		H	–	–	–
SP2 白银市白银区玉峯乡雒家滩村	R	V	6.10	6.24	6.32
		H	28.4	42.9	53.1
SP3 白银市靖远县东升乡柴辛村	R	V	–	–	6.21
		H	–	–	47.6
SP4 宁夏回族自治区吴忠市同心县喊叫水乡五丰台村	L	V	6.07	6.08	6.21
		H	25.1	39.5	53.4
	R	V	6.11	6.30	6.36
		H	27.6	44.5	52.8
SP5 吴忠市红寺堡县红寺堡镇乡私人承包地	L	V	6.16	6.16	6.25
		H	31.1	39.0	49.9
SP6 宁夏吴忠市盐池县惠安堡镇苦水井村	L	V	–	6.15	–
		H	–	39.0	–
	R	V	6.05	–	6.27
		H	27.9	–	45.3
SP7 宁夏回族自治区吴忠市惠安堡青山乡	L	V	–	–	6.19
		H	–	–	47.0
	R	V	–	6.23	6.27
		H	–	35.8	43.4
SP8 内蒙古鄂尔多斯市鄂托克前旗城川乡巴音什里村	L	V	6.13	6.13	6.18
		H	25.7	32.8	42.4
	R	V	–	6.27	6.19
		H	–	36.1	42.4
SP9 陕西省榆林市榆阳区巴拉素镇转水庙村	L	V	6.11	6.07	6.25
		H	27.0	30.9	41.9
	R	V	–	–	6.29
		H	–	–	43.4
SP10 陕西省榆林市榆阳区巴拉素镇转水庙村	L	V	–	–	6.28
		H	–	–	44.8
SP11 陕西省榆林市榆阳区大河塔镇	L	V	–	6.18	6.18
		H	–	31.8	41.1

以上结果虽然有些数据不尽合理，但它所反映的研究区的地壳速度结构特点是客观的，也能从一定程度上反映出在局部区域地壳结构的横向非均匀性。

“PLUCH”方法是一种反演地壳速度结构的解释方法，也可以计算层速度和层厚度，其特点是反射界面的形状不会对求取结果产生较大影响，方法的原理如下：

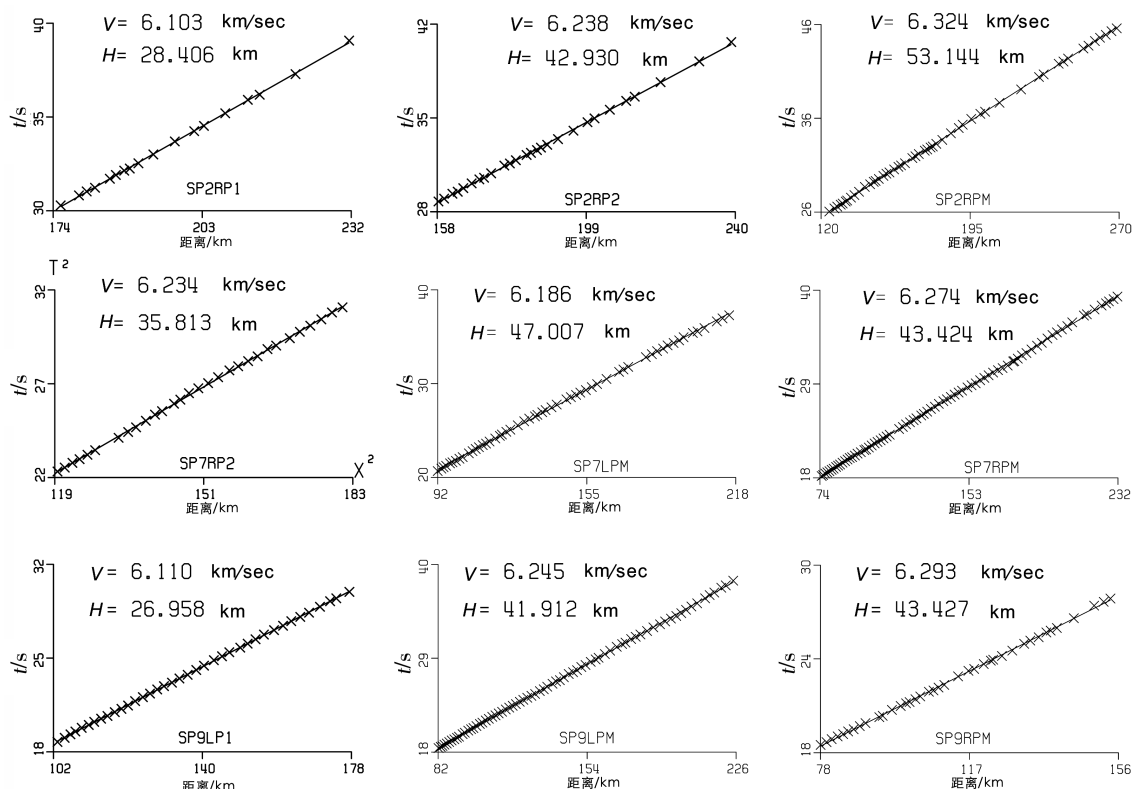


图6 sp102、sp107、sp109 各炮反射波平均速度-深度图

Fig.6 Average velocity and depth of reflected waves from sp102, sp107, sp109

假设地球是对称并且均匀的球体, 设介质的速度为 v_0 , r_1 、 r_2 和 r_0 分别是爆炸点、接收点和反射点的半径, 射线参数表达式为:

$$p = \frac{r_1 \sin i_1}{v_0} = \frac{r_2 \sin i_2}{v_0} = \frac{r_0 \sin i_0}{v_0} \quad (3)$$

若给定 i_2 角可求出 p 的值, 进而可求得 i_1 和 i_0 。由射线参数表达式得到关于速度 v_0 的第一个表达式为:

$$v_0(r_0, p) = \frac{r_1 \sin i_1}{p} = \frac{r_2 \sin i_2}{p} = \frac{r_0 \sin i_0}{p} \quad (4)$$

根据走时关系可以求得第二个关于速度的 v_0 表达式为:

$$V(r_0, T) = (r_0 \cos i_1 + r_2 \cos i_2 - 2r_0 \cos i_0) / T \quad (5)$$

其中 T 是实测反射波走时。用 $V(r_0, p)$ 和 $V(r_0, T)$ 这两个方程可以对每一个测点绘制速度曲线图, 在水平均匀层情况下, 对每一个测点的两组曲线应全部相交于一点, 交点所对应的速度和深度即为问题的解 (v_0, z_0)。

对兰州—惠安堡—榆林探测剖面获得的反射波走时资料, 利用 PLUCH 方法计算得到各反射波的反射界面深度与上覆层速度。在实际的资料处

理中, 剔除了部分横向变化比较剧烈、走时曲线不连续的资料, 最终选取合适 P1、P2、P3、Pm 的走时进行反演计算, 得到了如图 7 所示的结果。结果显示: 在大多数炮的曲线图形中, 两组曲线基本上能够交于一点, 交点处在相应坐标系统中对应的数值即为该波组所反映的上覆层速度与深度; 有些反射波组的走时资料处理的结果中两组曲线并不能交于一点。这是由于壳内速度结构并不一定是均匀的并且地表沉积层或深部界面本身也有起伏, 但这些结果为我们设计一维地壳结构的初始模型提供了重要的参考数据。

根据各炮识别对比的各波组走时并利用上述折射波、反射波的处理计算得到地壳结构的有关速度—深度参数, 即可构建兰州—惠安堡—榆林剖面的一维地壳结构初始模型, 计算方法如下: 设地震波的传播速度在水平方向上的变化比垂直方向上的变化要小得多, 即速度深度函数 $V(Z)$, 且速度随深度呈线性变化。

$$V = V_0 + KZ = V_0(1 + \beta Z) \quad (6)$$

这时, 可得速度随深度线性变化情况下的射线方式:

$$x = \int_0^z \frac{PV_0(1+\beta Z)dZ}{\sqrt{1-(PV_0(1+\beta Z))^2}} = \frac{1}{P\beta V_0} \left[\sqrt{1-(PV_0)^2} - \sqrt{1-(PV_0(1+\beta Z))^2} \right] \quad (7)$$

$$t = \int_0^z \frac{dZ}{V_0(1+\beta Z)\sqrt{1-(PV_0(1+\beta Z))^2}} = \frac{1}{\beta V_0} \ln \frac{(1+\beta Z)(1+\sqrt{1-(PV_0)^2})}{1+\sqrt{1-(PV_0(1+\beta Z))^2}} \quad (8)$$

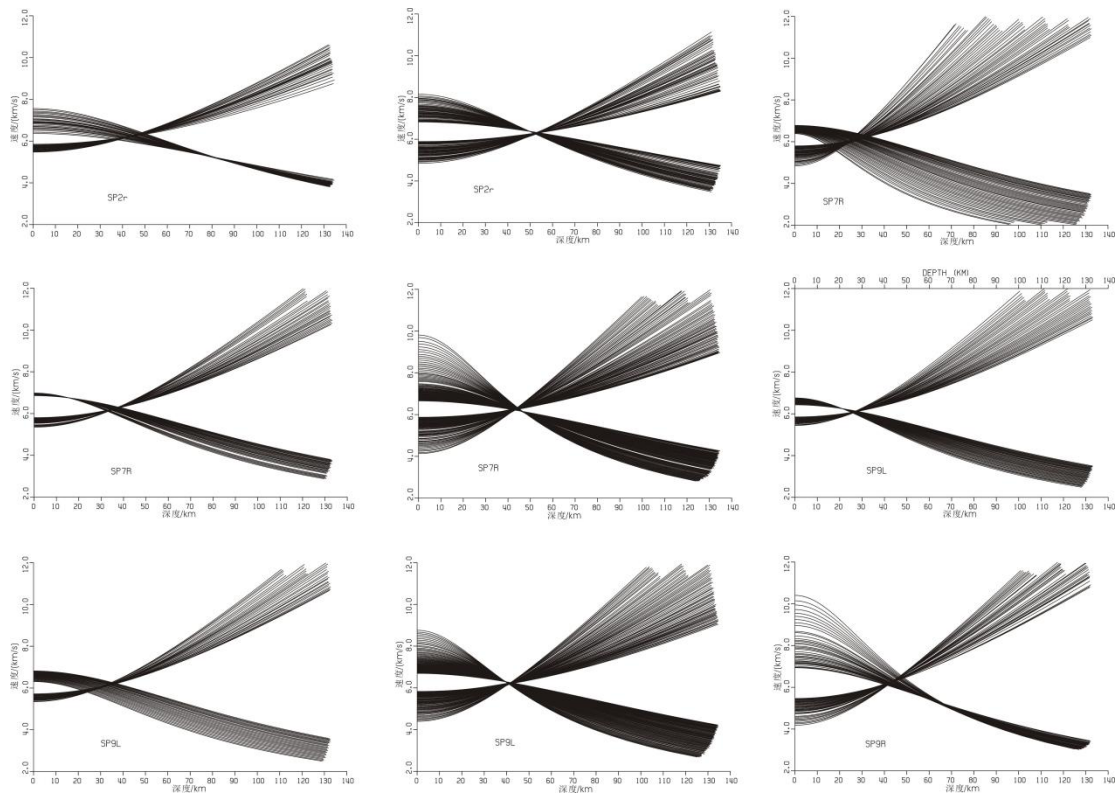


图7 PLUCH方法求取的平均速度和深度图

Fig.7 Average velocity and depth from the PLUCH method

该方法适合地层介质横向变化不明显的情况。这种情况下其理论走时与实测走时相对拟合较好。利用上述的一维资料处理方法对剖面各炮建立的初始模型与实测资料进行正演拟合、试错并反复修改地壳速度结构模型,实现了理论与实测资料的最佳拟合,从而得到了该剖面的一维地壳速度结构模型(图8)。

4 一维速度结构模型

本文通过兰州—惠安堡—榆林地震测深剖面11炮地震走时记录的拟合获得了地壳的一维速度结构模型(图9),模型结果显示:

兰州—惠安堡—榆林地震测深剖面自东向西经过了鄂尔多斯地块、弧形构造带及祁连块体。

根据剖面一维数据处理结果取得区域地壳厚度特征,地壳厚度变化范围在38.0~55.0 km之间,各个块体又具有各自的地壳厚度特征。在鄂尔多斯块体内Moho界面变化比较平缓,平均深度为42.0 km左右,鄂尔多斯盆地有局部上隆的特征,深度为38.0 km左右,在鄂尔多斯盆地向西进入青藏高原东北缘弧形构造带区域Moho界面有急速加深趋势,具体在剖面的420~560 km桩号区间段,鄂尔多斯盆地最浅处约为38.0 km,在420 km附近深度达到了48.0 km左右,变化幅度达到了10 km左右。剖面的西段进入了祁连块体,Moho界面深度呈现向西缓慢加深趋势,最深达到55.0 km。

兰州—惠安堡—榆林剖面的一维地壳基本结构模型结果显示:该区基本的一维地壳结构模型是由速度间断面产生的P1、P2、P3、Pm四组反射

波和基底折射波 P_g 所反映的地壳结构所构成。存在一个速度随深度加深而增大的强梯度层, 该梯度层大约在地壳表层 $0.0 \sim 6.0$ km 处, 剖面西段山区(祁连褶皱区)地表速度变化比较明显, 一般在 $2.50 \sim 4.50$ km/s 之间变化, 剖面东段鄂尔多斯地层区地表速度变化不大, 约为 3.00 km/s; 地壳深部的四个速度间断面 $C1$ 、 $C2$ 、 $C3$ 及 M 界面的深度分别为: $17.1 \sim 19.9$ km、 $28.0 \sim 32.0$ km、 $35.0 \sim 40.0$

km 和 $42.0 \sim 53.0$ km, 各层界面所反映的形态趋势显示, 壳内界面 $C2$ 、 $C3$ 与 M 界面沿剖面由东向西逐渐加深, 而 $C1$ 界面只存在于剖面西端的壳内。各炮在不同的构造区域中地震波组强弱具有不连续变化的特征、而且所表现的速度结构也有所不同, 同时还存在地壳界面起伏等现象。这较好地反映出不同区域地壳结构具有一定的差异。

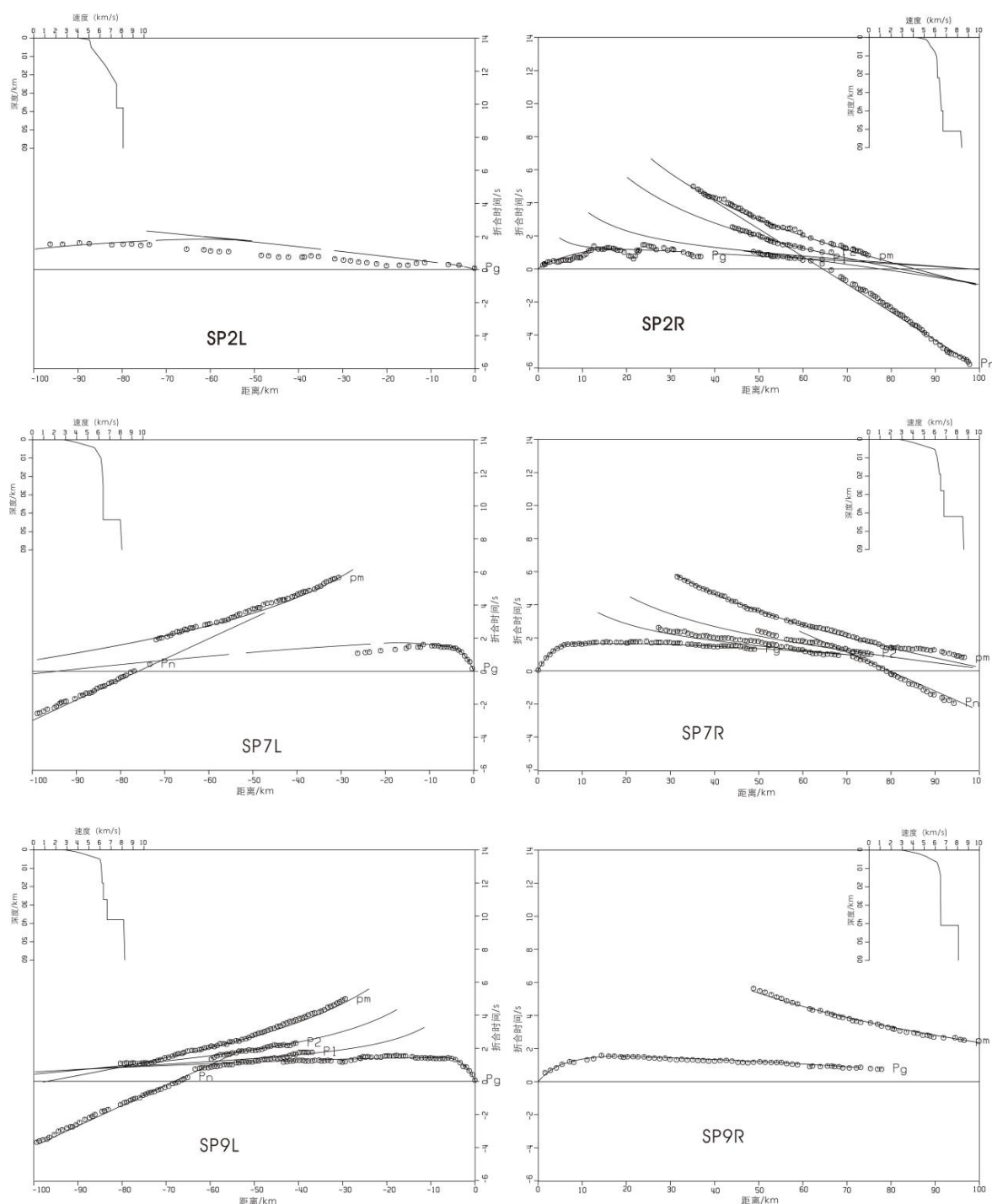


图 8 一维走时拟合曲线图

Fig.8 One-dimensional travel time fitting curve

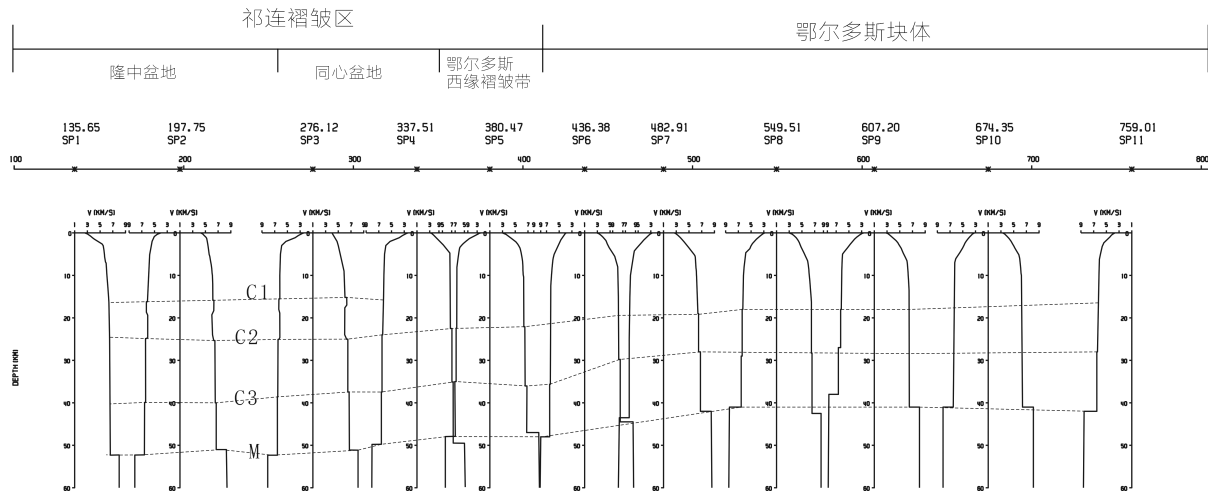


图9 沿剖面一维地壳速度结构模型图

Fig.9 One-dimensional crustal velocity structure along the section

海原断裂下方, 250 km 桩号附近速度等值线变化明显, 尤其是在上地壳 20 km 深度左右, 是低速层体与高速层体的交界, 与 1920 年海原地震的震源深度约 20 km 较为吻合^[22]。地震往往发生在高低速体相交、偏向于高速体的一侧, 海原断裂下方特殊的高低速相间的速度结构, 是否为海源地震的孕育提供了构造环境, 还有待研究。汶川地震之后, 本文研究区域可能进入新一轮的强震活动期。尤其是 2011 年的岷县 4.4 级地震和青川 5.4 级地震的发生, 表明地震空区及周边地区的地震活动性显著增强^[23]。本研究剖面穿过该区域, 结合该地区一维速度结构显示, 香山—天景山断裂带(即中卫—同心断裂)下方, 地壳界面与速度等值线变化剧烈, 尤其是在 20 km 深度附近的上地壳底部, 存在着速度相对较低的低速层体, 可能为该区域的地震孕育提供深部构造环境, 因此需要加强关注。青铜峡—固原断裂在地表多处出露, 沿断裂发现多处辉绿岩岩体, 地质与地球物理特征都表明, 该断裂带是切穿地壳的不同地体的边界^[24-26]。从速度结构图上, 也可以清楚的看到, 青铜峡—固原断裂带下方, 400 km 桩号附近地壳界面与壳内速度等值线都有着明显的变化, 西侧速度相对较低, 而东侧速度相对较高, 而且这种变化从基底一直向下延伸到上地幔, 表明青铜峡—固原断裂的确是切穿莫霍面的深大断裂。

5 讨论与结论

兰州—惠安堡—榆林剖面一维地壳速度结构

揭示了地下物质介质和属性的差异, 剖面西段地壳厚度明显加厚, 在 50.0 km 上下变化, 上地幔和壳内界面 C1、C2、C3 局部起伏变化比较明显, 在 C2 界面上方和 C1 界面下方有较明显的低速层(体)存在, 速度结构横向的非均匀性与纵向非均匀变化反映了该区域地壳活动和构造活动的特征。剖面东段的鄂尔多斯块体内地壳厚度相对较浅, 大约为 42.0 km, 莫霍面和壳内界面 C2、C3 没有明显的起伏变化, 壳内各层介质速度结构横向与纵向差异变化不明显, 反映了该地区地壳相对稳定的特征。

在鄂尔多斯块体内部, 地表速度较低, 沉积盖层较厚, 壳内各个深度界面和速度等值线变化较为平缓, 显示稳定地壳特征, 祁连块体及与鄂尔多斯块体耦合区域从上地壳一直到上地幔顶部壳内界面和速度等值线都显示出较大的起伏变化特征, 特别是在 C1 界面和 C2 之间速度呈现负异常跳跃特征, 这一异常特征的深度大约为 20 km 左右, 一些研究表明该区域的震源深度大多位于此深度附近, 这种低速体的存在容易造成应力集中, 由于该现象极易改变断裂带及周围的应力状态, 这也是该区频繁发生地震的原因。该地震测深剖面的西段区域不断有中强地震发生的关键因素也正是因为该区域长期受到多个块体相互碰撞与挤压, 尤其是青藏高原块体, 导致了块体边界断裂活动加剧且地震活动频繁。从中国及邻区地震震中分布图可以看出, 多数中强地震发生在该区域附近。通过一维地壳模型解释结果可以很好解释这一区域地震多发的成因和深部构造背景的关系。

一些研究表明多数的大地震都位于高、低速区的边界附近,这种环境是大震孕育和发生的有利深部条件。由此可见,地震的发生与震源周围的区域构造背景和深部地球物理场特征密切相关。因此,该剖面一维速度结构的探测对理解该区域地壳精细结构、物性差异、构造异常区的分布特征以及地震孕育构造背景的研究具有重要的意义。

致谢:王帅军研究员在资料解释中给予了指导和帮助,构造探察部的同事提供了研究剖面数据,在此一并表示衷心感谢。

参考文献

- [1] 李孟奎,赵知军.宁夏地区现代构造应力场及其与地震活动的关系[J].地震研究,1986,9(3):299-313.
- [2] 邓起东,汪一鹏,廖玉华,等.断层崖崩积楔及贺兰山山前断裂全新世活动历史[J].科学通报,1984,09:557-557.
- [3] 邓起东,尤慧川.鄂尔多斯周缘断陷盆地的构造活动特征及其形成机制[M]//国家地震局地质研究所.现代地壳运动研究.北京:地震出版社,1985.
- [4] 邓起东,程绍平,闵伟,等.鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论[J].地质力学学报,1999,5(3):13-22.
- [5] An M, Shi Y. Lithospheric thickness of the Chinese Continent[J]. Phys Earth Planet Int, 2006, 159: 257-266.
- [6] 白铭学,焦德成.1739年银川—平罗8级地震灾害的历史辨析[J].西北地震学报,2005,27(02):135-140.
- [7] 陈兵,江在森,王双绪,等.鄂尔多斯块体周缘地震活动与地壳形变特征研究[C]//中国八级大震研究及防震减灾学术会议论文集.北京:地震出版社,2001.
- [8] 马杏垣.中国岩石圈动力学概要[J].地质科学,1987(2):113-125.
- [9] 邓起东,徐锡伟,于贵华.中国大陆活动断裂的分区特征及其成因[M]//中国地震学会地震地质专业委员会.中国活动断层研究.北京:地震出版社,1994.
- [10] 张培震,邓起东,张国民,等.中国大陆的强震活动与活动地块[J].中国科学:D辑,2003,33(S1):12-20.
- [11] Liu M J, Mooney W D, Li S, et al. Crustal structure of the northeastern margin of the Tibetan plateau from the Songpan-Ganzi terrane to the Ordos basin[J]. Tectonophysics, 2006, 420: 253-266.
- [12] Chen L, Cheng C, Wei Z G. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton[J]. Earth Planet Sci Lett, 2009, 286: 171-183.
- [13] Guo Z, Chen Y J. Mountain building at northeastern boundary of Tibetan Plateau and craton reworking at Ordos Block from joint inversion of ambient noise tomography and receiver functions[J]. Earth Planet Sci Lett, 2017, 463: 232-242.
- [14] 凌媛,陈凌,危自根,等.利用噪声层析成像研究华北克拉通中-西部南段及邻区祁连造山带地壳S波各向异性速度结构[J].中国科学:地球科学,2017,47(10):1202-1219.
- [15] Zheng T Y, Duan Y H, Xu W W, et al. A seismic model for crustal structure in North China Craton[J]. Earth Planet Phys, 2017, 1: 26-34.
- [16] 王椿镛,杨文采,吴建平,等.南北构造带岩石圈结构与地震的研究.地球物理学报,2015,58(11):3867-3901.
- [17] 吴庆举,曾融生.用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构[J].地球物理学报,1998,41(05):669-679.
- [18] 王帅军,刘保金,张建狮,等.南北地震带滇西南地区地壳速度结构与构造研究:勐海—耿马—泸水深地震探测剖面结果[J].中国科学:地球科学,2015,45(12):1853-1865.
- [19] Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. Science, 2001, 294: 1671-1677.
- [20] Tian Q J, Ding G Y. Characteristics of tectonic region of quasi triple junction in the northeastern corner of Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Earthq Res China, 1998, 14: 27-35.
- [21] 张维岐,廖玉华,潘祖寿,等.初论贺兰山前洪积扇断层陡坎[J].地震地质,1982,4(02):32-34.
- [22] 阮爱国,李清河.地壳介质各向异性研究状况,存在问题及进一步研究思路[J].地震地磁观测与研究,1999,20(3):2-13.
- [23] 邵志刚,张浪平.南北地震带北段近期强震趋势研究[J].中国地震,2013,29(01):26-36.
- [24] 解国爱,张庆龙,郭令智.鄂尔多斯盆地西缘和南缘古生代前陆盆地及中央古隆起成因与油气分布[J].石油学报,2003,24(02):18-23+29.
- [25] 张进,马宗晋,任文军.再论贺兰山南部北西向构造成因[J].地球科学与环境学报,2005,27(01):19-25+29.
- [26] 郑文俊,袁道阳,张培震,等.青藏高原东北缘活动构造几何图像、运动转换与高原扩展[J].第四纪研究,2016,36(04):775-788.