

文章编号: 0253-3782(2003)01-0082-07

玛沁—靖边剖面S波资料研究与探讨*

刘宝峰 李松林 张先康 张成科

赵金仁 任青芳 海 燕

(中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心)

摘要 对玛沁—靖边剖面深地震测深 S 波资料处理解释, 获得本区 S 波二维地壳速度结构和波速比结构。结果表明, 该区 S 波二维速度结构和波速比结构, 沿剖面存在着明显的差异。剖面西段和海原地区下方呈现 S 波速度偏低, 而波速比偏高的结构特征; 剖面中段和东段的 S 波速度和波速比正常。根据 S 波速度结构和波速比结构的横向变化特征, 讨论了两大异常区岩性的变化。推测海原大地震孕育发生不仅与构造活动有关, 而且与该区的岩石性质有关。

关键词 地震测深 速度结构 波速比 海原地震

中图分类号: P313. 2 **文献标识码:** A

引言

为了探测本区不同层次活动地块地壳速度结构与强震发生的深部构造环境, 认识青藏高原东北缘和鄂尔多斯地块的相互作用及构造变形的深部驱动机制与青藏高原隆升对鄂尔多斯、华北构造变形和强震的控制作用, 中国地震局地球物理勘探中心于 1999 年在该区布设了两条地震测深剖面; 北东向的玛沁—兰州—靖边剖面, 长达 1 000 km 左右; 近南北向的西吉—中卫剖面, 长达 240 km。本文主要介绍玛沁—靖边剖面 S 波资料解释, 并结合 P 波速度(李松林等, 2002)求取深部的构造参数波速比 R , 以反映岩性的变化特征, 进而探讨其与活动断裂和地震活动的关系。

1 地质概况

玛沁—靖边人工地震剖面西南起青海的达日, 东北至陕西靖边(图 1), 剖面全长约 1 000 km。该剖面穿经青藏高原块体和鄂尔多斯地块; 在青藏高原块体内部, 剖面从西南至东北依次经过巴颜喀拉槽地褶带、秦岭褶皱系和祁连褶皱系(通称秦祁褶皱系); 华北地台的贺兰山台褶带和鄂尔多斯地块(郑剑东等, 1989)。

通过本区的主要断裂有: 玛沁断裂带、秦岭地轴北缘断裂带及西华山—六盘山和香山北麓—李旺堡断裂带等。区内发育活动断裂和活动构造。

该剖面还通过了海原 8.5 级大震的震中区, 并沿布格重力异常和地壳厚度变化最快的方向, 即梯度方向展布。

* 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040702)资助。中国地震局地球物理勘探中心论著号 RCEG200210。
2002-03-25 收到初稿, 2002-08-29 收到修改稿并决定采用。

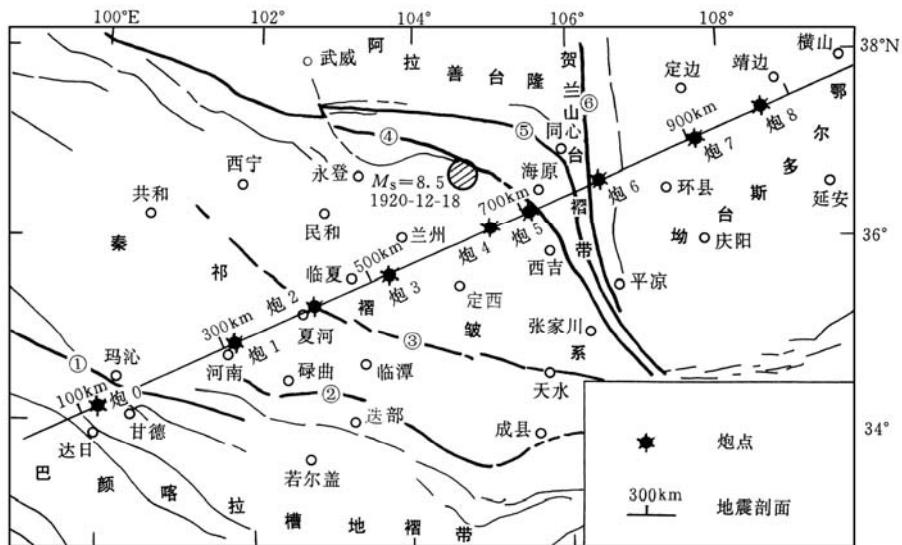


图 1 研究区测线位置与地质构造图

①玛沁断裂; ②舟曲—两当断裂; ③秦岭地轴北缘断裂; ④两华山—六盘山断裂;
⑤香山北麓—李旺堡断裂; ⑥青铜峡—固原断裂

2 波组分析

沿该剖面分别在 9 个炮点上进行 12 次爆炸观测, 每炮炸药量为 2 吨左右. 投入 DAS-1 型等三分向数字地震仪 200 台, 接收点距为 1~3 km. 在对 S 波的识别过程中, 选用了平行于剖面的水平分向的记录截面, 以 3.5 km/s 的速度进行折合, 根据波的运动学和动力学特征, 结合 P 波资料(李松林等, 2002), 认真识别、反复对比, 在不同地质构造单元的记录截面上(图 2), 分别识出 Sg, S₁, Sc, S₃, S₄, Sm 6 个波组和 Sg, Sc, Sm 3 个波组. 由于受多种因素的影响, S 波震相不如 P 波震相清晰, 增加了识别和提取震相的难度.

2.1 Sg 波

Sg 震相是地表沉积层或基底盖层中的回折波或基底折射波, 出现在续至区. 全测区内只有在达日、泽库、夏河等 3 炮记录截面上可清晰辨认, 可连续追踪至 80~100 km, 视速度随炮检距的增加而增大, 受盆地覆盖层的影响, 往往表现为到时滞后. 由于 S 波较 P 波速度低, Sg 波到时滞后程度比 Pg 波明显, 因此, 在反映表层构造特征上, S 波的特征更为明显.

2.2 壳内反射 S₁, Sc, S₃, S₄ 波组

作为壳内反射 S₁, Sc, S₃, S₄ 波组相对 Sg 和 Sm 波组能量弱, 连续性差. 参照 P 波资料, 进行追踪对比. 相比之下, Sc, S₃ 波组能量稍强, 一般在距炮点 80~100 km 处开始识别, 最远可追踪至 200 km 以上.

2.3 Sm 波组

Sm 波组是记录截面中表现为能量较强的波组, 连续性较好, 在部分记录截面中可清晰分辨、连续追踪(图 2). 该波组作为莫霍界面的反射波, 一般在距 100~120 km 处出现, 最远可追踪至距炮点 200 km 以远. 该波组在剖面西段的记录截面上振幅和能量相对较弱.

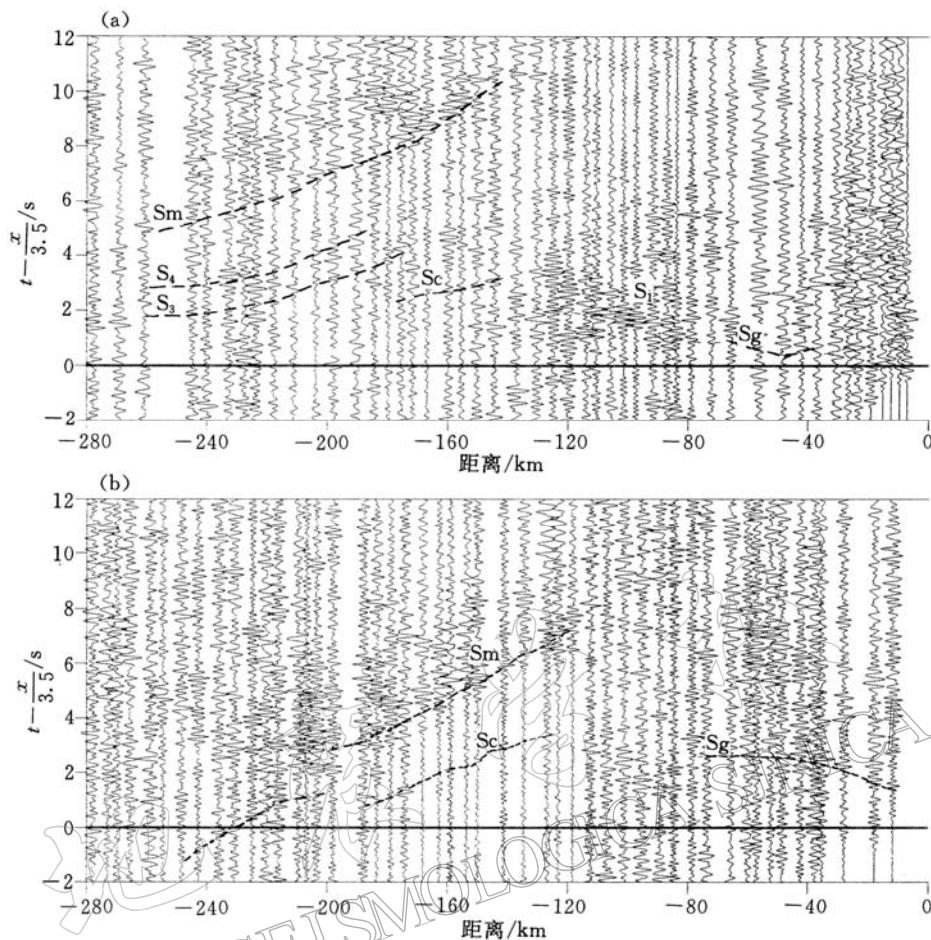


图2 玛沁—靖边剖面面临洮炮(a)和靖边炮(b)S波记录截面图

3 模型计算与地壳结构

3.1 二维地壳模型计算

根据以上各波组走时资料, 参照P波资料处理结果(李松林等, 2002), 建立了S波二维非均匀速度初始模型。利用动力学射线追踪程序包, 对该剖面的8炮(达日、泽库、夏河、临洮、会宁、海原、同心和靖边炮)资料进行拟合、计算。在模型的修改过程中, 考虑了各炮在各区域出现的S波特征(参照P波特征), 同时参考本区地质和其它地球物理资料, 反复修改、拟合, 得到了玛沁—靖边剖面的S波二维地壳速度结构图(图3)。

3.2 地壳S波速度结构

图3给出了玛沁—靖边剖面地壳S波二维速度结构和构造形态。由反射波Sc确定的C界面把地壳分为上地壳和下地壳两层(图中C₁、C、C₃、C₄和M界面与P波相同), 且各层在不同地质构造单元S波的速度结构、各层的厚度均存在明显差异。

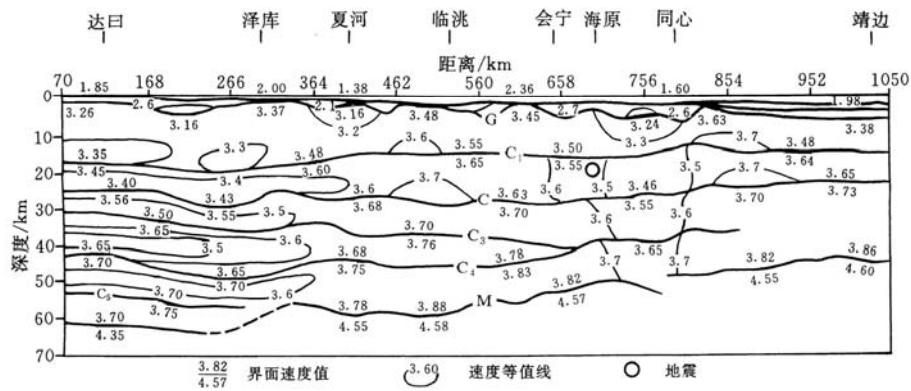


图 3 玛沁—靖边剖面 S 波二维地壳速度结构图

3.2.1 上地壳

Sg 、 S_1 和 Sc 确定的上地壳, 由两个速度间断面 C_1 和 C 及一组正梯度层组成。 C_1 界面将上地壳分为上、下两层: 上层地表部分为新生代和部分中生代沉积盖层, 厚度变化大, 盆地区加厚, 隆起区减薄或缺失, 其速度变化为 2.00~2.60 km/s. 其下为一正的弱梯度层, 随深度的增加由 3.16 km/s 增加到 C_1 界面的 3.55 km/s. 局部地区, 480 和 840 km 桩号附近下方速度偏高, 速度可达 3.68 km/s; 下层从 C_1 界面到 C 界面厚度为 8~15 km, S 波速度由 3.60 km/s 左右增加到 C 界面的 3.70 km/s 左右. 剖面西段 400 km 桩号以西和 700~800 km 桩号下方存在低速层体, 其速度低于 3.50 km/s.

3.2.2 下地壳

下地壳由 S_3 、 S_4 和 Sm 波组所反映的 C_3 、 C_4 和 M 组成, 层厚由剖面东段的 22 km 变化至剖面西段的 38 km 左右, C_4 界面在 660 km 桩号附近与 C_3 界面重合. 300 km 桩号以西, 地壳厚度明显增加, 而且 S 波速度在该地区下方明显偏低, 由下地壳顶部的 3.60 km/s 左右增至 M 面上方的 3.75 km/s 左右. 在 700~800 km 桩号下方, S 波速度与两侧相比明显偏低, 由原地壳顶部的 3.5 km/s, 增加至下地壳底部的 3.75 km/s. 剖面的中段和东段 S 波速度相对偏高, 由下地壳顶部的 3.65 km/s 增加至下地壳底部的 3.90 km/s. 整体看来, 下地壳各速度间断面起伏明显, 各层厚度变化较大.

3.2.3 地壳的波速比结构

根据求出的 S 波速度 v_s , 结合 P 波速度 v_p 利用下式:

$$R = v_p / v_s$$

$$\sigma = \frac{1}{2} [1 - (R^2 - 1)^{-1}]$$

求取地壳各层介质的速度比 R 值和泊松比 σ 值, 并引出二维地壳波速比结构(图 4). $R=1.73$, $\sigma=0.25$ 为理想的弹性介质, R 值的增大或减小反映了岩性或岩性物理状态及化学成分的变化. 国内外对深部岩性与速度的关系已有许多研究成果(Christensen, 1982; Alekseev *et al.*, 1988; Holbrook *et al.*, 1992). 结合本剖面的 R 结构, 可推测本区地壳各岩层的岩性、结构和构造.

由图 4 可见, 不考虑覆盖层, 上地壳上部 R 值基本上在 1.70~1.73 之间变化. 剖面西

段和海原地区附近偏高, 为 1.75~1.78. 中段的 450~700 km 桩号下方, C_1 界面上方 R 值偏低, 为 1.70, 可能与岩石的石英成分增高有关(周雪松等, 1997). 上地壳下部, R 值变化也较明显, 剖面西段和 700~800 km 桩号下方偏高, 分别为 1.76~1.81 和 1.78 左右, 其余地段为 1.73 左右.

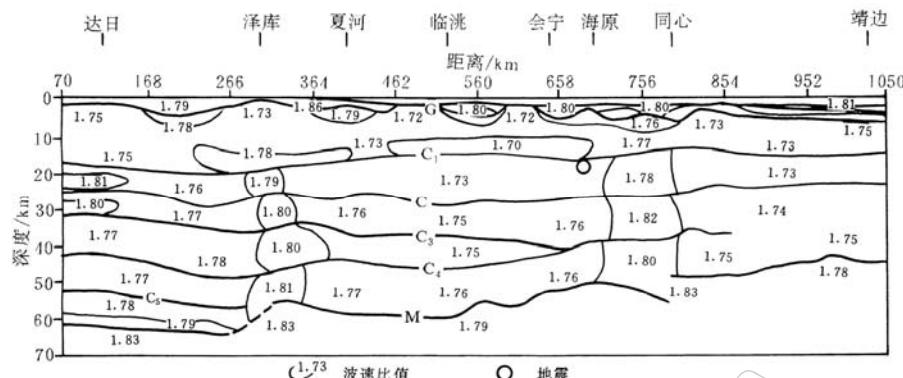


图 4 玛沁—靖边剖面波速度比结构图

下地壳上部(C 界面与 C_4 界面之间部分), 剖面西段 R 值偏高, 为 1.77~1.80. 中段和东段的大部分地区 R 值为 1.74~1.76, 属正常. 只有 700~800 km 桩号下方 R 值明显偏高, 为 1.82. 下地壳下部 R 值也明显不均, 剖面西段偏高, 为 1.77~1.81. 中段和东段大部分地区为 1.74~1.76. 海原附近下方偏高, 为 1.79 左右.

总的看来, 沿剖面从东到西, 上地壳的大部分地区 R 值在 1.71~1.74 之间变化, 整体是脆性, 多为花岗岩体. 中地壳花岗岩的波速比一般为 1.72~1.74 (Holbrook *et al.*, 1992); 下地壳 R 值相对较高, 为 1.74~1.81. 由于受到其它岩性成分的加入及温度的影响或其它原因, 使波速比产生局部异常. 总的看来, 下地壳 R 值增高, 整体呈塑性(王椿镛等, 1988).

4 讨论和结论

根据以上资料的计算结果不难发现, 无论从 S 波二维速度结构或波速比结构来看, 在不同的地质构造单元都显示了较大的差异, 特别在玛沁和海原附近显得更为突出. 剖面东段的鄂尔多斯地台和剖面中段夏河以东、海原以西地区从上地壳到下地壳, S 波的速度结构和波速比结构无明显异常, R 的平均值在 1.73 左右. 显示了两地区的地壳较稳定的特征.

剖面西段的巴颜喀拉槽地褶带的上、下地壳与相临的秦祁褶皱系相比, 上地壳下部和下地壳上部 S 波速度偏低, 而波速比都明显偏高. 显示了该地区的地壳不稳定的特征. 该地区波速比 R 值偏高, 在上地壳下部较为明显, 大致在 1.77~1.81 之间变化. 实验得出, R 值随岩石基性程度的增加而增高. 在超基性岩中, 波速比 R 大于 1.8 (Alekseev *et al.*, 1988), 故推测, 该地区 R 值相对偏高. 不仅表明该地区与邻区岩性上的差异, 而且可能与上地幔顶部超基性物质加入有关. 局部的 R 值达到 1.82 左右, 可能是由于温度过高、局部熔融所致, 与上地幔顶部“过热”状态、地壳“活化”(马杏垣等, 1991)观点一致.

贺兰—六盘山台褶带与两侧的鄂尔多斯地台和秦祁褶皱系相比, 从上地壳下部到 M 面,

R 值也有明显差异, 其值为 1.78~1.82. 上地壳下部尤为明显高出两侧 0.4~0.8, 这与中地壳花岗岩波速比 R 一般为 1.72~1.74 (Holbrook *et al.*, 1992) 有差异. 当然, 如果岩石受到其它成分的加入或温度等因素的影响时, 波速比 R 会产生局部的异常. 这些局部异常反映的是一个综合效应, 区分起来非常困难. Christensen (1982) 对温度和压力对岩石波速比的影响, 在实验室做了大量实验统计. 结果表明, 围压增高 200 MPa 时 (基岩出露区深约 6.5 km, 沉积盆地深约 8~9 km), 岩石微裂隙闭合. 也就是说, 上地壳下部和上地壳局部高 R 值是由壳内“过热”或熔融物质侵入有关.

图 1 显示, 海原 8.5 级大震发生在西华山—六盘山断裂附近, 表明地震的发生与周围的构造活动有关. 图 4 显示, 地震的震源位置和深度正好处于上地壳下部比较脆硬的岩层中 ($R=1.73$). 这个深度的岩石刚好能够承受最大的剪切应力. 也就是说, 该岩层能够贮藏足够的能量使地震发生 (曾融生等, 1988). 从图 4 还可以看出, 地震并不发生在高 R 值或低 R 值区, 而是发生在低 R 值向高 R 值的过渡区. 脆硬的岩石使 R 值在该区迅速减小, 易变形高 R 值区起到的作用是该应力更易集中到附近不易变形较脆硬 (低 R 值) 的岩层中. 高 R 值由于深层物质的侵入、增温及微裂隙向低 R 值区渗透集中了应力, 积累了能量, 再加上活动地块不断地运动和附近构造的活动 (嘉世旭, 刘昌铨, 1996), 该应力和能量不断地集中和积累, 持续作用最终使岩石破裂, 从而导致地震的发生. 由此可见, 地震的孕育发生不仅与构造有关, 而且与该地区的地壳结构、岩石性质有关 (周雪松等, 1997), 而壳内的波速比 R 值是反映与此相关的重要参数.

参 考 文 献

- 嘉世旭, 刘昌铨. 1996. 邢台震源区波速比异常与地震的关系 [J]. 地球物理学报, 39(增刊): 205~214
- 李松林, 张先康, 张成科, 等. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究 [J]. 地球物理学报, 45(2): 210~217
- 马杏垣, 刘昌铨, 刘国栋, 等. 1991. 江苏响水—内蒙古满都拉地学断面 (说明书) [M]. 北京: 地质出版社, 46~56
- 王椿镛, 林中洋, 陈章立, 等译. 1988. 地壳结构研究译文集 [M]. 北京: 学术期刊出版社, 1~322
- 曾融生, 陆涵行, 丁惠峰. 1988. 从地震折射和反射剖面结果讨论唐山地震成因 [J]. 地球物理学报, 31(4): 383~397
- 郑剑东, 杨巍然, 郭铁鹰. 1989. 大地构造 [A]. 见: 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学地图集 [C]. 北京: 地图出版社, 4
- 周雪松, 宋松岩, 张先康, 等. 1997. 繁峙—太仆寺旗剖面 S 波资料解释及深部构造特征与地震相关性分析 [J]. 中国地震, 13(3): 253~262
- Alekseev A S, Egorkin A V, Pavlenkova N I. 1988. Shear waves in lithosphere studies on the territory of the USSR [J]. *Tectonophysics*, 154: 227~239
- Christensen N I. 1982. Seismic velocity [A]. In: *Handbook of Physical Properties* [C]. Boca, Raton, Fla: W CRC Press, 1~228
- Holbrook W S, Mooney W D, Christensen N I. 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust [A]. In: Fountain D M, ed. *The Continental Lower Crust* [C]. The Netherlands: Elsevier Science Publishers, 1~43

STUDY OF CRUSTAL STRUCTURE WITH S-WAVE DATA FROM MAQIN-JINGBIAN PROFILE

Liu Baofeng Li Songlin Zhan g Xiankang Zhang Chengke
Zhao Jinren Ren Qingfang H ai Yan

(Research Center of Exploration Geophysics, China Seismological Bureau, Zhengzhou 450002, China)

Abstract: 2-D crustal velocity structure and v_p/v_s are obtained by processing and interpretation of S-wave data from Maqin-Jingbian deep seismic sounding (DSS) profile. The result shows that there exist obvious differences in 2-D S-wave velocity structure and v_p/v_s structure along the profile. The western section of the profile and Haiyuan region have low S-wave velocities and high v_p/v_s ratio, while the middle and eastern sections have normal S-wave velocities and v_p/v_s ratio. Variation in lithologic characters of two major anomalous zones is discussed according to lateral variation of S-wave velocity structure and v_p/v_s ratio structure. It is concluded that the development and occurrence of the Haiyuan strong earthquake is not only related to tectonic movement, but also to lithologic characters of the region.

Key words: deep seismic sounding; velocity structure; v_p/v_s ratio; Haiyuan earthquake