

山西中南部壳幔结构的研究*

祝治平 张建狮 张成科 赵金仁 刘明清
唐周琼 盖玉杰 任青芳 聂文英 杨清

(中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心)

摘要 对进入山西中南部地区的 5 条深地震测深剖面的资料进行了重新对比解释, 结果发现: 在剖面通过的林县震区、临汾震区及邢台震区, 存在着异常的壳幔结构和延伸至莫霍面的地壳深断裂带, 它们被看作地震发生的深部标志。

关键词 山西中南部 深地震测深 壳幔结构 深部构造

引言

自 1981 年以来, 有 5 条宽角反射/折射剖面进入或通过山西高原中南部。它们是: 运城—定边—阿拉善左旗剖面东段(I)、郑州—临汾—靖边剖面(II)、菏泽—林县—长治剖面西段(III)、泰安—隆尧—忻州剖面西段(IV)和太原—宣化剖面南段(V)。在这些剖面上共进行了 20 余次 800~1 200 kg 炸药量的井中组合爆炸, 由 50~100 台三分向地震仪沿剖面进行了流动观测, 观测点距 2.0~5.0 km, 有效记录 94%。

为了进一步研究山西中南部及其相邻地区的壳幔结构与地震活动的相关性, 对研究区内各剖面段的资料重新进行了解释, 特别注意了对壳内波组的对比研究, 并将 C_2 和 C_3 界面作为中地壳的上下分界。我们发现: 在剖面通过的林县震区、临汾震区及邢台震区, 存在着异常的壳幔结构和延伸至莫霍面的断裂带, 以及沿山西断裂带上地幔局部上隆等。

1 区域地质构造概况

研究区的范围大致位于 $110^{\circ}\sim115^{\circ}\text{E}$ 、 $34^{\circ}\sim38^{\circ}\text{N}$ 之间。它包含了山西省中南部及与其相邻的河北省、河南省的一部分。图 1 示出了山西高原简化了的地质构造单元及剖面位置(孙武城等, 1992)。在地质构造上, 它介于内蒙地轴和秦岭褶皱系两个巨型东西向构造带之间, 其东西两侧分别属于华北断坳和鄂尔多斯台坳, 处于华北地台的中间部位, 构成了山西断隆的主体。主体构造为北北东向, 总体构造为一个拉长的 S 型。构造格架形成于中生代。自新生代以来在其中部地区形成了斜贯山西高原的北东、北北东向的长约 1 200 km、宽 30~40 km 的, 由一系列地堑式断陷盆地构成的断陷带。沿断陷带有多处燕山期碱

* 地震科学联合基金资助(951116); 中国地震局地球物理勘探中心科技论著编号 RCEG98012。
1998-05-28 收到初稿, 1998-10-23 收到修改稿并决定采用。

性、偏碱性杂岩体和喜山期玄武岩喷发。

太行山山前断裂带为山西断隆与华北断坳的分异带。在断裂带的东侧, 巨厚的新生代松散沉积达数百米至数千米, 断裂带切割了太古界至中生界, 沿带有燕山期花岗岩、花岗闪长岩及喜山期的超基性岩体分布。

新生代以来, 山西高原处于长期的隆起状态, 基岩广泛出露。结晶基底主要分布在研究区的晋、豫、冀交界一带, 并向四周依次分布着震旦系、寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系、三叠系主要分布在沁水盆地, 上第三系及第四系的较厚沉积主要集中在断陷盆地内。

2 震相特征及解释方法概述

2.1 震相特征

地震波的对比采用了如下的统一符号, 它们分别定名为: 上地壳回折波 Pg 、上地壳内反射波 P_1 、中地壳顶面的反射波 P_2 、下地壳顶面的反射波 P_3 、下地壳内的反射波 P_4 、莫霍面反射波 P_M 以及穿透到上地幔顶部的折射波 Pn (图 2)。

Pg 波作为初至波, 其追踪距离在华北平原区一般为 70.0 km 左右, 在山西高原可达 100.0~140.0 km 左右, 但在邢台震区及临汾西侧, 由于该波随距离强烈衰减, 它在距炮点 30.0~50 km 以远的记录上已不能进行可靠对比。视速度一般由近炮点的 2.00 km/s 随炮检距的增大而迅速增大到 5.00 km/s, 至终点处为 6.20 km/s 左右, 反映了上地壳 P 波速度随深度而增大的特征。

P_1 波是来自 10.0 km 左右深度 C_1 界面上的反射波。其振幅略强或与 Pg 波振幅相当, 除林县震区外在大多数剖面段上一般可连续对比。在Ⅱ剖面的临汾西侧, 在很弱的 P_1 波之后, 还记录到一组很强的反射波 P_{1-2} , 其振幅较同记录上的 Pg 波大 5 倍左右。

P_2 波是来自 15.0~18.0 km 深度 C_2 界面上的反射波。其能量变化较大, 除林县震区之外, 基本上可以连续追踪。它一般出现在距炮点 40.0~150.0 km 区间内。

P_3 波是来自 22.0~26.0 km 深度 C_3 界面上的下地壳顶面的反射波。它与 P_2 波具有类似的特征, 一般出现在距炮点 50.0~140.0 km 的区间内。明显的 P_3 波出现在Ⅲ剖面林县震区的鹤壁至采桑和Ⅳ剖面邢台震区的牛家桥至太行山山前地带, 其振幅仅次于 P_M 波。

P_4 波是来自 26.0~35.0 km 深度 C_4 界面上的下地壳内的一组反射波。通常出现在距炮点 50.0~130.0 km 的区间内。其能量变化较大, 连续性较差。

P_M 波是来自莫霍界面以强振幅为特征的反射波, 波形和振幅具有较大的变化。通常情况下, 在华北平原区 P_M 波距炮点 70.0 km 左右即可辨认, 85.0 km 左右能量最强; 在山西

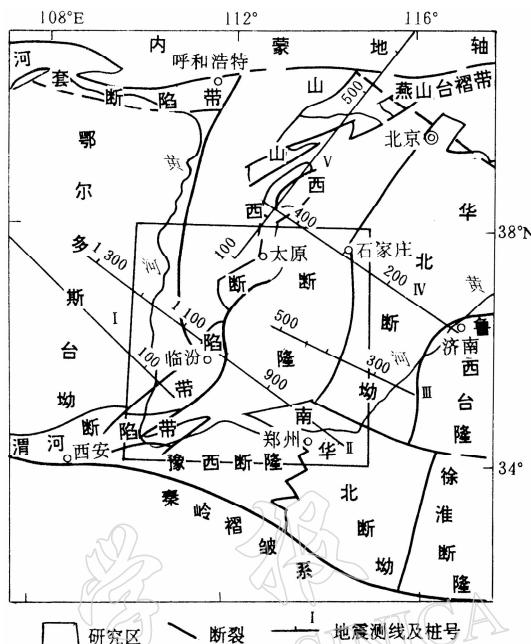


图 1 研究区地质构造单元及剖面位置图

高原 P_M 波一般在距炮点 110.0 km 左右才能可靠辩认, 135.0 km 左右振幅达极值, 尔后, 随炮检距的增加而衰减, 可追踪至 300.0 km 左右.

Pn 波是来自上地幔顶部的折射波, 大致在距炮点 190.0 km 之后进入初至区, 可追踪到 300.0 km 以远, 振幅变化较大, 视速度一般为 7.90~8.00 km/s.

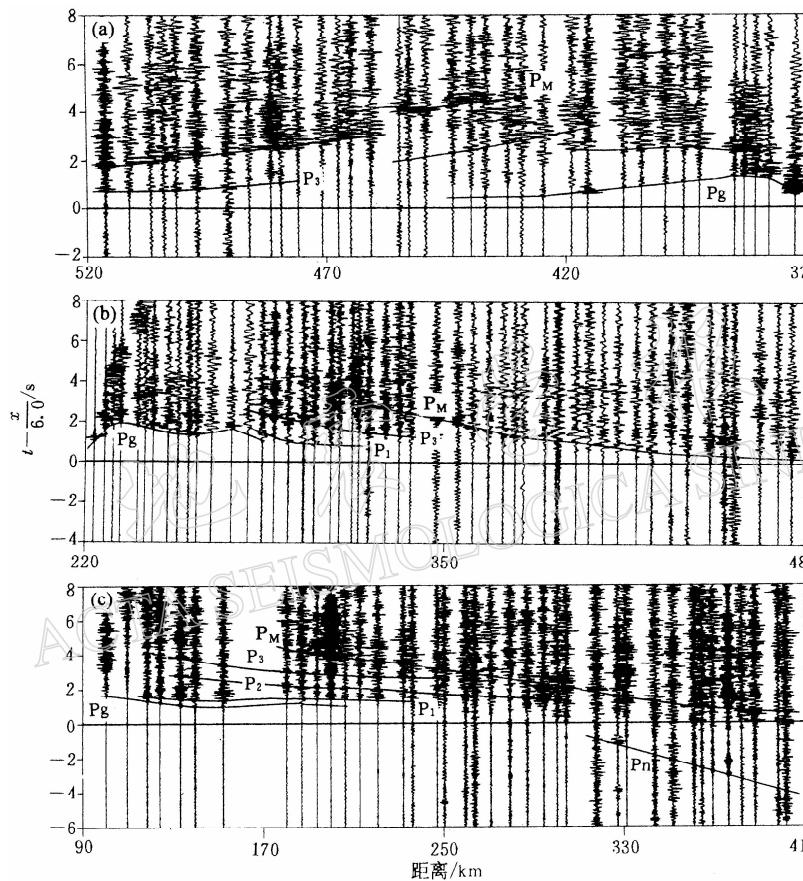


图 2 典型记录截面图

(a) III 剖面汤阴 371 km 炮西支; (b) IV 剖面巨鹿 223 km 炮西支; (c) V 剖面文水 90 km 炮北支

2.2 解释方法

我们对研究区的测深剖面进行了多种壳幔结构模型的计算, 最初是根据壳幔波组的走时曲线, 计算了上覆介质的平均速度和单点反射深度及折射波的视速度, 并在此基础上进行了壳幔一维垂向非均匀模型的计算, 即速度-深度函数, 这些初步的结果在初始二维模型的设计中作了充分的考虑. 对于二维解释, 地形的起伏、基底构造、表层的低速盖层厚度的变化均作了必要的校正. 表层及基岩速度主要参考了浅部地震勘探获得的数据和实测资料, 或者根据经验给出. 全部计算是应用 SEIS83 二维射线追踪程序包进行. 在拟合中不断地调整速度和界面的深度, 以便实现实测走时与理论走时之间尽可能小的可以接受的差异, 并使一维解释和二维解释的主要特征尽可能的相近; 但是在壳幔构造强烈不均匀的断陷盆地及其两侧, 要达到理论与实测资料(特别是振幅)理想的一致是很难实现的, 我们只

能给出近似的结果。总的来说, 模拟的结果还是相当满意的(图 3)。

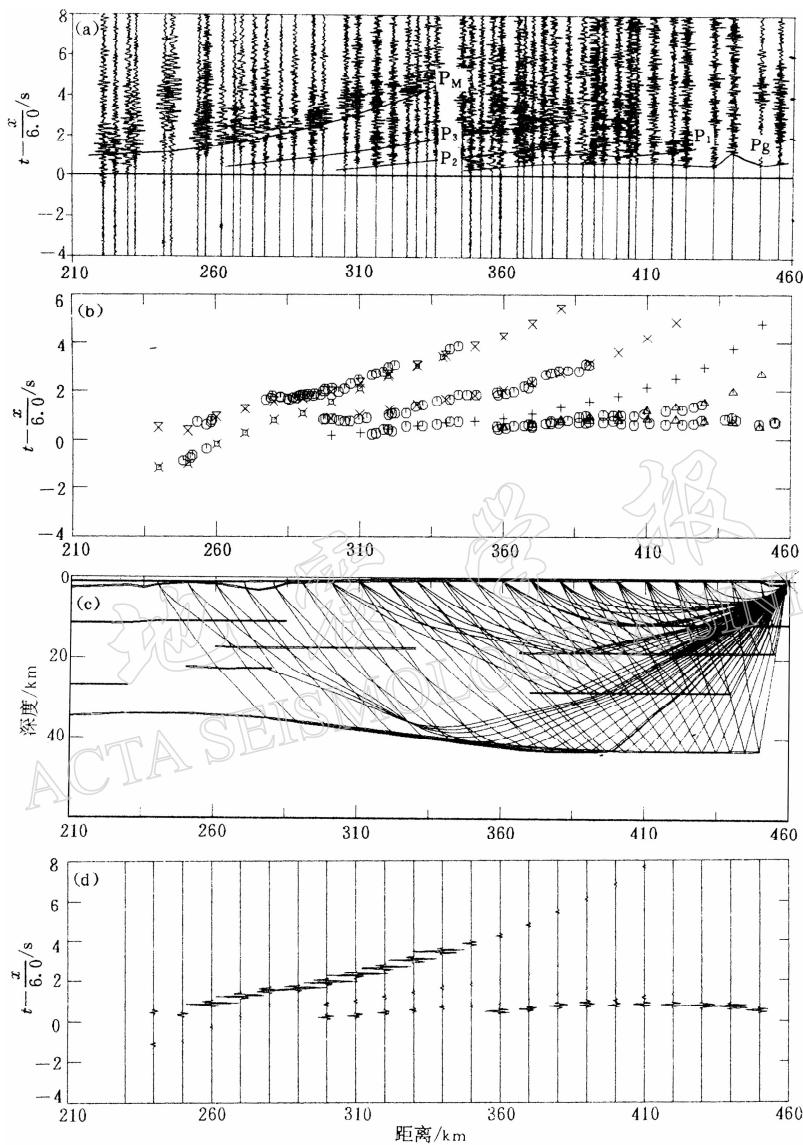


图 3 IV 剖面 459 km 炮记录截面(a)、走时拟合(b)、射线追踪(c)和理论地震图(d)

3 壳幔结构特征

图 4 示出了 5 条剖面的二维速度结构, 地壳大致可分为 3 层结构。

上部地壳包括 C_2 界面以上的结晶基岩和沉积盖层, 其厚度由华北平原区的 15.0~16.0 km 向山西高原缓慢加厚至 17.0~18.0 km。它大致由 3 个不同的速度梯度层组成: 第 1 层主要为新生代低速盖层, 在东部的华北断陷区厚达数百米至数千米, 在山西断陷带的运城、临汾和太原盆地, 厚度一般为数百米至数千米, 局部达 5 500 m, 速度一般为 2.00~3.50 km/s; 第 2 层为古生代盖层以下至 Pg 波射线穿透的最大深度(8.0 km 左右), 速度

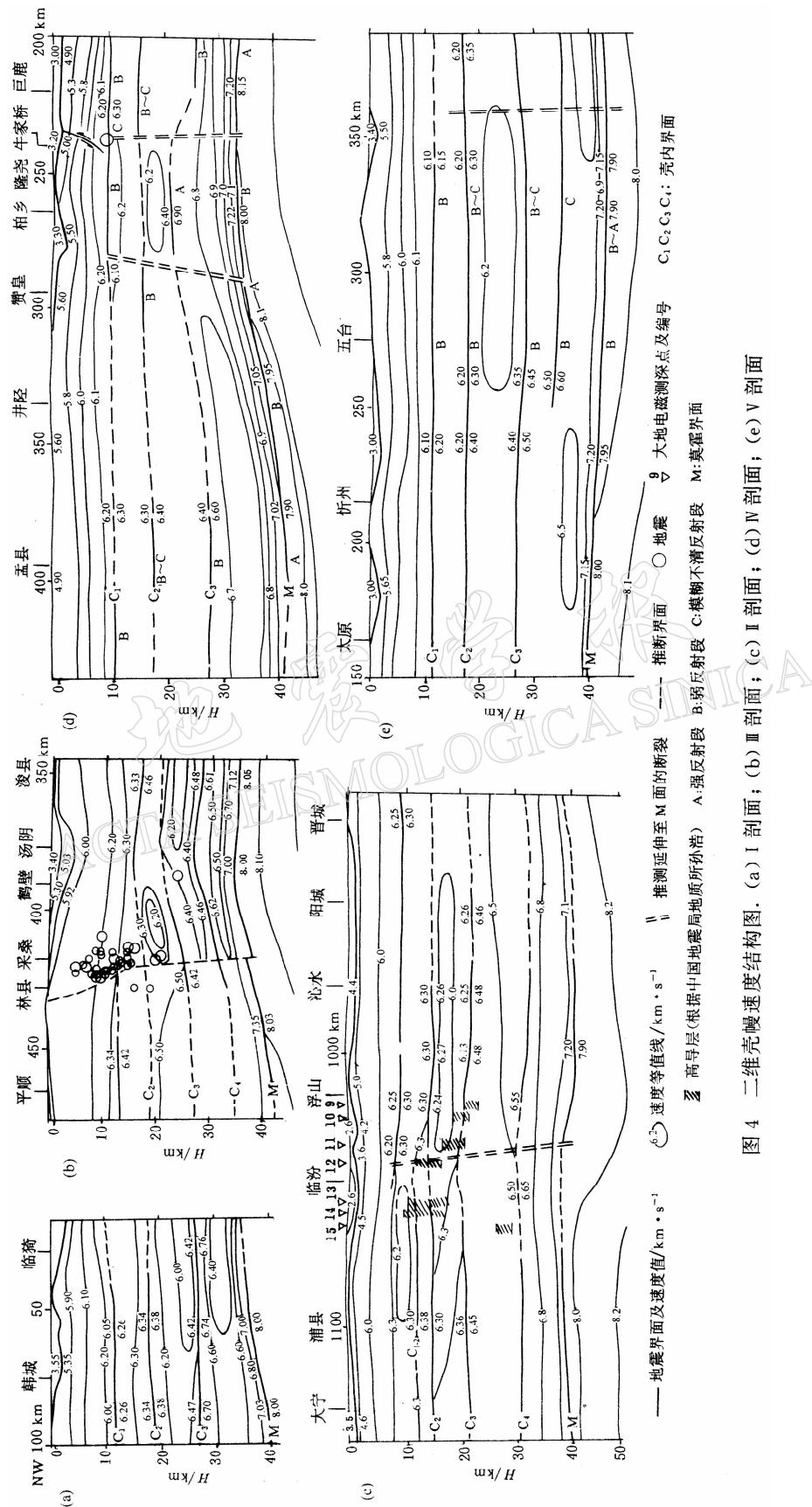


图 4 二维壳幔速度结构图. (a) I剖面; (b) Ⅲ剖面; (c) Ⅲ剖面; (d) Ⅳ剖面; (e) V剖面

一般为 $5.00\sim6.10$ km/s; 第 3 层层速度一般为 $6.10\sim6.20$ km/s, 但在临汾西侧有不连续的低速体出现.

C_2 至 C_3 界面的中地壳厚度为 $10.0\sim13.0$ km, 层速度为 $6.30\sim6.40$ km/s. 一般来说, 它是一个速度和厚度变化不大的层位, 但是在邢台震区、林县震区和临汾震区的西侧, 以及五台山和运城盆地的下方, 存在强烈的速度逆转.

C_3 和 M 面之间的下地壳厚度, 由华北断陷区的 11.5 km 向山西高原加厚至 19.0 km 左右. 由于存在 C_4 界面, 它又可分为两层: 在大多数剖面段上, 下部地壳上部为一弱的正速度梯度层, 层速度一般为 $6.45\sim6.55$ km/s; 下部为强速度梯度层, 层速度 $6.60\sim7.20$ km/s, 其间常有负的速度梯度出现. 而在靠近 M 面 $3.0\sim4.0$ km 的厚度内, 速度梯度迅速增强.

上地幔顶部的速度一般为 $7.90\sim8.10$ km/s. 上地幔顶部的速度随着深度的增加而增大, 在 M 面以下的 10.0 km 深度范围, 速度梯度在 $0.02\sim0.04$ s⁻¹ 之间变化.

如图 4 所示, 在临汾盆地及其西侧的下方壳幔的纵向与横向的不均匀性十分明显. 临汾以西的低速体较浅, 它位于上部地壳的下部; 临汾以东, 低速层加深了 5.0 km 左右, 它位于中地壳内. 壳内的低速体与高导层的位置大致相当(孙武城等, 1992). 另外, 壳内界面和莫霍界面均有不同程度的上隆, 临汾下方的 M 面较其东侧抬升了 3.0 km. 上地幔高导层明显呈现出强烈上隆趋势, 其平均埋深为 75.0 km(孙武城等, 1992). 表明在临汾盆地的下方存在壳幔构造分界线.

Ⅲ剖面汤阴至林县之间壳幔构造的异常变化, 不仅表现在上地壳底部界面不连续, 而且中地壳低速层明显(± 20 km). 下地壳的高低速相间的结构由东向西逐渐加深, 基本上在林县的下方终止. 记录表明, 在林县震区下方, M 面大致错断了 1.5 km. 西浅东深的震源深度包络线, 显示林县西断裂可能延伸至 15.0 km 深处的低速带, 并与延伸至 M 面的高角度的地壳深断裂带交汇.

在邢台震区的牛家桥至太行山山前地带, 中地壳的速度发生了强烈的逆转, 中地壳厚度变薄, 下地壳顶面的埋深最浅, 下地壳顶部局部速度增大. P_M 波在牛家桥的两侧波形与振幅存在着巨大的差异; P_3 强反射波在震区下方的缺失以及 P_1 、 P_2 波明显的变化等, 表明地壳深断裂带已上延至中、上地壳的交界处(祝治平等, 1995).

4 结论与讨论

(1) 地壳厚度的区域特征如图 5 所示: 华北平原是大范围的上地幔隆起区, 地壳厚度平均为 33.0 km; 沿太行山山脉走向展布的是东浅西深的地壳厚度变异带; 沁水—长治—盂县—五台一带, 地壳厚度达 $42.0\sim43.0$ km, 是研究区地壳厚度最大的区域; 山西断陷带在研究区内地壳厚度虽有起伏, 但变化不大. 总的来看, 与山西断陷带相对应的 M 面隆起带, 沿走向由运城的 35.0 km 向北东方向逐渐加深, 临汾为 $38.0\sim39.0$ km, 太原为 40.0 km.

(2) 结晶上地壳的厚度变化较大, 它由华北平原区向山西高原加厚. 如果不考虑新生代沉积盖层, 上地壳的厚度在山西隆起区是比较稳定的, 而华北断陷上地壳的厚度迅速减薄. 其减薄的厚度与新生代沉积盖层的厚度基本一致, 这表明研究区新生代时期地表的下

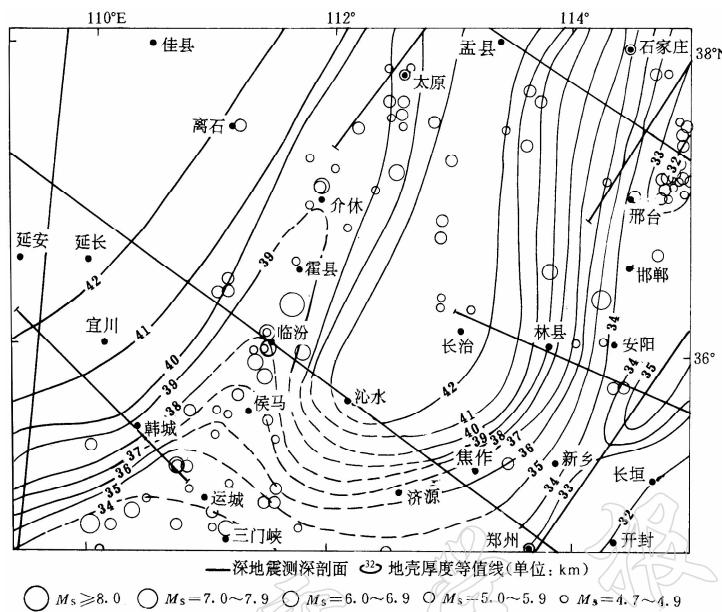


图 5 山西高原南部及邻区地壳厚度图①

沉和接受沉积的总量，完全是结晶上地壳张裂和侧向伸展的结果。

(3) 中地壳顶面的深度一般为 15.0~17.0 km, 其底面的深度为 25.0~30.0 km, 由平原区向山西隆起区加深. 它与结晶的上地壳相比, 厚度变化较小. 除了在局部地段有低速体外, 中地壳一般为一弱速度梯度层或匀速层. 它把脆性的上地壳和相对塑性的下部地壳区分开来, 起到在上部和下部地壳之间传递形变和解耦的作用(张先康等, 1996).

(4) 下地壳厚度在 9.0~18.0 km 之间变化. 其底界的埋深(M 面)在 32.0~42.0 km 之间变化, 可见其厚度和深度的变化均大于中地壳; 并且在华北断陷的下方, 其厚度和埋深均明显小于山西断隆, 这表明华北新生代断陷的形成与上地幔的隆起有直接关系. 上地幔的隆起导致了下地壳物质的侧向流动和太行山西侧增厚的下地壳. 另外, 就下地壳的速度结构而言, 它一般由上部的正速度梯度层和下部的负速度梯度层, 以及靠近 M 面的强速度梯度层所组成, 其速度值一般从下地壳上部的 6.50 km/s 到 M 面增至为 7.10 km/s, 这大致相当于中性麻粒岩和基性麻粒岩的速度值. 在山西断隆下地壳有局部的速度逆转, 它可能相当于酸性(长英质)麻粒岩夹层.

(5) 华北平原与山西高原上地幔顶部的速度有明显的变化. 在华北平原上地幔顶部速度为 $8.00\sim8.10\text{ km/s}$, 而山西高原上地幔顶部的速度均小于 8.00 km/s .

(6) 研究区内较大的新生代断陷盆地的边界断裂和较大的区域性基底断裂带的下方,一般有地壳深断裂带延伸至 M 面. 如牛家桥—东汪超壳断裂带、林县采桑超壳断裂带、临汾超壳断裂带、五台山北缘超壳断裂带和太行山山前超壳断裂带.

(7) 强烈的非均匀壳幔结构主要发生在太行山山前地带与华北平原的过渡带和山西断陷带. 在这些断陷盆地, 地壳多呈高低速相间的结构, 中上地壳的速度逆转常常是局部的,

① 引自孙武城主持的“鄂尔多斯周缘地壳上地幔特征综合研究”(90410806)项目成果图中的一部分,略有修改。

并存在着延伸至M面的地壳深断裂带。在邢台震区、临汾震区和林县震区均存在着异常的壳幔结构, 主要表现为: 上地壳上部强烈的纵向与横向的非均匀性; 中上地壳不连续的低速体的存在; 高低速相间的壳幔结构; 壳内界面的不连续和莫霍面的局部上隆。在研究区地震主要发生在深度8~25 km的中上地壳内, 可见中上地壳是地震孕育和发生的主要层位。东汪7.2级地震和牛家桥6.8级前震的震源深度分别为9和10 km, 它正好位于脆性的上地壳上部与上地壳下部低速层交界位置。深反射资料十分清楚地揭示了, 浅部的中到低角度的正断层与地壳内的高倾角超壳断层, 以及上地壳内的滑脱构造, 共同组成了邢台地震区内特殊的断裂展布几何关系。在主震和强前震的震源位置上, 分别显示了性质相似并延伸到莫霍界面的该高角度断层与震源机制解相一致, 因此, 这一北东向的断层被推断为邢台地震的发震断层(王椿镛等, 1994)。林县震区和临汾震区也存在着类似的深部构造。此外, 地震多发生在M面隆起顶部和翼部的上方。上述特征可以作为潜在震源的深部标志。

异常的壳幔结构和深部构造的形成, 与上地幔的隆起和上地幔热物质沿地壳深断裂和莫霍面不连续地段入侵到地壳中有关。壳内局部地段强反射波的出现是岩浆活动的重要标志, 地壳深断裂和莫霍面不连续地段是上地幔物质入侵的区域和通道。在入侵的过程中由于温度增高, 可能是中上地壳局部物质熔融和脱水而形成异常低速体的原因。

参 考 文 献

- 孙武城, 徐杰, 杨主恩, 等. 1992. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面说明书. 北京: 地震出版社, 3~9
- 祝治平, 张先康, 盖玉杰, 等. 1995. 邢台震源区及相邻地区地壳上地幔速度结构研究. 地震学报, 17(3): 328~334
- 王椿镛, 张先康, 林中洋, 等. 1994. 束鹿断陷盆地及其邻近的地壳结构特征. 地震学报, 16(4): 472~479
- 张先康, 王椿镛, 刘国栋, 等. 1996. 延庆-怀来地区地壳细结构——利用深地震反射剖面. 地球物理学报, 39(3): 356~364