

华北地区地壳 P 波三维速度结构

魏文博^{1,2}, 叶高峰^{1,2}, 金 胜^{1,2}, 邓 明^{1,2}, 景建恩^{1,2}

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室和地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室, 北京 100083

2. 中国地质大学地球物理与信息技术学院, 北京 100083

摘要: 1968 年邢台地震以后的 30 余年中, 中国地震局系统先后在大华北地区布置 30 余条、近 20 000 km 的人工地震宽角反射/折射深地震测深(DSS)剖面, 用以研究地壳及上地幔顶部的速度结构, 取得了大量研究成果。但以往的研究明显的不足是未能形成华北区域性的地壳三维速度结构模型, 从大区域的角度为研究华北地区地壳深部构造特征提供地震学方面的依据。因此, 在现已发表的 DSS 剖面资料的基础上, 选择了 14 条测线的资料, 利用地理信息系统(ARC/INFO)的“矢量化”功能, 以及克里格数据网格化技术构建华北区域性的地壳三维速度结构模型, 从而对华北研究区内地壳三维速度结构的特点得到如下认识: (1) 华北地区地壳表层 P 波速度变化幅度大, 平面结构较复杂, 大体上划分为相间排列、走向趋势以北西向为主的 3 个速度区。海河平原和渤海湾的低速带是研究区范围内速度最低的低速区。资料的情况说明, 研究区内沉积盖层的地质构造与上地壳构造之间虽有一定继承性, 但也存在较大差别。(2) 总体上看, 在华北研究区内地壳的 P 波速度随深度增大而增大, 但局部地区出现速度倒转的现象, 东区的海河平原低速异常逐渐消失, 而西区的山西地堑则以相对低速异常特征为主。区内地壳以太行山脉为界, 划分为东、西两区; 东部和西部, 结晶基底以上地层的构造方向不完全一致; 东部的黄淮海地块, 区域构造以北东向为主, 而西部包括山西地块和鄂尔多斯地块东缘, 其构造方向则以北西向为主。(3) 根据莫霍面的形态特征, 研究区地壳可大致划分为 6 个区块; 在山西地块范围内, 莫霍面呈近南北向的凹陷带, 地壳厚度大; 内蒙古地块南缘和燕山地块南部, 莫霍面表现出褶皱带的构造特征, 其延展趋势为近东西方向; 鄂尔多斯地块东缘, 莫霍面构造相对复杂, 呈近北西向凸、凹相伴的褶皱; 黄淮海地块(华北裂谷带中、北部)为莫霍面隆起区, 隆、拗相间排列, 构造较复杂, 但从整体上看, 这是全区莫霍面最浅的隆起区段; 鲁西台背斜主要为莫霍面断陷区, 其断陷带沿枣庄—曲阜一线向北西方向延伸。

关键词: 华北地区; 地壳; 人工地震宽角反射; 三维 P 波速度结构。

中图分类号: P631.4

文章编号: 1000—2383(2007)04—0441—12

收稿日期: 2007—04—12

Three Dimensional P-Wave Velocity Structure of the Crust of North China

WEI Wen-bo^{1,2}, YE Gao-feng^{1,2}, JIN Sheng^{1,2}, DENG Ming^{1,2}, JING Jian-en^{1,2}

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources; Geo-detection Laboratory of the Ministry of Education, Beijing 100083, China

2. School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

Abstract To research the velocity structure of crust and upper mantle, China Earthquake Administration has finished more than thirty deep seismic sounding (DSS) profiles altogether about twenty thousand kilometers long in North China since the 1968 Xingtai earthquake. But these researches have not given out a 3D velocity structure model of the crust of North China and can not provide seismic evidence for researching deep structure features of the crust of North China. So based on the published research papers on DSS profiles, a 3D velocity structure model of North China is obtained by using vectorization function of GIS soft (Arc/Info) and Kriging regularization. With this velocity structure model, we have come to the following conclusions: (1) P-wave velocity of the shallow crust of North China changes rapidly, and the velocity structure is complex at the same depth. In general, it can be divided into three velocity zones, mainly tending to North West. In the research area, the lowest velocity zone is the Haihe plain and Bohai bay low-velocity zone. Geological structure of upper crust is inherited by deposit shell partially, but there are also lots of differences between them. (2) Generally, P-wave velocity increa-

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(No. 40434010); 北京市重点学科“地球探测与信息技术(XK104910598)”资助。

作者简介: 魏文博(1945—), 男, 教授, 博士生导师, 长期从事地球物理的教学与科研工作。E-mail: ww5130@cugb.edu.cn

ses with depth in the research zone, but it is inversed in local zones. Haihe plain low-velocity anomalous zone in the east disappeared, and Shanxi valley in the west is characterized by low velocity anomaly. The crust is divided into east part and west part by Taihang mountain. The strike of the strata above crystal floor is not completely consistent between the east part and the west one. The strike of Huanghai block and Huaihai block in the east mainly tends towards north east, while the strike of Shanxi block and the eastern edge of Ordos block in the west mainly tends towards north west. (3) According to the feature of Moho, the crust of the research zone can be divided into six parts: in the Shanxi block, Moho looks like a nearly north-south sunk belt, and the crust is thick; at the southern edge of the Inner Mongolia block and in the south of Yanshan block, Moho presents the structural features of fold belt, tending nearly towards east-west; at the eastern edge of Ordos block, the structure of Moho is relatively complex with nearly northwest folds.

Key words: area of North China; crust; deep seismic sounding; three dimensional P-wave velocity structure.

按地质构造划分大华北地区约位于北纬 $32^{\circ} \sim 42^{\circ}$, 东经 $106^{\circ} \sim 125^{\circ}$ 之间的广大区域. 1968 年邢台地震以后的 30 余年中, 中国地震局系统先后在大华北地区的华北裂谷盆地及其周边区域布置了 30 余条、近 20 000 km 的人工地震宽角反射/折射深地震测深(DSS)剖面, 用以研究地壳及上地幔顶部的速度结构, 取得了大量的研究成果.

但据发表的文献资料表明, 以往的研究明显的不足是全区人工地震资料的对比分析、总结研究还不够深入, 未能形成华北区域性的地壳三维速度结构模型从大区域的角度为研究华北地区地壳深部构造特征提供地震学方面的依据. 因此, 在现已发表的人工地震宽角反射/折射深地震测深(DSS)剖面资料的基础上, 利用地理信息系统(ARC/INFO)的“矢量化”功能, 以及克里格数据网格化技术构建华北区域性的地壳三维速度结构模型便具有明显的意义.

1 华北地区地壳 P 波三维速度结构模型的构建

1.1 用于构建地壳 P 波三维速度结构模型的深地震测深资料

依照研究目标, 针对华北地区地壳速度结构研究现状展开深入的调研, 查阅了 1988 年以来的“地球物理学报”, 1985 年以来的“地震地质”, 创刊(1979 年)以来的“地震学报”和 1983 年以来的“华北地震科学”等刊物, 搜集有关“华北地壳速度结构”研究公开发表的文献 60 余篇; 并查阅与华北地壳结构有关的专著 2 部.

调研结果表明, 大华北地区的人工地震宽角反射/折射深地震测深(DSS)剖面大多数是由中国地震局地球物理勘探中心完成的, 因而所使用的野外

数据采集设备、采集技术和室内数据处理方法、技术, 以及资料的解释水平是相近的. 相对而言, 这给区内人工地震数据的融合提供了方便. 此外, 还考虑到人工地震资料远比天然地震资料的精度高, 所以在构建地壳三维速度结构模型时, 主要选用人工地震资料. 但我们也只能利用已发表的文献, 尽可能搜集 DSS 剖面的 P 波速度资料进行研究.

选取人工地震剖面资料时, 首先选择文献中介绍的人工地震 P 波速度结构断面图件清晰、可靠的剖面; 其次, 尽可能考虑所选择的剖面在区内分布较均匀, 以便提高数据网格化处理的可靠性.

根据这两条原则, 选择了 14 条测线的资料(嘉世旭和刘昌铨, 1991; 任青芳等, 1992; 祝治平等, 1994, 1995, 1997, 1999; 王椿镛等, 1994; 刘昌铨等, 1996, 1997; 张成科等, 1997; 张建狮等, 1997; 表 1), 利用它们构建区内地壳 P 波三维速度结构. 这些人工地震测线的分布如图 1 所示, 它们主要集中在东经 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}$, 北纬 $35^{\circ} \sim 41^{\circ}$ 之间; 显然, 利用这些剖面资料构建研究区地壳 P 波三维速度结构, 资料是充分的; 但所覆盖的面积却大约只能占大华北地区的 $1/3$. 然而, 该区正位于大华北中、东部(即华北地区), 基本覆盖了华北裂谷盆地、山西断隆和鄂尔多斯东缘, 既是大华北最重要的构造区, 又是研究中国大陆东部华北古大陆克拉通解体, 岩石圈减薄深部过程的关键区域; 同时, 也是研究华北油气、矿产、地热资源深部成矿作用, 以及研究地震灾害诱发机制的理想地区.

1.2 P 波速度资料数字化及网格化处理

前已述及, 用以构建华北地区地壳 P 波三维速度结构的数据, 主要来源于发表的文献中所介绍的 P 波速度结构断面图. 从这些断面图件获取不同位置、不同深度尽可能准确的 P 波速度值, 首先需要解决“速度等值线数字化”问题.

表 1 用于构建华北地区地壳 P 波三维速度结构的人工地震剖面
Table 1 The profile of DSS that a 3D velocity structure model of North China is obtained

序号	剖面名称	端点坐标		来源文献
		起点	终点	
01	菏泽—长治	35°4.36′, 116°18.7′	36°11.14′, 113°6.0′	嘉世旭等(1991)
02	文安—察右中旗(H—22)	39°0.1′, 116°38.71′	41°7.65′, 112°33.85′	张成科等(1997)
03	泰安—忻州(H—19)	36°9.04′, 117°8.025′	38°29.4′, 112°33.3′	刘昌铨等(1997)
04	邢台—深县	37°2.45′, 114°35.75′	38°11.81′, 115°25.38′	祝治平等(1995)
05	晋城—黄河	35°26.78′, 112°47.33′	36°26.25′, 110°43.33′	祝治平等(1994)
06	应县—淄博	39°48′, 112°12′	36°49′, 118°3′	刘昌铨等(1996)
07	北京—丰镇(H—20)	40°29.2′, 113°6′	40°11.95′, 116°59.8′	祝治平等(1997)
08	文安—丰镇	40°38.2′, 112°48′	38°49.25′, 116°16.88′	张建狮等(1997)
09	临城—巨鹿	37.45°, 114.34°	37.26°, 115.06°	王椿镛等(1994)
10	东明—金乡(菏泽— 长治剖面东段)	35°45′, 114°30′	35°10′, 116°20′	任青芳等(1992)
11	韩城—临猗	35.59°, 110.39°	35.12°, 110.63°	祝治平等(1999)
12	孟县—临清	38.05°, 113.57°	36.78°, 115.78°	祝治平等(1995)
13	隆尧—深县	37.35°, 114.78°	37.96°, 115.60°	祝治平等(1995)
14	太原—五台	37.81°, 112.49°	38.75°, 113.42°	祝治平等(1999)

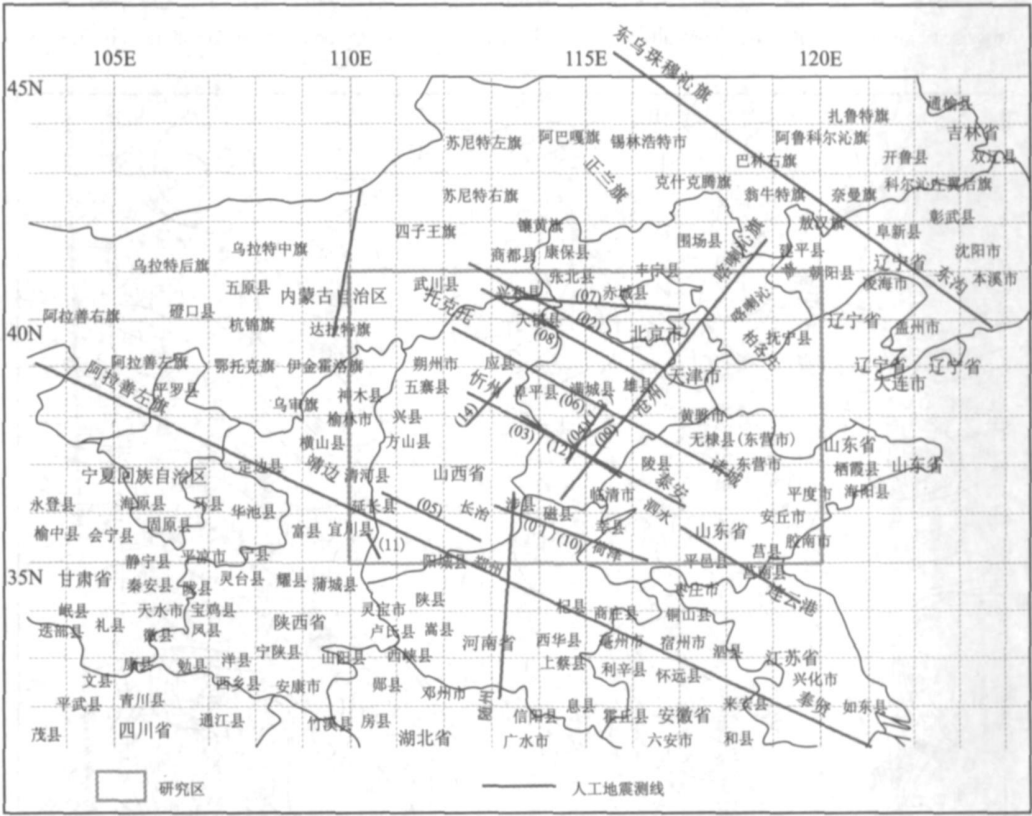


图 1 大华北地区人工地震宽角反射/折射深地震测深(DSS)剖面位置
Fig. 1 Profile position of DSS in North China

我们利用地理信息系统 (ARC/INFO) 中 Arc Map 下的“矢量化”功能(樊红, 1999)对所选择的 14 条 DSS 剖面的二维速度结构图进行数字化处理, 获取断面速度值. 图 2 所示是用数字化后获取的渭河断陷及邻区 25 ~ 40 km 深地壳 S 波速度值平面等值线图, 图 3 是文献中发表的渭河断陷及邻区 25 ~ 40 km 深地壳 S 波速度平面等值线原图. 比较两份图件不难看出, 它们几乎没有差别; 这说明, 所采用

1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

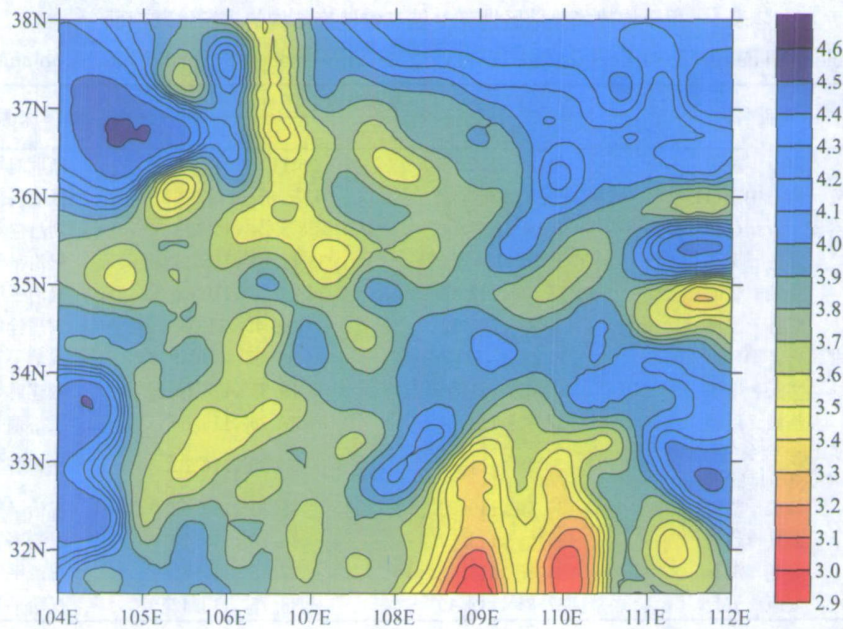


图 2 由数字化获取的速度值绘制的渭河断陷及邻区 25~40 km 深地壳 S 波速度结构

Fig. 2 S-wave velocity structure of the crust in Weihe fault subsidence and near area at the depth of 25~40 km obtained by vectorization

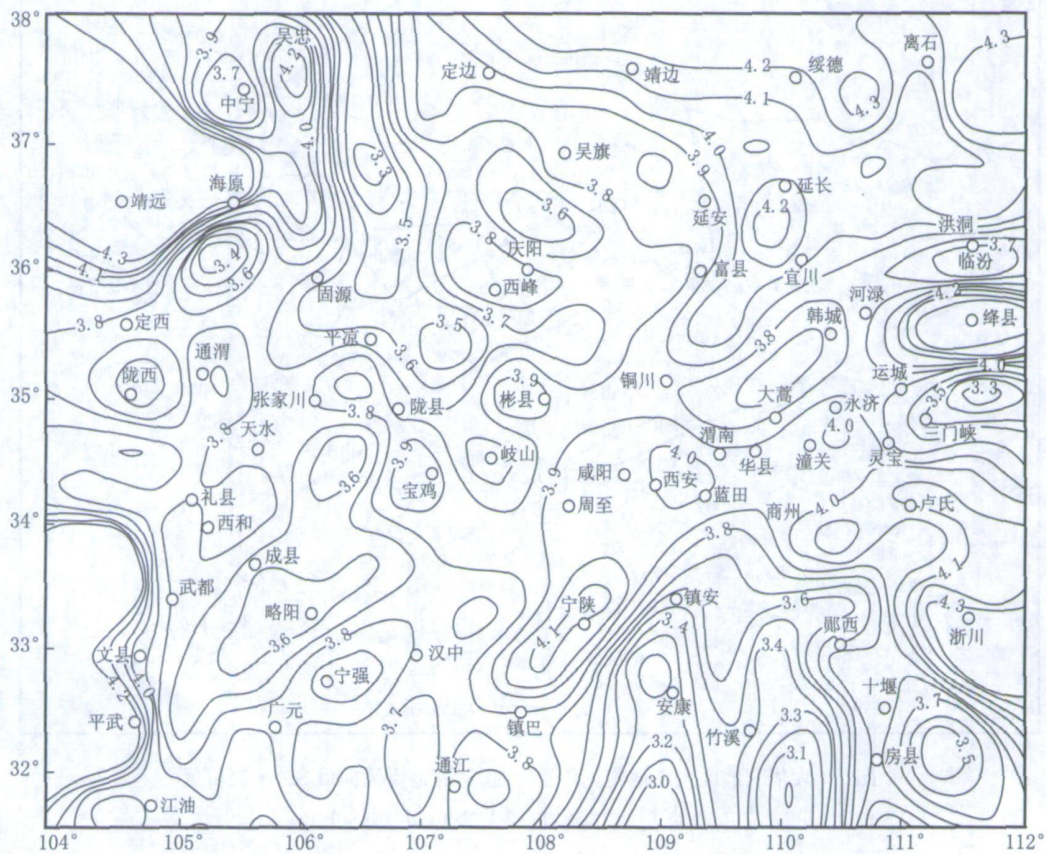


图 3 渭河断陷及邻区 25~40 km 深地壳 S 波速度结构(袁志祥等,1999)

Fig. 3 S-wave velocity structure of the crust in Weihe fault subsidence and near area at the depth of 25~40 km

的数字化方法是正确的, 效果很好; 所获取的速度值 为了构建研究区地壳 P 波三维速度结构, 需要
与原图上的速度值误差很小, 可信度大。 把数字化获取的 14 条人工地震剖面上的 P 波速度

值采样点转换成地理坐标和深度点, 然后对 P 波速度值进行网格化处理, 形成三维的 P 波速度参数矩阵. 考虑到这些剖面上的已知数据点在空间中的分布是不规则的, 无论沿平面(图 1)或深度的分布都不均匀, 且对于构建研究区地壳三维速度结构来说已知数据量太少; 但地壳的 P 波速度在空间中的分布却具有一定的连续性. 因此, 对 P 波速度值进行网格化处理时选用普通克里格数据网格化技术, 对所获取的剖面速度值进行插值, 分别形成统一的平面和断面网度(平面上按地理坐标网格化, 断面上按深度剖分)的 P 波速度参数数据文件.

克里格数据网格化技术利用随机函数理论, 把空间各点的采样值看成随机变量的现实, 且把网格节点上数值的估计归结为随机函数的最佳无偏估值问题, 因而能很好地适应采样数据与估计结果的随机性.

通常, 人们所指的空间随机变量的结构特性是指它的空间相关性、连续性、各向异性和结构套合性, 它们取决于地下介质的弹性力学性质和地震波的传播理论. 由于克里格估计得到的加权系数不仅和参估点(采样点)与被估点(网格节点)之间的距离

有关, 而且也相应的变异函数有关, 即与所确定的空间随机变量的结构特性有关; 所以利用克里格数据网格化技术得到的网格化数据能更好的反映空间随机变量的结构特性, 使之更接近实际的地壳波速结构.

此外, 克里格估计不仅考虑采样点和被估计点相对位置的影响, 而且还考虑各采样点之间相对位置关系的影响, 因此克里格加权系数具有明显减弱“丛聚效应”、“严格对称性”和“屏蔽效应”等优点, 这保证了网格化结果将更加合理. 在进行网格化处理时, 遇上网格节点与某一采样点位置重合时, 该网格节点的克里格估计值即等于这一采样点的速度值.

当采用克里格估计技术时, 在确定加权因子、计算各网格节点估计值的过程中, 可以同时算出各网格节点的估计方差值, 这即可反映出估计误差的方差分布(王家华等, 1999). 由此, 可以对研究区内 P 波速度值网格化处理质量的空间分布作出评价, 以检验地壳 P 波速度结构的可信度. 众所周知, 网格化处理的结果是与采用的网度密切相关的. 一般而言, 网度越小, 节点越密, 网格化处理的结果越接近真实; 然而, 网度小、节点密, 数据量也大, 需要的计

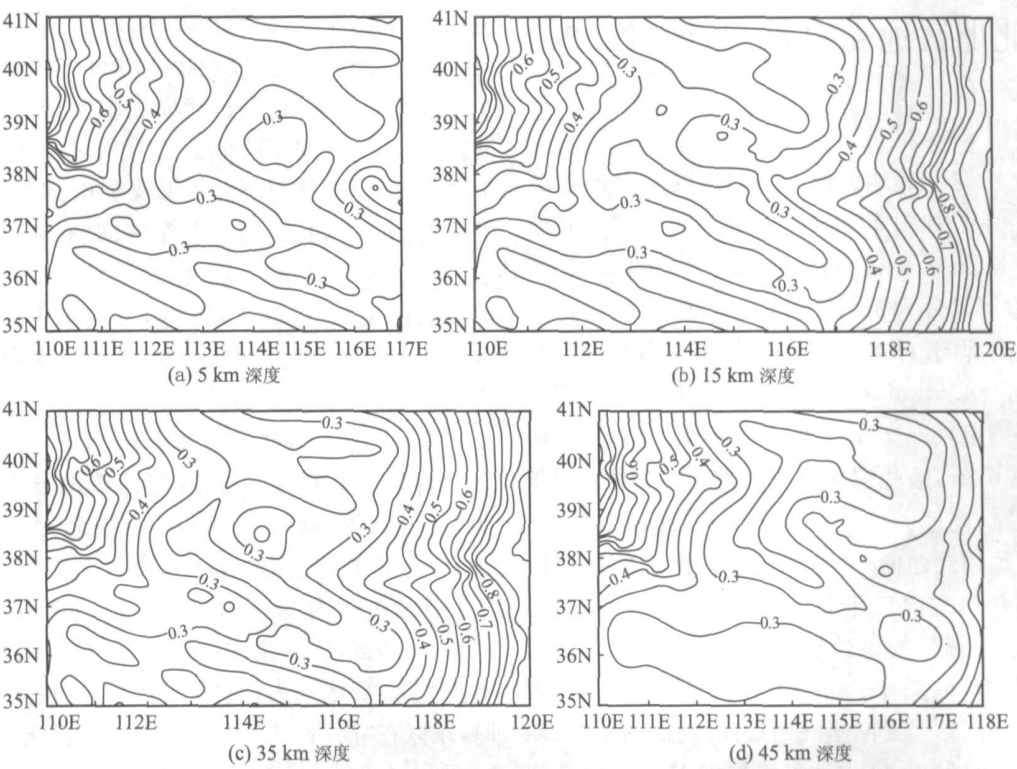


图 4 大华北中、东部研究区不同深度 P 波速度克里格估计方差平面分布图

算时间便长. 因此, 过密的网度将造成不必要的浪费; 所以, 做网格化处理时必需选择合适的网度. 通过试算, 选择 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的网度对研究区内获取的 P 波速度值进行网格化处理.

1.3 P 波速度网格化数据质量评估

利用选择的大华北中、东部 14 条 DSS 剖面二维速度结构的数字化 P 波速度值, 按 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的平面网度及沿深度 5 km 的步长进行三维网格化处理, 获得研究区 (东经 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}$, 北纬 $35^{\circ} \sim 41^{\circ}$ 之间) 三维空间网格上 P 波速度的克里格估计值及其估计方差值. 从估计方差值的分布可以看出, 研究区内三维空间网格节点上 P 波速度克里格估计值的估计方差一般在 $0.2 \sim 0.3$ 之间, 最大估计方差约 1.0.

图 4 即是根据三维网格化处理结果绘制的研究区地下 5 km、15 km、35 km 和 45 km 深处, P 波速度克里格估计方差平面等值线图. 如图 4 所示, 研究区西北角和东经 118° 以东, 网格节点上的估计方差较大. 可见, 区内地壳 P 波速度结构大体上是可信的; 但相比之下, 中间大部分地区比东部边缘和西北角更可信. 因此, 在分析、使用地壳 P 波速度结构资料时应加以注意.

2 华北地区地壳 P 波三维速度结构特征

图 5~9 是华北地区地下不同深度上 P 波速度平面等值线图. 如图 5 所示, 华北地区地壳表层 P 波速度约为 $2.2 \sim 5.8$ km/s, 变化幅度大, 平面结构较复杂, 大致可划分为相间排列的 3 个速度区, 即位于研究区西南部的“神木—汾西—井陘—济源—濮阳”高速区 ($v_P > 4.6$ km/s), 位于研究区中、东部的“大同—阜平—定兴—文安—黄骅—东营—莱州”低速区 ($v_P < 4.6$ km/s) 和位于研究区北部的“集宁—张家口—北京”高速区 ($v_P > 4.6$ km/s). 总体上看, 其延伸趋势均以北西向为主, 但位于西南部的高速区在“绛县”却出现向位于北东向的“井陘”延伸的趋势; 尤其令人瞩目的是位于海河平原 (华北平原北部) 和渤海湾、 $v_P < 3.6$ km/s 的低速带, 则是沿“满城—涞源—阳原”延伸, 呈北西走向. 与区内地形、地貌特征对比时发现, 区内地壳表层的 P 波速度结构与地形、地貌相关. 在平原和峡谷, P 波速度较低; 反之, 沿山区 P 波的传播速度较高.

图 6 为地下 10 km 深处 P 波速度平面等值线图. 总体上看, 随着深度增大, 介质的 P 波速度增大; 在 10 km 深处, P 波速度已达 $6.03 \sim 6.33$ km/s, 但速度差异并不大. 这表明区内结晶基底面的深度小于 10 km. 在这深度上的介质应该是上地壳花岗岩层, 因而波速差异小.

从 10 km 深度的速度等值线特征可以看出, 区内的速度分布以相对低速 ($v_P < 6.17$ km/s) 为主, 只有位于研究区西南部的“神木—汾西—济源—濮阳”和东南部的“泰安—淄博—潍坊” (鲁西断隆)、中部的“平山—井陘—石家庄”等地区仍然保持高速异常带的特征, 而燕山地区却由高速转变为低速异常带.

在 10 km 深度, 位于华北平原北部的海河平原低速异常带中心向西偏移到“饶阳—安平—肃宁—献县—武强”等地; 而华北平原中部的“邯郸—安阳—新乡”低速异常带向西北延伸, 与山西地堑的“太原—兴县—文水”低速异常带相连; 山西地堑的中、北部整体上表现为低速异常带的特征, 其北部的低速异常带规模急剧增大, 中心向北偏移到“大同—丰镇—阳高”等地, 并向东与海河平原低速异常带相接. 因而, 形成研究区内环型分布的低速异常带.

图 7 即是华北地区 20 km 深度 P 波速度平面等值线图. 如图所示, 研究区基本以太行山脉为界, 划分为东、西两区. 当深度超出 15 km 时, 东区的海河平原低速异常逐渐消失, 转而表现出相对高速异常的特点; 而西区的山西地堑则以相对低速异常特征为主. 在太行山脉与华北平原交界的地方出现明显的速度梯度带, 其走向为北东方向. 在东区, P 波速度已大于 6.46 km/s, 最大为 6.64 km/s; 而西区的波速却在 $6.2 \sim 6.48$ km/s 之间. 这似乎说明, 在此深度上东区已表现出中地壳的特征, 而西区多数地方尚未达到中地壳的深度.

图 8 和图 9 为研究区 30 km、35 km 深度 P 波速度平面等值线图. 图中速度等值线的分布表明, 在 20~35 km 深度 (图 7~9), 区内波速变化幅度明显增大, 这可能主要反映了下地壳玄武岩层的特点.

在研究区内, 随着深度增大, 以太行山为界划分的东、西两区, P 波速度差异越来越明显; 东区为相对高速区, 西区则为相对低速区. 当深度达到 30 km 时, 东区在“高唐—临清—聊城”一带波速最高, $v_P > 7.35$ km/s (32 km 深时, v_P 已增大到 7.9 km/s), 多数地方, v_P 在 $6.7 \sim 7.3$ km/s 之间; 而西区, 在山西地堑内速度最低 $6.3 \sim 6.5$ km/s. 当深度为 35 km 时

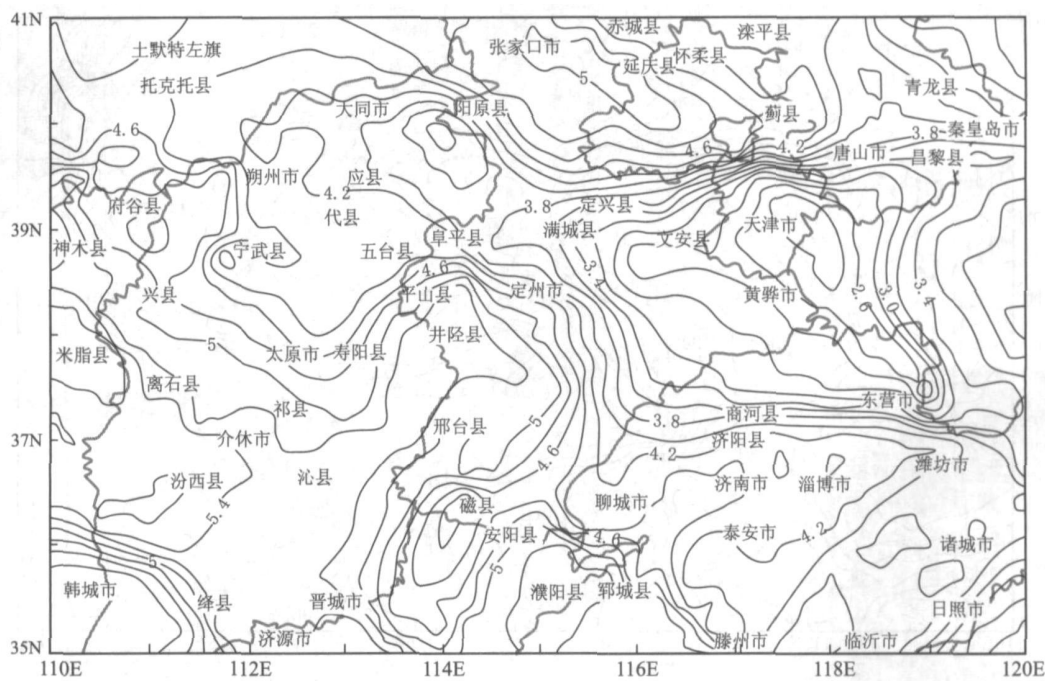


图 5 华北地区地壳表层 P 波速度平面等值线
Fig. 5 P-wave velocity contour of the shallow crust of North China

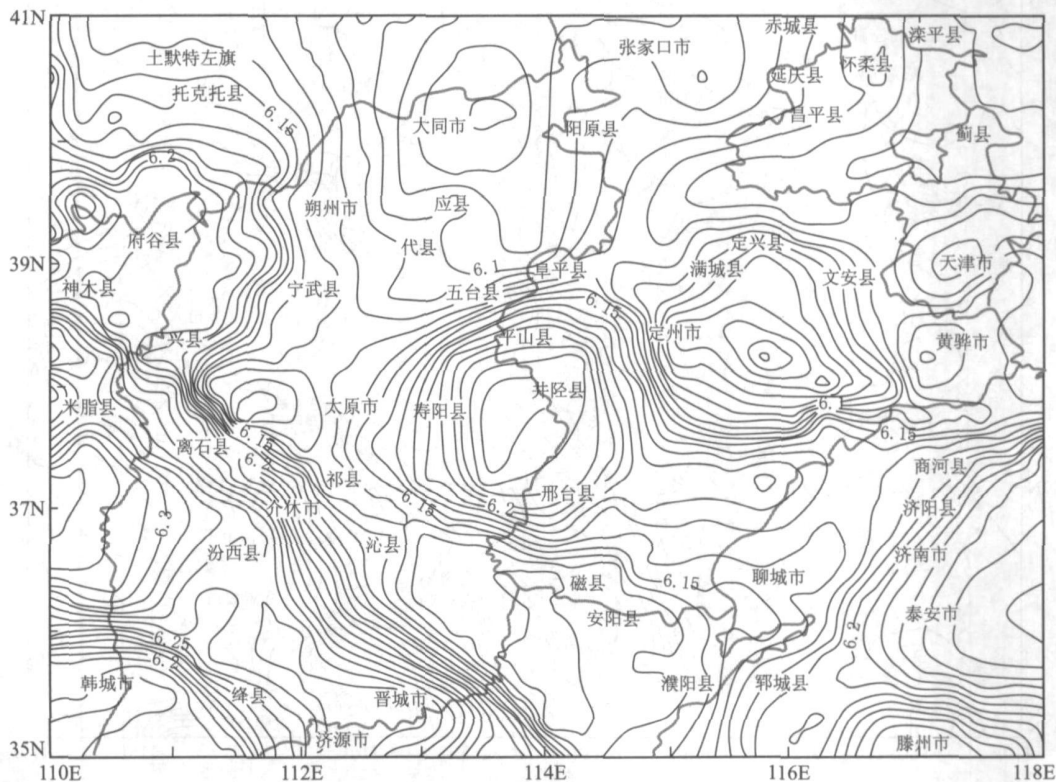


图 6 华北地区地壳 10 km 深处 P 波速度平面等值线
Fig. 6 P-wave velocity contour of the crust of North China at the depth of 10 km

(图 9), 东区多数地方 $v_P > 7.5 \text{ km/s}$, 但在“高唐—于 7.9 km/s, 然而在“大兴—蓟县—迁安”以北, P 临清—聊城”一带和山东半岛、渤海湾等地, v_P 已大 波速度却只有 $6.8 \sim 7.2 \text{ km/s}$; 而西区的波速虽然
?1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

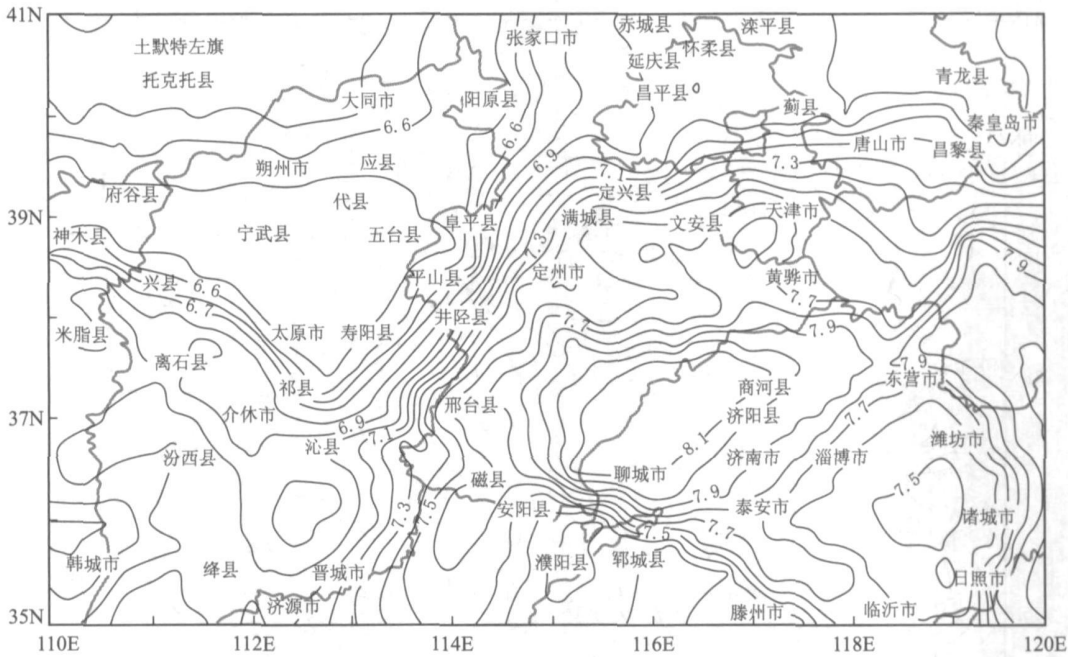


图 9 华北地区地壳 35 km 深处 P 波速度平面等值线

Fig. 9 P-wave velocity contour of the crust of North China at the depth of 35 km

峙”以外, 其余地区 v_p 均大于 7.0 km/s .
如果以 7.9 km/s 作为莫霍面的 P 波速度特征, 那么研究区内太行山以东、“大兴—蓟县—迁安”以南地区, 莫霍面的深度在 $32 \sim 40 \text{ km}$ 之间变化. 其中, “济南—东营—宁津—任县—广平—东平”范围内和山东半岛、渤海湾等地莫霍面最浅, 约 32 km 深度; 其余地区, 莫霍面深度则在 $34 \sim 40 \text{ km}$ 之间.

3 华北地区地壳分区

图 10 是在研究区人工地震 P 波三维速度结构研究的基础上编绘的. 根据区内莫霍面等深线的分布发现, 全区莫霍面深度的变化有 6 组明显的梯度带, 即 4 组近南北或北东向的梯度带和 2 组近东西向梯度带. 近南北或北东向梯度带, 由西向东依次是“准格尔旗—离石—汾西—临汾—夏县”、“尚义—阳原—涞源—曲阳—井陉—左权—晋城”、“邹平—济南—肥城—郓城—菏泽”和“淄博—新泰—平邑”梯度带; 此外, 东西向的梯度带是“东胜—清水河—阳高”和“涑水—廊坊—玉田”梯度带.

由此, 可以把研究区内的地壳大致划分为 6 个区块, 即“鄂尔多斯地块东缘”、“山西地块”、“黄淮海地块”、“鲁西地块”、“内蒙古地块南缘”与“燕山地块南部”(图 10).

山西地块主要由太行山脉、吕梁山脉和太岳山构成, 内蒙古地块南缘包括了阴山山脉(图 11). 纵观全区, 以太行山、吕梁山和太岳山地区莫霍面深度最大, 约 $48 \sim 51 \text{ km}$; 这构成了研究区内近南北向的莫霍面凹陷带, 其下凹中心位于山西繁峙和太原附近的古交, 深度大于 50 km . 因此, 研究区内山西地块以莫霍面下凹, 地壳厚度最大, 区域构造相对简单为其特征. 在内蒙古地块南缘, 莫霍面呈近东西向凸凹排列的褶皱, 莫霍面下凹中心位于阴山山脉的大青山地区, 深度也大于 50 km .

位于研究区东北域的燕山地块南部, 主体由燕山山脉构成(图 11). 该区段内莫霍面表现出褶皱带的构造特征, 其延展趋势为近东西方向, 深度变化范围在 $40 \sim 45 \text{ km}$ 之间, 下凹中心在北京的延庆、平谷一带, 深度约 45 km .

研究区内, 山西莫霍面凹陷带以西为鄂尔多斯东缘, 该区段莫霍面深度的变化范围在 $40 \sim 51 \text{ km}$ 之间; 莫霍面呈近北西向凸、凹相伴的褶皱, 地壳区域构造格局相对复杂; 其凸起的中心在吴堡、米脂一带, 深度约 40 km ; 下凹中心在韩城、合阳一带, 深度约 51 km .

山西莫霍面凹陷带以东为黄淮海地块(即华北裂谷带中北部), 该区段为莫霍面隆坳区, 隆坳相间排列, 地壳区域构造特征较复杂; 但从整体上看, 这

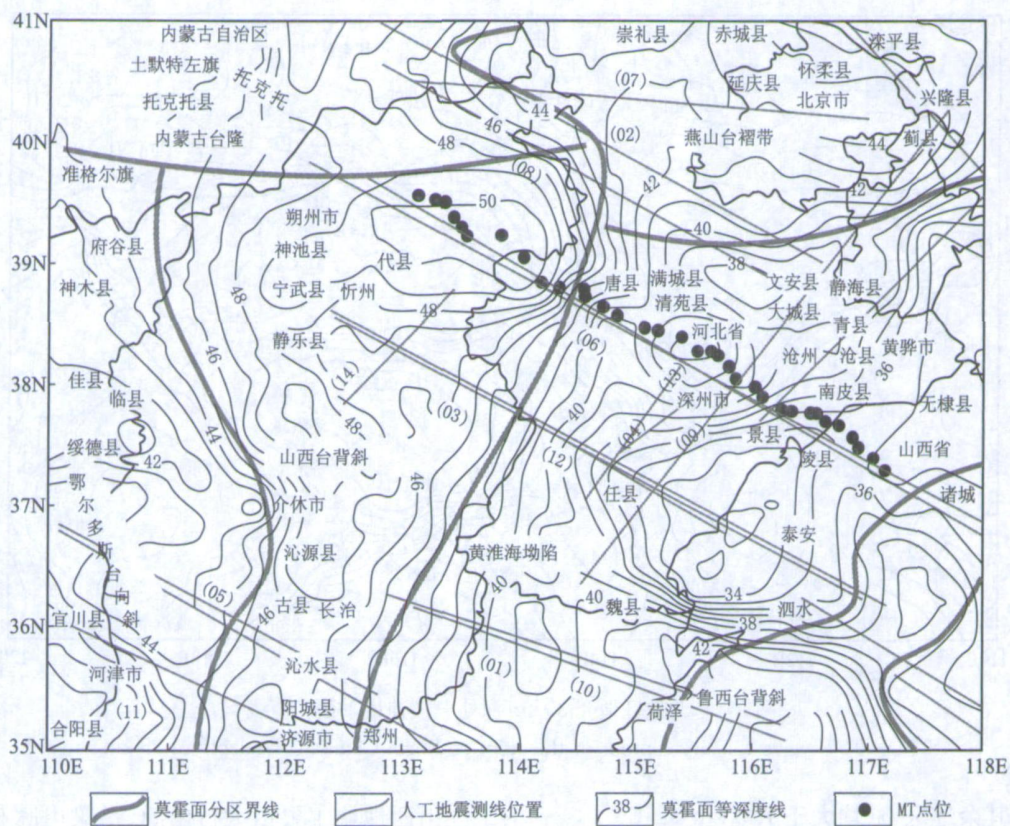


图 10 华北人工地震研究区莫霍面等深度图

Fig. 10 Contour of Moho depth in the research area of DSS profile in North China

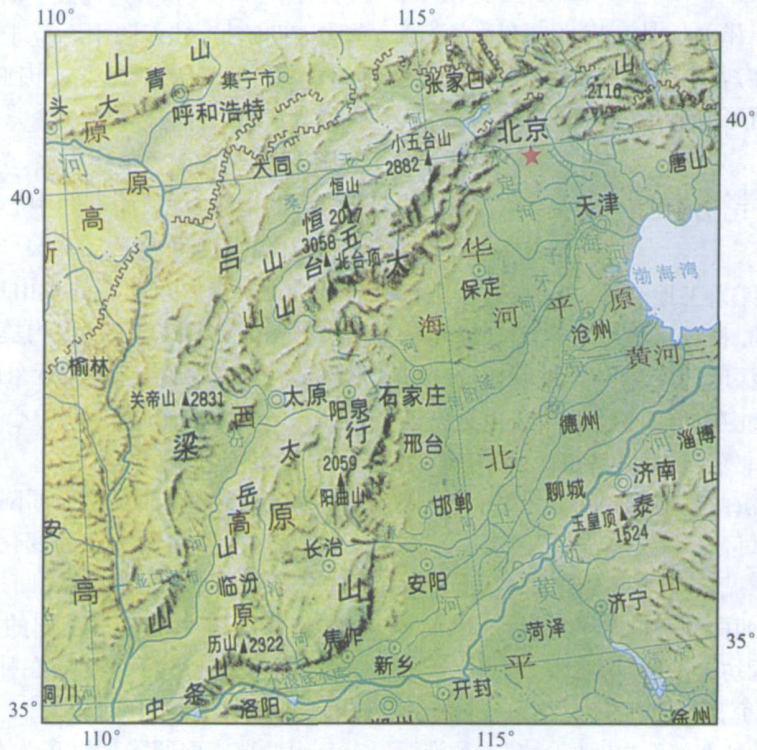


图 11 华北地区人工地震研究区地貌特征

Fig. 11 Topographic features of the research area of DSS profile in North China

是全区莫霍面最浅的隆起区段, 深度在 32~42 km 之间, 因而也是地壳最薄的区段; 向南, 莫霍面的深度比中、北部增大. 区段内规模最大的隆起中心分别位于渤海湾和河北南部的临清、夏津一带, 莫霍面深度都为 32 km; 坳陷最深的地方在河北的安平地区, 约 42 km.

研究区的东南部是鲁西地块, 该区块的莫霍面深度在 35~46 km 之间, 深度变化大, 主要为莫霍面断陷区, 其断陷带沿枣庄—曲阜一线向北西方向延伸.

宏观上看, 华北全区的地壳构造形态似乎表现出东部呈环形坳陷特征, 其周边为隆、坳相间的褶皱. 区内地壳最薄(即莫霍面深度最小)的是东部呈环形坳陷的黄淮海地块(华北裂谷盆地), 地壳最厚(即莫霍面最深)的是山西地块.

4 结论

所讨论的华北人工地震研究区(东经 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}$, 北纬 $35^{\circ} \sim 41^{\circ}$)的 P 波三维速度结构, 实际上是根据已发表的 DSS 剖面老资料经网格化处理得到的, 并不是严格意义上的三维结果. 但是, 到目前为止在国内外还没见到利用人工地震三维勘探技术研究大范围、区域性地壳三维结构的文献报道. 所以, 虽然这并非严格的 P 波三维速度结构, 但仍然可以在一定程度上反映华北地区地壳速度结构当前最新的研究状况. 与剖面性的解释结果相比较, 这里所讨论的 P 波三维速度结构能给出更具有全局性、依据更充分、更深入的分析结果. 通过对它的分析, 我们对华北研究区内地壳三维结构的特点有更清晰的认识, 归纳如下:

(1) 华北地区地壳表层 P 波速度变化的幅度大, 平面结构较复杂, 大体上划分为相间排列的 3 个速度区, 3 个速度区的走向趋势都以北西向为主. 海河平原(华北平原北部)和渤海湾的低速带是研究区内速度最低的低速区. 资料的情况说明, 研究区内沉积盖层的地质构造与上地壳构造之间虽有一定继承性, 但也存在较大的差别.

(2) 总体上看, 在华北研究区内地壳的 P 波速度随深度增大而增大, 但局部地区出现速度倒转的现象, 东区的海河平原低速异常逐渐消失, 而西区的山西地堑则以相对低速异常特征为主. 区内地壳以太行山脉为界, 划分为东、西两区; 东部和西部, 结晶

基底以上地层的构造方向不完全一致; 东部的黄淮海地块, 区域构造以北东向为主, 而西部包括山西地块和鄂尔多斯地块东缘, 其构造方向则以北西向为主.

(3) 区内东、西两区下地壳的 P 波速度差异越来越明显; 东区为相对高速区, 西区则为相对低速区.

(4) 根据莫霍面的形态特征, 研究区地壳可大致划分为 6 个区块. 在山西地块范围内, 莫霍面呈近南北向的凹陷带, 地壳厚度大; 内蒙古地块南缘和燕山地块南部, 莫霍面表现出褶皱带的构造特征, 其发展趋势为近东西方向; 鄂尔多斯地块东缘, 莫霍面构造相对复杂, 呈近北西向凸、凹相伴的褶皱; 黄淮海地块(华北裂谷带中、北部)为莫霍面隆坳区, 隆、坳相间排列, 构造较复杂. 但从整体上看, 这是全区莫霍面最浅的隆起区段; 鲁西台背斜主要为莫霍面断陷区, 其断陷带沿枣庄—曲阜一线向北西方向延伸.

References

- Fan, H., 1999. The developmental technique and apply of ARC/INFO. Publishing House of University of Science and Technology of Surveying and Drawing in Wuhan, Wuhan, 45—57(in Chinese).
- Jia, S. X., Liu, C. Q., 1991. Interpretation of Heze-Changzhi DSS profile in south of the basin in North China. *North China Earthquake Sciences*, 9(2): 11—20 (in Chinese with English abstract).
- Liu, C. Q., Fang, S. M., Li, C. F., 1996. Joint gravity-seismic interpretation for Yingxian-Zibo profile. *Seismology and Geology*, 18(4): 369—374(in Chinese with English abstract).
- Liu, C. Q., Jia, S. X., Li, C. F., et al., 1997. Deep structure background of 1966 Xingtai $M=6.8$ earthquake. *North China Earthquake Sciences*, 15(2): 17—23 (in Chinese with English abstract).
- Ren, Q. F., Zhang, C. K., Zhao, J. R., et al., 1992. Characteristics of crustal structures in Heze region and earthquakes. *North China Earthquake Sciences*, 10(3): 45—52 (in Chinese with English abstract).
- Wang, C. Y., Zhang, X. K., Wu, Q. J., et al., 1994. The seismological evidence of the slip structure in the basin in North China. *Acta Geophysica Sinica*, 37(5): 613—619 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J. H., Gao, H. Y., Zhou, Y., 1999. Kriging geological mapping technique—Models and algorithms on computers. Petroleum Industry Press, Beijing, 73—77 (in Chinese).

nese).

- Yuan, Z. X., Ding, Y. Y., Di, X. L., 1999. The crustal seismic S-wave velocity image in the Weihe sownfaulted basin and its adjacent areas. *Seismology and Geology*, 21(1): 9—16(in Chinese with English abstract).
- Zhang, C. K., Zhang, X. K., Gai, Y. J., et al., 1997. A study of crust and upper mantle structure on Wen'an-Yuxian-Qaharyouyizhongqi profile. *North China Earthquake Sciences*, 15(3): 18—28 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. S., Zhu, Z. P., Zhang, X. K., et al., 1997. The seismic velocity structure of crust and upper mantle and deep structure feature in North Shanxi plateau. *Seismology and Geology*, 19(3): 220—226(in Chinese with English abstract).
- Zhu, Z. P., Zhang, J. S., Zhang C. K., et al., 1999. Study on the structure of the crust and mantle in Centre and South of Shanxi. *Journal of Earthquake*, 21(1): 42—49 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, Z. P., Zhang, J. S., Zhou, X. S., et al., 1994. Study on the structure of the crust and upper mantle in Linfen earthquake region in Shanxi. *North China Earthquake Sciences*, 12(1): 77—83 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, Z. P., Zhang, X. K., Gai, Y. J., et al., 1995. Study on the seismic velocity structure of the crust and upper mantle in Xingtai earthquake region and near area. *Journal of Earthquake*, 17(3): 328—334 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, Z. P., Zhang, X. K., Zhang, J. S., et al., 1997. Study on the seismic velocity structure of the crust and upper mantle on Beijing-Huailai-Fengzhen profile. *Journal of Earthquake*, 19(5): 499—505 (in Chinese with English abstract).
- 附中中文参考文献
- 樊红, 1999. ARC/INFO 应用与开发技术. 武汉: 武汉测绘科技大学出版社, 45—57.
- 嘉世旭, 刘昌钊, 1991. 华北裂谷盆地南部菏泽—长治地震测深剖面结果解释. *华北地震科学*, 9(2): 11—20.
- 刘昌钊, 方盛明, 李长法, 1996. 应县—淄博剖面重力、地震测深联合解释. *地震地质*, 18(4): 369—374.
- 刘昌钊, 嘉世旭, 李长法, 等, 1997. 1966 年邢台 6.8 级地震的深部结构背景. *华北地震科学*, 15(2): 17—23.
- 任青芳, 张成科, 赵金仁, 等, 1992. 菏泽地区地壳结构特征与地震. *华北地震科学*, 10(3): 45—52.
- 王椿镛, 张先康, 吴庆举, 等, 1994. 华北盆地滑脱构造的地震学证据. *地球物理学报*, 37(5): 613—619.
- 王家华, 高海余, 周叶, 1999. 克里金地质绘图技术——计算机的模型和算法. 北京: 石油工业出版社, 73—77.
- 袁志祥, 丁韞玉, 狄秀玲, 1999. 渭河断陷及邻近地区地壳 S 波速度图像. *地震地质*, 21(1): 9—16.
- 张成科, 张先康, 盖玉杰, 等, 1997. 文安—蔚县—察右中旗剖面地壳上地幔速度结构与构造研究. *华北地震科学*, 15(3): 18—28.
- 张建狮, 祝治平, 张先康, 等, 1997. 山西高原北部地壳上地幔地震波速结构与深部构造. *地震地质*, 19(3): 220—226.
- 祝治平, 张建狮, 张成科, 等, 1999. 山西中南部壳幔结构的研究. *地震学报*, 21(1): 42—49.
- 祝治平, 张建狮, 周雪松, 等, 1994. 山西临汾震区地壳上地幔构造的研究. *华北地震科学*, 12(1): 77—83.
- 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.
- 祝治平, 张先康, 张建狮, 等, 1997. 北京—怀来—丰镇剖面地壳上地幔构造与速度结构研究. *地震学报*, 19(5): 499—505.