

京津唐地区中上地壳三维P波速度结构*

于湘伟 陈运泰 王培德

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 根据华北遥测台网和延庆-怀来数字地震台网记录的京津唐地区(113.5°~119.5°E, 38.0°~41.5°N) 1992~1999 年共 16 048 条P波首波到时资料, 利用近震层析成像方法反演了该地区中、上地壳三维P波速度结构, 并用所得到的地震波三维P波速度模型同时得到了震级 M_L 1.7~6.2 的 1 132 次地震的精确震源参数. 反演结果揭示了京津唐地区地震P波速度结构明显的横向不均匀性.

关键词 地震层析成像 三维速度结构 地震活动性 高速区 低速区 横向不均匀性
中图分类号: P315.3 **文献标识码**: A

引言

京津唐地区是我国华北地区的一个主要的地震活动区. 历史上这个地区曾经发生过多
次强烈地震. 据不完全统计, 自有历史记载以来, 该区域内共发生震级 $M \geq 5.0$ 的地震 100
多次. 在这些地震中, $M \geq 6.0$ 的地震 34 次, $M \geq 7.0$ 的大地震 7 次. 其中包括 1679 年三
河平谷 $M 8.0$ 地震, 1730 年沙城 $M 6\frac{3}{4}$ 地震, 1966 年邢台 $M 7.2$ 地震, 以及距今最近、其
强度和破坏之严重程度都是近期最大的 1976 年唐山 $M_s 7.8$ 地震. 此外, 古地震研究资料
表明, 在沙河、房山等处, 史前和历史上都曾发生过地震(高文学, 马瑾, 1993). 在这些
地震中, 房山云水洞的石钟乳被折断; 在清河镇西约 1 km 的朱房村的全新世沉积中, 汉唐
文化层错动达 1 m 以上.

京津唐地区(图 1)的东北部是包括阴山—燕山隆起带东段在内的燕山隆起区, 中部是
华北平原坳陷带北部的新生代沉积盆地, 西部是太行山隆起的北段, 整个区域的地质构造
极为复杂. 区内发育有不同走向、不同切割深度的新生代活动断裂带, 主要断层的走向大部
分为北东向, 如蔚县—延庆断裂②、通县—南苑断裂①、夏垫—凤河营—曹家务断裂⑥、唐
山—大城断裂⑧等, 但又有一些北西向的正断层, 如滦县西断裂⑨、滦水断裂③、宁河断裂
⑦和南口—孙河断裂⑤等. 地表的构造格局呈现出十分复杂的横向不均匀性(朱露培等, 1990).

在过去的几十年里, 已有许多地震学者对京津唐地区的地壳和上地幔的结构做过研究
工作(金安蜀等, 1980; 刘福田等, 1986; Shedlock, Roceker, 1987; 朱露培等, 1990;
孙若味, 刘福田, 1995; 丁志峰, 1999). 地震测深资料分析表明, 京津唐地区地壳可分为
上中下三部分. 其中, 中部地壳速度偏低, 地壳下部莫霍面起伏较为明显, 并与地表地质

* 国家科技部攀登项目《东亚大陆地球动力学研究》(95-S-05)“地壳运动和强震发生的动力机制”(95-S-05-03)课题资
助. 中国地震局地球物理研究所论著 02AC1027.

2002-03-25 收到初稿, 2002-08-29 收到修改稿, 2002-10-09 决定采用.

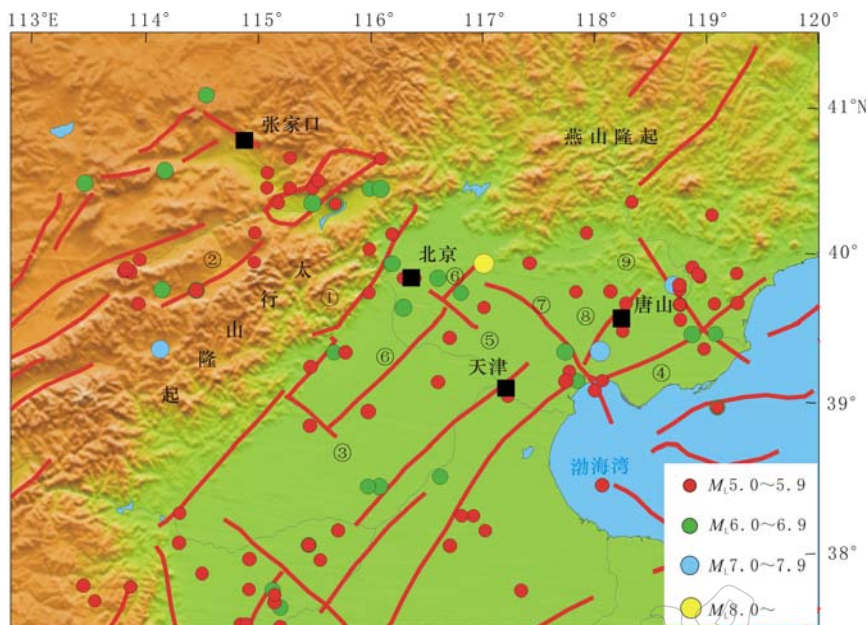


图 1 京津唐地区活动构造及历史地震分布图

①通县—南苑断裂；②蔚县—延庆断裂；③涞水断裂；④昌黎—宁河断裂；⑤南口—孙河断裂；
⑥夏垫—风河营—曹家务断裂；⑦宁河断裂；⑧唐山—大城断裂；⑨滦县西断裂

构造大致相对应。

金安蜀等(1980)用当时北京地区台网 15 个台记录到的 1972~1975 年发生在北京地区各方位上、震中距在 $20^{\circ}\sim 100^{\circ}$ 的范围(约 $115.0^{\circ}\sim 118.5^{\circ}\text{E}$, $39.0^{\circ}\sim 41.0^{\circ}\text{N}$)内的 120 次远震 P 波到时数据,用 ACH 方法(Aki *et al.*, 1976)反演了北京地区地壳和上地幔三维 P 波速度结构. 其研究表明,北京地区地壳和上地幔三维 P 波速度结构存在明显的横向差异,大体上可分为东南部的相对低速区、西北部的相对高速区和中部的正常区. 但是,由于受诸多因素的限制,如当时台站的数量和分布,以及地震数据的数量和质量,该项工作只用了不足 2 000 条地震数据. 因此,使得许多模型块中通过的射线太少,甚至许多块中(约占全部 180 块的 26%)根本没有射线通过,所以模型块中的分辨率普遍偏低,降低了其反演结果的可靠性.

刘福田等(1986)根据华北地区($110.5^{\circ}\sim 123.0^{\circ}\text{E}$, $30.5^{\circ}\sim 41.5^{\circ}\text{N}$)132 个地震台站和发生在 1981~1984 年 129 次地方震及 24 次远震共 7 520 条 P 波到时数据,利用正交投影法重建了该区的地壳和上地幔的三维 P 波速度结构的层析成像. 其研究表明:华北地区的 P 波速度存在明显的横向不均匀性,该地区的大地震几乎都发生在 P 波的高速区与低速区的过渡带上.

Shedlock 和 Roceker(1987)利用唐山地区 30 个台站记录到的 200 次唐山余震的走时残差资料、3 484 个 P 波到时数据和 1 813 个 S 波到时数据,以及北京台网 20 个台站记录到的 1976~1983 年的 194 次远震的 2 816 个 P 波到时数据,研究了华北盆地及周边山区的一维和三维 P 波速度结构. 发现 20 km 以上的 P 波速度结构与地表的地质构造十分吻合,盆地下方为 P 波低速异常区,山区下方为 P 波高速异常区.

朱露培等(1990)利用北京电信传输台网 36 个台站记录到的发生在 1982 年底~1986 年初的 98 次远震、共 2 447 条 P 波到时数据,反演了京津唐张地区 ($114.0^{\circ}\sim 120.0^{\circ}\text{E}$, $38.0^{\circ}\sim 41.5^{\circ}\text{N}$) 的地壳和上地幔三维 P 波速度结构. 其研究表明, 该地区 50 km 以上部分的 P 波速度异常结构与地表的地质构造形态有一定的对应关系: 在燕山隆起区下部表现为 P 波速度高速异常, 而坳陷区下部则表现为 P 波速度低速异常; 在他们所研究的区域范围内存在 3 个大的 P 波速度低速异常块体, 其中以天津、唐山附近的水平尺度为 100 km 左右的 P 波速度低速异常区幅度最大. 该异常体向下一直延伸到 100 km 的深度. 研究区域内发生的强震大部分都位于 P 波速度低速异常区边缘向高速区过渡的梯度带上. 在反演中, 朱露培等(1990)采用了他们提出的频谱参数化反演方法. 这一方法的主要特点是无须将研究区域分块, 而是将区域内待求的慢度扰动函数按其空间频率阶数展开, 并用平均值消去法消除了震源发震时刻误差、定位误差及震源附近介质速度异常造成的影响. 不过, 这种反演方法同时也给反演计算带入了新的不确定因素, 特别是降低了系统在垂直向的分辨能力, 而且给反演结果带来了畸变.

孙若昧和刘福田(1995)利用 74 个台站记录的 1984~1991 年发生在京津唐地区 ($112.5^{\circ}\sim 120.0^{\circ}\text{E}$, $37.0^{\circ}\sim 41.0^{\circ}\text{N}$) 的 2 505 次地震、共 22 234 条 P 波到时资料, 反演了该地区的地壳结构, 研究了京津唐地区的地震活动性和 P 波速度图象间的关系. 其结果表明, 公元 1000 年以来该区强震震中在上地壳的投影大多分布在 P 波高速块体内, 或高速块体向低速块体的过渡地带中偏高速体一侧.

丁志峰(1999)利用华北遥测地震台网 128 个地方台站记录到的 1992~1997 年发生在华北地区 ($110.0^{\circ}\sim 120.0^{\circ}\text{E}$, $34.0^{\circ}\sim 44.0^{\circ}\text{N}$) 内 1 048 次地震的 18 000 条 P 波和 Pn 波的到时资料, 联合反演了该地区的地壳和上地幔 P 波速度结构. 其结果表明, 华北平原断陷盆地与太行山隆起区的 P 波速度结构有明显的横向差异. 在上地壳中, P 波速度异常呈现为西北高、东南低的特点; 而到了下地壳, 情况则正好相反. 此外, 华北断陷盆地中强震震中在下地壳的投影均分布在下地壳的 P 波低速异常区内.

在以往所做的这些工作中, 早期的工作由于受当时地震定位精度(许多地震的定位精度为 II 类或 III 类)、台站分布情况、台站数量、数据数量和数据质量的限制, 所得结果在精度和分辨率方面都有许多不足之处. 但是, 在所有这些工作中, 最突出也最普遍存在的一个不足之处是, 在选取一维初始模型时, 对一维初始模型将对三维层析成像结果造成的影响均未予以足够的重视. 在三维速度结构的反演中, 均是在一定范围内对初始速度模型做微扰, 经过反复迭代得到三维速度模型. 所以, 三维反演结果对初始速度模型有很强的依赖性. 因此, 若在选取一维初始速度模型时不做深入细致的工作, 势必对三维反演结果的可

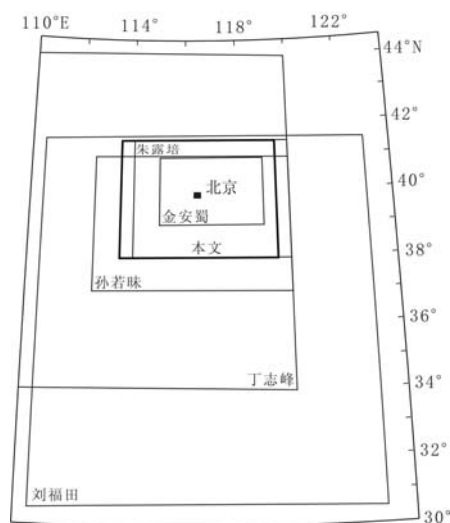


图 2 本文的研究区域与其他研究者的研究区域比较示意图

靠性带来很大影响. 在本文中, 我们将在上述工作的基础上从地震定位的精度、台站分布情况、数据数量、数据质量和一维初始速度模型的选取等五个方面对这一工作加以改进.

鉴于资料分布情况, 我们的研究区域范围确定在约 $113.5^{\circ}\sim 119.5^{\circ}\text{E}$ 和 $38.0^{\circ}\sim 41.5^{\circ}\text{N}$ 的范围, 这一范围包含了金安蜀等(1980)的研究范围, 与朱露培等(1990)、孙若昧和刘福田(1995)的研究范围大体相当, 同时又是刘福田等(1986)、丁志峰(1999)的研究范围的一部分(图 2).

地震是现代地壳构造运动的产物和表现. 与构造运动有着紧密联系的地壳和上地幔三维速度结构图象, 特别是横向不均匀性的速度结构图象, 可以提供震源区的许多信息, 从而为认识地震活动性的特征和本质提供依据. 因此, 利用层析成像法研究京津唐地区地壳和上地幔三维速度结构, 以提高地震定位的精度, 并将所获得的三维速度图象与地震活动的时空分布图象进行对比, 探索历史上以及近代中强地震的活动分布与速度结构之间的联系, 是非常有意义的.

1 数据和方法

1.1 数据

京津唐地区主要位于华北遥测台网所覆盖的区域内. 自 1992 年起, 以北京地震遥测台网(主要分布在京津唐地区)中心为联网中心, 将首都圈及邻近地区现有的太原遥测地震台网、大同遥测地震台网、天津遥测地震台网和邢台遥测地震台网等 4 个遥测地震台网, 通过有线话路或无线电台数据传输设备实行了联网, 形成了一个遍布于华北地区的大孔径地震遥测台网体系, 实现了地震观测资料共享(张宏志, 孙静华, 1993). 与原有的北京地震遥测台网相比, 联网后的华北遥测地震台网由于监测区域扩大, 使得可定位的地震数量增加; 同时由于台站分布情况的改善, 地震定位的精度也得到显著提高. 华北遥测地震台网提供的这些高质量、大批量的地震观测数据, 为京津唐地区的近震层析成像研究创造了很好的条件.

在本文所做的反演中, 共搜集了 1992~1999 年华北遥测地震台网 46 个台站、延庆-怀来数字地震台网 4 个台站记录的发生在研究区域内的近震 P 波初动到时数据. 其中主要的 P 波初动到时数据来源于华北遥测台网 46 个台站记录的 1992~1999 年的地震资料, 1996~1997 年的数据增加了延庆-怀来数字地震台网 4 个台站记录的地震资料, 此外, 1997 年的数据中还增加了河北台网记录的地震资料, 作为对华北遥测台网地震资料的补充.

我们最初搜集了 2000 次地震、共 17000 条 P 波初动到时数据. 其中 90% 的地震定位精度为 I 类, 震源深度的分布范围是从地表到约 30 km 深, 平均深度为 9 km. P 波初动到时数据的读数误差平均为 $\pm 0.2\text{s}\sim\pm 0.3\text{s}$, 没有采用 III 类和 IV 类的地震. 经过初步筛选, 首先去掉定位情况较差、P 波走时的均方根(RMS)残差大于 2.5 s 的地震, 再去掉 $M<1.0$ 的地震和观测台站数少于 4 个的地震, 最后剔除 P 波走时残差大于 3.0 s 的坏数据, 挑出质量较为可靠的数据, 并且使筛选后的地震尽可能均匀地分布在整个研究区域内, 同时又使地震活动性较强的区域有最多和记录最好的地震.

1.2 一维初始模型的选取

在层析成像计算中, 通过线性化反演得到的层析成像的结果和可信程度依赖于初始参考模型和震源位置(Michael, 1988). 一个不正确的初始模型不但通过引入人为假象而影响

三维成像结果的质量，而且由于低估了结果的不确定性而影响计算的可信性(Kissling *et al.*, 1994). 但是，在以往的很多研究中，一维初始参考模型对三维层析成像结果的影响并没有引起足够的重视. 在这里，我们采用 Kissling(1988)以及 Kissling 等(1994)提出的方法选取一维初始模型，使三维反演结果对初始参考模型的依赖性达到最小. 在此意义上,通常把得到的一维初始模型称为最小一维模型(Kissling, 1988; Kissling *et al.*,1994). 具体方法是首先把与三维反演同样的反演方法应用于一维初始模型，反演震源位置和一维速度模型参数，包括台站校正，并将此作为进行三维反演的第一步；然后再用得到的一维最小模型作为三维层析成像的起始模型，进行三维层析成像.

参考以往的研究工作中得到的地壳速度结构的信息，我们在开始时选取 3 种速度模型：一种是浅层以最低的地壳速度开始，一种是浅层以最高的地壳速度开始，一种是浅层以中等的地壳速度开始。然后对三者中均方根残差最小的速度模型作微扰，找到其中均方根误差最小且结构尽量简单的速度模型作为初始速度模型。在此模型的基础上，再对层厚和波速进行微扰，求得均方根误差最小的一维模型。经过反复计算和尝试，我们最终得到了最优的最小一维初始速度模型。图 3 a 是均方根误差最小的一维初始速度模型输入前后的对比，图中虚线为初始输入一维模型，实线为 RMS 最小的一维初始速度模型。

在求得RMS最小一维初始速度模型后，我们对所有的地震重新定位。定位前的数据走时残差的方差为 5.54 s^2 ，均方根(RMS)残差为 1.82 s ，定位后的数据方差为 0.51 s^2 ，均方根残差为 0.57 s 。可以看出，在用RMS最小一维初始速度模型对地震进行重新定位前后，数据的方差和均方根残差有显著改善，而且观测数据的走时残差也大为降低。对反演前后的数据统计如表 1 和表 2 所示。

表 1 一维反演前后 P 波走时残差(s) 统计

统 计 数 据	-1.0≤s≤1.0		-0.5≤s≤0.5		-0.2≤s≤0.2		-0.1≤s≤0.1	
	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比
初始数据(共 16071 条)	7 948	49.5%	4 714	29.3%	2 120	13.2%	1 119	7.0%
一维反演后(共 16 071 条)	13 711	85.3%	10 787	67.1%	6 733	41.9%	4 485	38.0%

注：s 表示走时残差。

表 2 一维反演前后震中距小于等于 100 km 的 P 波走时残差(s)统计

统 计 数 据	-1.0≤s≤1.0		-0.5≤s≤0.5		-0.2≤s≤0.2		-0.1≤s≤0.1	
	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比
初始数据(共 7566 条)	5 430	71.8%	3 404	45.0%	1 607	21.2%	865	11.4%
一维反演后(共 7468)	7 174	96.1%	6 443	86.3%	4 674	62.6%	3 361	45.0%

注：s 表示走时残差。

由表 1 和表 2 可以看出，地震重新定位后，残差有了明显降低，特别是当在震中距小于 100 km 时，绝大部分(96.1%)走时残差值在 $-1\text{ s} \sim +1\text{ s}$ 之间。

为了在三维层析成像计算中得到更可信的三维速度模型，在一维反演计算后，我们对数据进行了第二次筛选. 用 VELEST 程序经多次迭代后得到的最小一维参考速度模型(图 3a)对筛选后的数据进行重新定位，再一次剔除P波走时残差大于 3.0 s 的坏数据，最后筛选出 1608 次地震、共 16048 条数据用于三维层析成像计算。这 1608 次地震在重定位前、后的所有的P波走时残差分布分别如图 3b和图 3c所示，重新定位前、后P波走时分别如图

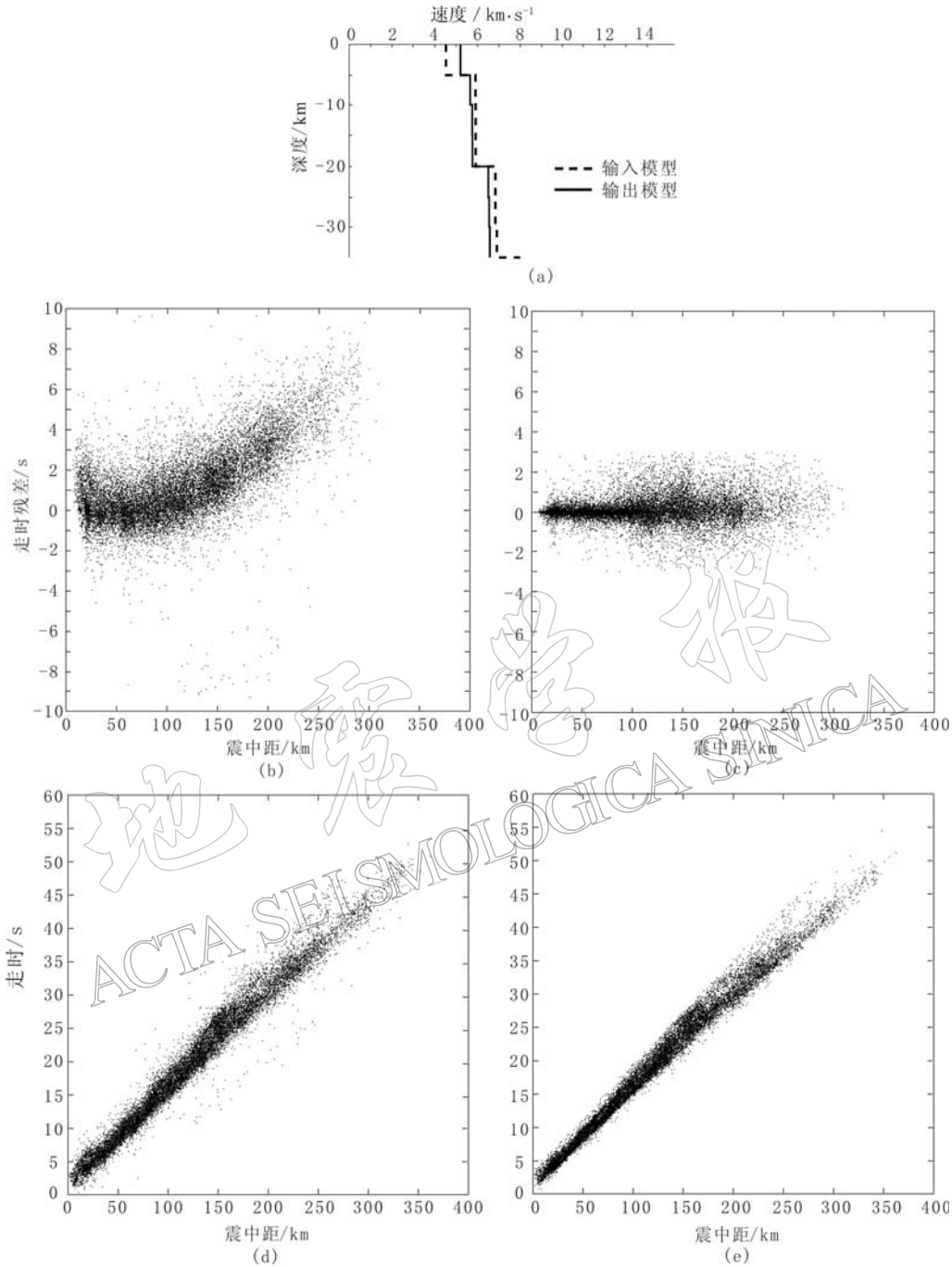


图 3 (a) 均方根误差最小的一维初始速度模型，虚线为输入模型，实线为输出模型；(b) 用求得的最小的一维初始速度模型对用于反演的所有地震进行重新定位前的所有 P 波走时残差分布图；(c) 用求得的最小的一维初始速度模型对用于反演的所有地震进行重新定位后的所有 P 波走时残差分布图；(d) 用求得的最小的一维初始速度模型对用于反演的所有地震进行重新定位前的 P 波走时图；(e) 用求得的最小的一维初始速度模型对用于反演的所有地震进行重新定位后的 P 波走时

3 d 和图 3 e 所示.

由图 3 c, e 可以看出, 使用 RMS 最小一维初始速度模型对所用地震进行重新定位后, 观测数据的质量和地震的定位精度有了显著提高. 需要特别提到的是, 在有关本文所研究的区域内前人所做的工作中, 均未做此项处理. 用更高质量的观测数据、更高精度的地震和更合适的一维初始速度模型进行三维地震层析成像, 可望得到更为可靠的反演结果.

1.3 速度结构和网格划分

在近震层析成像中, 有许多种近似方法用于描述地球结构. 我们采用的是 Thurber (1983) 的三维节点模型. 采用该方法的原因之一它是“局部”解, 即某一节点的参数扰动仅影响该节点附近的结构; 另一个原因是在许多应用中它已成功地得到了验证.

为了选取最佳节点间距, 我们进行了反复实验, 经过比较反演结果, 我们最终把研究区域在水平向按约 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 划分, 将垂直向分为 7 层, 最上面一层的厚度为 7 km, 其余 6 层均为 5 km. 图 4 是研究区域内划分的速度网格节点、台站分布和用于三维反演的地震分布的综合图. 图 5 是研究区域内二维射线分布情况. 可以看出, 北京、天津和唐山地区是射线分布最为密集的地区. 在 5~15 km 深处, 穿过北京地区的射线数为 7 500~8 500 条, 而在天津和唐山地区为 5 500~7 500 条; 在 20~30 km 深处, 穿过北京地区的射线数最低为 3 500 条, 最高为 7 500 条; 天津和唐山地区约为 3 000 条. 在反演计算中, 仅对穿过节点的射线数为 8 条以上的节点进行反演.

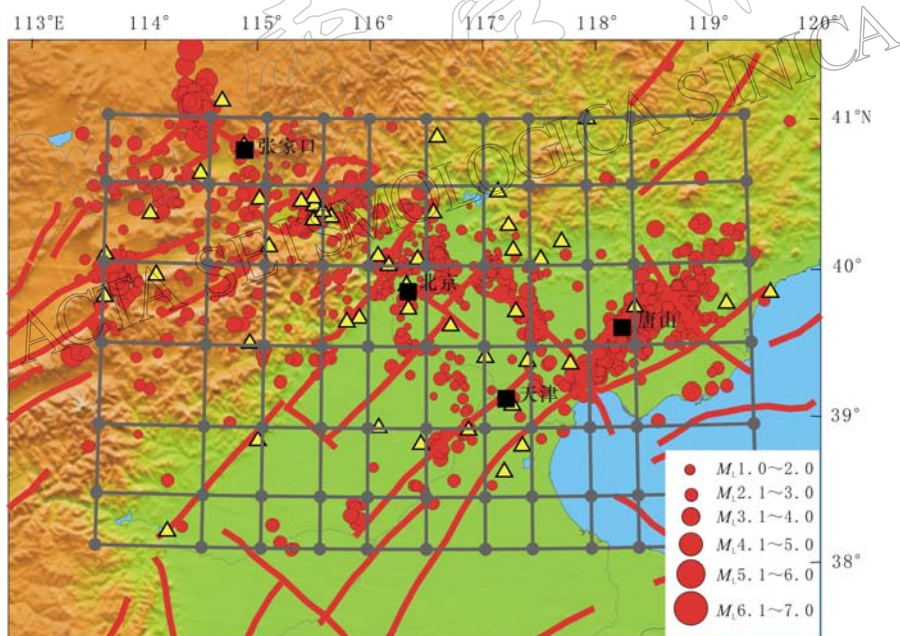


图 4 研究区域内划分的速度网格节点、台站分布和用于三维反演的地震分布的综合图

1.4 反演方法

我们采用了 Eberhart-Phillips (1986) 改进后的震源和速度结构联合反演法, 用较大范围内不同的阻尼因子值进行一步反演, 挑选出最优值的阻尼因子值. 我们采取的阻尼因子值为 200.

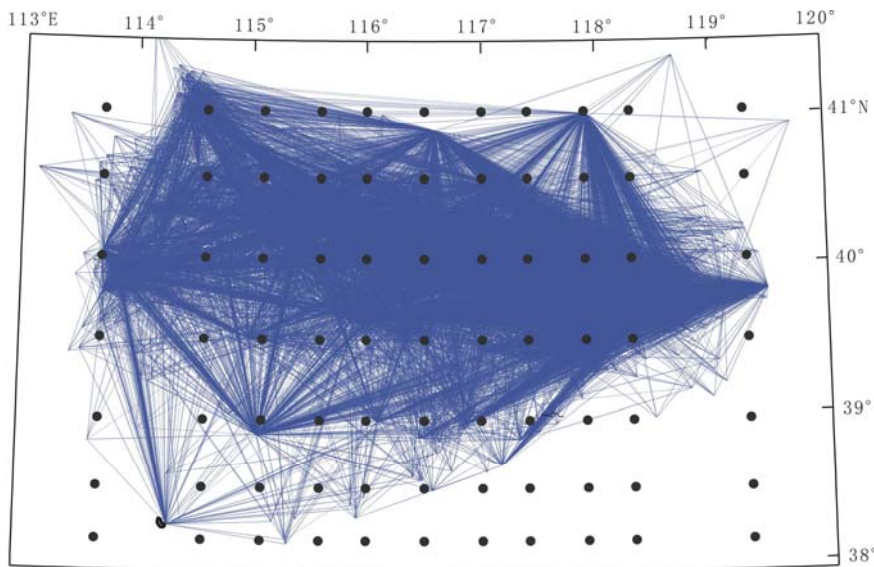


图 5 研究区域内所用地震的二维射线分布图

在进行射线追踪时,我们采用了 Um 和 Thurber (1987) 提出的近似射线追踪方法——伪弯曲法(pseudo-bending method). 伪弯曲法不局限于在过震源和台站的二维平面内进行射线追踪,而是可以在三维空间中寻找,真正实现了三维的射线追踪,使得近似射线追踪方法既准确又快速.

为了避免莫霍面折射波射线路径的影响,在京津唐地区三维速度结构反演中,对震中距 80~300 km 的到时数据的权重线性地降低到 0,使得在确定最小走时的射线路径时起主要作用的是那些震中距小于 80 km 的数据. 同样,为了降低走时残差较大的数据的影响,我们把走时残差为 0.5~8.0 s 之间的到时数据的权重从 1 线性地降低到 0.

2 结果

2.1 京津唐地区中、上地壳三维 P 波速度结构

利用近震层析成像得到了京津唐地区中、上地壳三维 P 波速度结构. 在图 6 中,我们给出了不同深度横切面的 P 波相对速度扰动分布图.

5 km 深处的反演结果(图 6a): 北京西部、廊坊至雄县地区、滦县西断裂西部和南部、宁河断裂带北部、延庆-怀来盆地北部和西南部、张家口地区和黄骅地区为明显低速异常区,并分别在迁安、宁河、北京、雄县、延庆至怀来一线和张家口地区形成低速异常中心区;宣化经蔚县到涞水地区和北京北端的燕山隆起为高速异常区.

10 km 深处的反演结果(图 6b): 延庆-怀来盆地为低速异常区,且与周围地区速度对比明显,速度落差很大,速度最低的地区正是盆地与山岭的过渡带,整个低速区也恰好位于太行山和燕山隆起的交汇区;北京地区及沿夏垫-凤河营-曹家务断裂带的平原地区为低速异常区,位于太行山东侧的山前平原地区;唐山西部地区仍为低速异常区,但与 5 km 深处该地区的低速异常区相比,尺度增大并向北东方向扩展,其低速异常中心地区向东偏移;唐山北侧的迁安地区表现为高速异常;蔚县-涞水地区仍为高速异常,该高速异常带呈

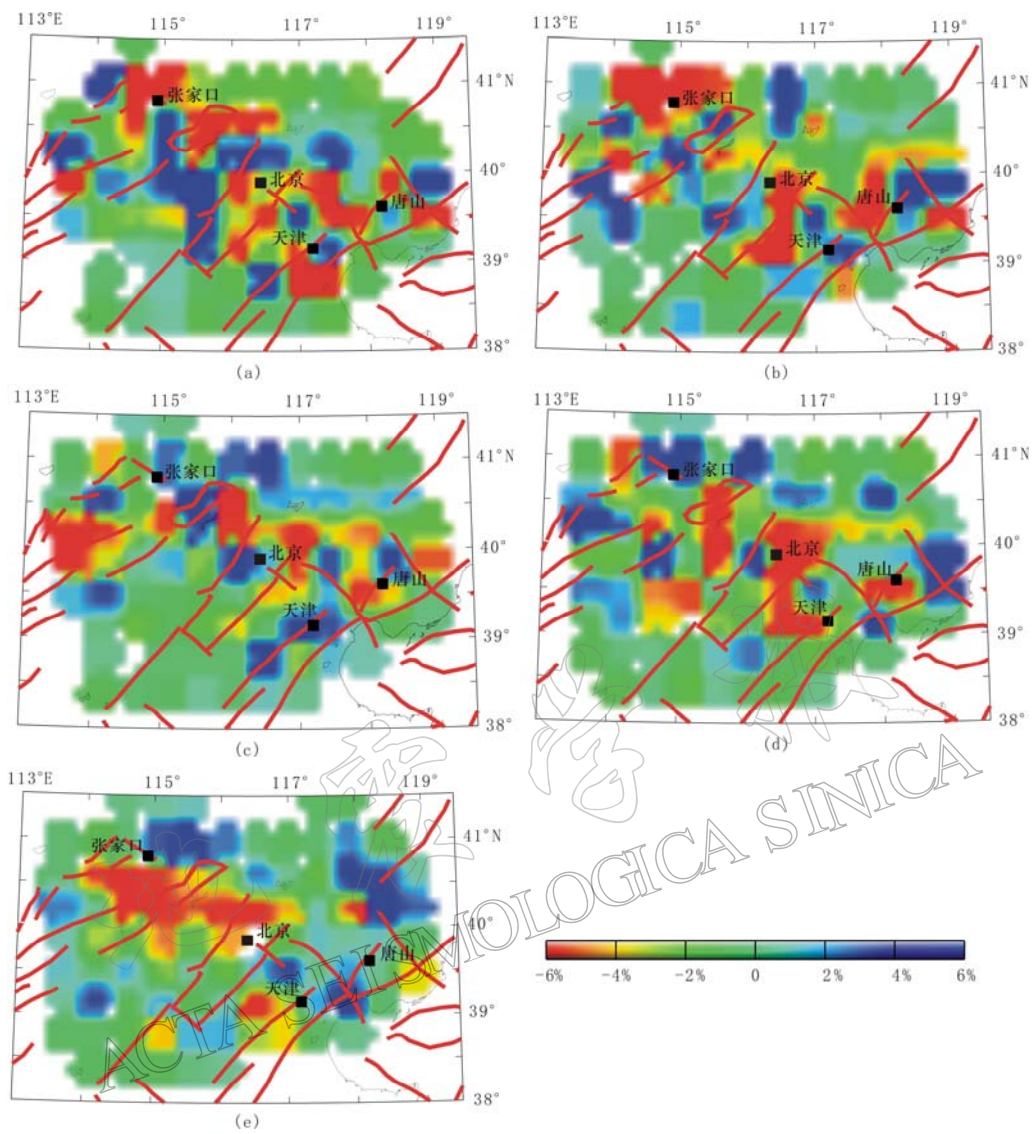


图 6 研究区域内的三维 P 波相对速度扰动的反演结果在不同深度横切面的分布图

(a) 5 km; (b) 10 km; (c) 15 km; (d) 20 km; (e) 25 km

间断的半环状包围着延庆-怀来盆地的低速异常区。此外，天津地区为高速异常区。

15 km 深处的反演结果(图 6c)：延庆-怀来盆地及北部为低速异常区，与 10 km 深处相比，其尺度增大；唐山西部地区仍为低速异常区，与 10 km 深处相比，其低速异常区尺度有所减小；沿夏垫—凤河营—曹家务断裂带仍然为低速异常，但与周围地区的速度落差减小。三河地区为该低速异常的中心地带，该低速异常向北延展与延庆-怀来盆地的低速异常区连成一片；北京西部的通县—南苑断裂带中部出现高速异常，在该断裂带的东部地区，玉田—天津—大城一带为高速异常区，该高速异常带与夏垫—凤河营—曹家务断裂带的低速异常走向非常一致；而北京地区则处于三河地区的低速异常区与通县—南苑断裂带高速

异常区的交接带.

20 km 深处的反演结果(图 6d): 唐山地区为低速异常区; 沿夏垫—凤河营—曹家务断裂带依然为低速异常带, 其规模巨大(南北走向最大尺度约 120 km, 东西走向最大尺度约 100 km), 北端至三河地区, 南端至霸县地区, 并向东延展至天津; 太行山西北侧的沿延庆—怀来—涞水为低速异常区, 中心地区分别在怀来和涞水; 蔚县以北地区和涞源地区为低速异常区. 北京地区为低、高速异常区的梯度带.

25 km 深处的反演结果(图 6e): 太行山与燕山隆起的交汇地带, 即北京至张家口一带, 表现为明显的北西向的低速异常区, 其规模较大, 东西走向约 300 km; 燕山隆起区的迁安地区为高速异常区.

图 7a 显示了沿北纬 39.5° 的垂直剖面上的 P 波速度分布. 可以看出, 在北京、天津和唐山的上地壳(约 1~10 km 深)存在明显的低速异常区, 波速约为 4.9~5.3 km/s, 而且该低速异常区的深度由北京向唐山方向逐渐加深. 此外, 值得注意的是, 在图 7a 中可以清晰地看到, 中上地壳在 15 km 处开始自西向东逐渐加深, 整个深度变化约为 4~5 km, 这与研究区域的地形特征很吻合. 图 7b 显示了沿东经 116.5° 的垂直剖面上的 P 波速度分布. 在中上地壳, 平原的中部、北京地区存在明显的低速异常块体, 波速约为 5.1~5.5 km/s, 尺度约为 100 km 长; 而在下地壳(约 20 km 深), 平原的中部低速异常区消失, 平原的南部出现明显的高速异常区, 波速约为 6.3~6.5 km/s, 南北走向尺度约为 20 km.

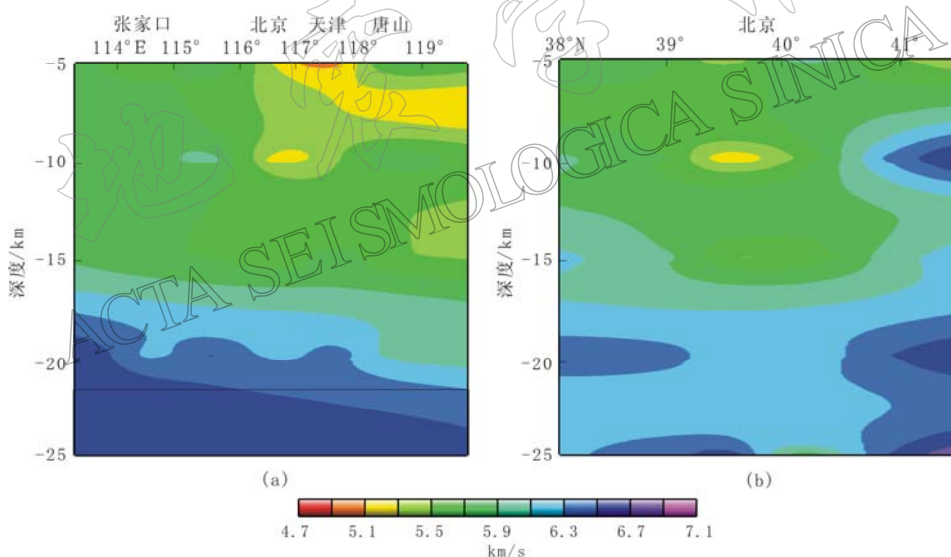


图 7 研究区内沿北纬 39.5° (a) 和东经 116.5° (b) 的垂直剖面上的 P 波速度分布图

2.2 反演结果的质量分析

由于“真实”地球的地壳结构是未知的, 而通过反演得到的结果也是不唯一的, 因而我们无法直接衡量反演结果与“真实”地球结构之间的绝对偏差究竟有多大, 但用间接的数值方法仍然可以对反演结果的质量作一分析.

图 8 是不同深度剖面上的反演结果的分辨率情况. 分辨率矩阵表示了在每个节点处的速度约束的好坏, 它与穿过节点附近的射线数目密切相关. 在反演中, 我们仅对穿过的射

线条数在8条以上的模型单元进行反演. 在整个研究区域内, 分辨率矩阵的对角元素值的范围为0.10~0.80. 在最边缘的节点分辨率最低, 可低于0.2, 因而对此处结果不作分析.

对于一般的迭代最小二乘法反演计算, 其分辨率矩阵中对角元素的值越接近1, 分辨率矩阵就越接近单位矩阵, 分辨能力就越强, 因而反演得到的结果也就越接近“真实”解. 但是, 在迭代阻尼最小二乘法反演计算中, 情况又有所不同. 为了避免接近于零的奇异值造成大的畸变, 增加解的稳定性, 在离散的介质矩阵的对角线元素中加入了阻尼因子, 使得那些小于阻尼因子的本征值被光滑掉, 但同时又损失了解的分辨率. 因而整个节点空间上的分辨率的值可以通过降低阻尼因子得到提高, 但事实上速度结果却是不可信的, 不稳定

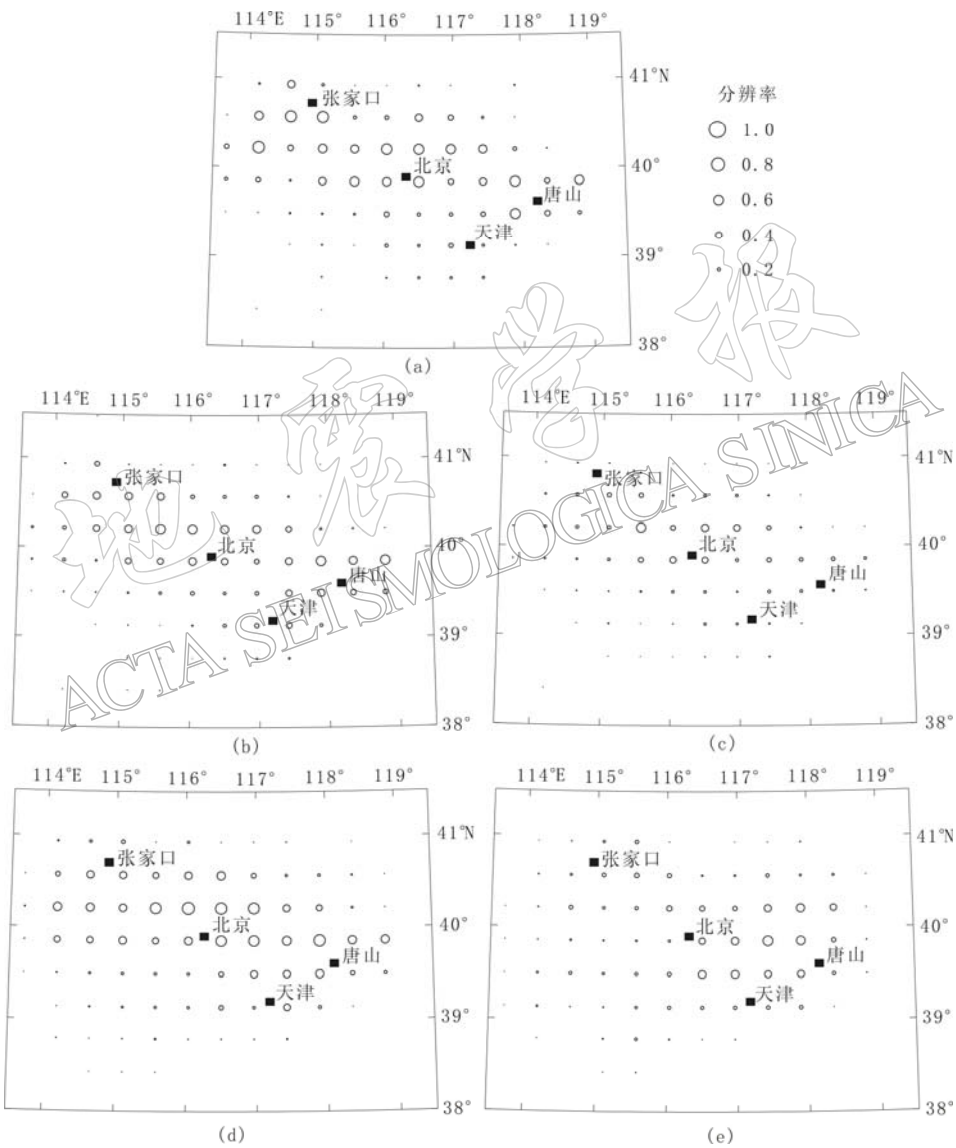


图8 研究区内不同深度剖面上反演结果的分辨率分布图
(a) 5 km; (b) 10 km; (c) 15 km; (d) 20 km; (e) 25 km

的. 比如, 当阻尼因子为1.00时, 分辨率矩阵的对角元素的平均值为0.8, 但是反演结果却是不稳定的, 在速度结构上有不合理的振荡. 因而, 单纯地根据高分辨率值来衡量其结果的可靠性是不可取的, 还要考虑到阻尼因子的影响.

根据我们对整个研究区域的节点划分, 对观测数据的详细处理, 阻尼因子值的正确选取以及射线密度的分布情况的处理等, 可以看出, 各层的分辨率(除部分边缘节点外)是可信的和可接受的, 因而可以认为反演结果是可靠的.

3 讨论和结论

地球深部构造与地表的地质构造都是构造运动的产物, 它们相互影响, 相互作用, 共存于相互变化着的地球中. 本节将根据近震层析成像得到的结果, 探讨京津唐地区一些典型构造地区的构造关系.

京津唐地区现今山川的基本形态是新构造运动的产物. 区域内分布着不同走向、不同构造的断裂带. 由于这些断裂多集中成带状分布, 其中一些断裂带还直接控制了断陷盆地或拗陷的发育, 故将它们统称为构造带. 研究区域内主要发育有延庆—怀来、怀柔—北京—涿州、平谷—三河—廊坊和天津(唐山—邢台—磁县构造带的北段) 4条北北东-北东向新生代活动构造带, 以及从这些构造带北端斜穿而过的张家口—北京—烟台构造带. 这5条构造带是京津唐地区自晚第三纪以来构造活动强烈的地带. 第四纪以来该地区依然承袭着晚第三纪的构造活动格局. 北东向活动断裂是区内的主干活动断裂, 其次是与之正交的北西向活动断裂及近东西向与近南北向的活动断裂.

1) 怀柔—北京—涿州构造带(图1). 此带基本属于太行山前断裂带的北段, 主要由北北东-北东向的南苑—通县断裂及其控制的北京拗陷所组成. 新生代以来, 断裂带西侧的太行山地区快速隆起, 而东侧的平原地区相对下沉, 形成明显的海拔高差. 由近震层析成像得到的结果可以看出: 由于该构造带的北部处于燕山隆起和太行山隆起的交汇地区, 中部和南部处于太行山隆起和华北平原的交接处, 其速度结构比较复杂. 在5 km深处, 南苑—通县断裂的中部处于低速异常区, 而南部和北部处于高速异常区; 自10 km开始, 一直到20 km深处, 该断裂带的北部主要处于低速异常区的控制之下, 中部处于高速异常区的控制之下, 南部则处于正常速度区控制之下; 到25 km深处, 该构造带中部和北部主要处于低速异常区的控制之下. 通过图6与图1比较可以看出, 除5 km深度外, 怀柔—北京—涿州构造带的南部在整个地壳中均处于正常速度区, 北部在整个地壳中则主要处于低速异常区. 而该断裂带的中部则在整个地壳中一直处于速度异常区. 由图1和图4可以看出, 该断裂带的地震活动主要集中在中部和北部, 与近震层析成像的结果吻合得很好.

2) 平谷—三河—廊坊构造带. 该构造带是冀中拗陷的组成部分, 主要包括北北东-北东向的夏垫—凤河营—曹家务断裂(图1)及该断裂所控制的廊坊、固安和武清等拗陷区. 根据高文学和马瑾(1993)的推测, 夏垫—凤河营—曹家务断裂原可能为一条连续的断裂, 由于近东西向的南口—孙河断裂的活动才使之在凤河营处东西错断, 一分为二. 研究区域内唯一的一次8级大地震——1679年的三河—平谷地震就发生在该断裂带北段, 同时又是与北西向的张家口—北京—烟台构造带的交汇处. 究竟这里有哪些特殊的构造部位和构造条件, 一直是许多研究者关注的问题. 重力资料(高文学, 马瑾, 1993)表明: 该地区处于剩余重

力正负异常的梯度带上, 这说明地壳内部密度界面和密度横向不均匀变化剧烈. 而航磁资料表明: 该地区也处于航磁正负异常的梯度带上, 尤其是固安—三河的北东向航磁正异常表明, 沿该断裂有过强烈的岩浆活动. 密度资料表明: 三河—平谷地区具有明显的密度差, 最大可达 $0.14 \sim 0.15 \text{ g/cm}^3$. 根据我们的层析成像结果(图6)可以看出, 20 km深的速度剖面上, 在三河—平谷地区为明显的低速异常区, P波速度很低, 约为 6.1 km/s 左右. 而根据人工地震测深结果, 在三河—平谷地区的中地壳(约20 km深)有较厚的低速层, P波速度也最低, 约 6.1 km/s , 两者非常吻合. 这一结果是以前的层析成像结果中所没有的. 与重力资料、航磁资料以及人工地震测深结果的一致性, 强有力地说明了我们反演结果的可靠性.

3) 天津构造带. 此带位于武清与天津之间, 走向为北东, 是唐山—邢台—磁县构造带北段的组成部分. 沿此带有多次强震活动. 其中, 1976年的唐山7.8级地震就发生在此断裂带上. 我们的层析成像结果表明(图6), 在整个中上层地壳中, 唐山地区都处于明显的低速异常区和高速异常区的交接地带, 其速度值的对比很强烈, v_p 最低为 $5.9 \sim 6.1 \text{ km/s}$. 根据重力资料(高文学, 马瑾, 1993), 唐山—天津为剩余重力异常 Δg_2 的正异常区. 由于剩余重力异常 Δg_2 反映的是 $10 \sim 15 \text{ km}$ 深度范围内剩余密度引起的重力异常, 因而唐山—天津地区的重力正异常表明, 这是由于上地壳底部与中地壳分布的密度相对较高的闪长质侵入体的结果, 我们的层析成像结果与高文学和马瑾(1993)给出的冀东地区广泛发育的角闪岩相片麻岩的实验 $v_p = 6.00 \sim 6.20 \text{ km/s}$ 比较一致. 地热资料(高文学, 马瑾, 1993)给出: 唐山—天津地区是 300°C 和 500°C 等温面的凸起区(热隆). 由震中分布图(图4)可知, 此处也是地震密集区. 这些均说明地震危险区与地壳内的速度结构、密度结构和壳内温度密切相关.

4) 延庆—怀来构造带. 此带位于山西断陷带的东北端, 为晋北拉张段的组成部分, 也处于太行山隆起与燕山隆起的交汇处, 主要由一系列北北东—北东向断裂、断陷盆地和山岭组成. 构造带内的断陷盆地开始发育于上新世或第四纪. 根据高文学和马瑾(1993)研究结果, 在剩余重力异常 Δg_2 图上, 延庆—南口为负异常区. 在航磁 ΔT 平面等值线图上, 延庆—怀来为负异常区, 航磁弱磁性往往反映构造应力的集中地段. 该地区也处于 300°C 和 500°C 等温面的凸起区(热隆). 我们的层析成像结果(图6)显示, 在整个地壳中, 延庆—怀来地区为低速异常区. 在北东向的盆缘正断裂的不同“段落”, 多处槽探发现古地震的地质遗迹, 包括错断地貌面的断层陡坎、地裂缝和液化喷沙等古地震标志.

5) 张家口—北京—烟台构造带. 在本研究区域内, 此构造带为张家口—北京—烟台断裂带的西段, 表现为延庆—怀柔—平谷—线, 由一系列北西西至近东西向断裂组成, 如南口—孙河断裂(图1). 这些断裂一般都横切了北北东—北东向的断裂, 对其沿线的断陷盆地的发育有不同程度的控制作用. 在剩余重力异常 Δg_2 图上(高文学, 马瑾, 1993), 沿此构造带北西向明显的线性异常呈块状分布, 宣化正异常区, 延庆—南口负异常区, 怀柔—昌平正异常区, 北京负异常区, 通县—大兴正异常区, 武清负异常区, 天津正异常区和宁河—塘沽负异常区. 我们的20 km深处 v_p 层析成像结果表明(图6d): 沿此构造带, 自西向东线性地交替分布着低速、高速异常带, 与剩余重力异常结果很一致. 这充分说明该断裂代已发育到中、上地壳. 由研究区域内的震中分布图(图4)可以看出, 地震沿此构造带成带状分布. 说明沿该断裂为地震活动危险区.

纵观研究区内主要断裂(图1)与震中分布图(图4)和我们近震层析成像的反演结果(图

6), 可以看到多数断裂带位于P波速度低、高速异常区内或低、高速异常区内的交接地带, 而绝大部分地震发生在P波低速异常块体与高速异常块体的交界地带. 一般情况, 在速度对比强烈的部位既是应力集中的地方, 又是介质相对比较脆弱的地方. 这样的环境具备了积累大量应变能的介质条件, 又是容易发生破裂、易于释放应力的场所, 因而容易引发大的地震. 至于地震易于在哪一侧发生破裂, 则取决于诸多因素, 其中有一些是我们迄今尚未知道的因素, 有待于进一步研究.

本文得到的结果对于探索地震发生的机制与成因以及地震危险区域的划分, 均可提供很有意义的参考.

参 考 文 献

- 丁志峰. 1999. 近震层析成像的理论及应用[D]. [学位论文]. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 154
- 高文学, 马瑾. 1993. 首都圈地震地质环境与地震灾害[M]. 北京: 地震出版社, 452
- 金安蜀, 刘福田, 孙永智. 1980. 北京地区地壳和上地幔的三维P波速度结构[J]. 地球物理学报, 23(2): 172~182
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 等. 1986. 华北地区的地震层面成像[J]. 地球物理学报, 29(5): 442~449
- 孙若味, 刘福田. 1995. 京津唐地区地壳结构与强震的发生——I. P波速度结构[J]. 地球物理学报, 38(5): 599~607
- 张宏志, 孙静华. 1993. 华北遥测地震台网联网定位能力[J]. 地震地磁观测与研究, 14(4): 21~25
- 朱露培, 曾融生, 刘福田. 1990. 京津唐张地区地壳上地幔三维P波速度结构[J]. 地球物理学报, 33(3): 267~277
- Aki, K., Christofferson A, Husebye E S. 1976. Determination of the three-dimensional seismic structures of lithosphere. *J Geophys Res*, 82: 277~296
- Eberhart-Philips D. 1986. Three-dimensional velocity structure in north California Coast Ranges from inversion of local earthquakes arrival times[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 76: 1 025~1 052
- Kissling E. 1988. Geotomography with local earthquake data[J]. *Rev Geophys*, 26: 659~698
- Kissling E, Ellsworth W L, Eberhart-Phillips D, et al. 1994. Initial reference models in local earthquake tomography[J]. *J Geophys Res*, 99: 19 635~19 646
- Michael A J. 1988. Effects of three-dimensional velocity structure on the seismicity of the 1984 Morgan Hill, California, aftershock sequence[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 78: 1 199~1 221
- Shedlock K M, Roccker S W. 1987. Elastic wave velocity structure under the crust and upper mantle beneath the North China[J]. *J Geophys Res*, 92: 9 327~9 350
- Thurber C H. 1983. Earthquake location and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California[J]. *J Geophys Res*, 88: 8 226~8 236
- Um J, Thurber C H. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 77: 972~986

THREE-DIMENSIONAL P WAVE VELOCITY STRUCTURE IN BEIJING-TIANJIN-TANGSHAN AREA

Yu Xiangwei Chen Yuntai Wang Peide

(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

Abstract: A detail three-dimensional P wave velocity structure of Beijing-Tianjin-Tangshan area (BTT area) was inverted by using the data from local seismic networks. 16 048 P wave first arrivals from 16048 earthquakes which occurred in the upper and mid-crust in and around BTT area during 1992 to 1999. The first arrival times are recorded by Northern China Telemetered Seismic Network and Yanqing-Huailai Digital Seismic Network. Hypocentral parameters of 1132 earthquakes with $M_L 1.7 \sim 6.2$ and three-dimensional P wave velocity structure were determined simultaneously. The inversion result reveals the lateral heterogeneities of the P wave velocity structure around BTT area.

Key words: tomography; three-dimensional velocity structure; seismicity; lateral heterogeneities; high velocity zone; low velocity zone