

王耀, 姚华建, 房立华, 吴建平. 2019. 利用区域地震体波走时评价华北地区三维地壳速度结构模型. 地震学报, 41(2): 139–154. doi: 10.11939/jass.20180057.
Wang Y, Yao H J, Fang L H, Wu J P. 2019. Evaluation of 3D crustal velocity models in North China using regional earthquake travel time data. *Acta Seismologica Sinica*, 41(2): 139–154. doi: 10.11939/jass.20180057.

利用区域地震体波走时评价华北地区 三维地壳速度结构模型*

王 耀^{1,2)} 姚华建^{1,2),†} 房立华³⁾ 吴建平³⁾

- 1) 中国合肥 230026 中国科学技术大学地球和空间科学学院
2) 中国合肥 230026 蒙城地球物理国家野外科学观测研究站
3) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

摘要 本研究利用国家地震台网 131 个地震台站 2009—2016 年记录的 1 749 次近震的初至 P 波和 S 波走时数据, 与采用快速行进方法正演计算得到的华北地区 4 个三维地壳速度模型对应的走时数据进行对比, 通过统计分析的方法, 评价这 4 个速度模型与真实地下结构的近似程度. 结果表明: 4 个速度模型在大范围内存在较高的一致性, 在整个研究区内(111°E—119.5°E, 37°N—42°N), Shen 等的模型(简称“S 模型”)相对优于 Fang 等的模型(简称“F 模型”)和 Duan 等的模型(简称“D 模型”), Laske 等的 Crust1.0 模型(简称“C 模型”)相对较差. 我们认为该结果与上述几个模型所使用的数据及其分辨率有关. 对于研究区域内的构造单元, D 模型在燕山褶皱带西南部、太行山山前构造带西北部和沧县隆起区表现较好, F 模型在太行山隆起区中部、沧县隆起北部、黄骅凹陷区和燕山褶皱带表现较好, S 模型在西部地块、山西凹陷区、太行山山前构造带和冀中凹陷区表现较好, C 模型无明显连片表现较好区域.

关键词 华北地区 地震走时 三维地壳速度结构 模型评价
doi: 10.11939/jass.20180057 中图分类号: P315.2 文献标识码: A

Evaluation of 3D crustal velocity models in North China using regional earthquake travel time data

Wang Yao^{1,2)} Yao Huajian^{1,2),†} Fang Lihua³⁾ Wu Jianping³⁾

- 1) School of Earth and Space Science, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China
2) National Geophysical Observatory at Mengcheng, Hefei 230026, China
3) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

Abstract: Due to the differences in research methods and data, there may exist multiple velocity models in the same area, but the reliability of these models usually lacks systematic and objective assessment. In this study we compare the observed first arrival time data of P-wave and S-wave of 1 749 earthquakes from 2009 to 2016, which were recorded by 131 seismograph stations of the National Seismological Network in North China, with the predicted travel time

* 基金项目 国家自然科学基金面上项目(41574034)资助.
收稿日期 2018-04-24 收到初稿, 2018-06-01 决定采用修改稿.
† 通信作者 e-mail: hjyao@ustc.edu.cn



data from four 3D crustal velocity models in North China using the fast marching method. Then, using statistical analysis we evaluate the relative merits of these four models with respect to the real underground structures. The results reveal that the large-scale pattern generally shows consistency for these four models. Within the entire studied area, the model proposed by Shen *et al* (referred to as “S model”) is relatively better than the model proposed by Fang *et al* (referred to as “F model”) and Duan *et al* (referred to as “D model”). The Crust1.0 model (referred to as “C model”) is relatively worse. We think that the reasons for this result are related to the differences in data used in model construction and the associated resolution. For different tectonic units in the studied area, the D model performs better in the southwestern part of the Yanshan folded belt, northwestern part of the Taihang mountain foreland tectonic belt, and the Cangxian uplift area. The F model performs better in the central part of Taihang mountain uplift, northern part of the Cangxian uplifted area, the Huanghua depression, and the Yanshan fold belt. The S model appears better in the western block, the Shanxi depression area, the Taihang mountain foreland tectonic belt, and the Jizhong depression area. There is no obvious large continuous area where the C model performs better. Our study has certain positive significance for further accuracy improvement of the regional crustal velocity models and the earthquake location study based on 3D models.

Key words: North China area; seismic travel time; 3D crustal velocity structure; model evaluation

引言

华北地块是我国最古老的克拉通之一,地处欧亚大陆边缘,位于特提斯、古亚洲洋和太平洋三大构造区域的交叠部位(Liu *et al*, 1992). 华北克拉通自中生代开始活化,在东亚大陆动力学构造背景下,该地区经历了独特的岩石圈改造和破坏,主要表现为岩浆活动频发、地表热流显著增高、大规模的构造伸展和大型盆地(华北盆地)的形成(马杏垣等, 1983; 嵇少丞等, 2008; 吴福元等, 2008; 陈凌等, 2010; 朱日祥等, 2012). 该地区经过长期复杂的地质构造演化,形成了结构明显不同的构造单元,因而存在大量的隆起和断裂带,例如沧县隆起、太行山山前断裂带等. 在地势上最突出的变化表现为由中生代时期的东高西低演变为现在的东低西高(嘉世旭等, 2001).

基于岩性、地球化学、速度结构、 P - T 轨迹约束以及构造演化等方面的研究, Zhao 等(2001)将华北克拉通划分为三个地块:西部陆块、中部造山带和东部陆块. 本研究区域位于华北克拉通东北部(111°E — 119.5°E , 37°N — 42°N)(图 1),其北部是近东西走向的燕山褶皱带,西侧是鄂尔多斯盆地东缘和阴山褶皱带,中部是山西裂陷盆地和北东向的太行山山脉. 华北裂陷盆地位于太行山山前断裂带以东,自西向东依次分布着冀中凹陷、沧县隆起和黄骅凹陷等次级构造单元,形成了本区东西成带、南北成块的构造格局(赖锡安等, 2004).

研究区地震活动频繁,历史上曾发生多次强震(徐伟进, 高孟潭, 2014). 对该地区地壳特性的研究可为该地区地震预测提供深部的地球物理依据,同时也为该地区的可持续发展提供参考. 自 20 世纪 80 年代以来,许多研究人员就华北地区地壳上地幔结构进行了研究,取得了一系列有意义的结果(金安蜀等, 1980; 刘福田等, 1986; 陈立华, 宋仲和, 1990; 陈国英等, 1991; 刘启元等, 1997; 丁志峰等, 1999; 李志伟等, 2006; 魏文博等, 2007; 吕作勇, 吴建平, 2010; Fang *et al*, 2010; 杨婷等, 2012; 陈兆辉等, 2014; Duan *et al*, 2016; Shen *et al*,

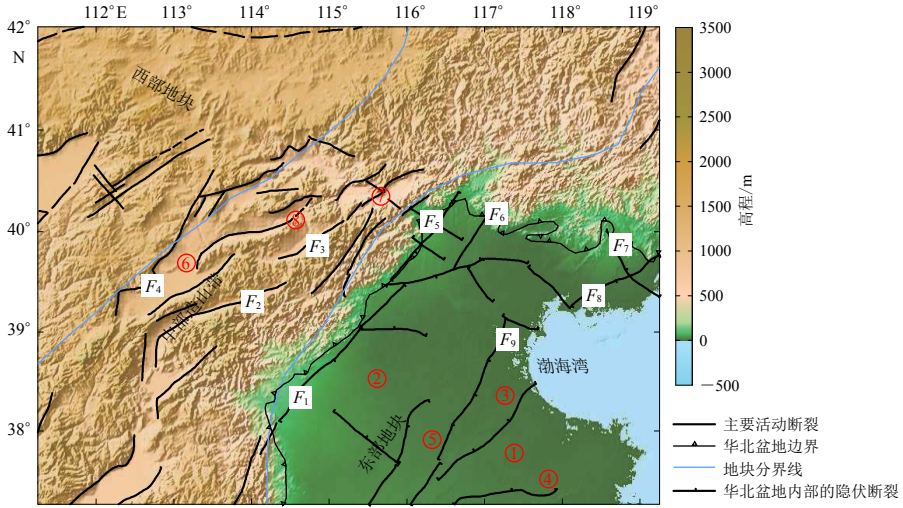


图 1 研究区地貌及主要构造单元分布图

F_1 : 太行山山前断裂; F_2 : 五台山山前断裂; F_3 : 蔚县—延庆断裂; F_4 : 口泉断裂; F_5 : 南口—孙河断裂;
 F_6 : 夏垫—凤河营断裂; F_7 : 滦县—乐亭断裂; F_8 : 昌黎—宁河断裂; F_9 : 沧县断裂; ① 埕宁隆起;
② 冀中凹陷; ③ 黄骅凹陷; ④ 济阳凹陷; ⑤ 沧县隆起; ⑥ 大同盆地; ⑦ 延庆—怀来盆地; ⑧ 阳原盆地

Fig. 1 Sketch map of topography and main tectonic units in the studied region

F_1 : Taihangshan piedmont fault; F_2 : Wutaishan piedmont fault; F_3 : Yuxian-Yanqing fault; F_4 : Kouquan fault;
 F_5 : Nankou-Sunhe fault; F_6 : Xiadian-Fengheying fault; F_7 : Luanxian-Laoting fault; F_8 : Changli-Ninghe fault;
 F_9 : Cangxian fault; ① Chengning uplift; ② Jizhong depression; ③ Huanghua depression;
④ Jiyang depression; ⑤ Cangxian uplift; ⑥ Datong basin; ⑦ Yanqing-Huailai basin; ⑧ Yangyuan basin

2016). 他们利用不同的地球物理数据和方法所得到的该地区地壳和上地幔速度结构模型, 整体上具有一定的相似性, 但在不同区域仍存在一定差异.

对于不同的结构模型, 到底哪个模型与地下实际结构更为接近呢? 为了分析解决这一问题, 我们开展了本研究, 即利用区域地震体波走时数据来验证和评价近期提出的几个华北地区三维地壳速度结构模型, 讨论现有模型在不同地区相对于体波走时数据拟合的优劣程度.

1 数据及方法

本文数据取自国家地震台网, 共计 131 个有效台站(图 2a). 近震资料由 2009—2016 年记录到的 1 675 次地震事件(图 2b)的壳内初至 P 波和 S 波震相的到时数据组成, 共有 5 万 4 998 个 P 波到时和 2 万 9 175 个 S 波到时数据. 所用地震事件的震源深度范围为 2—30 km, 震级范围为 M_L 1.8—4.8 (图 2c). 在挑选资料时, P 波数据要求每个事件至少有 30 个台站记录到, S 波数据要求每个事件至少有 20 个台站记录到.

本文拟验证和评价的地下速度结构模型有 4 个, 均为近年来业内使用较多的模型. D 模型(Duan *et al.*, 2016)是中国地震局地球物理勘探中心段永红于 2016 年提出的, 即华北克拉通中东部地壳三维 P 波速度结构模型, 亦称 HBCrust1.0 模型, 该模型是在 42 条华北及邻近地区二维人工地震宽角反射/折射深地震(deep seismic sounding, 简称为 DSS)探测剖面速度结构和界面结构进行网格化处理的基础上, 采用克里金(Kriging)插值方法(魏文博等, 2007)构建而成, 模型缺失的 S 波数据由经验公式(式(1))(Brocher, 2005)得到; F 模型(Fang *et al.*, 2010)

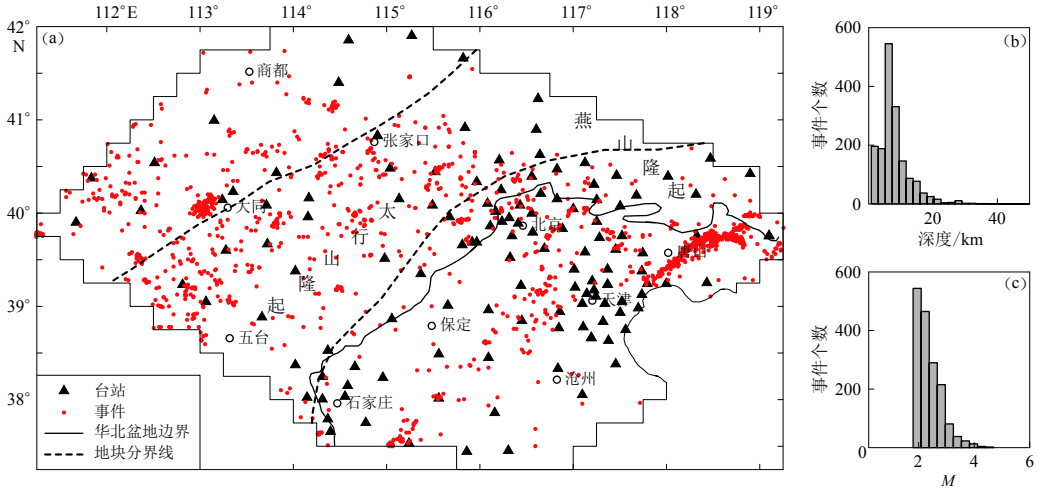


图 2 研究区域内台站和地震事件分布图(a)、地震事件深度(b)及震级(c)统计分布图

Fig. 2 Station and earthquake distribution map (a), earthquake depth histogram (b) and earthquake magnitude histogram (c)

是中国地震局地球物理研究所房立华于 2010 年提出的,该模型利用 2007 年 1 月至 2008 年 2 月华北地震科学台阵记录到的连续背景噪声数据,采用背景噪声层析成像方法得到群速度分布图,再通过带有平滑约束的遗传算法对每个网格的纯路径频散曲线进行反演,最终得到华北克拉通中东部地壳及上地幔三维 S 波速度结构模型, P 波模型数据由文中提供的转换公式(式(2))(Fang *et al*, 2010)得到; S 模型(Shen *et al*, 2016)是美国科罗拉多大学博尔得分校沈伟森于 2016 年提出的,该模型利用中国及周边地区多个地震台网的 2 000 多个台站的波形数据,采用背景噪声和地震数据的瑞雷面波层析成像方法得到中国及邻近区域地壳及上地幔 S 波速度结构模型, P 波模型数据由经验公式(式(3))(Brocher, 2005)得到; Crust1.0 模型(Laske *et al*, 2013)(简称 C 模型)是一个应用广泛、覆盖全球的网格间距为 1°的层状地壳模型.此次研究取 4 个模型的交集区域作为研究区域.

$$v_S = 0.7858 - 1.2344v_P + 0.7949v_P^2 - 0.1238v_P^3 + 0.0064v_P^4, \quad (1)$$

$$v_P = 1.732v_S, \quad (2)$$

$$v_P = 0.9409 + 2.0947v_S - 0.8206v_S^2 + 0.2683v_S^3 - 0.0251v_S^4, \quad (3)$$

式中, v_P 表示 P 波速度, v_S 表示 S 波速度.

上述 D, F, S 模型均为近期采用大量区域地震资料得到的分辨率较高的模型,与研究区地下的真实速度结构有一定的相似性,但这些模型在局部细节上还存在一定差异(图 3, 4).本研究不局限于模型的某个部分或者某个深度的结果,而是着眼于一定区域范围内,研究模型与地下真实速度结构近似程度的差异.

本文通过对比观测走时与基于三维速度模型计算得到的理论走时,从统计的角度获得走时拟合残差,进而分析模型的速度结构与真实地下结构的近似程度,从而评价上述模型的相对优劣性.具体方法是首先对各个模型进行网格化,得到每个网格节点上的速度值,采用快速行进方法(fast marching method, 简称为 FMM)(Rawlinson, Sambridge, 2005)正演得到研究区域内对应地震台站接收到的所有对应事件的理论初至走时,再利用这些理论走时和近震

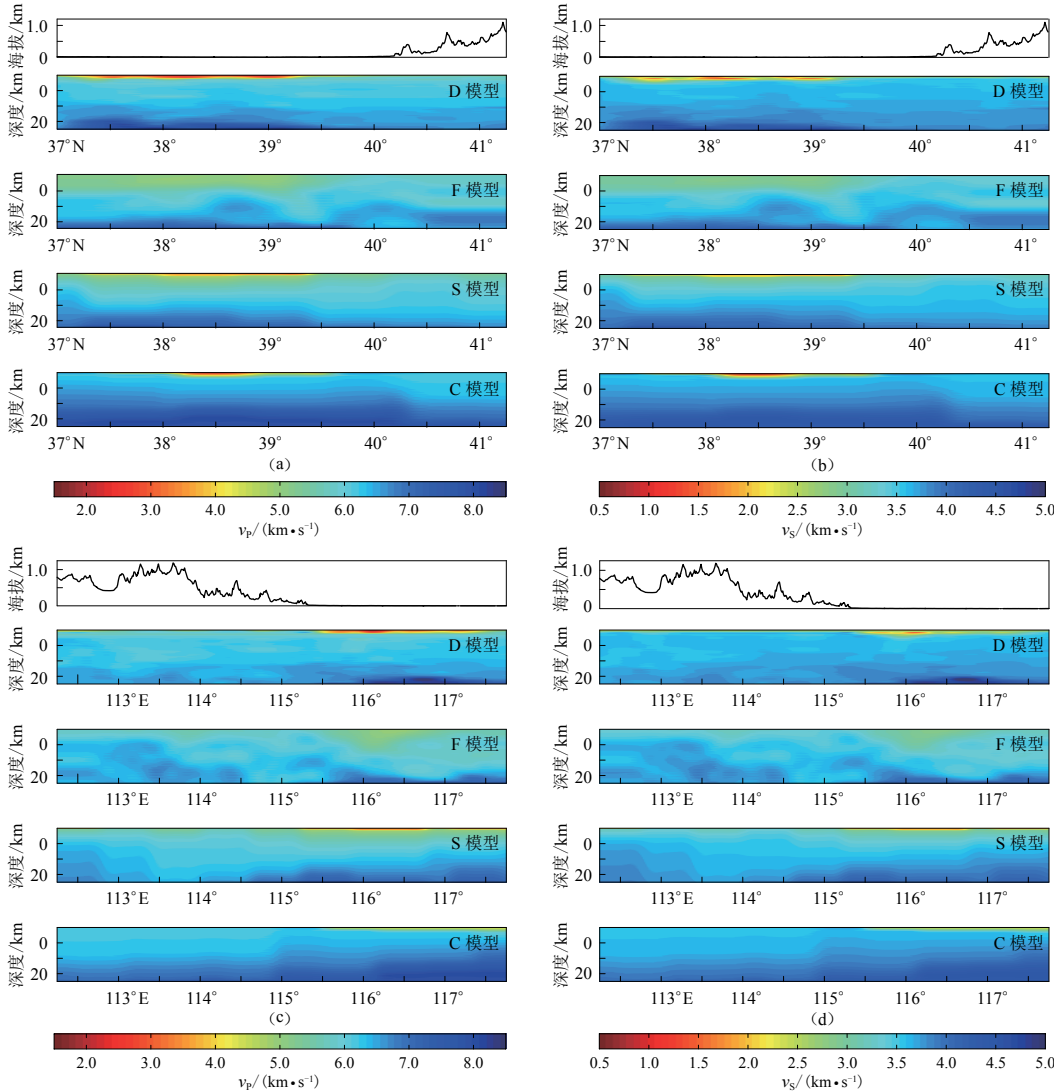


图 3 四个速度模型深度剖面对比

图(a)和(b)为研究区域内 117°E 处 4 个模型研的 P 波和 S 波速度结构图；图(c)和(d)为研究区域内 39°N 处 4 个模型的 P 波和 S 波速度结构图

Fig. 3 Comparison of velocity cross-sections of the four models

Figs. (a) and (b) are the P-wave and S-wave velocity cross-sections of the four models at 117°E in the studied area; Figs. (c) and (d) are the P-wave and S-wave velocity cross-sections of the four models at 39°N

资料求得各台站平均初至走时拟合差(即观测走时与理论走时之差). 平均走时拟合差能很好地反映一个台站及其邻近区域与地下真实结构的近似程度. 走时拟合差较小, 表明其对应的速度模型在该邻近区域与地下真实结构更接近, 模型较优, 反之, 则模型较差. 因考虑到震相走时数据有可能存在人为拾取和其它原因引起的错误, 本文剔除了走时拟合差的绝对值大于 1.5 s 的数据.

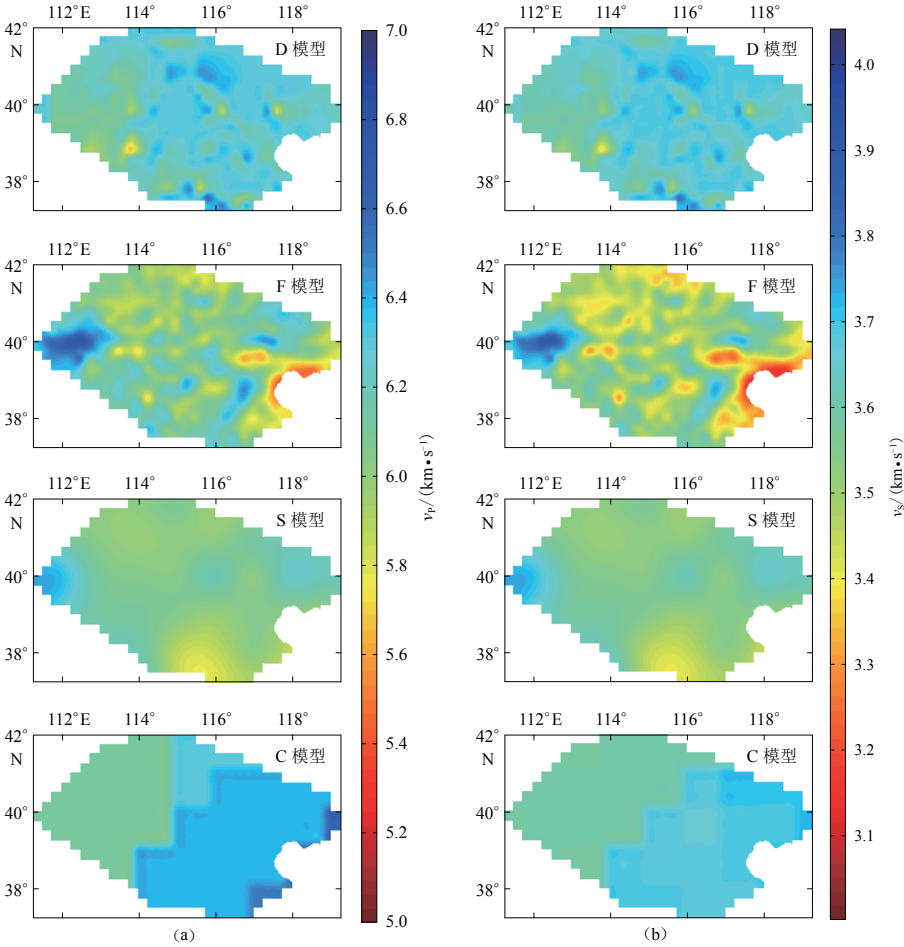


图 4 四个模型 15 km 深度处 v_p (a) 和 v_s (b) 对比

Fig. 4 Comparison of v_p (a) and v_s (b) at the depth of 15 km for the four models

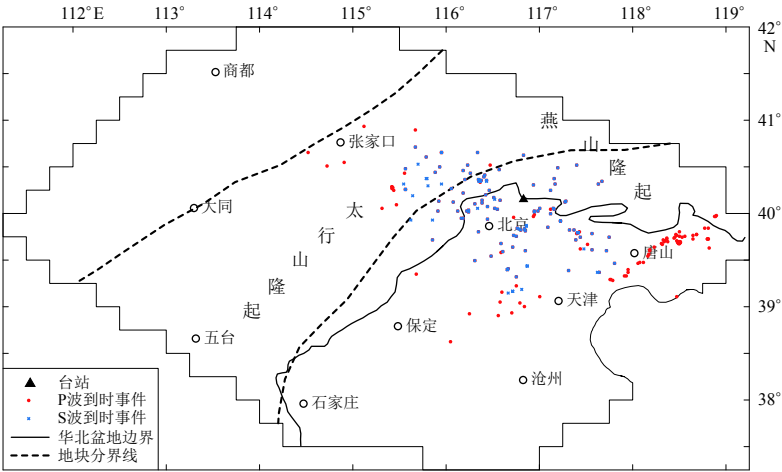


图 5 YAZBJ 台站接收到的 P 波和 S 波走时事件分布图

Fig. 5 Distribution of P-wave and S-wave travel time data recorded at the station YAZBJ

2 研究结果

我们将上述数据和方法应用于区域台站 YAZBJ (图 5). 在研究事件内, 该台站接收到有效地震事件的 P 波到时 197 个, 各模型下各事件实测 P 波到时与理论 P 波到时拟合差的统计分布呈类正态分布, 95% 的拟合差值集中在 ± 1 s 以内. D 模型、F 模型、S 模型和 C 模型下该台站的 P 波平均走时拟合差 Δt 分别为 0.092, 0.084, 0.083, 0.095 s, 数据标准偏差 σ 分别为 0.540, 0.538, 0.536, 0.535 s (图 6a); 该台站接收到有效地震事件的 S 波到时 124 个 (图 5), 各模型下各事件实测 S 波到时与理论 S 波到时拟合差的统计分布基本呈正态分布, 95% 的拟合残差值集中在 ± 1 s 以内. D 模型、F 模型、S 模型和 C 模型下该台站的 S 波平均走时拟合差分别为 0.241, 0.224, 0.214, 0.237 s, 数据标准偏差分别为 0.649, 0.647, 0.643, 0.646 s (图 6b). 根据上述数据可知, 各模型下该台站及其邻近区域的 P 波和 S 波速度相对于实际地下结构偏大, 对于该台站及其邻近区域的 P 波和 S 波速度结构, S 模型相对优于 F 模型和 D 模型, 更优于 C 模型.

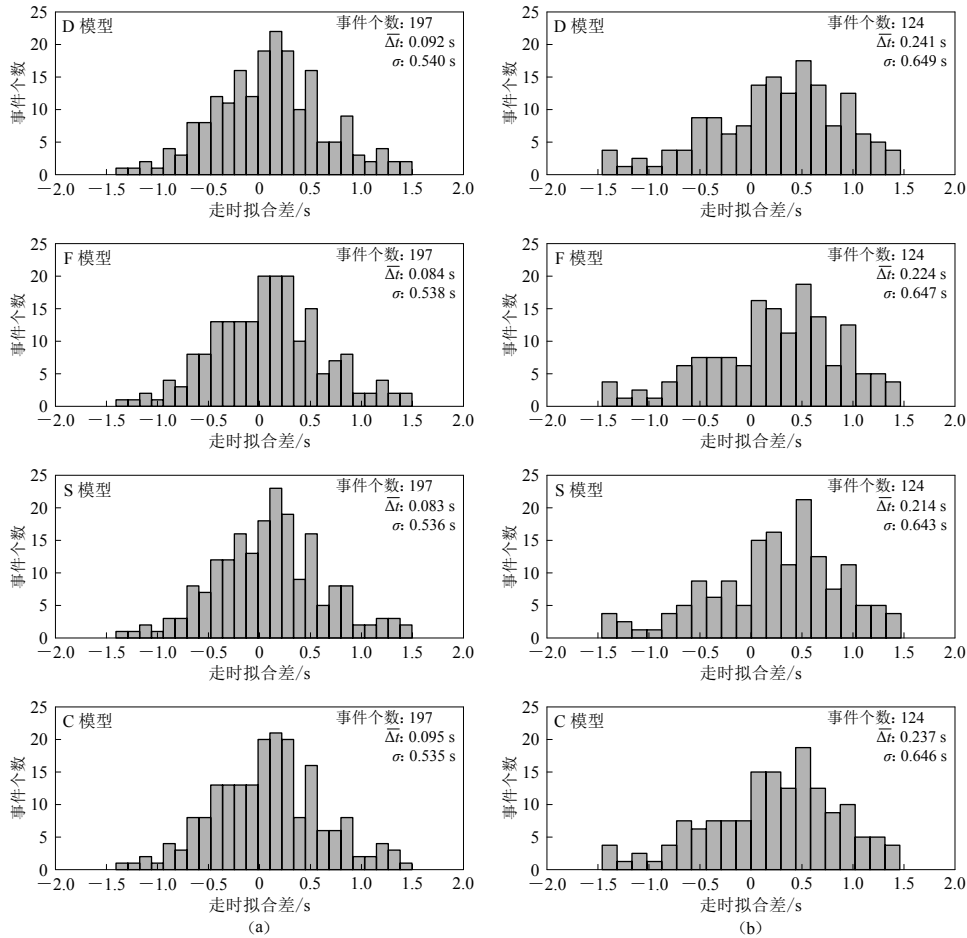


图 6 YAZBJ 台站接收到的 P 波(a)和 S 波(b)走时拟合差值统计分布图
横坐标走时拟合差为 P 波或 S 波实测与理论到时之差

Fig. 6 The statistical distribution of travel time difference for the P wave (a) and S wave (b) of the station YAZBJ
The horizontal axis gives the travel time difference between the observed and theoretical P-wave or S-wave arrival time

2.1 研究区域内模型整体评价

利用上述数据和方法,本文得到了研究区域内各台站P波(图7)和S波(图8)平均走时拟合差值分布图.可以看出,4个模型的速度结构整体上具有较好的一致性,大部分P波初至到时拟合差在0.3 s以内,S波初至到时拟合差在0.5 s以内,且在很多区域4个模型的速度结构都同时表现出相对真实地下速度结构偏大或偏小的特征.

对于研究区域内的所有台站,实测P波到时与理论P波到时的平均拟合差值在 ± 0.5 s以内,80%的走时拟合差值在 ± 0.3 s以内(图7);实测S波到时与理论S波到时的平均拟合差值在 ± 0.7 s以内,80%的走时拟合差值在 ± 0.5 s以内(图8).考虑到人工拾取初至波震相到时和地震定位存在些许误差,此结果具有较高的可靠性.

对于整个研究区域,4个模型实测初至波到时与理论初至波到时平均拟合差值最小的台站分布如图7和8所示,其统计结果列于表1.数据表明,在整个研究区域,对于P波速度结构走时拟合结果,S模型要优于F模型和D模型,显著优于C模型;对于S波速度结构走时拟合结果,S模型表现最好,F模型和D模型表现相当,C模型表现最差.综上,在整个研究区域内,S模型优于F模型和D模型,显著优于C模型.

2.2 研究区域内主要地块速度模型评价

根据上述数据分析,初步认为,在整个研究区域内,S模型要优于F模型和D模型,显著优于C模型.但除了C模型外,S模型并没有明显优于其它两个模型,且在部分区域D模型和F模型的表现优于S模型.为进一步探讨各模型在研究区域内某部分的相对优劣,本文通过数据比较,得到以下结果.

2.2.1 西部地块

研究台站在研究区域内的西部地块分布相对稀疏,共计12个.根据图7、8及表2可知,在整个研究区域内的西部地块,对于初至P波走时差拟合结果,S模型优于F模型(虽然平均走时拟合差值最小台站数目相差不多,但S模型表现好的台站相对F模型表现好的台站分布更为分散,覆盖的区域更广),D模型和C模型表现较差.对于初至S波走时差拟合结果,S模型表现最好,D模型和F模型表现相当,C模型表现最差.综合上述分析可知,在西部地块区域,S模型优于F模型和D模型,C模型最差.

2.2.2 中部造山带

研究台站在研究区域内的中部造山带分布相对均匀,共计25个.根据图7、8及表3可知,在整个研究区域内的中部造山带,对于初至P波走时差拟合结果,S模型相对优于F模型和D模型;对于初至S波走时差拟合结果,S模型优于D模型和F模型.无论是P波还是S波,C模型走时拟合结果都最差.综合P波和S波走时差拟合的结果,可以得出结论:在研究区域中部造山带,S模型表现优于F模型和D模型,C模型表现最差.对于具体的构造单元,D模型在燕山褶皱带西南部表现较好,F模型在太行山隆起中部表现较好,S模型在太行山隆起区东南缘和山西凹陷区等大片区域表现较好.

2.2.3 东部地块

台站在研究区域内的东部地块分布相对密集,共计94个.根据图7、8及表4可知,在整个研究区域内的东部地块,对于初至P波和S波走时差拟合结果,整体表现为S模型优于D模型和F模型,C模型最差.对于具体的构造单元,D模型在沧县隆起区和太行山山前构造带西北部表现较好;F模型在黄骅凹陷区、沧县隆起北部和燕山褶皱带表现较好;S模型

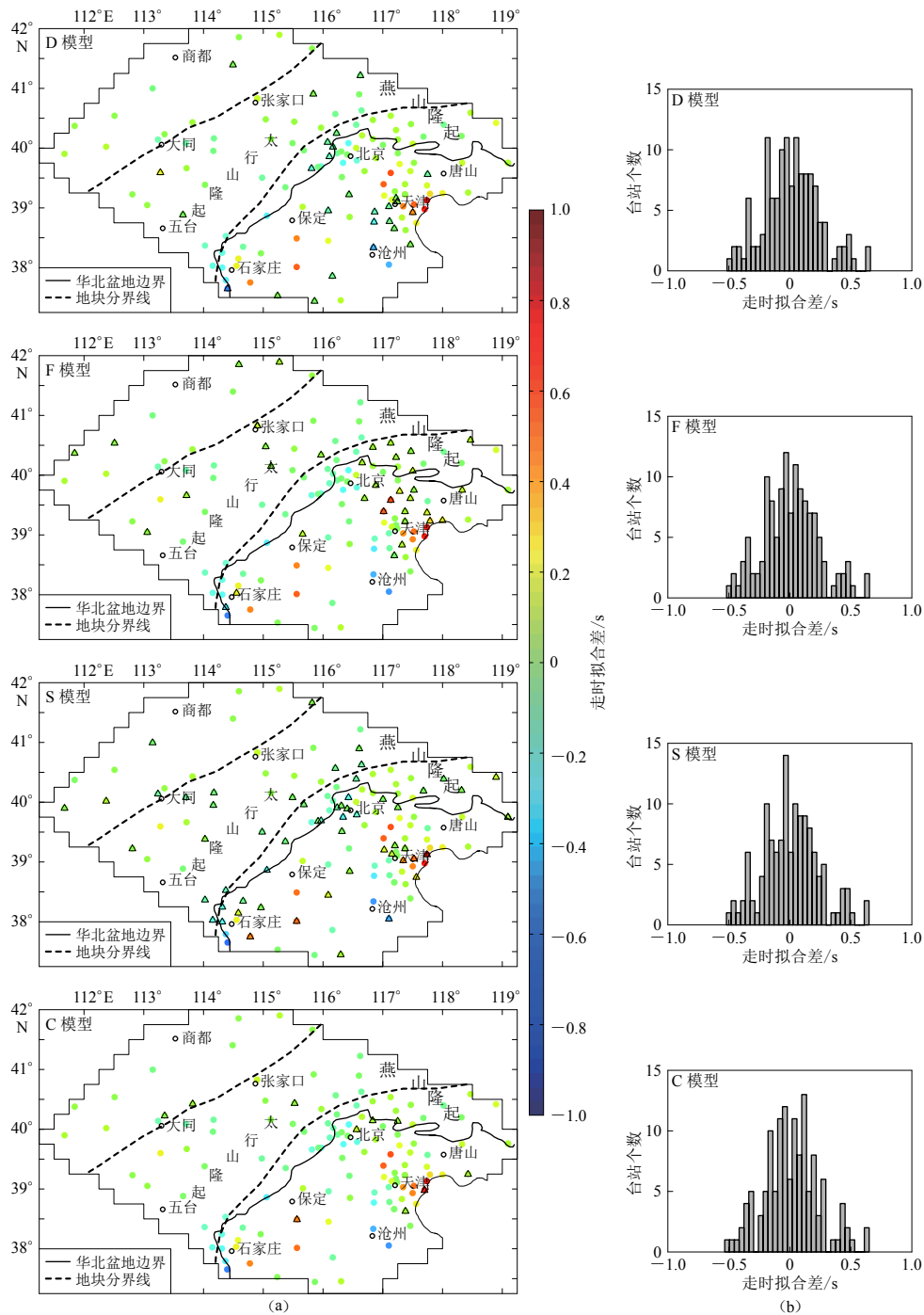


图 7 研究区域内各站 P 波平均走时拟合差值分布图(a)和统计分布图(b)

图中三角形代表该模型下此台站的平均走时拟合差相对于其它模型绝对值最小

Fig. 7 Distribution maps (a) and histograms (b) of the P-wave average travel time difference for stations in the studied area

The triangles represent the stations with the lowest absolute average travel time difference for the indicated model with respect to other models

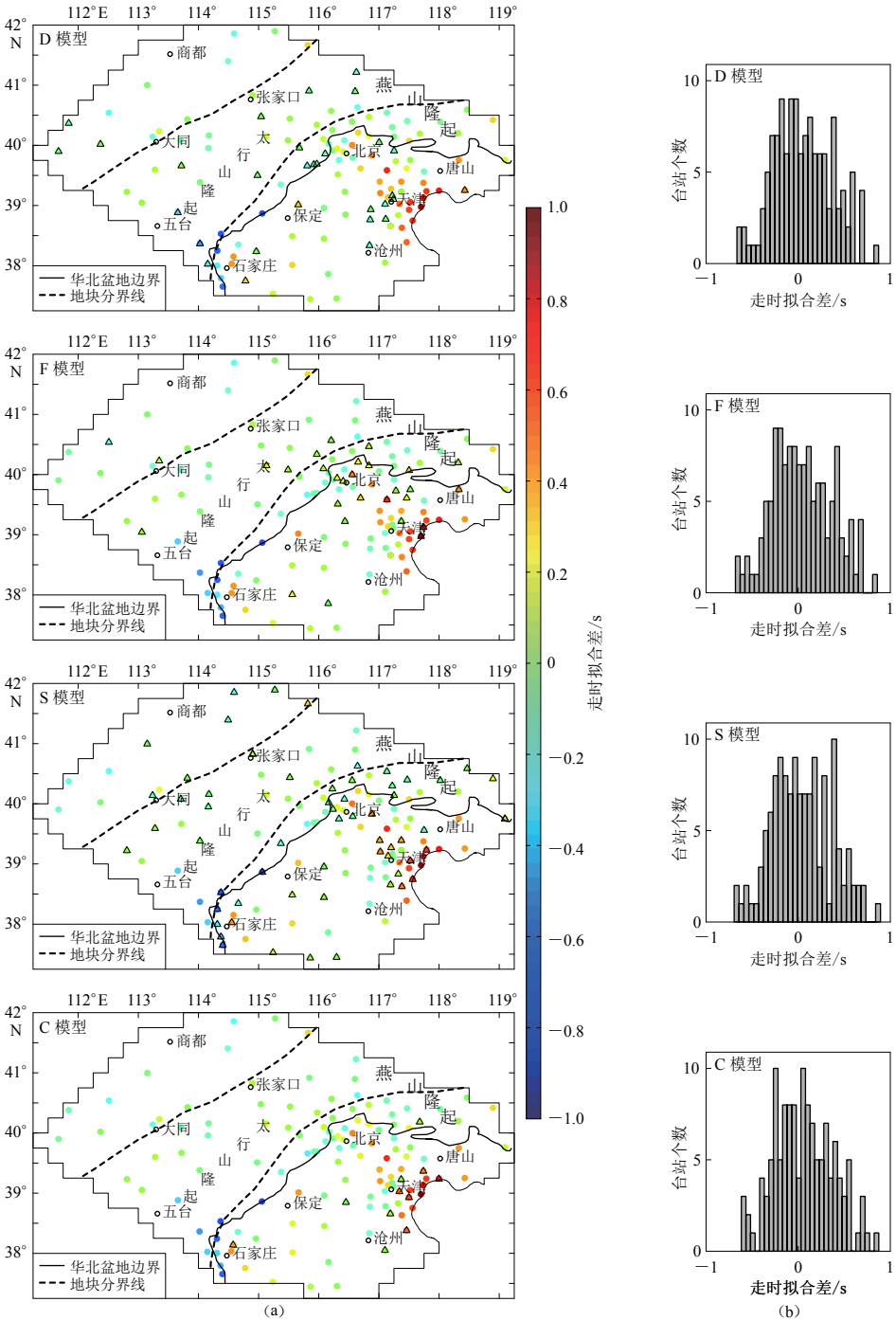


图 8 研究区域内各站 S 波平均走时拟合差值分布图(a)和统计分布图(b)

图中三角形代表该模型下此台站的平均走时拟合差相对于其它模型绝对值最小

Fig. 8 Distribution maps (a) and histograms (b) of the S-wave average travel time difference for stations in the studied area

The triangles represent the stations with the lowest absolute average travel time difference for the indicated model with respect to other models

表 1 不同模型实测初至波到时与理论初至波到时平均拟合差值最小的台站个数统计表

Table 1 The statistical table of station number with the smallest average difference between the observed and theoretical first arrival time for different models

模型	P 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(P 波)	S 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(S 波)
D	27	20.61%	30	22.90%
F	36	27.48%	29	22.14%
S	58	44.27%	61	46.56%
C	10	7.63%	11	8.40%
合计	131	100%	131	100%

表 2 西部地块实测初至波到时与不同模型理论初至波到时平均拟合差值最小的台站个数统计表

Table 2 The statistical station number with the smallest average difference between the observed and the theoretical first arrival time for different models in the western blocks

模型	P 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(P 波)	S 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(S 波)
D	1	8.33%	3	25.00%
F	4	33.33%	2	16.67%
S	5	41.67%	7	58.33%
C	2	16.67%	0	0
合计	12	100%	12	100%

表 3 中部造山带实测初至波到时与理论初至波到时平均拟合差值最小的台站个数统计分布表

Table 3 The statistical station number with the smallest average difference between the observed and the theoretical first arrival time for different models in the central orogenic belt

模型	P 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(P 波)	S 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(S 波)
D	5	20%	9	36%
F	6	24%	5	20%
S	13	52%	11	44%
C	1	4%	0	0
合计	25	100%	25	100%

表 4 东部地块实测初至波到时与理论初至波到时平均拟合差值最小的台站个数统计分布表

Table 4 The statistical station number with the smallest average difference between the observed and the theoretical first arrival time for different models in the eastern blocks

模型	P 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(P 波)	S 波平均走时拟合差值最小台站个数	占比(S 波)
D	21	22.34%	18	19.15%
F	26	27.66%	22	23.40%
S	40	42.55%	43	45.74%
C	7	7.45%	7	11.70%
合计	94	100%	94	100%

在太行山山前构造带、冀中凹陷区表现较好。

东部地块也是研究区域内较为特殊的一个部分，该区域存在很多平均走时拟合误差值较大的台站，这些台站分布在太行山山前断裂带附近、冀中盆地和黄骅凹陷区。根据图 7，8 显示，在此区域 4 个模型的 P 波和 S 波速度明显高于真实地下速度。由于该地区存在很多隆起和凹陷区域，且存在较厚的沉积层，而这 4 个模型在建模和反演过程中沉积层部分可能存在一定的系统偏差，所以推测上述原因对平均走时拟合差影响较大。

2.3 小结

在整个研究区域内, 4 个模型存在差异, 除全球三维地壳模型即 C 模型明显比其它 3 个区域模型(D, F 和 S 模型)差一些之外, 3 个区域模型对走时数据拟合的差异并不特别明显. 经过体波走时差值数据的精细对比和大量事件统计分析得知, S 模型相对优于 F 模型和 D 模型, C 模型最差. 对于整体评价结果, 我们认为与这 4 个模型所使用数据的纵向分辨率有关, S 模型、F 模型和 D 模型的纵向分辨率要明显高于 C 模型(地壳仅由较厚的层构成).

对于研究区域内的构造单元, D 模型在燕山褶皱带西南部、太行山山前构造带西北部 and 沧县隆起区表现较好, F 模型在太行山隆起区中部、沧县隆起北部、黄骅凹陷区和燕山褶皱带表现较好, S 模型在西部地块、山西凹陷区、太行山山前构造带和冀中凹陷区表现较好, C 模型无明显连片表现较好区域. 此结果作为本研究的主要结果, 对于各模型在不同构造单元表现好坏的原因, 本文认为与反演时使用的方法、不同地区数据密度和质量等因素有一定关系.

3 讨论

3.1 研究区域边界台站误差较大

据图 7 和 8 可知, 靠近研究区域边界的台站, 其平均走时拟合差相对较大, 但它们对应的走时拟合差的标准偏差并不大(图 9, 10). 以研究区域渤海湾边界某个平均走时拟合差最

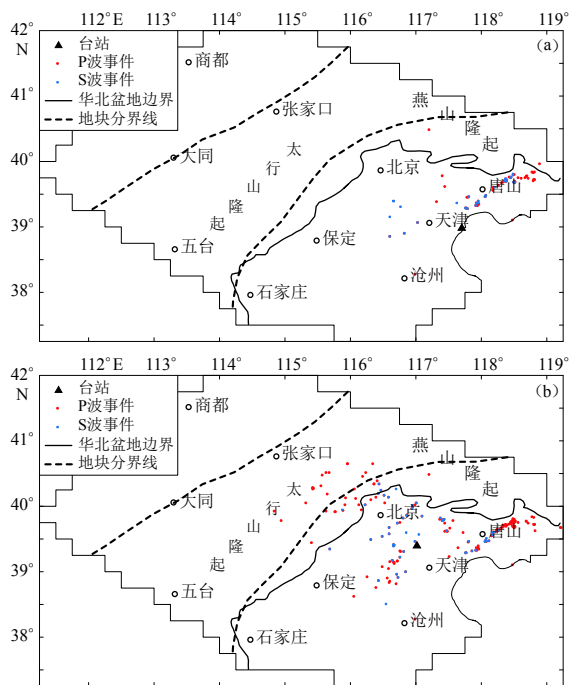


图 9 DAGTJ 台站(a)和 WUQTJ 台站(b)所记录到的 P 波和 S 波走时事件分布图

Fig. 9 Distribution of P- and S-wave travel times recorded at the stations DAGTJ (a) and WUQTJ (b)

大的 DAGTJ 台站为例, 该台站接收到的 P 波和 S 波事件相对较少(图 9a), 且分布在台站的一侧, 所接收到事件的到时拟合差值中也存在异常值(图 10), 产生这些异常值的可能原因有三种, 一是人工拾取初至波到时出现的错误, 二是该地震事件定位很不准确, 三是研究区边界的射线减少、交叉覆盖不好, 成像结果可靠性差.

研究区域边界的台站误差较大, 主要原因可能是接收到的地震事件分布不均匀, 研究区域内部的事件偏多, 而靠近研究区域边界, 台站接收到的地震事件偏少, 从而导致系统的平均走时偏差值较大.

3.2 平均走时拟合异常台站探究

据图 7 和 8 可知, 在整个研究区域内, 绝大多数台站的研究结果均表现正常, 即在合理的误差范围之内. 但在东部地块的冀中盆地东北部存在两个平均走时拟合差异异常的台站, WUQTJ 台站和 HBTJ 台站. 以 WUQTJ 台站为例, 该台站接收

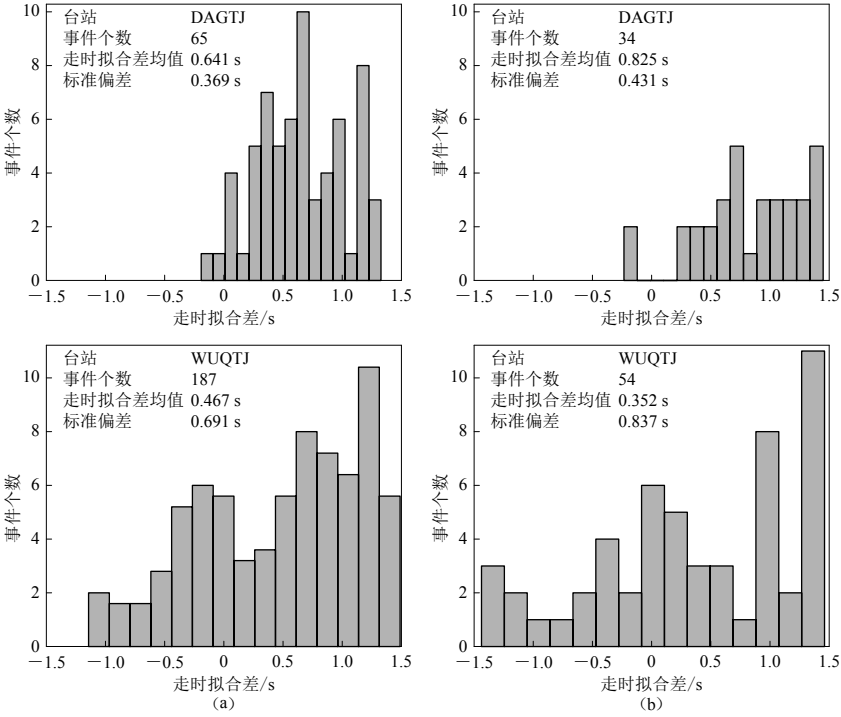


图 10 S 模型下 DAGTJ 台站和 WUQTJ 台站接收到的 P 波(a)和 S 波(b)走时拟合差值统计分布图

Fig. 10 Histograms of travel time difference of P-wave (a) and S-wave (b) using the S model recorded at the stations DAGTJ and WUQTJ

到的 P 波到时事件和 S 波到时事件分布均匀, 且事件数目较多(图 9b). 它们接收到事件的走时拟合差值的平均值为正(约 0.4 s), 且标准偏差较大(图 10), 可能与这两个台站位置的不准确性或台站周边区域速度结构误差较大有关.

此外, 这几个模型对于浅层的约束都很差, 由于沉积层较厚, S 模型和 F 模型反演中所用的面波频散数据的最小周期约为 4 s, 无法对 4 km 深度以内的浅层速度结构进行可靠的约束, 导致成像的浅层模型体波速度偏高, 理论 P 波和 S 波走时偏小, 可能达到 0.4 s, 甚至更大.

3.3 太行山山前造山带附近台站误差偏大探究

太行山山前造山带附近台站的研究结果显示, 4 个模型初至波走时拟合差值表现为较强的一致性, 且均为较大的负值(图 7, 8). 说明在该区域范围内, 4 个模型的 P 波和 S 波速度相对于真实地下结构均偏大. 该区域的台站接收的地震事件主要来自于东部地块的沉积盆地和中部造山带, 两者基底物性差异较大. 为了判别哪种来源的地震事件对结果的影响更大, 我们将该区域的台站接收到的地震事件分为东部地块(即沉积盆地)来源和非东部地块来源, 以该区域表现最好的模型即 S 模型为正演模型, 以初至 P 波到时拟合差为评价手段, 经过试验, 结果如图 11 所示. 可以看出, 来源于东部地块事件的初至波走时拟合差的偏差更大, 直接反映出东部地块的速度结构与地下真实结构相对于非东部地块存在更大差异.

4 结论

利用初至波走时拟合差对现有三维速度模型进行客观评价是一种可行的手段, 对大量

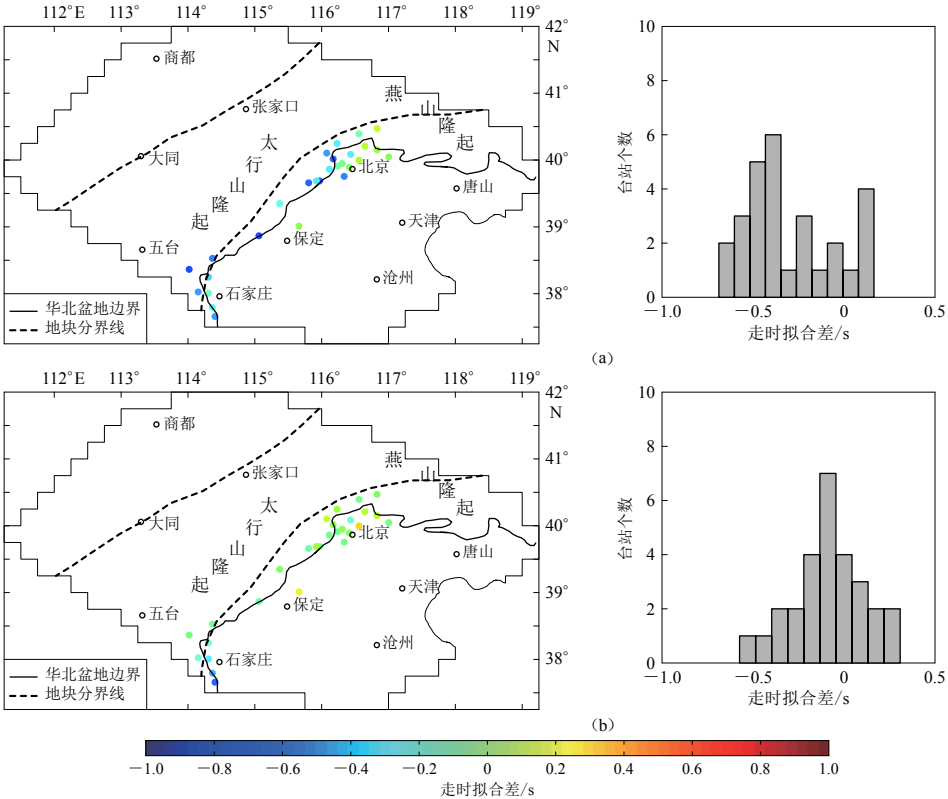


图 11 S 模型下太行山山前造山带附近台站接收东部地块(a)和非东部地块(b)
事件 P 波走时拟合差值分布图(左)和统计分布图(右)

Fig. 11 Distribution maps (left panels) and histograms (right panels) of travel time difference
for P-wave travel time from events in eastern blocks (a) and non-eastern blocks (b)
recorded at stations around the Taihangshan foreland tectonic belt

事件的统计分析使得模型评价的结果具备较好的可靠性. 本文中评价的 4 个模型均为近年来采用不同数据和方法所构建的, 整体具有较高的可信度. 区域地震走时评价的结果显示, 4 个模型在大范围内存在较好的一致性, 但在某些区域内 P 波和 S 波速度均相对真实地下结构偏大或偏小. 4 个模型在西部地块和中部造山带均表现较好, 与实际地下结构比较相似, 但在东部地块部分表现均相对较差, 可能与东部地块较厚的沉积层有关.

在整个研究区域内, 经过精细试验和大量事件统计分析得知, S 模型要相对优于 F 模型和 D 模型, C 模型相对最差. 我们认为该结果与上述几个模型构建过程中所使用数据的密度和分辨率有关. 对于研究区域内的构造单元, D 模型在燕山褶皱带西南部、太行山山前构造带西北部和沧县隆起区表现较好, F 模型在太行山隆起区中部、沧县隆起北部、黄骅凹陷区和燕山褶皱带表现较好, S 模型在西部地块、山西凹陷区、太行山山前构造带和冀中凹陷区表现较好, C 模型无明显表现较好的连片区域. 对于各模型在不同构造单元表现好坏的主观原因, 可能与它们反演时使用的方法、不同区域的数据密度和质量等因素有一定关系.

由于本研究未重新对地震进行精定位, 因此计算得到的走时拟合差可能略微偏大. 同时, 由于 P/S 波速度转换采用了经验公式换算, 也可能引入误差. 但本文的研究结果对于定量地评估华北地区速度模型的可靠性, 为后期进一步获取华北地区更加精细的地下三维速

度结构模型和提高地震定位精度均具有重要意义。

感谢两位审稿人对本文提出的重要修改意见和建议。

参 考 文 献

- 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 陈立华, 庄真, 傅竹武, 吕梓龄, 胡家富. 1991. 华北地区三维地壳上地幔结构[J]. *地球物理学报*, **34**(2): 172–181.
- Chen G Y, Song Z H, An C Q, Chen L H, Zhuang Z, Fu Z W, Lü Z L, Hu J F. 1991. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the North China region[J]. *Acta Geophysica Sinica*, **34**(2): 172–181 (in Chinese).
- 陈凌, 程骋, 危自根. 2010. 华北克拉通边界带区域深部结构的特征差异性及其构造意义[J]. *地球科学进展*, **25**(6): 571–581.
- Chen L, Cheng C, Wei Z G. 2010. Contrasting structural features at different boundary areas of the North China Craton and its tectonic implications[J]. *Advances in Earth Science*, **25**(6): 571–581 (in Chinese).
- 陈立华, 宋仲和. 1990. 华北地区地壳上地幔 P 波速度结构[J]. *地球物理学报*, **33**(5): 540–546.
- Chen L H, Song Z H. 1990. Crust-upper mantle P wave velocity structure beneath northern China[J]. *Acta Geophysica Sinica*, **33**(5): 540–546 (in Chinese).
- 陈兆辉, 楼海, 孟小红, 王椿镛, 石磊. 2014. 鄂尔多斯块体—华北地区地壳上地幔 P 波三维速度结构[J]. *地球物理学进展*, **29**(3): 999–1007.
- Chen Z H, Lou H, Meng X H, Wang C Y, Shi L. 2014. 3D P-wave velocity structure of crust and upper mantle beneath Ordos Block and North China[J]. *Progress in Geophysics*, **29**(3): 999–1007 (in Chinese).
- 丁志峰, 何正勤, 孙为国, 孙宏川. 1999. 青藏高原东部及其边缘地区的地壳上地幔三维速度结构[J]. *地球物理学报*, **42**(2): 197–205.
- Ding Z F, He Z Q, Sun W G, Sun H C. 1999. 3-D crust and upper mantle velocity structure in eastern Tibetan Plateau and its surrounding areas[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **42**(2): 197–205 (in Chinese).
- 稽少丞, 王茜, 许志琴. 2008. 华北克拉通破坏与岩石圈减薄[J]. *地质学报*, **82**(2): 174–193.
- Ji S C, Wang Q, Xu Z Q. 2008. Break-up of the North China Craton through lithospheric thinning[J]. *Acta Geologica Sinica*, **82**(2): 174–193 (in Chinese).
- 嘉世旭, 张先康, 方盛明. 2001. 华北裂陷盆地不同块体地壳结构及演化研究[J]. *地学前缘*, **8**(2): 259–266.
- Jia S X, Zhang X K, Fang S M. 2001. Research on the crustal structure and evolution of different blocks in North China rift-depression basin[J]. *Earth Science Frontiers*, **8**(2): 259–266 (in Chinese).
- 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.
- Jin A S, Liu F T, Sun Y Z. 1980. Three-dimensional P velocity structure of the crust and upper mantle under Beijing region[J]. *Acta Geophysica Sinica*, **23**(2): 172–182 (in Chinese).
- 赖锡安, 黄立人, 徐菊生. 2004. 中国大陆现今地壳运动[M]. 北京: 地震出版社: 29–31.
- Lai X A, Huang L R, Xu J S. 2004. *Present-Day Crustal Movement in China Continent*[M]. Beijing: Seismological Press: 29–31 (in Chinese).
- 李志伟, 胥颐, 郝天珧, 刘劲松, 张岭. 2006. 环渤海地区的地震层析成像与地壳上地幔结构[J]. *地球物理学报*, **49**(3): 797–804.
- Li Z W, Xu Y, Hao T Y, Liu J S, Zhang L. 2006. Seismic tomography and velocity structure in the crust and upper mantle around Bohai Sea area[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **49**(3): 797–804 (in Chinese).
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 李强, 刘建华, 胡戈. 1986. 华北地区的地震层面成像[J]. *地球物理学报*, **29**(5): 442–449.
- Liu F T, Qu K X, Wu H, Li Q, Liu J H, Hu G. 1986. Seismic tomography of North China region[J]. *Acta Geophysica Sinica*, **29**(5): 442–449 (in Chinese).
- 刘启元, 李顺成, 沈扬, 陈九辉. 1997. 延怀盆地及其邻区地壳上地幔速度结构的宽频带地震台阵研究[J]. *地球物理学报*, **40**(6): 763–772.

- Liu Q Y, Li S C, Shen Y, Chen J H. 1997. Broadband seismic array study of the crust and upper mantle velocity structure beneath Yanhuai basin and its neighbouring region[J]. *Acta Geophysica Sinica*, **40**(6): 763–772 (in Chinese).
- 吕作勇, 吴建平. 2010. 华北地区地壳上地幔三维P波速度结构[J]. *地震学报*, **32**(1): 1–11.
- Lü Z Y, Wu J P. 2010. 3-D P wave velocity structure of crust and upper mantle beneath North China[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **32**(1): 1–11 (in Chinese).
- 马杏垣, 刘和甫, 王维襄, 汪一鹏. 1983. 中国东部中、新生代裂陷作用和伸展构造[J]. *地质学报*, **57**(1): 22–32.
- Ma X Y, Liu H F, Wang W X, Wang Y P. 1983. Meso-Cenozoic taphrogeny and extensional tectonics in eastern China[J]. *Acta Geologica Sinica*, **57**(1): 22–32 (in Chinese).
- 魏文博, 叶高峰, 金胜, 邓明, 景建恩. 2007. 华北地区地壳P波三维速度结构[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, **32**(4): 441–452.
- Wei W B, Ye G F, Jin S, Deng M, Jing J E. 2007. Three dimensional P-wave velocity structure of the crust of North China[J]. *Earth Science: Journal of China University of Geosciences*, **32**(4): 441–452 (in Chinese).
- 吴福元, 徐义刚, 高山, 郑建平. 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论[J]. *岩石学报*, **24**(6): 1145–1174.
- Wu F Y, Xu Y G, Gao S, Zheng J P. 2008. Lithospheric thinning and destruction of the North China Craton[J]. *Acta Petrologica Sinica*, **24**(6): 1145–1174 (in Chinese).
- 徐伟进, 高孟潭. 2014. 中国大陆及周缘地震目录完整性统计分析[J]. *地球物理学报*, **57**(9): 2802–2812.
- Xu W J, Gao M T. 2014. Statistical analysis of the completeness of earthquake catalogs in China mainland[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **57**(9): 2802–2812 (in Chinese).
- 杨婷, 吴建平, 房立华, 王未来, 吕作勇. 2012. 华北地区地壳上地幔S波三维速度结构[J]. *地球物理学进展*, **27**(2): 441–454.
- Yang T, Wu J P, Fang L H, Wang W L, Lü Z Y. 2012. 3-D S-wave velocity structure of crust and upper mantle beneath North China[J]. *Progress in Geophysics*, **27**(2): 441–454 (in Chinese).
- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏[J]. *中国科学: 地球科学*, **42**(8): 1135–1159.
- Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, Zhang H F, Xia Q K, Zheng T Y. 2012. Destruction of the North China Craton[J]. *Science China Earth Sciences*, **55**(10): 1565–1587.
- Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wave speeds and density in the Earth's crust[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **95**(6): 2081–2092.
- Duan Y H, Wang F Y, Zhang X K, Lin J Y, Liu Z, Liu B F, Yang Z X, Guo W B, Wei Y H. 2016. Three-dimensional crustal velocity structure model of the middle-eastern North China Craton (HBCrust1.0)[J]. *Science China Earth Sciences*, **59**(7): 1477–1488.
- Fang L H, Wu J P, Ding Z F, Wang W L, Panza G F. 2010. Crustal velocity structures beneath North China revealed by ambient noise tomography[J]. *Earthquake Science*, **23**(5): 477–486.
- Laske G, Masters G, Ma Z T, Pasyanos M. 2013. Update on Crust1.0: A 1-degree global model of Earth's crust[C]//*EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vienna, Austria: EGU, 15: 2658.
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, Wu J S, Shen Q H. 1992. Remnants of ≥ 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton[J]. *Geology*, **20**(4): 339–342.
- Rawlinson N, Sambridge M. 2005. The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media[J]. *Explor Geophys*, **36**(4): 341–350.
- Shen W S, Ritzwoller M H, Kang D, Kim Y, Lin F C, Ning J Y, Wang W T, Zheng Y, Zhou L Q. 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion[J]. *Geophys J Int*, **206**(2): 954–979.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution[J]. *Precambrian Res*, **107**(1/2): 45–73.