

梁建宏, 韩雪君, 孙丽, 梁姗姗, 张雪梅. 2015. 中国地震台网初至 P 波区域三维走时表的建立. 地震学报, 37(1): 125–133. doi:10.11939/jass.2015.01.011.

Liang J H, Han X J, Sun L, Liang S S, Zhang X M. 2015. Construction of regional three-dimensional travel-time tables of first P arrival for China Seismograph Network. *Acta Seismologica Sinica*, 37(1): 125–133. doi:10.11939/jass.2015.01.011.

中国地震台网初至 P 波区域 三维走时表的建立^{*}

梁建宏^{*} 韩雪君 孙 丽 梁姗姗 张雪梅

(中国北京 100045 中国地震台网中心)

摘要 基于 LLNL-G3Dv3 全球 P 波三维速度模型, 应用 FMM 软件包计算并建立了中国地震台网 990 个台站的初至 P 波区域三维走时表. 该走时表覆盖了以台站为中心的水平向 $20^{\circ} \times 20^{\circ}$ 、垂直向 -5.1 — 80 km (向下为正) 的三维空间. 其水平向间隔为 0.2° , 垂直向间隔为 5 km. 这样对于任一深度小于 80 km 的震源, 均可以应用此三维走时表计算其到周围 10° 范围内台站的走时. 中国地震台网初至 P 波区域三维走时表的建立, 对于改善区域初至 P 波走时预测, 提高地震定位精度有一定现实意义.

关键词 中国地震台网 P 波 三维速度模型 走时表 建立

doi:10.11939/jass.2015.01.011 中图分类号: P315.3⁺1 文献标志码: A

Construction of regional three-dimensional travel-time tables of first P arrival for China Seismograph Network

Liang Jianhong^{*} Han Xuejun Sun Li Liang Shanshan Zhang Xuemei

(China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China)

Abstract: Based on the global-scale three-dimensional P wave velocity model LLNL-G3Dv3, regional travel-time table of first P arrivals of 990 seismic stations of China Seismograph Network is calculated and constructed by using FMM software package. The table covers the station-centered area with 20° multiply 20° in horizontal direction and -5.1 km to 80 km in vertical direction. The horizontal interval of travel-time table is 0.2° and the depth interval is 5 km. Accordingly, travel-times can be calculated within the distance of 10° for any source with depth less than 80 km. As a consequence of the construction of the regional three-dimensional first P arrival travel-time table, the prediction of first P arrival time would be much more improved, and it is significant for improving earthquake locations.

^{*} 基金项目 国家自然科学基金项目(41274062)和测震台网青年骨干培养专项(20120101)共同资助.

收稿日期 2014-04-18 收到初稿, 2014-07-24 决定采用修改稿.

⁺ 通讯作者 e-mail: liangjh@seis.ac.cn

Key words: China Seismograph Network; P wave; three-dimensional velocity model; travel-time table; construction

引言

地震波走时表在识别震相、测定地震参数和研究地球内部结构等工作中扮演着重要角色,建立合适的走时表对于正确识别震相、提高测定地震参数的精度无疑具有十分重要的意义.目前地震机构普遍基于径向对称的一维地球模型预测走时.虽然一维模型能很好地反映全球或局部地区的平均性质,但由于实际地球是三维的,一维模型并不能反映地球结构的横向不均匀性,在地壳与上地幔尤其如此.穿过地球介质的实际震相走时与由一维模型导出的理论走时之间往往存在偏差,对于区域地震,研究表明 Pn 震相的走时预测误差平均为 2.0—2.5 s,在某些地区走时误差甚至超过 8 s(Crotwell *et al*, 1999).理论走时预测误差给精确地震定位带来不利影响.

目前改善地震走时预测一般采用基于经验和基于模型两种方法.基于经验方法使用遴选的标准事件来校正走时残差,以提高该区域的走时预测精度.在地震资料丰富、可选标准事件多的区域,可使用基于经验的方法提高走时预测精度.根据已有的研究结果,利用标定事件的走时残差作为经验走时校正值,可改善走时预测,提高精确定位地震的能力(Myers, Schuhz, 2000; Nicholson *et al*, 2004, 2008).基于模型方法则需根据台站附近区域相关速度模型的研究成果,构造区域三维速度模型,计算台站到台站周边预定义格点的走时.根据相关研究成果,应用三维区域模型可提高走时预测精度和地震定位精度(Ritzwoller *et al*, 2003; Yang *et al*, 2004; Murphy *et al*, 2005; Flanagan *et al*, 2007).

综合国内外基于一维模型的走时校正研究,基于经验方法只要所用标准事件的定位精度足够高且资料丰富,其校正是较准确的.该方法的缺点是只适用于地震资料丰富的地区,对于新台站,一般需要运行较长一段时间,记录到一定数量的标准事件时,该台站的走时预测精度才得以改善.而基于模型方法则不受历史地震资料的限制,可应用于任何台站,但前提是模型需较准确.

关于地球模型和走时的研究已持续多年,随着地震台站越来越多和观测资料越来越丰富,地球模型无论是局部区域尺度还是全球尺度,其精确度和分辨率越来越高.例如全球常用的模型从一维初始参考地球模型(preliminary reference Earth model, 简称为 PREM)(Dziewonski, Anderson, 1981)发展到三维 Crust5.1(Mooney *et al*, 1998),再发展到更精细的三维 LLNL-G3Dv3(Simmons *et al*, 2012).朱介寿等(2003, 2006)利用天然地震、人工地震及其它地学资料,建立了中国及相邻地区的精细三维地球模型.更接近于真实地球的模型无疑有利于改善走时预测的精度和提高地震定位的精度.

本文将采用全球模型的最新研究成果 LLNL-G3Dv3 全球 P 波三维速度模型,用多级快速推进法(multi-stage fast marching method, 简称为 FMM),计算得到中国地震台网初至 P 波区域三维走时表.该走时表可用于预测区域初至 P 波走时,减小走时误差.

1 三维速度模型与计算方法

1.1 LLNL-G3Dv3 全球 P 波三维速度模型

Simmons 等(2011, 2012)利用来自国际地震中心(ISC)、美国国家地震信息中心

(NEIC)、大量区域台网、核试验、台阵和临时台网累计超过 2800 万条遍布全球的 P 波及 Pn 波到时数据，使用三维射线追踪和多尺度成像方法，建立了一个全球 P 波三维速度模型 LLNL-G3Dv3，用以精确预测区域和远震距离地震波走时，提升了地震事件定位能力. 该模型从地球表面到地核共分 57 层，约 160 万个节点，能够呈现包括克拉通和地幔柱在内的大尺度结构，也能分辨上地幔包括转换带在内的复杂细结构. 经过插值处理后，形成了 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的速度模型. LLNL-G3Dv3 三维速度模型的总体特点是不同层的速度变化明显，在

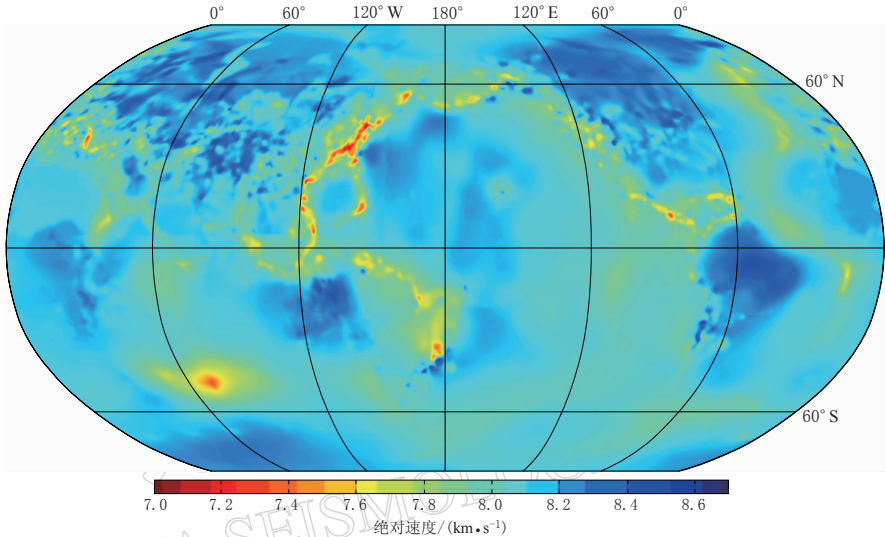


图 1 LLNL-G3Dv3 模型莫霍面 P 波速度分布
Fig. 1 P wave velocity beneath Moho based on the LLNL-G3Dv3 model.
Values are shown in absolute velocity (km/s)

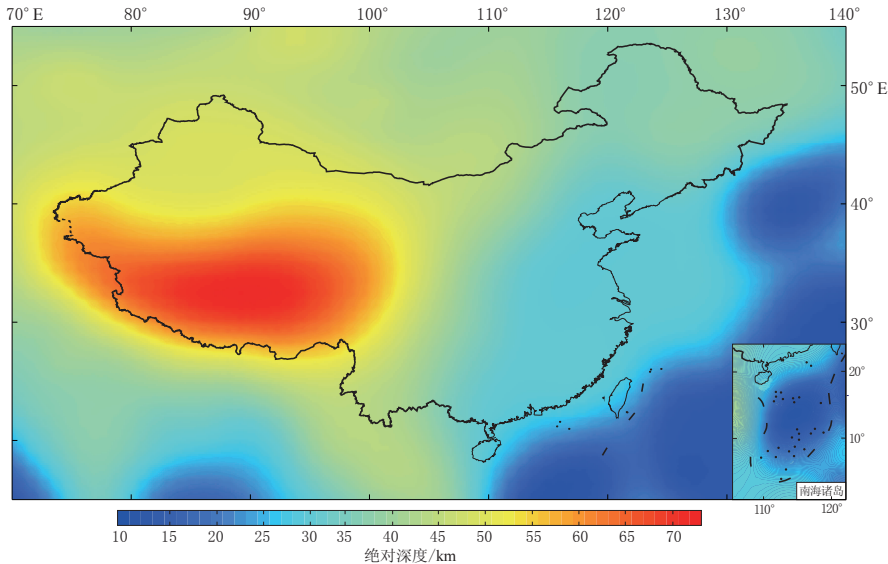


图 2 由 LLNL-G3Dv3 得到的中国大陆及邻区莫霍面深度
Fig. 2 The depth of the Moho derived from LLNL-G3Dv3 in Chinese mainland and its vicinity. Values are shown in absolute depth (km)

每一层中, $1^\circ \times 1^\circ$ 网格纵向速度相同, 横向速度有变化. 相对于一维 AK135 模型, 该模型在区域和中远距离(约 23° 以内), 走时差通常能达到 ± 4 s; 在远震距离, 走时差典型地位于 ± 2 s 范围内. 图 1 给出了 LLNL-G3Dv3 模型莫霍面的 P 波速度分布. 基于 LLNL-G3Dv3 模型, 我们可以得到中国大陆及邻区莫霍面深度分布, 如图 2 所示.

1.2 FMM 计算走时方法

韩雪君(2011)对现有计算走时的方法以及 FMM 方法作了总结评述, 这里我们只作简要介绍. 现有的计算走时方法主要有以下几种: 插值法、有限差分法、最小走时树法、波前快速推进法等. 其中波前快速推进方法是由 Rawlinson 和 Sambridge(2004a, b)提出的一种多级快进算法, 通过有限差分求解走时方程来追踪第一个震相的波前传播, 将波前进入的每一层都当作独立的计算空间, 只有当一个波前面上所有点都穿过边界界面时, 该波前才算穿过界面. 随后通过分别在本层和相邻层内重新初始化 FMM 来追踪反射波前和折射波前, 在相邻层内重新初始化 FMM 来追踪折射波前. 因此, 除了来自同一界面的连续反射波无法追踪外, 其它无论包括多少反射与折射震相, 都可以通过这种多级方法搜索到.

de Kool 等(2006)将 Rawlinson 和 Sambridge(2004a, b)提出的 FMM 方法进一步发展, 基于网格追踪球坐标系下复杂三维层状介质中多种反射震相和折射震相, 利用多级 FMM 追踪由一个界面到另一个界面的波前.

下面介绍连续介质中基于规则网格的常规 FMM 算法. 走时方程说明波前上任意一点走时梯度的绝对值等于该点速度的倒数, 表示为

$$|\nabla_x t| = s(x), \quad (1)$$

式中, t 为走时, $s(x)$ 为慢度. 采用有限差分方法求解初至走时方程时一个明显的障碍是均匀介质中产生的波前自身交叉引起的梯度不连续, 这可以通过考虑波前传播的方向来克服. 只用那些逆向的有限差分, 即只用那些波前已经走过的节点来计算波前在一个已知节点处的走时. 常用的逆向方法可作如下表示(Sethian, Popovici 1999; Popovici, Sethian, 2002):

$$[\max(D_a^{-x}t, D_b^{+x}t, 0)^2 + \max(D_c^{-y}t, -D_d^{+y}t, 0)^2 + \max(D_e^{-z}t, -D_f^{+z}t, 0)^2]_{i,j,k}^{1/2} = s_{i,j,k}, \quad (2)$$

式中: t 为走时; (i, j, k) 为任何正交坐标系下的网格节点变量; 整形变量 a, b, c, d, e, f 表示在 6 个网格中的每个网格进行逆向有限差分运算时的精度阶数. 例如, 在笛卡尔坐标系下, $D^{-x}t_i$ 的前两个逆向因子表示为

$$D_1^{-x}t_{i,j,k} = \frac{t_{i,j,k} - t_{i-1,j,k}}{\delta x}, \quad (3)$$

$$D_2^{-x}t_{i,j,k} = \frac{3t_{i,j,k} - 4t_{i-1,j,k} + t_{i-2,j,k}}{2\delta x}, \quad (4)$$

式中 δx 为 x 方向上的网格间距. 这些算子是由泰勒展开的各项适当求和得到的. 式(2)给出的逆向方法描述了如何用相邻网格的已知走时计算未知走时. 应用该方法时需要将网格点按走时值的大小顺序排列, 为此, FMM 方法引入窄带近似方法, 在激活点与未激活点之间建立一条窄带, 其内部各点称为临近点. 激活点的走时可准确计算, 临近点需通过式(2)计算走时的“试验”值, 而其它未激活的远点则无需计算走时. 窄带的形状近似于初至波前, 选取窄带内走时“试验”值最小的点作为新的激活点, 使窄带逐渐传播至所有节点,

直至所有节点都被激活(图 3)。

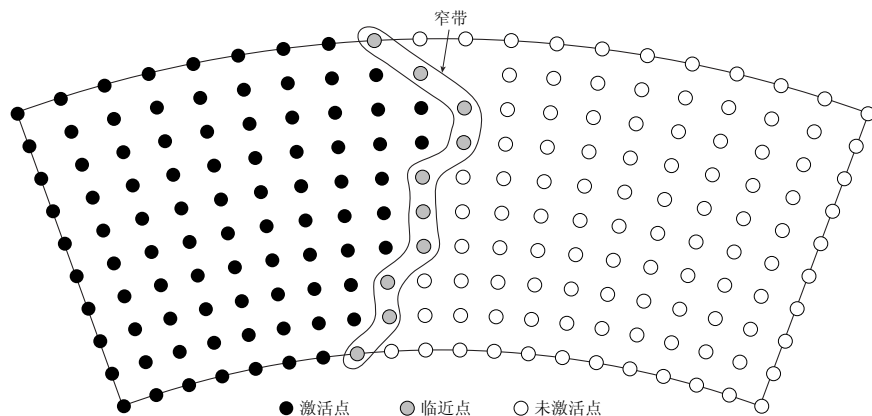


图 3 窄带方法原理(引自 de Kool *et al.*, 2006)

Fig. 3 The principle of narrow-band method (after de Kool *et al.*, 2006)

Solid dots stand for alive points, gray dots for close points, and open circles for far points

与打靶法和弯曲法相比,基于网格的 FMM 走时方程解法有如下优点:①多数情况下能快速计算速度模型中每个点的走时,并能够准确地在射线影区找到衍射波;②能够更稳定地收敛于两点路径的真解;③计算的走时能有效地达到实际问题所需的精度,特别是在源和接收点较多的情况下。

Rawlinson 和 Sambridge (2004a, b)将上述 FMM 算法发展为在二维层状介质中不仅能追踪第一个初至震相的波前,还可追踪其它后续震相的波前。Sethian 和 Popovici (1999)将常规的 FMM 算法用到了球坐标系下。

张风雪等(2010)对 FMM 方法进行了研究、测试和改进。改进前在配置为酷睿 2 双核 CPU、主频 2.4 GHz、内存 2 GB 的计算机上,用 FMM 方法计算了 $81 \times 81 \times 41$ 个网格节点的走时,用时 4.43 s,在速度为 8.0 km/s 的均匀模型中,射线走时的 FMM 数值解与精确解相比误差在 0.1% 左右。

由于具有计算速度快、灵活性好、对任何复杂速度场都可无条件稳定的优点,故 FMM 方法广泛地用于复杂介质中走时的计算和地震层析成像中。

2 三维走时表建立

2.1 模型参数化

LLNL-G3Dv3 模型的地壳由 7 个不连续速度层组成,分别为水层、沉积层 1、沉积层 2、沉积层 3、上地壳、中地壳和下地壳。相对于整个地壳,由于水层和沉积层厚度很小,为了简便,我们去掉最上面的水层和沉积层,只考虑 3 层地壳的模型。台站模型空间定义为以台站为中心的水平向 $20^\circ \times 20^\circ$ 、垂直向 $-5.1 \sim 80$ km(向下为正)的三维空间。在台站模型空间内,以水平间隔 0.2° 、垂直间隔 7 km 的网格节点对 LLNL-G3Dv3 速度模型进行采样,加上边界节点,共有 156 060 个网格节点。这些节点采集的速度值构成 FMM 软件包计算走时所需的网格化三维速度模型。以同样的水平间隔对台站模型空间内各层速度界面深度进行采样,共有 10 404 个节点值表示每一层的界面起伏变化。图 4 为成都台(CD2)下方

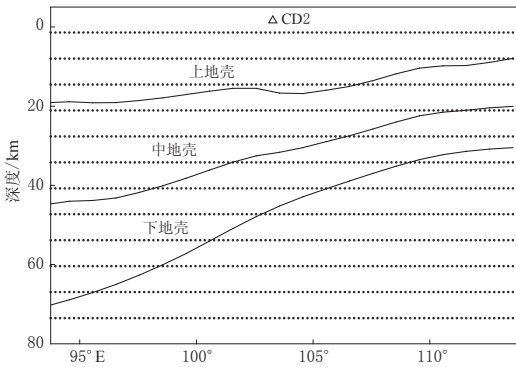


图 4 成都台(CD2)下方东西向深度剖面上地壳、中地壳和下地壳深度分布和速度场采样网格节点分布

Fig. 4 Distribution of depth and grid nodes for sampling velocity field of the upper-, middle- and lower-crust along the E-W profile beneath the station CD2

的走时相差无几,一般小于 0.1 s. 这样我们可计算得到中国地震台网 990 个台站的初至震相三维走时表.

对于台站模型空间内任意一点潜在震源到台站的走时,我们用该点所在网格的 8 个节点的走时和该点到 8 个节点的距离,通过线性插值进行计算. 如图 5 所示,设任一点 O 所在网格的 8 个节点分别为 A, B, C, D, E, F, G 和 H . O 到面 $ABCD$ 的归一化距离为 d_1 , 到面 $ABFE$ 的归一化距离为 d_2 , 到面 $BCGF$ 的归一化距离为 d_3 , 则 O 点到台站的走时为

东西向深度剖面上地壳、中地壳和下地壳深度分布和速度场采样网格节点分布.

2.2 走时表的建立与走时计算

基于台站模型空间内网格化的三维速度模型和速度界面,用 FMM 软件包计算得到该空间内水平间隔为 0.05° 、垂直间隔为 3 km 的传播网格各节点到台站的初至震相走时表. 考虑到存储和使用的方便,通过线性插值,我们将该走时表转换到水平间隔为 0.2° 、垂直间隔为 5 km 的网格节点到台站的走时表,称其为该台站的初至震相三维走时表. 保存为二进制文件格式的走时表大小为 718 kB,千余个台所需存储空间不到 1 GB. 试验表明,虽然损失了一定的分辨率,但用转换后的走时表计算的走时与用转换前的走时表计算

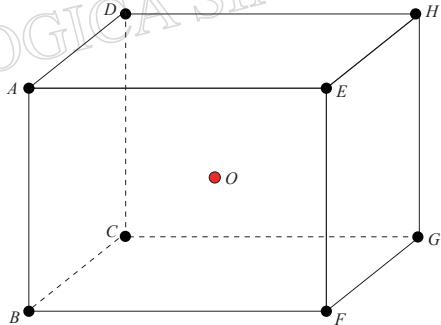


图 5 任一点 O 与其所在网格各节点示意图

Fig. 5 One point O and other points (A, B, C, D, E, F, G, H) within one grid

$$t = t_A(1.0 - d_1)(1.0 - d_2)d_3 + t_B(1.0 - d_1)(1.0 - d_2)(1.0 - d_3) + t_C(1.0 - d_1)d_2(1.0 - d_3) + t_D(1.0 - d_1)d_2d_3 + t_Ed_1(1.0 - d_2)d_3 + t_Fd_1(1.0 - d_2)(1.0 - d_3) + t_Gd_1d_2(1.0 - d_3) + t_Hd_1d_2d_3, \tag{5}$$

式中 $t_A, t_B, t_C, t_D, t_E, t_F, t_G$ 和 t_H 分别是网格节点 A, B, C, D, E, F, G 和 H 到台站的走时.

对于发生在中国地震台网覆盖范围内的深度小于 80 km 的地震,根据式(5),可使用本文建立的中国地震台网 990 个台站的区域三维走时表预测震源到周围 10° 范围内台站的初至 P 波走时. 具体应用时,可根据需要先将一些或全部台站的走时表读入计算机内存,在使用某一地震定位方法(如网格搜索法)进行定位时由式(5)计算潜在震源到台站的理论走时,从而实现地震的较精确定位. 本文建立的走时表可应用于国家测震台网或各地区地

震台网的速报和编目等工作中。

同样根据式(5)，可以计算某一台站模型空间内任一点的走时和相应的基于 AK135 模型走时，并将前者与后者的差值称为走时异常。计算 5、15 和 25 km 深度的水平向网格为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ 的节点到成都台的走时异常，如图 6 所示。总体而言，在成都台西北方向走时异常为正，其最大异常达到 +3 s 多；在成都台东南方向走时异常为负，但其幅值不大。这与 LLNL-G3Dv3 模型在成都台西北方向莫霍面较深(图 4)，导致 Pn 走时较大，而在成都台东南方向与 AK135 模型差别不大密切相关。

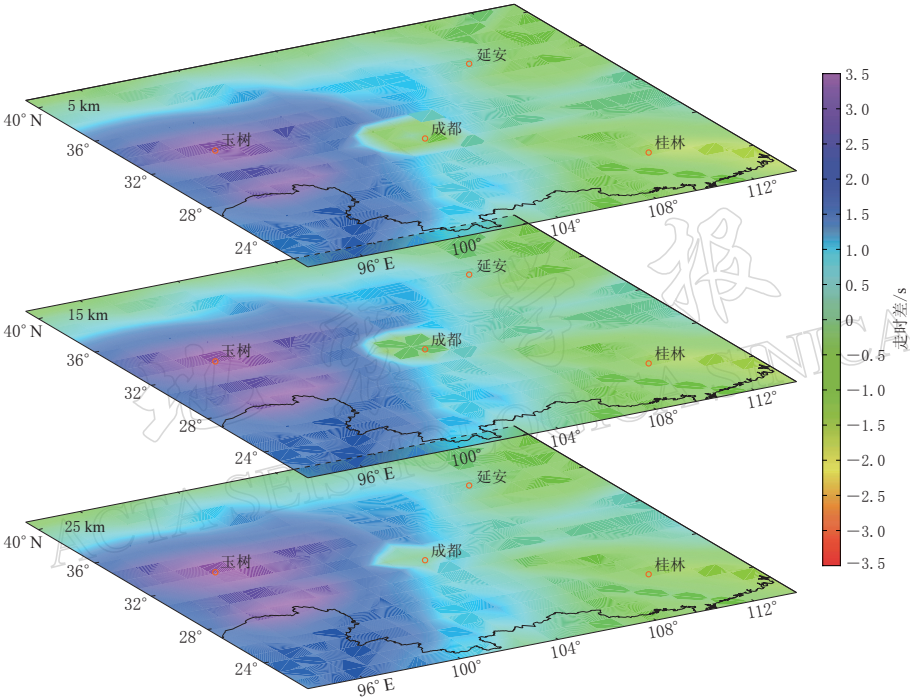


图 6 在 5、15 和 25 km 深度平面上各点到成都台(CD2)的走时异常

Fig. 6 Travel times difference from each node to the station CD2 at three planes with depth of 5, 15 and 25 km from top to down

3 讨论与结论

在全球的地震监测中，广泛使用的速度模型还是一维速度模型，例如全球平均模型 IASPEI91，AK135 以及很多区域一维模型。对于远震和极远震，全球平均地震走时表与台站的实际走时残差并不显著。但对于近震来说，走时残差则会因台站地下结构与全球平均结构的差异而凸现出来。特别是我国地壳结构复杂，尤以龙门山断裂带两侧地壳结构在较小的区域内变化剧烈最为典型。地壳结构的横向不均匀性及厚度的变化，都将对走时产生影响，导致使用一维速度模型会产生走时残差，从而影响地震定位精度。

我国很多科研人员尝试建立多个区域的三维速度模型(王椿镛等，2002；Huang, Zhao, 2004；吴建平等，2009；赵志新，徐纪人，2009；于湘伟等，2010)，这无疑有助于改善走时的预测。然而就整个中国地区来说，尚未建立实用的可供日常地震速报和分析的三维走时表。本文采用最新的全球 P 波三维速度模型 LLNL-G3Dv3，建立了全国 990 个台站

以台站为中心的水平向 $20^{\circ} \times 20^{\circ}$ 、垂直向 $-5.1-80$ km 的初至 P 波三维走时表. 这样对于任一深度小于 80 km 的潜在震源, 都可以计算其到周围 10° 范围内台站的初至 P 波走时, 有利于改善中国地震台网的走时预测, 提高定位精度. 该走时表可应用于国家测震台网及各地区地震台网的速报和编目等工作中.

本文计算了全部台站在其模型空间内水平间隔为 0.1° 、垂直间隔为 3 km 的网格节点到台站的走时, 并与相应的基于 AK135 模型的走时进行了比较. 基于 LLNL-G3Dv3 模型的走时异常在有些地区较大, 特别是在青藏高原地区, 走时明显偏大, 表现出显著的正异常, 如拉萨台(LSA)最大正异常达到 6.3 s. 在有些地区无论是正异常还是负异常都不显著, 如河南地区台站的最大走时正异常和负异常一般都小于 2.5 s. 这与 LLNL-G3Dv3 模型在青藏高原地区较 AK135 模型差异大, 而在有些地区较 AK135 模型差异小密切相关.

计算走时所用的模型是否符合真实的地球模型, 决定了走时的精确度. 本文使用的 LLNL-G3Dv3 模型尽管是最新的全球三维模型, 但其对中国地区真实地球模型的符合程度如何, 还有待进一步检验. 本文建立的区域三维走时表只适用于初至 P 波, 后续震相的三维走时表还有待建立. 另外, 使用本文建立的初至 P 波区域三维走时表进行地震定位, 以检测定位精度的改善效果, 该功能超出了本文的范围, 待留作后续研究.

感谢审稿专家提出的宝贵意见, 本文图件绘制均使用 GMT 软件包(Wessel *et al*, 2013).

参 考 文 献

- 韩雪君. 2011. 三维复杂介质中实时定位方法的初步研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所: 25-28.
- Han X J. 2011. *Preliminary Study of Real-Time Evolutionary Location Method in 3D Complicated Medium*[D]. Beijing: Institute of Geophysics, China Earthquake Administration: 25-28 (in Chinese).
- 王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 吴建平, 楼海, 王飞. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报, **24**(1): 1-16.
- Wang C Y, Mooney W D, Wang X L, Wu J P, Lou H, Wang F. 2002. Study on 3-D velocity structure of crust and upper mantle in Sichuan-Yunnan region, China[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **24**(1): 1-16 (in Chinese).
- 吴建平, 黄媛, 张天中, 明跃红, 房立华. 2009. 汶川 $M_s 8.0$ 级地震余震分布及周边区域 P 波三维速度结构研究[J]. 地球物理学报, **52**(2): 320-328.
- Wu J P, Huang Y, Zhang T Z, Ming Y H, Fang L H. 2009. Aftershock distribution of the $M_s 8.0$ Wenchuan earthquake and three dimensional P-wave velocity structure in and around source region[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **52**(2): 320-328 (in Chinese).
- 于湘伟, 陈运泰, 张怀. 2010. 京津唐地区地壳三维 P 波速度结构与地震活动性分析[J]. 地球物理学报, **53**(8): 1817-1828. doi:10.3969/j. issn. 0001-5733. 2010. 08. 007.
- Yu X W, Chen Y T, Zhang H. 2010. Three-dimensional crustal P-wave velocity structure and seismicity analysis in Beijing-Tianjin-Tangshan region[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(8): 1817-1828. doi:10.3969/j. issn. 0001-5733. 2010. 08. 007 (in Chinese).
- 张风雪, 吴庆举, 李永华, 张瑞青, 潘佳铁. 2010. FMM 射线追踪方法在地震学正演和反演中的应用[J]. 地球物理学进展, **25**(4): 1197-1205.
- Zhang F X, Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, Pan J T. 2010. Application of FMM ray tracing to forward and inverse problems of seismology[J]. *Progress in Geophysics*, **25**(4): 1197-1205 (in Chinese).
- 赵志新, 徐纪人. 2009. 广角反射地震探测得到的中国东部地壳三维 P 波速度结构[J]. 科学通报, **54**(7): 931-937.
- Zhao Z X, Xu J R. 2009. Three-dimensional crustal velocity structure of P-wave in East China from wide-angle reflection and refraction surveys[J]. *Chinese Science Bulletin*, **54**(8): 1389-1397. doi:10.1007/s11434-009-0022-9.

- 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 严忠琼. 2003. 中国及邻近陆域海域地球内部三维结构及动力学研究[J]. 地球科学进展, **18**(4): 497–503.
- Zhu J S, Cao J M, Cai X L, Yan Z Q. 2003. Study for three-dimensional structure of Earth interior and geodynamics in China and adjacent land and sea regions[J]. *Advances in Earth Science*, **18**(4): 497–503 (in Chinese).
- 朱介寿, 蔡学林, 曹家敏, 严忠琼. 2006. 中国及相邻区域岩石圈结构及动力学意义[J]. 中国地质, **33**(4): 793–803.
- Zhu J S, Cai X L, Cao J M, Yan Z Q. 2006. Lithospheric structure and geodynamics in China and its adjacent areas[J]. *Geology in China*, **33**(4): 793–803 (in Chinese).
- Crotwell H P, Owens T J, Ritsema J. 1999. The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities[J]. *Seism Res Lett*, **70**(2): 154–160.
- de Kool M D, Rawlinson N, Sambridge M. 2006. A practical grid-based method for tracking multiple refraction and reflection phases in three-dimensional heterogeneous media[J]. *Geophys J Int*, **167**(1): 253–270.
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model[J]. *Phys Earth Planet Int*, **25**(4): 297–356.
- Flanagan M P, Myers S C, Kopper K D. 2007. Regional travel-time uncertainty and seismic location improvement using a three-dimensional *a priori* velocity model[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **97**(3): 804–825.
- Huang J L, Zhao D P. 2004. Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China[J]. *Tectonophysics*, **385**(1/2/3/4): 159–180.
- Mooney W D, Laske M G, Masters T G. 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at $5^\circ \times 5^\circ$ degrees[J]. *J Geophys Res*, **103**(B1): 727–747.
- Murphy J R, Rodi W, Johnson M, Sultanov D D, Bennett T J, Toksöz M N, Ovtchinnikov V, Barker B W, Retier D T, Rosca A C, Shchukin Y. 2005. Calibration of International Monitoring System (IMS) stations in central and eastern Asia for improved seismic event location[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **95**(4): 1535–1560.
- Myers S C, Schuhz C A. 2000. Improving sparse network seismic location with Bayesian Kriging and teleseismically constrained calibration events[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **90**(1): 199–211.
- Nicholson T, Sambridge M, Gudmundsson O. 2004. Three-dimensional empirical traveltimes: Construction and applications[J]. *Geophys J Int*, **156**(2): 307–328.
- Nicholson T, Clarke D, Townend J. 2008. Regional earthquake location using empirical traveltimes in a region of strong lateral velocity heterogeneity[J]. *Geophys J Int*, **175**(2): 560–570.
- Popovici A M, Sethian J A. 2002. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes[J]. *Geophysics*, **67**(2): 604–609.
- Rawlinson N, Sambridge M. 2004a. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method[J]. *Geophys J Int*, **156**(3): 631–647.
- Rawlinson N, Sambridge M. 2004b. Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multi-stage fast marching method[J]. *Geophysics*, **69**(5): 1338–1350.
- Ritzwoller M H, Shapiro N M, Levshin A L, Bergman E A, Engdahl E R. 2003. Ability of a global three-dimensional model to locate regional events[J]. *J Geophys Res*, **108**(B7): 2353. doi:10.1029/2002JB002167.
- Sethian J A, Popovici A M. 1999. 3-D traveltimes computation using the fast marching method[J]. *Geophysics*, **64**(2): 516–523.
- Simmons N A, Myers S C, Johannesson G. 2011. Global-scale P wave tomography optimized for prediction of teleseismic and regional travel times for Middle East events; 2. Tomographic inversion[J]. *J Geophys Res*, **116**: B04305. doi: 10.1029/2010JB007969.
- Simmons N A, Myers S C, Johannesson G, Matzel E. 2012. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction [J]. *J Geophys Res*, **117**: B10302. doi: 10.1029/2012JB009525.
- Wessel P, Smith W H F, Scharroo R, Luis J F, Wobbe F. 2013. Generic Mapping Tools: Improved version released[J]. *EOS Trans AGU*, **94**: 409–410.
- Yang X I, Bondár I, Bhattacharyya J, Ritzwoller M, Shapiro N, Antolik M, Ekström G, Israelsson H, McLaughlin K. 2004. Validation of regional and teleseismic travel-time models by relocating ground-truth events[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **94**(3): 897–919.