中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 2 期: 622 ~ 637
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

川滇地区三维地壳速度模型评估: 可靠性、局限性和未来突破方向

王新[1,2*], 陈凌[3,2], 陈棋福[1,2]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所地球与行星物理重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029
* 通讯作者, E-mail: wangxin@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2023-05-01; 收修改稿日期: 2023-10-09; 接受日期: 2023-10-27; 网络版发表日期: 2024-01-22
国家重点研发计划青年科学家项目(编号: 2022YFF0802600)、国家自然科学基金项目(批准号: 91958209和42288201)和中国科学院地质与地球物理研究所重点部署项目(编号: IGGCAS-201904)资助

摘要 受印度板块和欧亚板块陆-陆碰撞的影响, 我国川滇地区地质构造复杂、活跃, 地震频发. 深入研究该地区的地下速度结构对于理解陆-陆碰撞构造演化、相关地球动力学过程及防震减灾至关重要. 近年来, 越来越多的川滇地区三维速度结构模型得以构建, 但鲜有研究分析现有速度模型的一致性和可靠性. 本研究通过三维波形模拟, 系统评估了不同三维地壳速度模型拟合实际观测记录的能力, 以定量评价模型的可靠性. 评估研究聚焦于2021年云南漾濞M_S6.4地震震源区和2022年四川泸定M_S6.8地震震源区; 测试的速度模型包括我国川滇地区公共速度模型V1.0、我国大陆岩石圈统一速度模型V2.0、青藏高原东部地壳和上地幔全波形层析成像模型, 以及我国大陆浅层速度模型. 研究结果显示, 上述三维速度模型均可以较好拟合长周期(<0.2Hz)地震记录, 表明这些模型都较好地约束了研究区域的大尺度结构. 然而随着频率的升高(0.05~0.3Hz), 三维速度模型拟合实际观测数据的能力下降, 且存在明显的地域差异, 表明现有模型尚不足以解析小尺度结构异常体. 在波形模拟中, 考虑浅层(<10km)速度结构可在一定程度上改善波形拟合能力, 体现了浅层速度模型对拟合实际观测的重要性. 尽管构建全波形层析模型使用了较长周期的地震波形数据, 但该模型在拟合实际观测方面表现较好, 突出了全波形层析成像方法具有实现亚波长分辨率的优势. 基于上述三维速度模型对实际观测拟合能力的异同, 本研究探讨了不同地震层析成像模型和方法的优势和局限性, 并提出应结合不同成像方法和数据集以更好地约束地下速度结构. 尽管本研究聚焦于我国川滇地区, 但提出的速度模型可靠性定量评估方法和思路可以拓展到其他构造区和不同尺度的研究中.

关键词 川滇地区, 地震层析成像模型, 浅层速度结构, 波形拟合, 模型评价

中文引用格式: 王新, 陈凌, 陈棋福. 2024. 川滇地区三维地壳速度模型评估: 可靠性、局限性和未来突破方向. 中国科学: 地球科学, 54(2): 622–637, doi: 10.1360/N072023-0102
英文引用格式: Wang X, Chen L, Chen Q F. 2024. Evaluation of 3D crustal seismic velocity models in southwest China: Model performance, limitation, and prospects. Science China Earth Sciences, 67(2): 604–619, https://doi.org/10.1007/s11430-023-1215-1

© 2024 《中国科学》杂志社

1　引言

地震学速度模型是对地球内部结构和性质的数值表示. 更高分辨率的速度模型对于研究地球内部结构及其相关构造过程和理解地球动力学机制至关重要, 并有助于防震减灾. 随着地震学数据数量和质量的快速提升及地震学成像技术的不断进步, 学者们通过采用不同的数据集和反演方法提出了多种多样的三维速度模型, 比较和理解空间覆盖范围具有重叠区域的不同三维速度模型的一致性和差异性至关重要. 此外, 量化这些三维速度模型的可靠性和准确性, 对地质解释、震源研究及未来模型改进都具有重要意义.

川滇地区位于青藏高原东南缘, 其受印度板块和欧亚板块陆-陆碰撞的影响, 岩石圈变形剧烈且复杂, 是我国构造最活跃的地区之一(图1). 因此, 川滇地区也是我国地震活动最频繁的地区之一, 历史上和近些年来发生了一系列强震(张培震等, 2003). 约束川滇地区的地下速度结构对于理解该地区的构造演化、动力学过程、地震精定位和震源机制解反演, 以及防震减灾均具有重要意义(姚华建, 2020). 在过去十几年来, 不同学者通过利用该区域的固定地震台网数据、流动地震台阵数据及不同层析成像方法, 提出了多个地壳及上地幔三维速度模型. 例如, 基于体波走时的层析成像速度模型(Huang和Zhao, 2006; Li和van der Hilst, 2010; Xin等, 2018)、基于面波的速度模型(Li等, 2013; Bao等, 2015a; Shen等, 2016)、基于体波和面波联合反演的速度模型(Han等, 2021; Liu等, 2021; 刘影等, 2023)、基于接收函数和面波频散以及P波极化率联合反演的速度模型(Bao等, 2015b; Yang等, 2020), 以及全波形层析成像速度模型(Tao等, 2018; Dong等, 2019)等. 这些三维速度模型大大促进了对我国川滇地区及周边区域地下结构的理解. 然而, 目前鲜有研究评估这些速度模型的一致性和可靠性. 特别是随着我国地震科学实验场的持续推进(参见Wu和Ding(2021), 以及其中的参考文献), 接下来几年内将可能会有更多的川滇区域地震学速度模型提出. 因此, 量化现有的速度模型的可靠性和准确性也是未来改进模型的基础.

最近, Zhang等(2022)对我国大陆的多个地震学速度模型进行了系统比较. 对比研究发现, 不同的速度模型不仅在绝对速度值上存在较大差异, 而且在异常的分布特征上也存在明显差异, 并提出现有速度模型存在较大的改进空间(Zhang等, 2022). 比较不同的速度模型对我们认识模型间的差异具有重要意义, 但该类研究无法直接评估模型的可靠性和准确性. 将地震体波观测的走时数据与三维模型计算得到的理论值进行比较, 常用来评估三维速度模型的可靠性(Xin等, 2018; Han等, 2021; Liu等, 2021). 然而, 从被动源天然地震记录中提取体波走时数据容易受到震相拾取误差和地震定位误差的影响, 而主动源走时数据的空间覆盖范围甚为有限. 通过比较地震台站观测到的和基于三维模型计算得到的面波频散曲线或ZH振幅比, 也可以评价模型的可靠性和准确性(Xin等, 2018; Han等, 2021; Liu等, 2021), 但该方法无法考虑复杂的三维波场传播的影响(Fang等, 2015). 通过比较实际观测波形和理论合成地震波形可直接评估三维速度模型的可靠性(Lee等, 2014a; Gao和Shen, 2015; Bao和Shen, 2016; Zhou等, 2022). Bao和Shen(2016)使用位于青藏高原的地震台站记录的一次核爆事件和一次天然地震事件的波形记录, 基于全波形模拟的方法评估了多个全球和区域速度模型的波形拟合能力. 该研究很好地展示了如何基于波形模拟评估速度模型可靠性. 但随着近年来区域地震速度模型和地震台站数据急剧增加, 亟须更多更详细的研究以系统地评估现有速度模型的可靠性.

本研究中, 我们应用区域三维波形模拟方法来评估不同三维速度模型拟合实际地震波形记录的能力, 以定量评估模型的可靠性. 下文中, 我们将首先介绍川滇地区有代表性的三维速度模型, 然后以2021年云南漾濞M_S6.4地震震源区和2022年四川泸定M_S6.8地震震源区为例, 利用长周期(<0.12Hz)波形反演约束了中小型地震的震源参数, 且以获取的地震震源参数进行更高频率(高达0.3Hz)的波形模拟, 根据实际观测波形和三维理论地震图的对比, 探讨了目前我国川滇地区地震速度模型的可靠性和局限性, 并讨论了未来速度模型改进的潜在方向.

2　川滇地区典型三维速度模型对比

本研究选择了四个有代表性的三维速度模型进行比较(图2), 分别是我国川滇地区公共速度模型V1.0 (Liu等, 2021)、我国大陆岩石圈统一速度模型V2.0 (Han等, 2021)、青藏高原东部地壳和上地幔全波形层

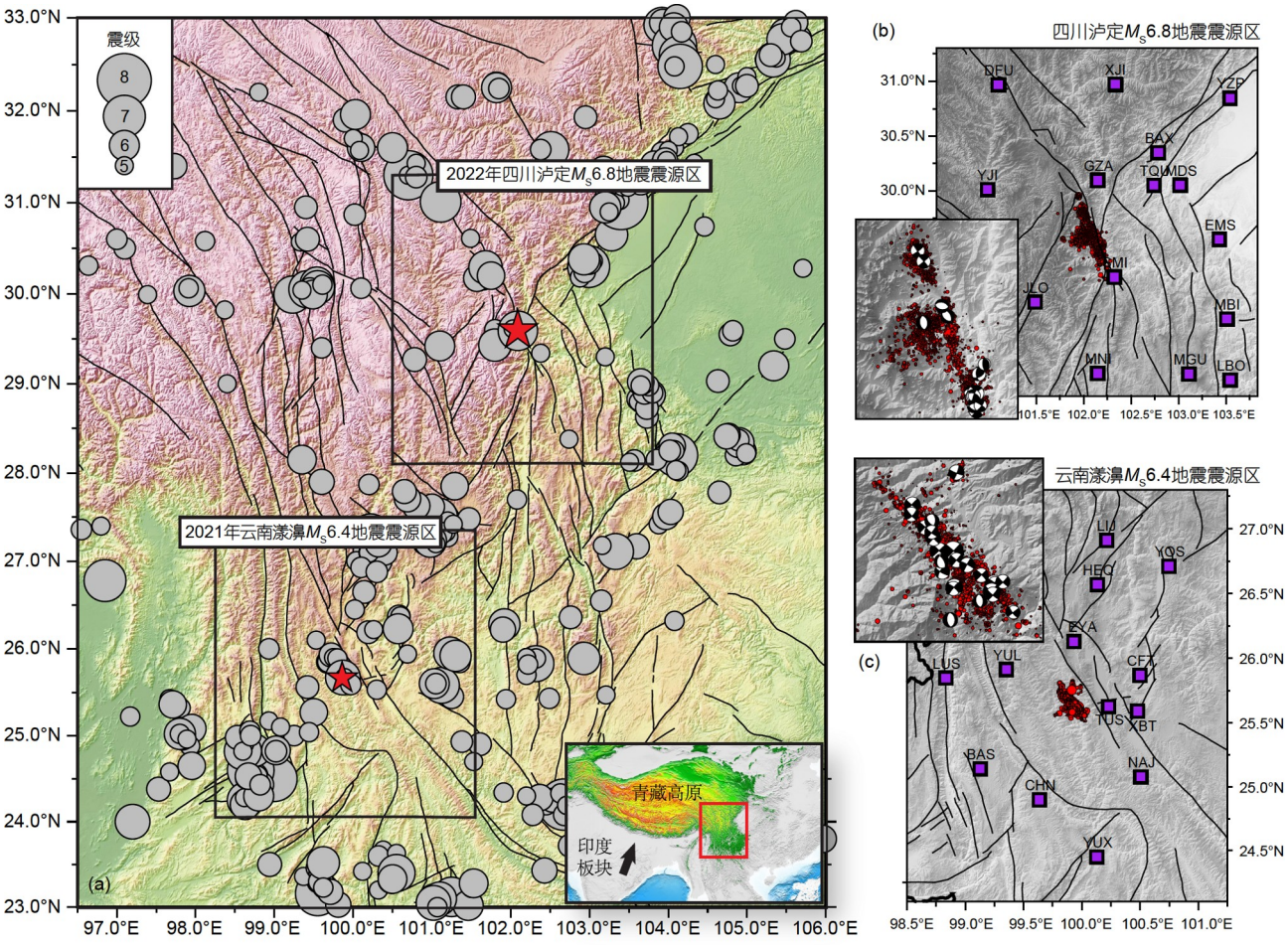


图 1　研究区域概况

(a) 川滇地区构造背景及地震活动分布. 图中, 灰色圆圈表示自1970年以来该地区发生的震级≥5.0的地震(地震目录来自中国地震局台网中心), 黑色线条表示主要断裂带(邓起东等, 2003). 本研究中, 我们以有良好地震记录的2021年云南漾濞M_S6.4地震震源区和2022年四川泸定M_S6.8地震震源区为例, 使用三维波形模拟评估三维速度模型的可靠性. (b)和(c)分别展示了2022年四川泸定M_S6.8地震震源区和2021年云南漾濞M_S6.4地震震源区. 其中, 红色圆圈表示地震序列, 黑色沙滩球表示用于波形模拟的地震震源机制解, 紫色方块表示本研究中使用的地震台站

析成像模型(Dong等, 2019)以及我国大陆浅层速度模型(Xiao等, 2021), 以下简称这些模型分别为SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0、FWI和ShallowVs. 之所以选择这些速度模型, 主要是由于它们或是基于不同方法所提出, 或是代表了不同学科组的研究成果和旧的模型的更新(表1).

SWChinaCVM-1.0为覆盖我国川滇地区的三维地壳和上地幔速度模型(Liu等, 2021). 该模型以Yang等(2002)采用联合反演P波接收函数、面波频散和椭圆率所提出的地壳S波速度模型为基础, 通过反演约386958个P波和372662个S波的到时数据, 以及近8100个5~50s周期的瑞利面波频散数据而获得(Liu等, 2021). 棋盘分辨率测试表明, 该模型的水平分辨率约为50km, 垂直分辨率约为10km.

USTClitho2.0是覆盖我国大陆地区的三维地壳和上地幔速度模型(Han等, 2021). 该模型通过联合反演约940896个P波和760072个S波的到时数据以及频率范围为8~50s的面波频散数据而获得, 是USTClitho1.0(Xin等, 2018)模型的升级版本. 鉴于该模型在反演中使用了与SWChinaCVM-1.0模型相似的数据集和方法, 这两个模型具有相似的空间分辨率.

FWI是覆盖青藏高原东部的地壳和上地幔全波形

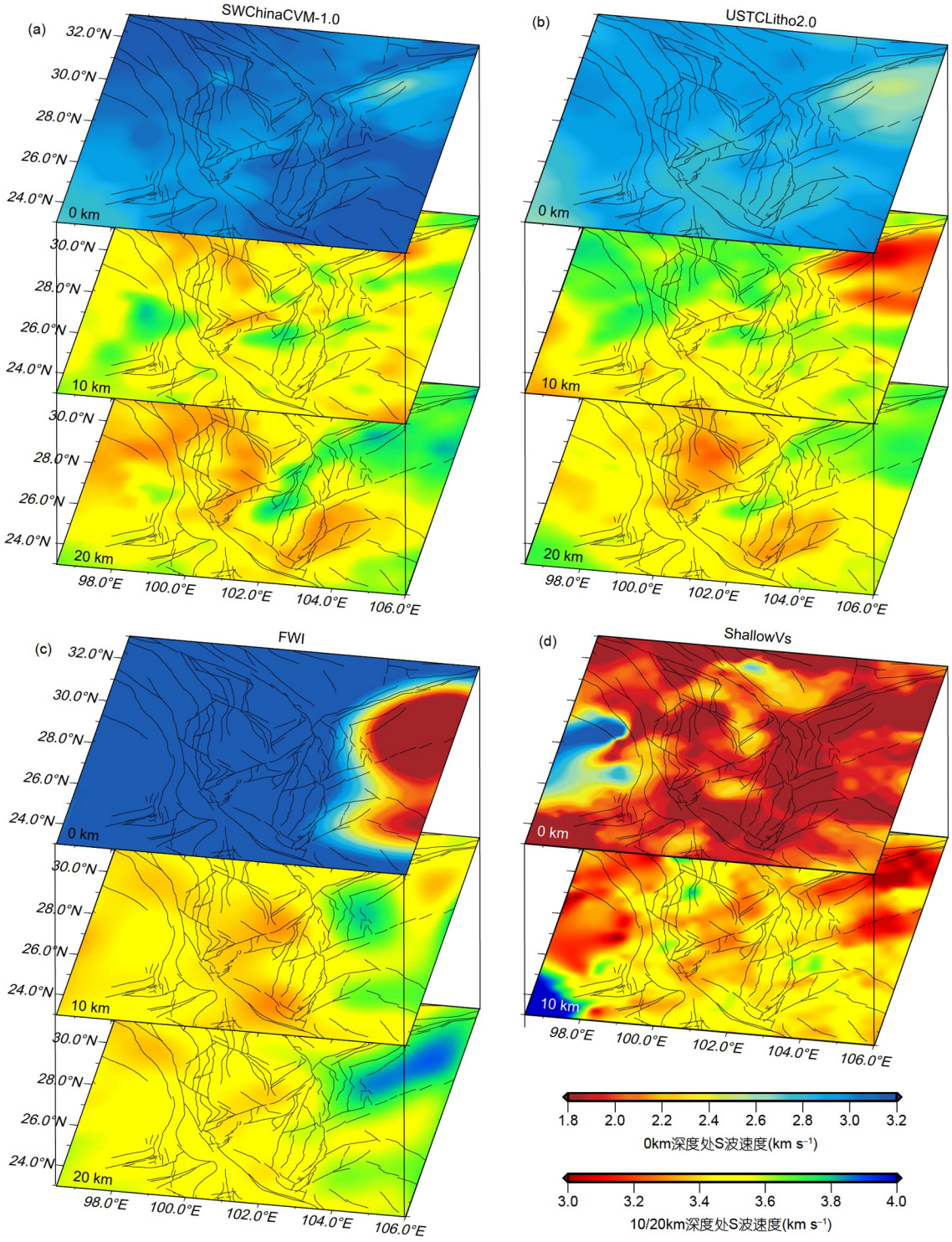


图 2　我国川滇地区四个代表性的三维地震速度模型比较

(a) SWChinaCVM-1.0: 我国川滇地区公共速度模型V1.0(Liu等, 2021). (b) USTClitho2.0: 我国大陆岩石圈统一速度模型V2.0(Han等, 2021). (c) FWI: 青藏高原东部地壳和上地幔全波形层析成像模型(Dong等, 2019). (d) ShallowVs: 我国大陆浅层速度模型(Xiao等, 2021). 每幅子图表示S波速度在不同深度的切片, 其中深度标于图左下角, 黑色线条表示主要断层分布. 图中不同深度的S波速度值使用了不同的色标以更好地展示结构的横向变化

表 1　本研究中使用的三维速度模型对比

模型	模型构建中使用的数据及方法	参考文献
SWChinaCVM1.0	体波走时数据+瑞利面波频散数据(5~50s)	Liu等(2021)
USTClitho2.0	体波走时数据+瑞利面波频散数据(8~70s)	Han等(2021)
FWI	地震全波形数据(30~100s)	Dong等(2019)
ShallowVs	P波极化(0.04~2Hz)+瑞利波椭圆率(4~8s)+接收函数(0.05~2Hz)	Xiao等(2021)

层析成像速度模型(Dong等, 2019). 该模型以Tao等(2018)提出的东亚上地幔全波形层析成像模型FEWA18为起始速度模型, 通过拟合频率范围在30~100s的区域地震波形记录, 并使用基于Wasserstein度量的波形反演算法来提高成像的稳定性和可靠性(Dong等, 2019). FWI模型由于使用了较长周期的地震波, 其横向和纵向分辨率可能较其他模型(如SWChinaCVM-1.0和USTClitho2.0)低.

ShallowVs是覆盖我国大陆的浅部三维上地壳S波速度模型(Xiao等, 2021). 该模型首先通过反演台站下方的P波极化率、瑞利面波椭圆率和接收函数获得台站下方的一维速度模型, 然后通过插值得到区域三维速度模型. ShallowVs模型在我国川滇地区的空间分辨率主要取决于台站分布情况, 约在0.6°~1.2°. 由于ShallowVs模型的覆盖深度范围有限, 在大于15km深度处我们将其与SWChinaCVM-1.0模型混合以满足三维波形模拟计算的需求. 为与原始的ShallowVs区分开来, 我们将混合模型称为ShallowVs_hyb, 该模型包括ShallowVs模型的浅层结构和SWChinaCVM-1.0模型的深部速度结构.

表1展示了这些三维速度模型所使用的数据和方法的简要对比, 模型的细节详见其对应的参考文献. 图2展示了不同速度模型在地表、10和20km深度处的V_S值, 可以看到不同模型之间存在显著差异. 例如, SWChinaCVM-1.0和USTClitho2.0模型在地表附近的V_S值分布于大约2.6~3.0km s^{-1}, 而ShallowVs模型表现出甚低的V_S值(大部分区域小于2km s^{-1}), FWI模型则在四川盆地(约2km s^{-1})和青藏高原(约3km s^{-1})之间具有显著的V_S横向变化; 在10km深度处, ShallowVs模型中的V_S值比其他模型低了0.5km s^{-1}以上; 在20km深度处, SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0和FWI模型中的V_S横向分布特征总体一致, 但不同模型V_S值的幅度和细节具有较大差异. 这些差异可能源于不同数据集和成像方法以及模型本身的不确定性. 因此, 评估这些三维速度模型的可靠性和准确性非常重要.

3　数据及方法

在使用波形模拟方法评估模型可靠性的研究中, 由于理论地震图的合成受震源参数和速度模型的共同影响, 我们需要更准确地约束地震震源参数. 本研究中, 首先使用基于三维速度模型的震源参数反演方法, 并使用长周期地震波对震级大于3.5的地震进行震源参数反演. 由于一维模型在常规地震震源研究中广泛使用, 我们还使用了基于SWChinaCVM-1.0三维模型获得的区域平均一维模型做对比研究. 通过比较基于不同速度模型获得的震源参数以及前人研究成果, 选取了震源参数约束较好的地震进行更高频率的波形正演模拟, 并通过比较实际观测和理论地震图之间的互相关系数、到时差和波形拟合误差, 在不同频段定量地评估模型的可靠性. 模型评估流程如图3所示.

本研究中, 首先将每个三维速度模型进行均匀网格化, 并使用4阶交错网格三维有限差分算法(Graves, 1996)和互易理论(Zhao等, 2006; Wang和Zhan, 2020)计算三维格林函数库, 而后将其用于地震震源参数反演和随后的波形正演模拟中. 研究主要针对区域地震台网覆盖良好的两个地震序列展开, 包括2021年云南漾濞M_S6.4震源区和2022年四川泸定M_S6.8震源区. 对于每个地震序列, 从原始三维模型中提取包含震源区域的320km×360km×60km的模型空间(图1b和1c), 并采用0.5km×0.5km×0.5km的均匀网格对模型进行划分. 有限差分计算中, 在三维模型的侧面和底部采用吸收边界条件. 大多数三维速度模型的最小V_S值约为2km s^{-1}(图2), 保证了波形模拟的数值精度不低于0.5Hz. 在三维波形模拟中, 忽略了地形对波形模拟的影响. 三维起伏地形对波形模拟的影响在低频(例如<0.2Hz)时可

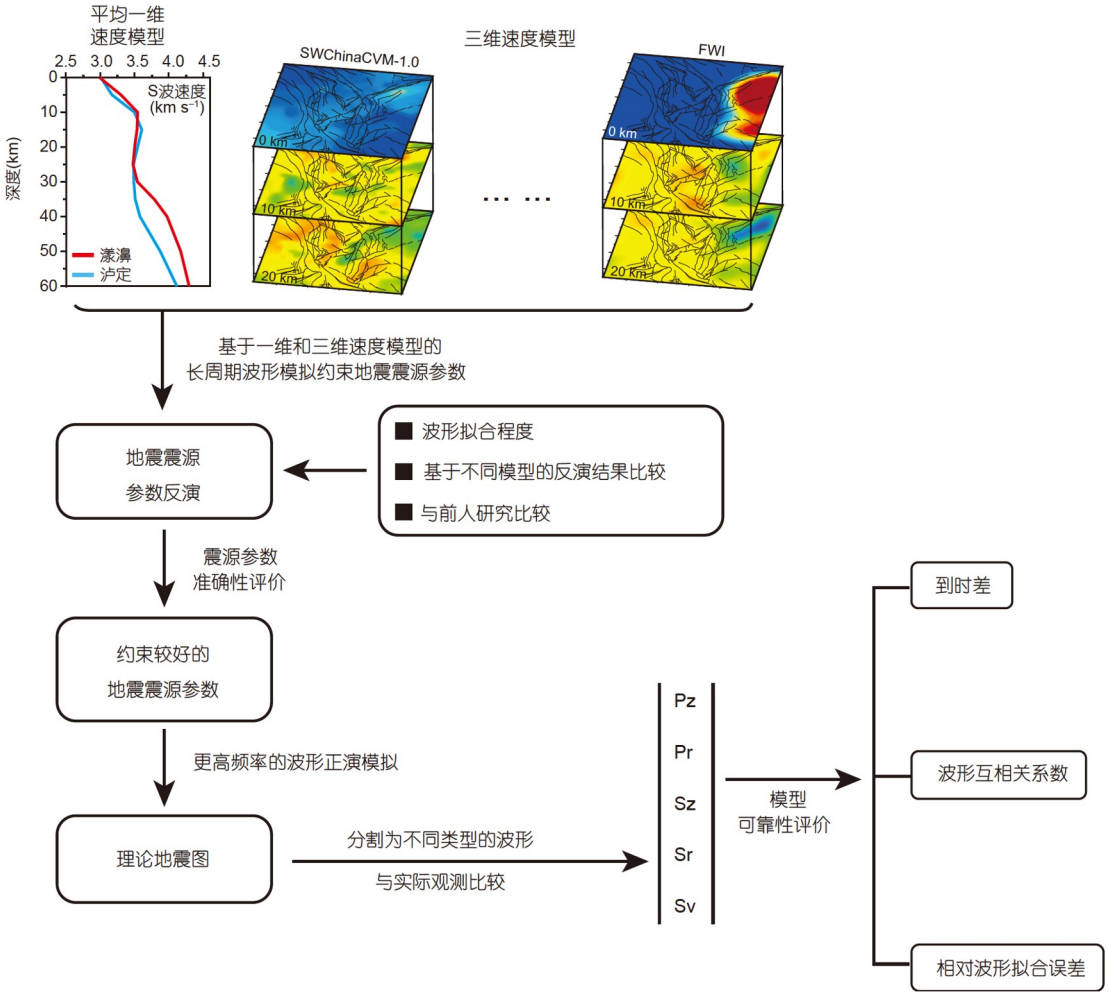


图 3　速度模型可靠性分析流程图

首先, 使用三维速度模型和平均一维速度模型计算格林函数库, 并使用长周期地震波约束地震的震源参数; 随后, 通过比较不同模型获得的地震震源参数以及前人研究成果, 评估地震震源参数的可靠性, 以消除震源效应引起的波形拟合误差; 最后, 选择震源参数约束较好的地震事件进行更高频的波形正演模拟, 并与实际数据进行比较以定量评估速度模型可靠性

以忽略不计(Huo等, 2021); 然而, 龙门山地区急剧的地形变化仍对波形模拟产生影响, 特别是在较高频率情况下(例如本研究考虑的0.3Hz). 详见后文讨论. 在上述三维模型未提供V_P或密度值的情况下, 我们使用经验关系(Brocher, 2005)将V_S转换为V_P和密度. 本研究使用了392个CPU并行计算, 每个三维模型需要约2h完成格林函数库的计算, 共产生了超过4.2T的数据库.

针对震源区震级≥3.5的地震, 本研究使用自动化的Cut-and-Paste(CAP)方法(Zhu和Helmberger, 1996; Zhu和Ben-Zion, 2013; Wang和Zhan, 2020)进行长周期波形反演(P波: 0.03~0.12Hz; S波或面波: 0.03~0.1Hz)以约束地震震源参数(网络版附图S1, http://earthcn.sci-china.com). 由于长周期地震波主要对大尺度结构敏感, 因此在长周期地震震源参数反演中, 可以一定程度上忽略小尺度三维结构和地形的影响并获得较为准确的地震震源参数. 本研究反演的震源参数包括震源机制解、深度和矩震级. 随后, 将不同模型获得的震源参数进行比较, 并和前人研究成果进行对比, 选择震源参数约束较好的地震进行更高频的波形正演模拟. 这一步有助于消除地震震源效应引起的波形拟合误差, 从而剥离出三维速度结构对波形模拟的影响.

在约束好震源参数后, 进行了更高频率(0.05~0.2Hz; 0.05~0.3Hz)的波形正演模拟, 以评估速度模型的可靠性. 本研究中使用的地震矩震级范围为

3.5~5.4(附图S2和S3), 以确保这些地震在以上频段的波形模拟中可被简化为点源, 并且可以忽略震源破裂复杂性的影响. 为了量化速度模型的可靠性, 比较了实际观测和理论合成地震图之间的波形互相关系数(Cross-correlation Coefficient, CC), 以及它们的到时差和相对波形拟合误差(Relative Misfit, RMS). 波形互相关系数定义如下:

$$\mathrm{CC}=\frac{\int_{t1}^{t2}[\mathrm{obs}(t)\cdot\mathrm{syn}(t-\tau)]\mathrm{d}t}{\sqrt{\int_{t1}^{t2}\mathrm{obs}^2(t)\mathrm{d}t\cdot\int_{t1}^{t2}\mathrm{syn}^2(t)\mathrm{d}t}}\times 100\%, \tag{1}$$

其中, obs(t)和syn(t)分别表示实际观测和理论合成地震图, $t1$和$t2$为计算互相关系数所使用的时间窗, τ指实际观测和合成波形之间的到时差(Zhu和Helmberger, 1996). 一个较为准确的速度模型计算得到的理论合成地震图与实际观测之间的到时差较小, 并且二者的互相关系数较高. RMS定义为经过归一化的实际观测和合成地震图之间的波形拟合误差:

$$\mathrm{RMS}=\frac{\int_{t1}^{t2}\left[\mathrm{obs}(t)-\mathrm{syn}_{3\mathrm{D}}(t-\tau)\right]^2\mathrm{d}t}{\int_{t1}^{t2}\left[\mathrm{obs}(t)-\mathrm{syn}_{1\mathrm{D}}(t-\tau)\right]^2\mathrm{d}t}\times 100\%, \tag{2}$$

其中, $\mathrm{syn}_{3\mathrm{D}}(t)$和$\mathrm{syn}_{1\mathrm{D}}(t)$分别表示基于三维模型和一维模型获得的理论地震图. 这种归一化有助于消除台站局部速度结构异常和震源辐射花样对绝对波形拟合误差的影响. RMS等于100%意味着三维速度模型对实际数据的拟合能力与一维速度模型相当. 较小的RMS表示三维速度模型的波形拟合能力优于一维速度模型, 而较大的RMS则表示三维模型波形拟合能力较一维度模型差. 为了理解不同类型的地震波对三维速度结构的敏感性, 我们采用了类似于CAP的方法将全波形截取为不同的波形段进行比较, 包括垂直和径向分量的P波(Pz和Pr), 垂直和径向分量的S波或瑞利波(Sz和Sr), 以及切向分量的S波或洛夫波(Sh). 考虑到本研究用到的地震的震中距、深度以及地震波的有限频率效应, 面波主要对地震与台站之间深度浅于约20km的结构敏感(Lee等, 2014b), 而体波主要对考虑有限频效应的沿射线路径的结构敏感(根据地震深度和震中距离不同, 体波为Pg/Sg、Pn/Sn、Pnl/Snl波)(Liu和Tromp, 2006). 总体而言, 本研究中的波形对研究区域的地壳结构敏感性较高.

4 结果

4.1 2021年云南漾濞M_S6.4地震震源区波形拟合比较

在2021年云南漾濞M_S6.4地震震源区, 本研究共得到了30个地震的震源机制解, 地震矩震级在3.5~5.4(图1c). 使用不同的三维速度模型获得的震源机制解高度一致(附图S2), 且与前人研究结果(王月等, 2021)总体一致. 这表明, 基于长周期波形模拟获得的震源参数较稳定, 受三维速度结构的影响较小. 随后, 将使用不同三维速度模型反演得到的震源参数进行平均, 并基于平均的地震震源参数进行更高频率的波形正演模拟.

为了直观地理解波形拟合情况, 我们选择了其中一个中等震级的地震(矩震级3.5)以及两个位于不同方位的地震台站, 在图4中展示了不同频段滤波后的实际观测波形和理论合成地震图. 在0.05~0.2Hz频带范围内, 包括一维速度模型在内的所有模型均可较好地拟合YN.YUL台站的实际观测波形数据, 无论是在振幅还是波形方面(图4a). 对于位于地震北侧的YN.LIJ台站, 基于三维速度模型的理论地震图也可:以相对较好地拟合实际观测, 平均互相关系数大于80%, 而一维速度模型则难以拟合实际观测数据, 特别是S波和面波(图4c). 在更高频段(0.05~0.3Hz), 所有三维速度模型仍然可较好地拟合YN.YUL台站观测到的实际波形数据(图4b), 而三维速度模型在拟合YN.LIJ台站波形方面则表现出明显差异(图4d): 基于ShallowVs_hyb模型计算的理论地震图比基于其他三维模型和一维模型得到的理论地震图更好地拟合实际观测数据.

为了更好地理解不同速度模型对实际观测的拟合能力, 我们统计了所有地震台站对的实际观测和理论地震图间的互相关系数、到时差和相对波形拟合误差, 如图5所示. 到时差直接表征了速度模型比真实的地球内部结构更快或更慢, 尽管其也可能受地震定位精度和发震时间误差的影响. 结果显示, 由一维模型和FWI模型生成的理论地震图通常比观测数据早到达(具有正的延迟), 特别是对于S波或面波. 然而, 基于SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0和ShallowVs_hyb模型获得的理论地震图与实际观测相比, 到时差大多呈现负值(图5a). 因为地震发生时间误差和定位误差将导致所有模型和所有分量出现统一的到时差, 本研究认为观测到的到时差反应了地下真实速度结构更快或更慢. 这表明SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0和Shal-

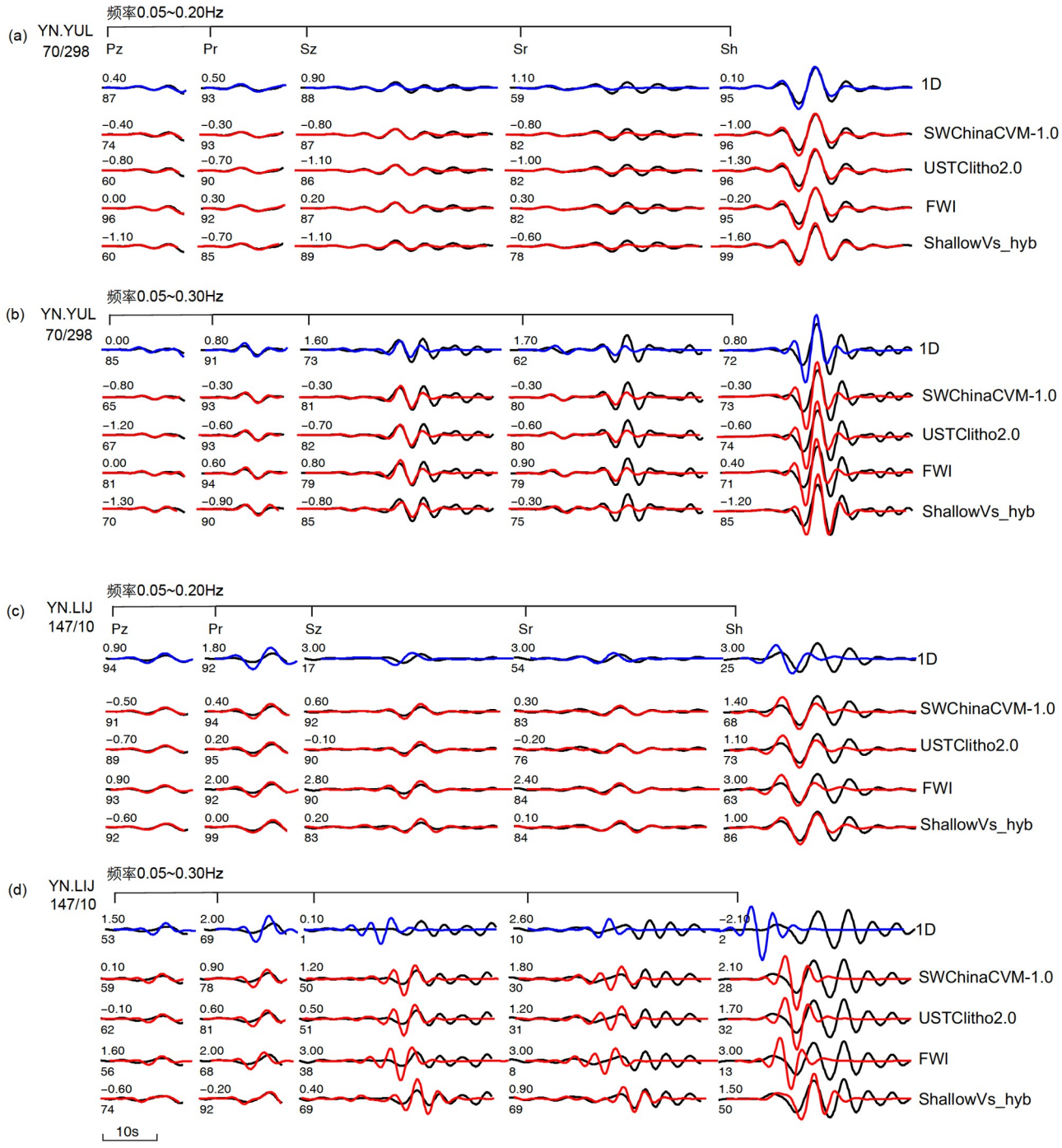


图 4　两个典型台站记录到的中等震级(矩震级3.5)的地震波形拟合情况比较

(a) 在0.05~0.2Hz频段下, 台站YN.YUL记录到的实际数据与理论合成地震图比较. 从上到下展示了基于一维速度模型、SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0、FWI和ShallowVs_hyb得到的波形拟合情况. 从左到右展示了垂直和径向分量(Pz和Pr)上的P波、垂直和径向分量(Sz和Sr)上的S波或瑞利波, 以及切向分量(Sh)上的S波或洛夫波的波形拟合情况. (b) 同(a)类似, 但其为在0.05~0.3Hz频段下YN.YUL台站的波形拟合情况. (c)和(d)展示了YN.LIJ台站分别在0.05~0.2Hz、0.05~0.3Hz的波形拟合情况. 其中, 每对波形上和下的数字分布表示观测数据与合成地震图之间的到时差(s)和波形互相关系数(%). 地震台站名旁边的数字表示地震到台站的距离和方位角度, 台站位置见图1c

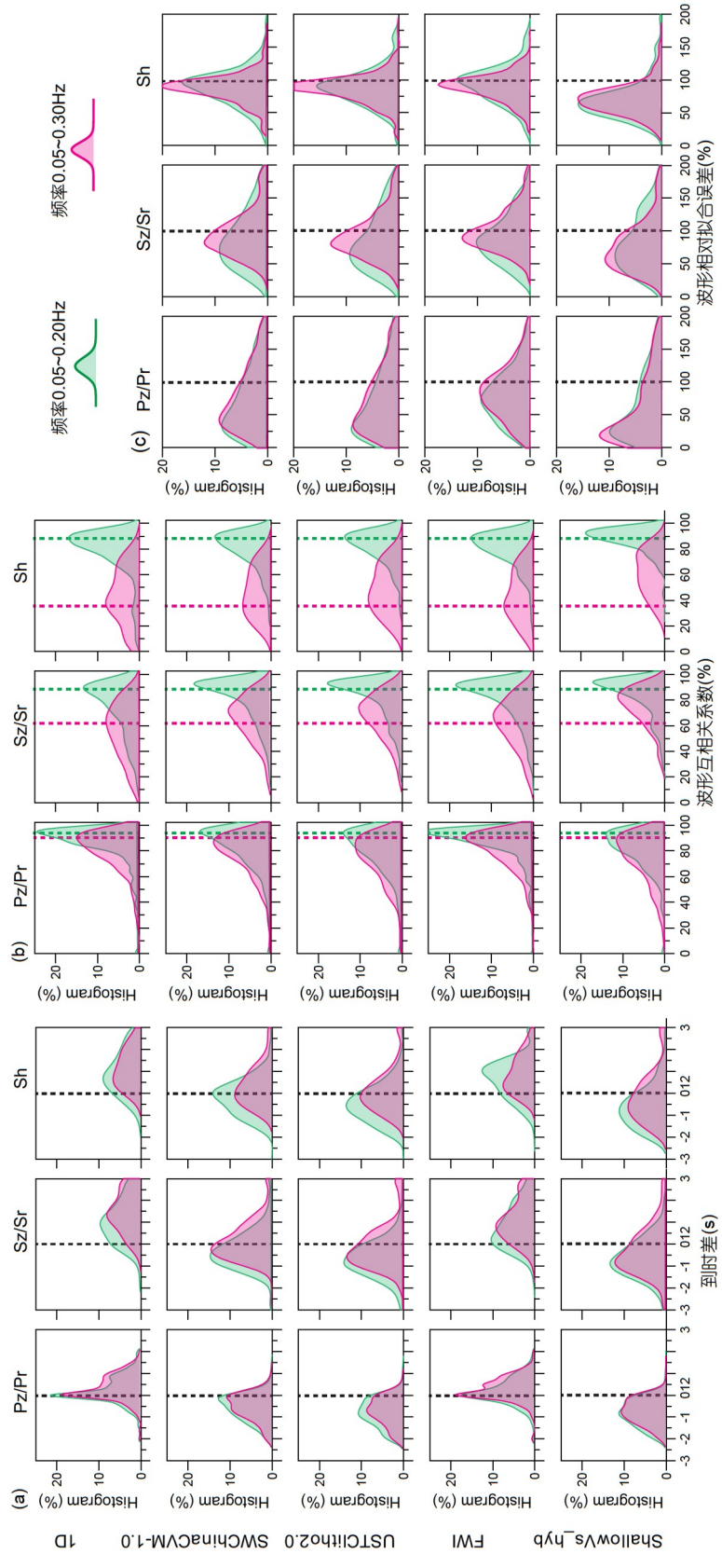


图 5　基于不同速度模型的实际观测和理论地震图间的到时差(a)、波形互相关系数(b)和相对拟合误差(c)分布直方图

本研究中分别对Pz/Pr、Sz/Sr和Sh分量进行统计分析, 以理解不同速度模型对不同类型波形的拟合程度. 从上到下, 分别展示了基于平均一维速度模型、SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0、FWI和ShallowVs_hyb获得的结果. 图中, 绿色和粉色直方图分别展示了0.05~0.2Hz和0.05~0.3Hz频段下的分析结果, 虚线用于更直观地比较不同速度模型的波形拟合能力

lowVs_hyb模型中的速度值总体而言比真实地下速度结构更慢. 相反, FWI模型和一维模型中的速度值太快. 这与图2中所示的速度模型的比较结果一致, 即与所有模型相比, ShallowVs模型显示出较低的V_S值, 而FWI模型则具有较高的V_S值. 波形互相关系数表征了实际观测数据和理论合成地震图之间的相似性, 更准确的速度模型将产生更大的波形互相关系数. 在0.05~0.2Hz频率, 一维模型计算得到的P波、S波或瑞利波、S波或洛夫波的平均互相关系数约为85%、80%和82%(图5b). 一般而言, 三维速度模型得到的波形互相关系数比一维模型高. 随着频率的提升(0.05~0.3Hz), 波形互相关系数减小并且分布更加分散, 但不同模型之间的相对特征总体保持不变(图5b). 值得注意的是, 与其他三维速度模型和一维速度模型相比, ShallowVs_hyb模型对面波的拟合效果最好. 相对波形拟合误差代表了观测数据和理论合成地震图之间的波形和振幅差异. 一般来说, 三维模型得到的相对波形拟合误差小于100% , 表明三维模型较一维模型对数据的拟合程度更好(图5c). 在所有的三维模型中, 基于ShallowVs_hyb模型得到的理论地震图与观测资料的拟合程度优于其他模型.

除了统计直方图外, 本研究还分析了所有地震事件到每个台站的平均到时差和互相关系数的空间分布特征(图6和附图S3), 这种空间分布特征反映了速度模型在不同区域的可靠性. 尽管SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0和ShallowVs_hyb模型得到的到时差大多是负值, FWI模型得到的是正值, 但到时差存在明显的与路径相关的空间变化, 且这种空间变化特征不能通过地震定位误差来解释. 观测数据和合成地震图之间的互相关系数也呈现出明显的空间变化特征. 在2021年云南漾濞M_S6.4地震震源区, 位于震源东侧和西侧的台站的互相关系数比位于震源北侧和南侧台站的更大, 表明北侧和南侧可能有更复杂的结构. 在所有模型中, 基于FWI模型计算得到的波形在位于南侧的台站拟合程度更高, 而基于ShallowVs_hyb模型的合成地震图可以较好地拟合北侧台站的波形.

4.2　2022年四川泸定M_S6.8地震震源区波形拟合比较

对于2022年四川泸定M_S6.8地震震源区, 本研究共获得了16个地震震源机制解, 矩震级位于3.5~4.9(图1b和附图S4). 我们使用这些地震震源机制解来进行更高频率的波形模拟, 并与观测波形进行比较. 总体而言, 由一维模型和三维 SWChinaCVM-1.0、USTClitho2.0和ShallowVs_hyb模型得到的合成理论地震图较实际观测到达较晚(具有负的相位延迟), 特别是对于P波和SH波或瑞利波; 而由FWI模型生成的理论地震图与实际观测相比, 到时差则趋于零(图7a). 在所有速度模型中, 基于ShallowVs_hyb模型得到的到时差最大, 表明ShallowVs_hyb模型中的速度值相对于真实地球来说太慢. 对于观测数据和合成地震图之间的互相关系数, 三维模型得到的面波互相关系数总体与一维速度模型得到的相似或略小(图7b). 三维模型较一维模型在波形拟合能力方面的提升主要在于P波, 特别是三维FWI模型得到的P波互相关系数最大. 在相对波形拟合误差的直方图中也可以观测到类似的现象, 即三维模型得到的P波相对波形拟合误差小于100%(图7c). 同2021年云南漾濞M_S6.4震源区类似, 到时差和波形互相关系数也呈现出明显的空间变化特征(图8). 总体而言, 基于FWI模型得到的波形互相关系数在大部分台站都比较高(图8c), 且位于青藏高原的台站比位于四川盆地内或边缘的台站的波形互相关系数更高(图8和附图S5). 这表明需要更多的研究来提升对四川盆地内或边缘的速度结构的约束, 并且在未来的波形模拟研究中考虑该地区复杂三维地形的影响.

5　讨论

5.1　三维速度模型波形拟合能力

在长周期(0.05~0.2Hz), 三维理论合成地震图与观测波形一致性较好, 平均互相关系数为85%, 表明所有的三维模型都较好地约束了研究区域的大尺度结构. 此外, 在长周期(<0.2Hz)波形模拟中, 三维模型生成的理论地震图与一维模型得到的理论地震图之间仅有微小差异. 这意味着在长周期情况下, 平均一维速度模型可视为研究区总体结构的近似, 对拟合大部分台站的波形是行之有效的. 因此, 平均一维速度模型可用于长周期地震震源研究中.

在较高频段(0.05~0.3Hz), 观测波形与理论地震图之间的互相关系数较长周期情况下更低且分散(图5和图7). 在该频段, 体波和面波的波长通常小于10km, 表明目前的三维模型中存在尚未解析的小尺度结构异

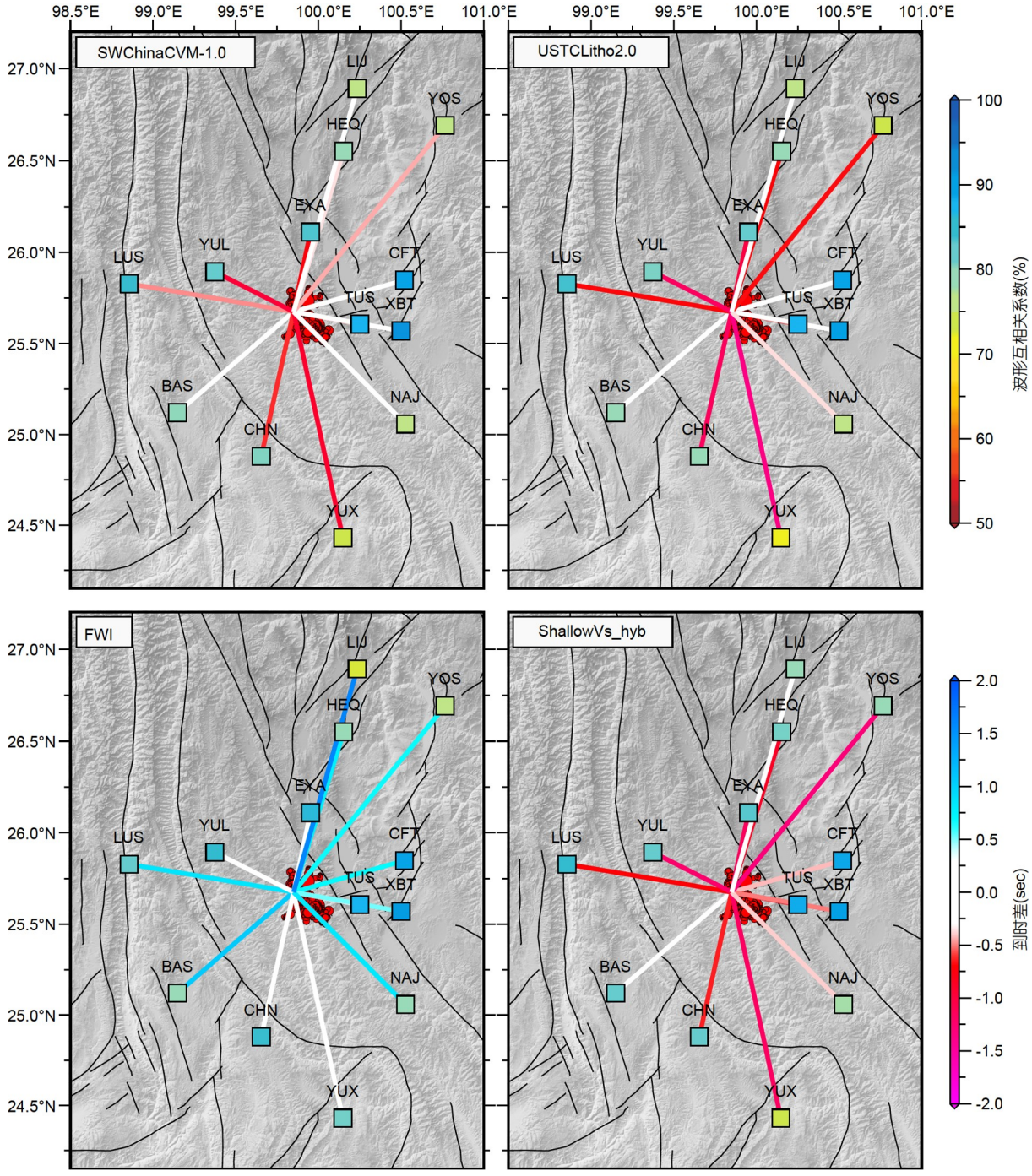


图 6　0.05~0.2Hz频段下所有地震事件到每个台站的平均到时差和互相关系数的空间分布图

地震到台站连线的颜色表示到时差, 而台站的颜色表示波形互相关系数. 在0.05~0.3Hz频段下的分析结果见附图S3

常. 部分台站波形记录较简单, 用一维速度模型也可以较好地拟合; 而部分台站的波形记录则显示出复杂且较长的尾波(图4), 可能是由于小尺度盆地导致的多路径效应所引起. 如图4所示, ShallowVs_hyb模型具有较低的速度结构, 显著改善了S波或面波的波形拟合情况. 总体而言, 三维模型可以较好地拟合实际观测数据, 特别是在云南漾濞震源区, 体现了在较高频情况下使用三维速度模型进行波形拟合的必要性. 然而值

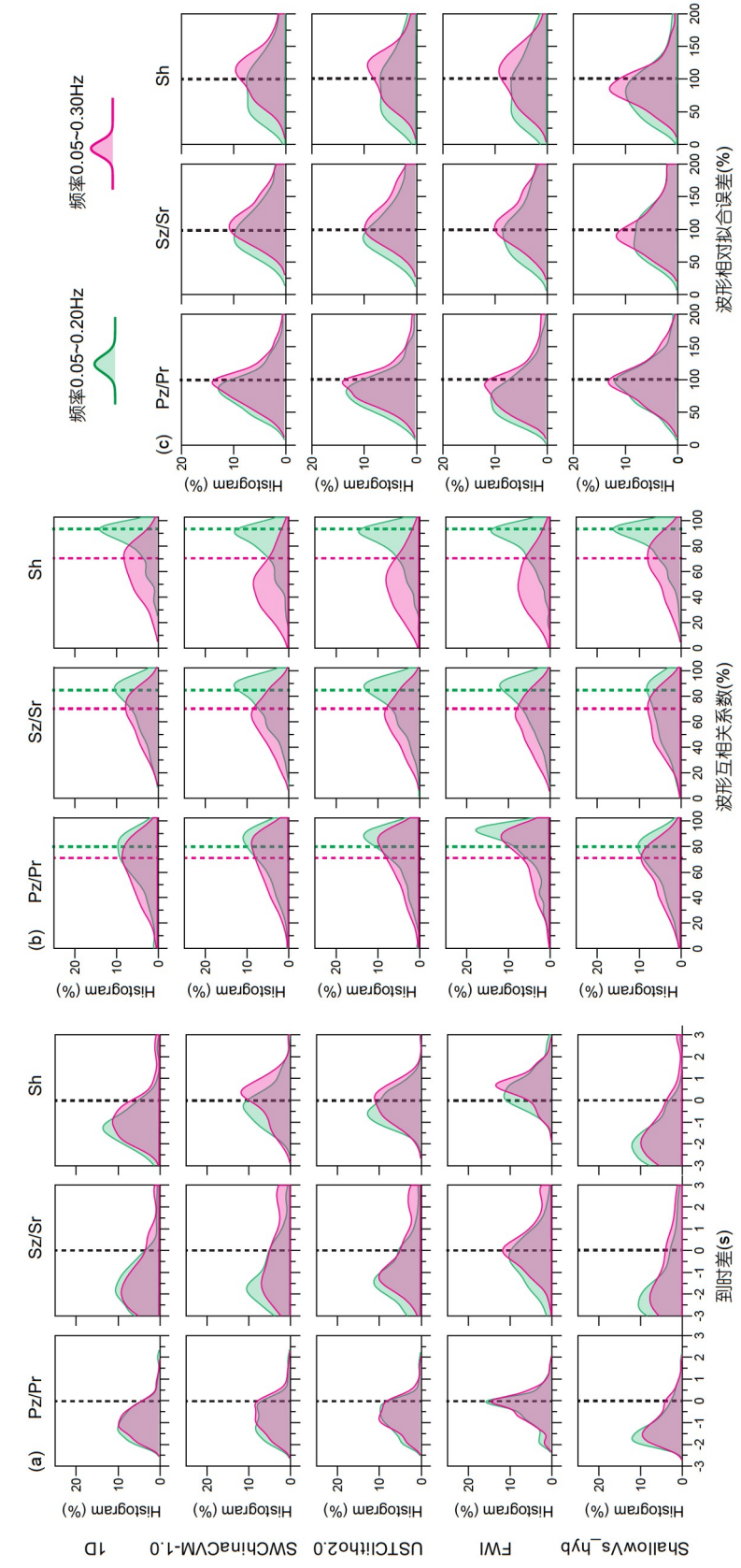


图 7　2022年四川泸定M_S6.8地震震源区基于不同速度模型获得的实际观测和理论地震图分析结果

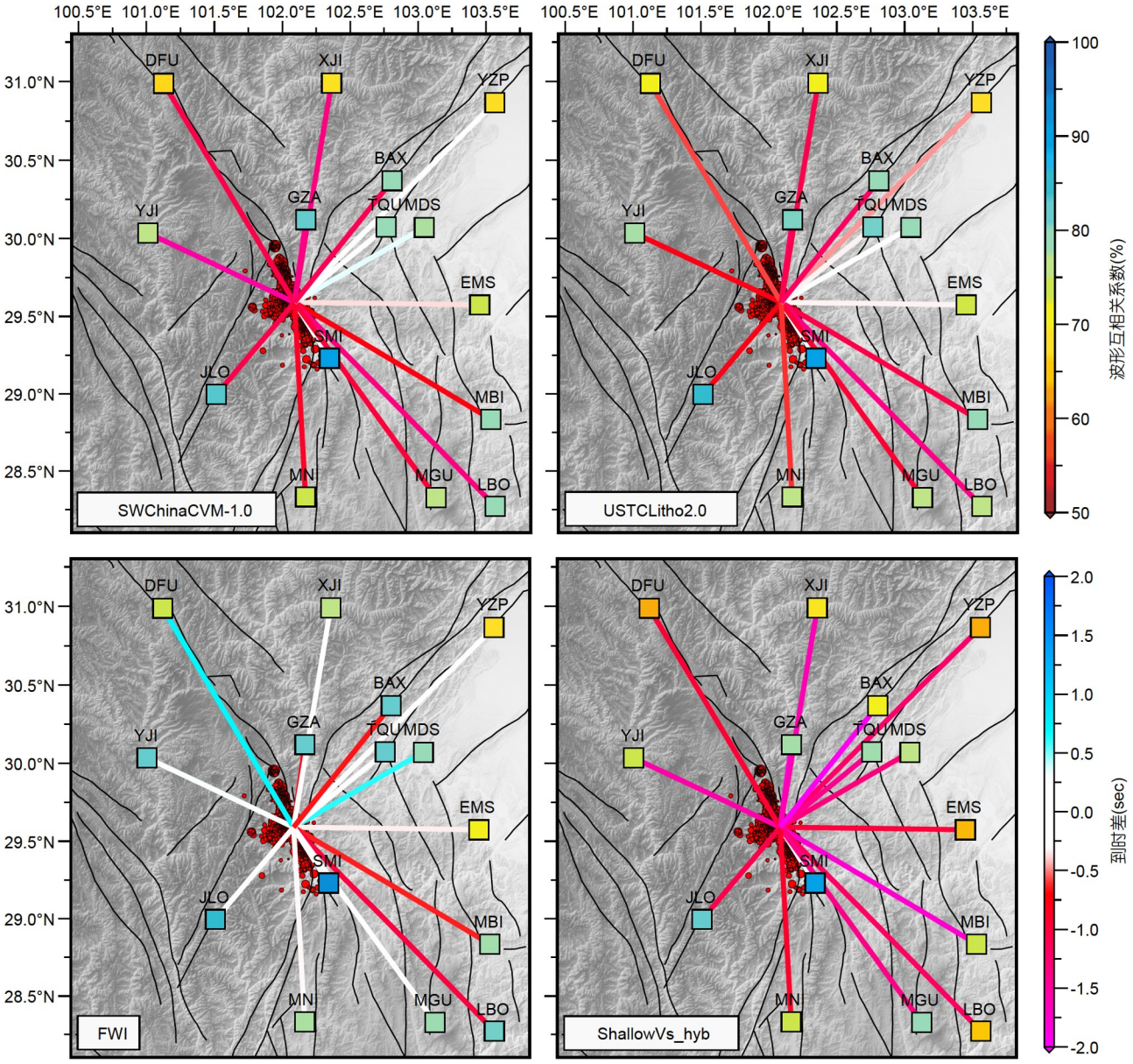


图 8　2022年四川泸定M_S6.8地震震源区所有地震事件到每个台站的平均到时差和互相关系数的空间分布图(0.05~0.2Hz频段)

0.05~0.3Hz频段下的分析结果见附图S5

得注意的是, 三维模型在四川泸定M_S6.8震源区的拟合能力有限, 表明速度模型在不同地区的可靠性存在差异, 且在未来研究中需进一步约束地下小尺度结构异常并考虑三维起伏地形对波形模拟的影响.

5.2　不同层析成像模型和方法的优势及局限

不同三维速度模型的波形拟合能力对比显示, 基于SWChinaCVM-1.0和USTClitho2.0模型得到的到时差、波形相关系数和相对波形拟合误差总体一致. 这是因为这两个模型使用了相似的数据集和反演方法(表1). 相比之下, FWI和ShallowVs_hyb模型的波形拟合能力与SWChinaCVM-1.0和USTClitho2.0模型相差较大. 值得注意的是, 在云南漾濞M_S6.4震源区, ShallowVs_hyb模型对SV波或洛夫波的波形拟合能力最好(图4). 由于ShallowVs_hyb模型与SWChinaCVM-1.0唯一的区别是深度小于15km的速度结构, 凸显了在波形

模拟中考虑浅层速度结构的重要性. FWI模型在云南漾濞M_S6.4震源区和四川泸定M_S6.8震源区均表现出了与其他两个模型(SWChinaCVM-1.0和USTClitho2.0)相似或略好的波形拟合能力, 特别是对于体波(图5~8). 尽管FWI模型使用的是较长周期的地震波, 但全波形层析成像方法具有实现亚波长分辨率的优势(Dong等, 2019; Zhou等, 2022).

SWChinaCVM-1.0和USTClitho2.0模型是通过联合反演P和S波到时数据以及瑞利面波频散数据而获得(Han等, 2021; Liu等, 2021), 因此这些模型主要约束了沿着体波射线路径的结构和瑞利面波频率所敏感的结构. 由于在浅层, 体波射线路径几乎垂直, 且在模型构建中使用了较长周期(约>5s)的瑞利面波, 因此这些模型通常在地表附近(例如, <5km深度)的分辨率有限. 相比之下, ShallowVs模型在反演中使用了接收函数波形、P波极化率和瑞利面波椭圆率, 使其对浅层速度结构更为敏感(Xiao等, 2021). 然而, ShallowVs模型不是通过反演而构建的三维模型, 而是通过插值每个台站下方的一维速度模型而获得. 因此, ShallowVs模型的横向分辨率和精度很大程度上受限于台站分布密度、地下结构的复杂性, 以及复杂介质中的三维波场传播效应. FWI模型是基于频率在30~100s的波形反演而获得的(Dong等, 2019). 尽管全波形方法具有实现亚波长分辨率的优势, 但其分辨率和精度受限于反演中使用的波形的频率、震源参数的准确性以及实际可用的波形资料.

三维地震速度模型对探索我国川滇地区地下速度结构及相关构造、理解地球动力学过程有重要意义. 然而, 现有三维模型仍有改进的空间. 通过对不同三维速度模型的比较, 结果显示应结合不同的层析成像方法以更好地约束地下速度结构. 本研究中, 简单地将SWChinaCVM-1.0和ShallowVs模型组合起来(即ShallowVs_hyb模型), 可以显著地提高对实际数据的拟合能力, 特别是在云南漾濞M_S6.4震源区. 然而, 这种模型间的组合较为粗犷, 更好的策略是直接将体波到时数据、P极化率、瑞利面波椭圆率以及其他类型的数据进行联合反演, 但这需要考虑不同数据对模型的贡献, 包括不同数据集的质量、数量及它们对速度结构的敏感程度. 除基于走时的层析成像方法外, 还可以使用基于波形的全波形成像方法, 进一步提高速度模型的准确性和分辨率. 然而, 全波形层析成像方法极其依赖地震震源参数的准确性, 并且对初始速度模型非常敏感. 因此, 可以将基于走时的层析成像模型或通过反演较长周期的全波形层析成像模型作为初始速度模型, 在随后的反演中逐步提升波形频率, 并且同时迭代约束地震震源参数. 在几乎所有前述的地震层析成像研究中, 地下间断面通常被忽略以实现反演中地下结构的平滑变化. 由于地球内部间断面的形态会影响射线路径和波形, 因此在层析成像反演中需同时考虑地球内部间断面的起伏形态(例如, 莫霍面或其他间断面), 以更好地约束地下速度结构. 例如, 可以通过将地球内部间断面作为层析成像反演中参数化和正则化的先验信息来实现, 并通过迭代反演来同时优化地球内部间断面形态和速度结构(Muir和Tsai, 2020). 除了被动源方法, 主动源探测、地质、重力等方法对约束地球浅层速度结构也非常重要. 因此, 需要发展新的算法来将不同的数据结合起来约束地球内部结构. 将不同方法和数据相结合, 并提高地震观测的质量和数量, 将有效提升地下速度结构模型的准确性和分辨率, 帮助我们更好地认识相关构造和地球动力学过程.

5.3 本研究的局限性

本研究使用了地震产生的波形数据对速度模型的可靠性进行了分析. 除此之外, 从地震台站对之间提取的噪声数据也可用于模型可靠性分析, 且该方法不受地震震源参数不确定性和复杂性的影响(Gao和Shen, 2015). 由于使用的地震波形数据的震中距大多小于200km, 本研究主要对地壳尺度结构敏感. 若要拓展到对地幔速度模型可靠性的研究, 需要将区域扩大并使用基于球坐标系的三维波场模拟(例如, 使用全球谱元法进行地震波场模拟). 本研究仅考虑了经过低通滤波的波形数据(<0.3Hz), 远低于大多数地震强地面运动模拟中所使用的频率范围. 尽管本研究的目标是评估不同三维速度模型的可靠性并探讨未来改进空间, 但随着地震层析成像模型分辨率的逐步提高, 未来仍需要进行更高频率的波形模拟研究. 在更高频的波形模拟研究中, 还需进一步考虑起伏地形、各向异性和衰减结构的影响.

6 结论

本研究通过区域三维波形模拟, 系统地评估了不

同地壳三维速度模型拟合实际观测的能力. 研究结果显示, 基于三维速度模型获得的理论地震图可较好地拟合长周期(<0.2Hz)地震记录, 表明这些模型较好地约束了研究区域的大尺度结构. 然而, 随着频率的增加(0.05~0.3Hz), 三维速度模型拟合实际观测数据的能力变差, 且存在明显的地域差异, 表明现有模型尚不足以解析小尺度的结构异常体. 通过对四个典型的速度模型比较发现, 这些模型的浅层速度结构(<10km)存在显著差异. 在波形模拟中, 采用混合了浅层速度结构的模型可一定程度上改善波形拟合能力, 尤其是对于云南漾濞M_S6.4震源区, 突显出了在波形模拟中考虑浅层速度结构的重要性. 尽管全波形层析模型使用了非常长周期的地震波所构建, 但其在拟合实际观测方面也表现出了较好的能力, 突出了全波形层析成像方法具有实现亚波长分辨率的优势. 通过对不同三维速度模型对比, 研究探讨了不同地震层析模型和方法的优势和局限性, 并提议结合不同的层析成像方法和数据集以更好地约束地下速度结构.

致谢 感谢中国地震台网中心提供波形数据, 感谢审稿人和责任编委提出宝贵的修改意见和建议. 本研究所使用的三维有限差分代码获取地址: https://github.com/SCECcode/cybershake-core.

参考文献

邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 楚全芝. 2002. 中国活动构造基本特征. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 1020–1030

刘影, 于子叶, 张智奇, 姚华建, 王伟涛, 张海江, 方洪健, 房立华. 2023. 基于密集流动台阵构建的川滇地区高分辨率公共速度模型. 中国科学: 地球科学, 53: 2407–2424

王月, 胡少乾, 何骁慧, 郭凯, 解孟雨, 邓世广, 马亚伟. 2021. 2021年5月21日云南漾濞6.4级地震序列重定位及震源机制研究. 地球物理学报, 64: 4510–4525

姚华建. 2020. 中国川滇地区公共速度模型构建: 思路与进展. 中国科学: 地球科学, 50: 1319–1322

张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 闵伟, 毛凤英, 王琪. 2003. 中国大陆强震活动与活动地块. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 12–20

Bao X, Shen Y. 2016. Assessing waveform predictions of recent three-dimensional velocity models of the Tibetan Plateau. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 2521–2538

Bao X, Song X, Li J. 2015a. High-resolution lithospheric structure beneath mainland China from ambient noise and earthquake surface-wave tomography. Earth Planet Sci Lett, 417: 132–141

Bao X, Sun X, Xu M, Eaton D W, Song X, Wang L, Ding Z, Mi N, Li H, Yu D, Huang Z, Wang P. 2015b. Two crustal low-velocity channels beneath SE Tibet revealed by joint inversion of Rayleigh wave dispersion and receiver functions. Earth Planet Sci Lett, 415: 16–24

Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. Bull Seismol Soc Am, 95: 2081–2092

Dong X, Yang D, Niu F. 2019. Passive adjoint tomography of the crustal and upper mantle beneath eastern tibet with a W2-Norm misfit function. Geophys Res Lett, 46: 12986–12995

Fang H, Yao H, Zhang H, Huang Y C, van der Hilst R D. 2015. Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: Methodology and application. Geophys J Int, 201: 1251–1263

Gao H, Shen Y. 2015. Validation of recent shear wave velocity models in the United States with full-wave simulation. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 344–358

Graves R W. 1996. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull Seismol Soc Am, 86: 1091–1106

Han S, Zhang H, Xin H, Shen W, Yao H. 2021. USTClitho2.0: Updated unified seismic tomography models for continental China lithosphere from joint inversion of body-wave arrival times and surface-wave dispersion data. Seismol Res Lett, 93: 201–215

Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 111: 2005JB004066

Huo Y, Zhang W, Zhang J. 2021. Centroid moment tensor of the 2019 M_W5.7 changning earthquake refined using 3D Green's functions considering surface topography. Front Earth Sci, 9: 642721

Lee E J, Chen P, Jordan T H. 2014a. Testing waveform predictions of 3D velocity models against two recent los angeles earthquakes. Seismol Res Lett, 85: 1275–1284

Lee E J, Chen P, Jordan T H, Maechling P B, Denolle M A M, Beroza G C. 2014b. Full-3-D tomography for crustal structure in southern California based on the scattering-integral and the adjoint-wavefield methods. J Geophys Res-Solid Earth, 119: 6421–6451

Li C, van der Hilst R D. 2010. Structure of the upper mantle and transition zone beneath southeast Asia from traveltime tomography. J Geophys Res, 115: 2009JB006882

Li Y, Wu Q, Pan J, Zhang F, Yu D. 2013. An upper-mantle S-wave velocity model for east Asia from rayleigh wave tomography. Earth Planet Sci Lett, 377-378: 367–377

Liu Q, Tromp J. 2006. Finite-frequency kernels based on adjoint methods. Bull Seismol Soc Am, 96: 2383–2397

Liu Y, Yao H, Zhang H, Fang H. 2021. The community velocity model

V.1.0 of southwest China, constructed from joint body-and surface-wave travel-time tomography. Seismol Res Lett, 92: 2972–2987

Muir J B, Tsai V C. 2020. Geometric and level set tomography using ensemble Kalman inversion. Geophys J Int, 220: 967–980

Shen W, Ritzwoller M H, Kang D, Kim Y H, Lin F C, Ning J, Wang W, Zheng Y, Zhou L. 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion. Geophys J Int, 206: 954–979

Tao K, Grand S P, Niu F. 2018. Seismic structure of the upper mantle beneath eastern Asia from full waveform seismic tomography. Geochem Geophys Geosyst, 19: 2732–2763

Wang X, Zhan Z. 2020. Moving from 1-D to 3-D velocity model: Automated waveform-based earthquake moment tensor inversion in the Los Angeles region. Geophys J Int, 220: 218–234

Wu Z, Ding Z. 2021. Preface to the special issue China seismic experimental site (CSES): On-going progresses and future prospects. Earthquake Sci, 34: 189–191

Xiao X, Cheng S, Wu J, Wang W, Sun L, Wang X, Wen L. 2021. Shallow seismic structure beneath the continental China revealed by P-wave polarization, Rayleigh wave ellipticity and receiver function. Geophys J Int, 225: 998–1019

Xin H, Zhang H, Kang M, He R, Gao L, Gao J. 2018. High-resolution lithospheric velocity structure of continental China by double-difference seismic travel-time tomography. Seismol Res Lett, 90: 229–241

Yang Y, Yao H, Wu H, Zhang P, Wang M. 2020. A new crustal shear-velocity model in southwest China from joint seismological inversion and its implications for regional crustal dynamics. Geophys J Int, 220: 1379–1393

Zhang X, Song X, Li J. 2022. A comparative study of seismic tomography models of the Chinese continental lithosphere. Earthquake Sci, 35: 161–185

Zhao L, Chen P, Jordan T H. 2006. Strain Green's tensors, reciprocity, and their applications to seismic source and structure studies. Bull Seismol Soc Am, 96: 1753–1763

Zhou T, Xi Z, Chen M, Li J. 2022. Assessment of seismic tomographic models of the contiguous United States using intermediate-period 3-D wavefield simulation. Geophys J Int, 228: 1392–1409

Zhu L, Ben-Zion Y. 2013. Parametrization of general seismic potency and moment tensors for source inversion of seismic waveform data. Geophys J Int, 194: 839–843

Zhu L P, Helmberger D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. Bull Seismol Soc Am, 86: 1634–1641

(责任编委: 姚华建)