

体波-面波数据联合成像构建新疆区域地壳上地幔顶部三维速度模型

张智奇^{1,2}, 刘影^{1,3*}, 姚华建^{1,3*}, 冯吉坤^{1,3}, 唐明帅⁴, 王伟涛⁵

1. 中国科学技术大学精密大地测量与定位全国重点实验室, 合肥 230026

2. 中国石油新疆油田勘探开发研究院地球物理研究所, 乌鲁木齐 830013

3. 中国科学技术大学蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 蒙城 233500

4. 新疆维吾尔自治区地震局, 乌鲁木齐 830011

5. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* 通讯作者, E-mail: hjyao@ustc.edu.cn(姚华建), liuying7@ustc.edu.cn(刘影)

2025-02-08收稿, 2025-10-08修回, 2025-10-29接受, 2026-01-07网络版发表

国家重点研发计划项目(2022YFC3003701)、国家自然科学基金项目(42488301)和新疆维吾尔自治区重点研发项目(2022B03001-1)资助

摘要 新疆地区处于特提斯造山带和中亚造山带之间, 经历了多期次增生造山运动, 在新生代被印度和欧亚板块陆陆碰撞的远场挤压所重新激活, 并进一步导致了该区域较强的地震活动性和频发的地震及次生灾害问题。区域高精度三维公共速度模型是多尺度结构成像、震源参数反演、强地面运动数值模拟以及地震灾害分析等研究的基础。本文通过收集新疆及其周边地区固定台站记录到的地震体波走时数据, 并处理了背景噪声面波和区域地震面波数据, 获得了约810万条体波走时数据(包括绝对到地和地震对双差走时)和约5000条面波频散数据(周期为5–50 s)。基于该数据集, 通过体波走时和面波频散联合反演得到了新疆地区地壳及上地幔顶部的三维高精度 V_p 和 V_s 模型(新疆地区三维速度模型, XJVM-1.0), 模型横向分辨率为50–100 km, 纵向分辨率最高可达到10 km左右。该模型显示天山造山带区域在上地壳相对坚硬, 在远程挤压作用下孕育了大量的地震; 在中下地壳, 天山造山带则通过塑性变形和(或)部分熔融吸收了绝大部分的挤压应力。准噶尔和塔里木盆地内部没有经历明显的构造变形, 并很可能在印度-欧亚板块碰撞的挤压应力下向天山造山带区域下方俯冲。地震重定位结果表明, 新疆地区地震主要集中于天山区域, 并且相对于其他区域有较多地震发生于中下地壳, 表明天山地区整个地壳的构造活动都活跃, 建议关注大地震风险。

关键词 新疆区域, 联合反演, 三维速度模型, 岩石圈构造变形, 地震活动性

1 引言

新疆地区位于我国西北缘, 青藏高原的北部, 处于特提斯造山带和中亚造山带之间(图1A), 主要由阿尔泰山、天山、昆仑山和位于其中的准噶尔盆地和塔里木盆地组成(图1C)。历史上, 新疆地区(尤其是天山造山带区域)经历了多期次增生造山运动, 构造背景极其复杂(Şengör等, 1993; Şengör和Natal'in, 1996; Jahn等,

2000)。中亚造山带的形成是古亚洲洋长期俯冲消减的结果, 在长期俯冲过程中形成了巨大的俯冲-增生杂岩和大量岛弧岩浆岩, 并使得大陆地壳在俯冲过程中增生了大约 $3 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Şengör等, 2018; 肖文交等, 2019)。天山造山带位于中亚造山带的西南部, 被公认为是世界上最大的增生造山带之一, 其形成过程非常的漫长和复杂, 一般认为从奥陶纪开始一直持续到晚二叠纪或三叠纪才结束, 在此期间多个陆块和岛弧碰撞/增生形成了最终的

中文引用格式: 张智奇, 刘影, 姚华建, 冯吉坤, 唐明帅, 王伟涛. 2026. 体波-面波数据联合成像构建新疆区域地壳上地幔顶部三维速度模型. 中国科学: 地球科学, 56(2): 812–828, doi: [10.1360/SSTe-2025-0023](https://doi.org/10.1360/SSTe-2025-0023)

英文引用格式: Zhang Z, Liu Y, Yao H, Feng J, Tang M, Wang W. 2026. 3-D velocity model of the crust and uppermost mantle beneath Xinjiang region, constructed by joint tomography of body and surface wave data. Science China Earth Sciences, 69(2): 788–804, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1742-4>

天山造山带(Xiao, 2004; Xiao等, 2008, 2013; Han和Zhao, 2018)。在随后很长的一段时间里, 天山造山带都处于不活跃状态, 直到新生代印度和欧亚板块的陆陆碰撞不仅形成了青藏高原, 也影响了亚洲大陆内部的造山活动。远场挤压应力在10 Ma左右传递到了天山造山带区域(Avouac等, 1993; Sun等, 2009), GPS观测结果表明, 青藏高原和天山内部变形基本是连续的(Wang和Shen, 2020), 在天山造山带区域南北向缩短率大约为20 mm/yr, 近似是印度和欧亚板块南北向缩短率的1/2(Abdrakhmatov等, 1996; Gan等, 2007; 杨少敏等, 2008; Zubovich等, 2010), 表明天山造山带区域容纳了很大一部分印度和欧亚板块的远场挤压变形, 并导致了其进一步被剥蚀和重新激活, 最终形成了现今的新疆的构造格局(Mi等, 2005; Xiao等, 2013)。

随着天山造山带被重新激活, 其被认为是现今世界上最活跃的陆内造山带和地震带之一(Burtman, 1975), 地震活动非常频繁, 新疆测震台网每年记录到的发生的天山及邻区的2.0级以上地震约800次(孔祥艳等, 2020)。从历史上6.0级及以上的大地震分布图可以看出, 大部分大地震都分布在天山西段(图1C), 并且该区域也呈现出很高的剪切应变率(Wang和Shen, 2020)。这表明新疆地区沿着天山构造运动极为活跃, 具有孕育大地震的基础。

从21世纪以来的6.0级以上地震时间分布统计来看(图1B), 除极少数时间以外, 新疆地区基本上每年都会有至少一个6.0级以上的地震发生, 大地震发生的频率很高。可以注意到, 在2003–2005年和2015–2017年, 6.0级及以上的大地震发生的频率有明显的提升。虽然2020年之后大地震发生的频率处于较低水平, 但这可能意味着新疆地区正处在应力-应变的累积阶段, 具有强震频发的潜在风险, 有必要进行密切的关注。

中亚造山带内具有非常丰富的矿产和油气资源, 因而被称为中亚成矿域(涂光炽, 1999), 与环太平洋成矿域和特提斯成矿域并称全球三大成矿域(肖文交等, 2019)。新疆地区大部分区域位于中亚造山带中, 是资源勘查和成矿理论研究的重要基地。因此在新疆地区进行高精度的层析成像是非常必要的, 可靠的高分辨率速度结构模型可以为后续研究陆陆碰撞动力过程和陆内造山机制、地震灾害活动和成矿作用等提供基础。

由于新疆地区地广人稀且自然条件恶劣, 地震台站分布很不均匀, 尽管前人已经在此开展过一些速度成像工作, 但是结果多为天山周边的局部小区域P波(Lei和Zhao, 2007; Liu等, 2007; Zhao等, 2008)和S波(Lei, 2011; 蔡妍等, 2019; 孔祥艳等, 2020; 陈玉鑫等, 2023)速度模型。虽然近年来一些团队已经开展了新疆区

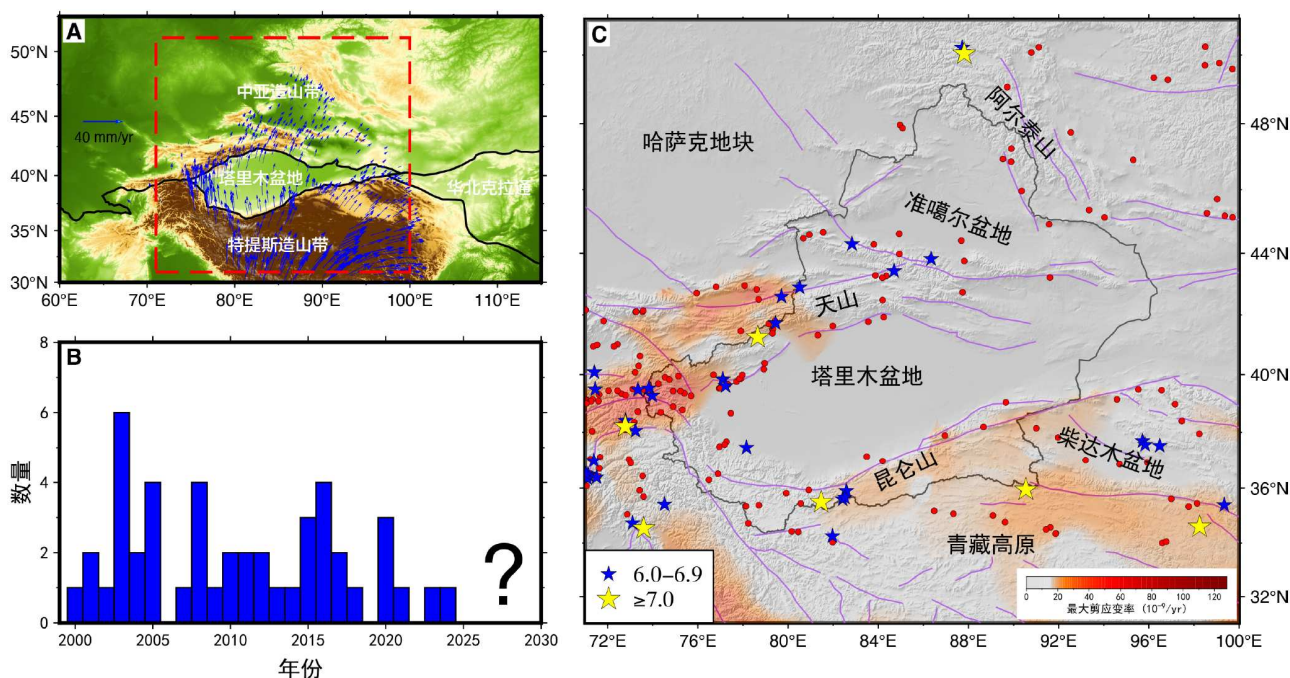


图1 区域构造地质图。(A) 新疆及其相邻区域构造图。蓝色箭头表示GPS观测速度场(相对于稳定的欧亚板块), 数据来源于Wang和Shen(2020), 红色虚线所示区域为本文研究区域, 黑线代表主要构造体边界。(B) 21世纪以来新疆及其邻区发生的6.0级及以上地震统计图。(C) 红点为历史上发生的6.0级及以上地震分布, 蓝色和黄色五角星分别代表2000–2024年期间发生的6.0–6.9级地震和7.0级及以上地震分布。背景色代表最大剪应变率, 数据来源于Wang和Shen(2020)。紫线代表断层分布

域尺度的体波(周铭等, 2014; Lü等, 2019a)和面波(Tang等, 2011, 2022; Lü等, 2019b)成像研究, 但所获得的新疆地区速度模型的横向分辨率基本都在 1.5° 及以上, 并且上述模型基本都是仅单独使用体波或面波数据反演得到的P波或S波速度模型。考虑到不同模型使用的数据类型和反演方法不同, 这些模型彼此之间存在一定的差异, 所以尝试构建一个高精度且能拟合多种地震学数据的参考速度模型是非常有必要的。

在国际上, 以美国南加州地震中心为代表的科研机构在南加州地区开展了长期的系统性公共速度模型构建工作, 并取得了显著的成果。目前已推出了CVM-S4.26(Lee等, 2014)和CVM-H15.1.0(Shaw等, 2015)两个版本的公共速度模型, 并在此基础上进一步构建了南加州统一公共速度模型平台(Small等, 2017)。该平台为南加州地区的强地面运动数值模拟、全波形层析成像以及地震灾害分析等地质和地球物理学的理论和工程研究提供了重要的基础。参考南加州公共速度模型构建的经验, 中国地震局地震科学实验场于2016年开始组织实施川滇地区公共速度模型构建的系统性调研和研究工作。针对川滇地区的速度模型研究现状, 姚华建(2020)提出了基于固定和流动宽频带台站资料以及密集和超密集面状或线性台阵数据, 构建川滇地区多尺度公共速度模型的思路。在这个思路的指导下, Liu等(2021)主要基于固定台站的数据构建了川滇地区公共速度模型1.0版本的构建, 随后进一步利用近年来川滇地区布设的多个宽频带密集流动台阵观测资料, 迭代更新了具有更高分辨率和精度的川滇地区公共速度模型2.0版本(Liu等, 2023)。

相比于单独数据反演, 联合反演利用了体波和面波数据的互补性, 从而能够构建一个更加统一的速度模型。一个统一的公共速度模型可以为该区域今后的地震事件(包括天然事件和人工震源)定位、震源机制分析、强地表运动模拟以及地震灾害评估等相关科学和工程研究提供更为准确有效的速度结构信息。此外, 高精度的速度模型可以进一步帮助识别与成矿作用相关的深部地质构造, 如地幔热点、岩浆房、岩浆通道和流体活动路径等。这些导矿构造是成矿作用发生的重要场所, 高精度速度模型能精细刻画这些导矿构造, 指示可能的岩浆侵入或流体活动, 从而确定有利的成矿环境并指导矿物开采(Heinonen等, 2019; Abraham等, 2024)。

因此, 基于南加州和川滇地区公共速度模型的构建经验, 本项目收集了新疆及其周边区域173个固定台阵在1990–2020年之间记录到的面波和体波数据, 通过体波和面波数据联合成像来构建一个高精度的新疆地区地壳和上地幔顶部速度模型(XJVM-1.0), 并对模型的分辨率和

精度进行了分析和讨论。此外, 本研究还结合得到的速度模型和地表GPS速度场讨论了新疆地区的地壳-上地幔构造变形模式和潜在地震风险。

2 数据及方法

2.1 数据

2.1.1 体波数据

本研究中使用的体波数据来源于布设于研究区域中的173个固定台站记录到的1990–2020年之间的 $M_L 2.0$ 以上的地震初至P波和S波数据。新疆地震局对这些数据进行了初步收集和整理, 总计包括了56000余个近震事件(图2A)。原始体波到时数据在远震中距时质量较高, 但是在中近震中距时存在明显的异常走时数据(附图S1), 因此我们对收集到的体波走时进行了质量控制。体波数据的筛选和质量控制流程如下: 首先, 要求每个地震事件被10个以上台站记录, 以确保地震事件位置的准确性; 然后, 通过ak135一维参考速度模型计算理论体波时距曲线, 根据该理论时距曲线剔除质量差的走时数据或者非初至走时数据。经过筛选后最终使用了40183个地震事件, 从中得到了37万余条初至P波和35万余条初至S波绝对到时数据(图2B)。

在后续采用的联合反演方法中, 体波部分主要是基于双差走时层析成像方法(Zhang和Thurber, 2003), 其原理是通过构建相近的地震对来提高地震定位和成像精度。地震对双差走时数据对于地震重定位和震源区域的速度结构刻画非常有帮助, 因为该方法可以消除共同射线路径上的误差, 尤其是台站处的误差。基于以上原理, 我们从绝对到时数据中获得了海量的走时差数据, 总计构建了373万余条P波双差走时数据和367万余条S波双差走时数据。

2.1.2 面波频散数据

在本研究中我们使用了面波群速度和相速度频散数据。面波群速度频散数据提取自2015–2020年的区域地震面波数据, 使用了124个浅源地震事件(图2C)。面波群速度频散的处理主要有以下三步: (1)筛选震级在 $M_S 4.5$ 以上的地震事件, 以确保面波信号充分发育; (2)要求地震事件和台站的距离是地震深度的10倍以上, 以降低地震深度对群速度频散提取的影响; (3)通过时频分析方法(Bensen等, 2007)从地震面波信号中自动提取出了5–50 s周期的单台瑞利面波群速度频散。面波相速度频散数据提取自2011–2015年的固定台站的垂直分量背景噪声互相关面波数据。背景噪声互相关数据主要经

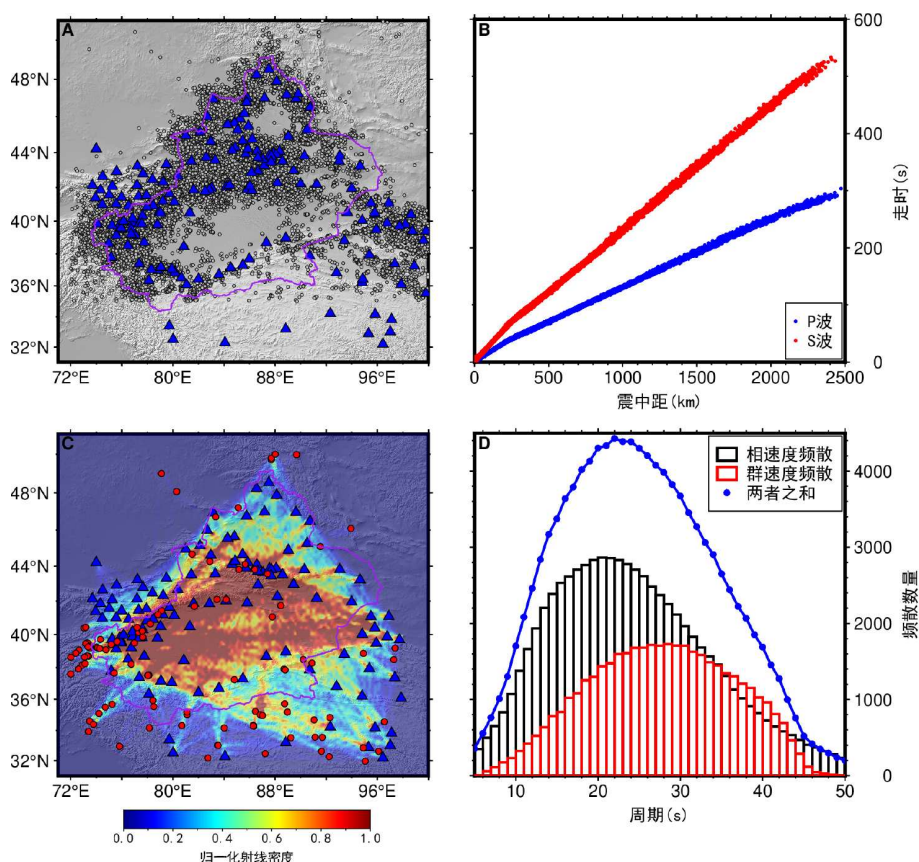


图 2 用于构建XJVM-1.0的固定台站体波走时数据(A、B)以及面波频散数据(C、D)。(A) 地震事件和台站分布, 灰色圆点代表地震事件, 蓝色三角代表地震台站; (B) 筛选后的初至体波走时-震中距曲线, 蓝点代表P波初至走时, 红点代表S波初至走时; (C) 20 s周期时背景噪声及地震面波频散路径分布密度及台站分布, 红点代表地震事件, 蓝色三角代表地震台站, 背景颜色代表射线密度; (D) 群速度和相速度频散数据统计, 红框代表群速度频散数量, 黑框代表相速度频散数量, 蓝色点线代表两者频散数量之和

过了降采样、去仪器响应、去均值、去趋势、谱白化、时间域正则化和互相关处理。对处理后的互相关数据按天进行叠加, 经过长时间的叠加后在互相关数据中能清晰地观测到瑞利面波信号(附图S2)。最后, 通过基于图像分析的频散曲线自动提取技术(Yao等, 2006, 2011)获得周期范围为5–50 s的瑞利面波相速度频散。对于自动提取到的群速度和相速度频散, 我们进行了质量控制(张智奇等, 2020)和簇群分析(Zhang等, 2018), 以去除自动提取到的某些质量较差的频散。最终, 经过筛选后得到了2178条面波群速度频散和3093条面波相速度频散(附图S2)。附图S3展示了相速度频散、群速度频散和两者联合的频散在三个周期的路径覆盖, 在塔里木盆地和准噶尔盆地北部群速度频散在短周期(10 s)覆盖较差, 而相速度频散在长周期(40 s)相对稀疏, 不过利用这两种数据路径覆盖的互相补充使得两者联合的面波频散路径在所有周期都有较好的覆盖(图2C、2D以及附图S3)。

2.2 体波-面波走时联合成像方法

新疆及其周边区域目前仅有一些区域尺度的体波或面波数据单独成像模型, 还没有体波-面波走时数据联合成像的模型。单独使用体波或面波走时数据成像总是存在一些限制, 例如对于初至体波走时数据来说, 浅部射线交叉往往不足, 从而难以约束地壳浅层速度结构。另外S波初至信号由于受到P波尾波或者其他转换波的影响, 初至S波走时数据拾取质量往往低于初至P波走时数据, 从而导致得到 V_s 模型的分辨率低于 V_p 模型。对于地震面波信号来说, 群速度测量误差偏大, 相速度测量则需要已知地震初始相位信息, 这也带来一些限制。背景噪声方法的提出虽然大大提升了面波成像方法的适用性, 但通常难以提取中长周期(>50 s)的频散, 而面波的敏感深度是与周期成正相关的, 因此仅使用背景噪声频散难以对深部结构进行成像。此时, 两种数据联合成像则可以使这两种数据优势互补, 使反演系统更稳定并且提升反演结果的分辨率。利用面波对S波的敏感性不仅可以

提升 V_s 模型的分辨率,短周期面波的使用也可以有效弥补体波数据在浅层分辨率不足的缺点,而体波数据的加入则可以提升深部结构反演的分辨率。目前体波-面波联合层析成像方法可简单划分为两类:第一类是基于体波走时和二维面波群/相速度图数据的联合反演(Zhang等, 2014; Han等, 2022);第二类是基于不同路径体波走时和面波走时数据直接联合反演(Fang等, 2016; Liu等, 2021)。第一种方法适用于无法直接获得不同路径的面波频散,但由于体波走时与面波群/相速度图具有不同的量纲,需要通过L曲线分析(Zhang等, 2014)来合理地选择两种数据的权重。在第二种方法中,面波群/相速度频散数据会在联合反演时转化为不同周期的面波走时数据,此时两种数据具有同样的量纲,数据权重可以通过反演误差来合理估计(Fang等, 2016)。

在本研究中,我们采用的是Liu等(2021)在Fang等(2016)的基础上改进的考虑地形的体波走时及面波频散联合反演方法。该方法是基于体波双差走时层析成像方法(Zhang和Thurber, 2003)和面波频散直接反演方法(Fang等, 2015),将这两种方法联合起来,对体波和面波数据分别采用伪弯曲法(Um和Thurber, 1987)和快速行进法(Rawlinson和Sambridge, 2004)进行射线追踪,并且在计算体波和面波数据敏感核时均考虑了实际高程(Liu等, 2021)。联合反演方法主要有以下三个优点:(1)结合体波绝对到地和地震对相对走时差数据,在直接反演P波和S波速度结构的同时进行地震重定位;重定位后的地震为速度结构反演提供了更准确的初始位置和相对位置信息,从而得到更精确的速度成像模型,并进一步提高后续地震定位准确度;(2)基于快速行进法的面波走时正演考虑了复杂结构中面波的非大圆路径传播效应,可以有效提高短周期面波反演的精度;(3)可以获得能够同时拟合两种数据的统一P波和S波速度模型。联合反演方法除了可以利用体波和面波数据的互补性提供高精度且相互统一的P波和S波速度模型,重定位后的地震事件可以进一步识别地震序列的时空分布特征以及刻画地下断层或者俯冲板块的几何形态,有助于深入开展地震孕育发生背景、断层运动学以及地球内部动力学等相关研究。

考虑到收集的面波频散的周期范围以及体波数据的穿透深度,本研究中主要反演的是新疆及其周边区域地壳和上地幔顶部的P波和S波速度结构,深度范围为0–80 km。我们使用前人通过体波数据得到的全国速度模型(Xin等, 2019)作为初始模型,通过对该模型多次进行高斯平滑,在保留大尺度速度结构的基础上,使得小尺度的速度结构主要由数据所约束(附图S4)。在联合反

演中,将模型在水平方向的网格间距设置为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。考虑到面波分辨率随深度增加而降低,在深度方向上设置了不同的网格间距:0–50 km深度网格间距为5 km, 50–80 km深度网格间距增加为10 km。

3 反演结果

3.1 数据拟合及模型分辨率

采用考虑地形的体波走时及面波频散联合反演方法,利用上述收集的体波走时和面波频散数据得到了新疆及周边区域高分辨率的地壳及上地幔顶部三维 V_p 和 V_s 模型(XJVM-1.0)。通过13次的迭代反演计算,体波数据的走时残差从2.38 s下降至0.79 s,面波数据的走时残差由10.29 s下降至4.03 s(图3),表明体波和面波走时数据均得到了较好的收敛,并且联合反演得到的速度模型可以较好地同时拟合体波和面波走时数据。

为评价联合反演模型的分辨率,我们进行了检测板恢复性测试。测试的检测板异常大小在水平方向上为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,在深度方向上,在40 km深度之上检测板大小为10 km,在40 km深度之下检测板大小为20 km,检测板速度异常的扰动为 $\pm 5\%$ 。在正演计算体波和面波合成走时时,使用的地震事件与台站分布与实际数据完全相同,并分别在P波、S波和面波合成走时数据中加入了0.05 s、0.1 s和1%的高斯随机噪声作为检测板测试使用的走时数据。其余的模型参数设置与反演时完全一致。

图4和附图S5展示了 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 和 $1^\circ \times 1^\circ$ 大小检测板测试恢复的情况。在浅部10 km深度时,天山区域的P波和S波检测板均能得到较好的恢复,在30 km深度时,准噶尔盆地和塔里木盆地西侧的检测板有一定的恢复;而在深部60 km深度时,除了天山区域,准噶尔盆地大部分区域和塔里木盆地西侧检测板均有较好的恢复。从剖面上看,深度方向上检测板模型也是有较好的恢复,在40 km之上可以较好地恢复厚度10 km的垂向检测板,在40 km之下可以较好地恢复厚度20 km的垂向检测板。

塔里木和准噶尔盆地区域检测板恢复效果较差主要是由这两个区域缺乏台站和地震事件分布导致的。射线路径分布的结果表明,在地壳中浅层深度体波数据在两个盆地内部基本没有射线路径覆盖(附图S6),加入面波数据后盆地内部的射线路径覆盖有明显的提升(附图S7)。不过由于面波数据对 V_s 的敏感性要远强于对 V_p 的敏感性,因此在中浅层深度面波数据的加入对S波带来的射线路径覆盖提升效果要优于P波,也导致在浅层 V_s 的检测板恢复效果要好于 V_p (图4A和附图S5A)。在深部时,由于此时体波射线交叉路径更密集,所以两个盆地内部

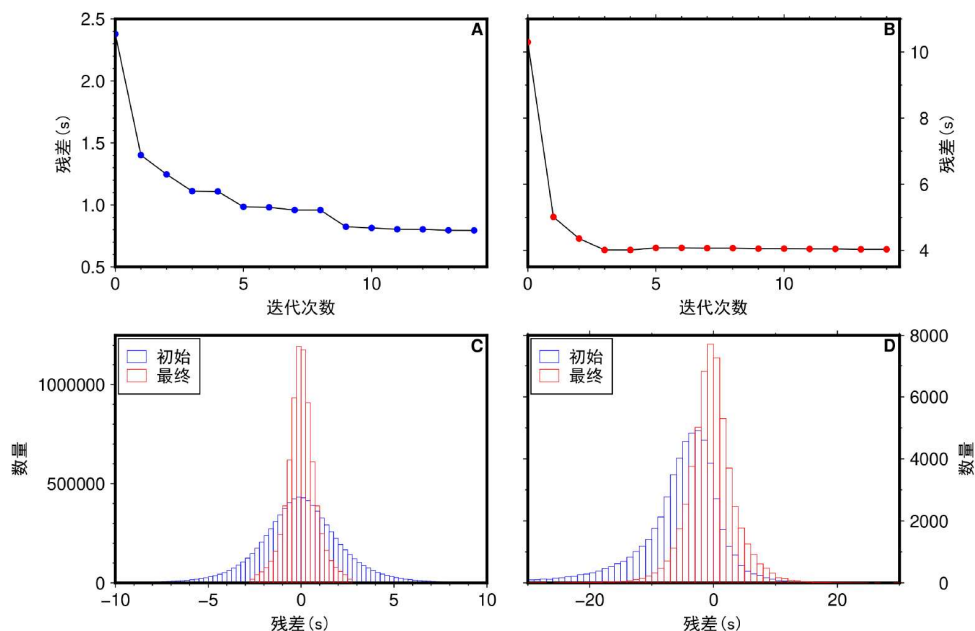


图3 联合反演中体波(A、C)及面波(B、D)走时残差变化。(A) 体波走时残差随迭代次数的变化；(B) 面波走时残差随迭代次数的变化；(C) 体波走时残差第一次迭代和最后一次迭代前后的统计直方图；(D) 面波走时残差第一次迭代和最后一次迭代前后的统计直方图

射线覆盖有很好的提升(附图S7)。由于初至走时P波数据往往质量优于S波数据且数量更多,而面波数据由于周期限制在深部分辨率有限,所以在深部时 V_p 的检测板恢复效果要好于 V_s (图4C和附图S5C)。

虽然塔里木和准噶尔盆地内部区域受地震事件和台站分布的限制,难以恢复出 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 大小检测板,但是可以较好地恢复出 $1^\circ \times 1^\circ$ 大小的检测板(图4和附图S5)。因此, XJVM-1.0模型在天山及盆地周缘区域横向分辨率可以达到50 km左右,在盆地内部及青藏高原北部区域横向分辨率可以达到100 km左右。模型的纵向分辨率最高可以到达10 km左右,随深度增加逐渐降低至20 km左右。此外,基于综合射线路径密度(附图S6和S7)以及检测板测试恢复结果(图4和附图S5),图4中黑线所包含的区域是模型可靠度高的区域,在后面的结果展示中我们将只展示黑线以内的区域。

此外,为验证反演结果的稳定性,我们进一步使用三维初始模型进行平均得到了一维初始模型,并基于该一维初始模型的联合反演获得了一个速度模型(附图S8)。基于三维初始模型和一维初始模型得到的速度模型是非常相似的,表明了反演的稳健性。

3.2 高分辨率高精度三维 V_p 和 V_s 结构

图5展示了不同深度下的 V_p 和 V_s 模型,这里的深度为相对于海平面深度。 V_p 和 V_s 模型在大尺度速度结构分布上是比较相似的,但是在小尺度速度结构上存在一定的

差异。在浅部10 km深度时,准噶尔盆地、塔里木盆地以及柴达木盆地呈现明显的低速异常,而盆地周缘的天山和青藏高原区域则呈现高速异常;在20 km深度时,天山及盆地周缘区域依然呈明显高速异常,盆地内部的低速异常范围有所缩小,而青藏高原地区转为明显低速异常;在30–40 km深度时,速度结构相较于10 km深度时发生了反转,两个盆地内部呈现相对偏高速异常,而天山区域则转变为相对偏低速异常;到50 km深度时,盆地内部呈现出更明显的高速异常,而天山和盆地周缘区域的低速异常强度也在增强,并且天山下方的低速异常一直延续到60 km深度时才逐渐减弱。青藏高原区域则在10 km深度以下一直呈现强烈的低速异常。

图6展示了六个跨过准噶尔盆地、塔里木盆地以及天山区域的剖面。从剖面AA'和CC'中可以看到,在塔里木盆地和准噶尔盆地下方存在大范围明显的上地壳低速异常,并向下延伸到20–30 km深度左右,而到了40–50 km深度时,则转变为明显的高速异常。从沿着天山的剖面BB'中可以看出,天山下存在较大范围的中下地壳低速异常,并一直向下延伸到了莫霍面附近。从剖面DD'–FF'中可以看到,准噶尔盆地和塔里木盆地上地壳呈现强烈的低速异常,天山下方在中上地壳呈现明显的高速异常,但是在中下地壳和上地幔顶部则转变为低速异常。在青藏高原下方,在大约20 km深度以下,出现了显著的低速异常。重定位后的地震主要分布于高低速异常交界的区域;塔里木盆地、准噶尔盆地和吐鲁番盆地内部

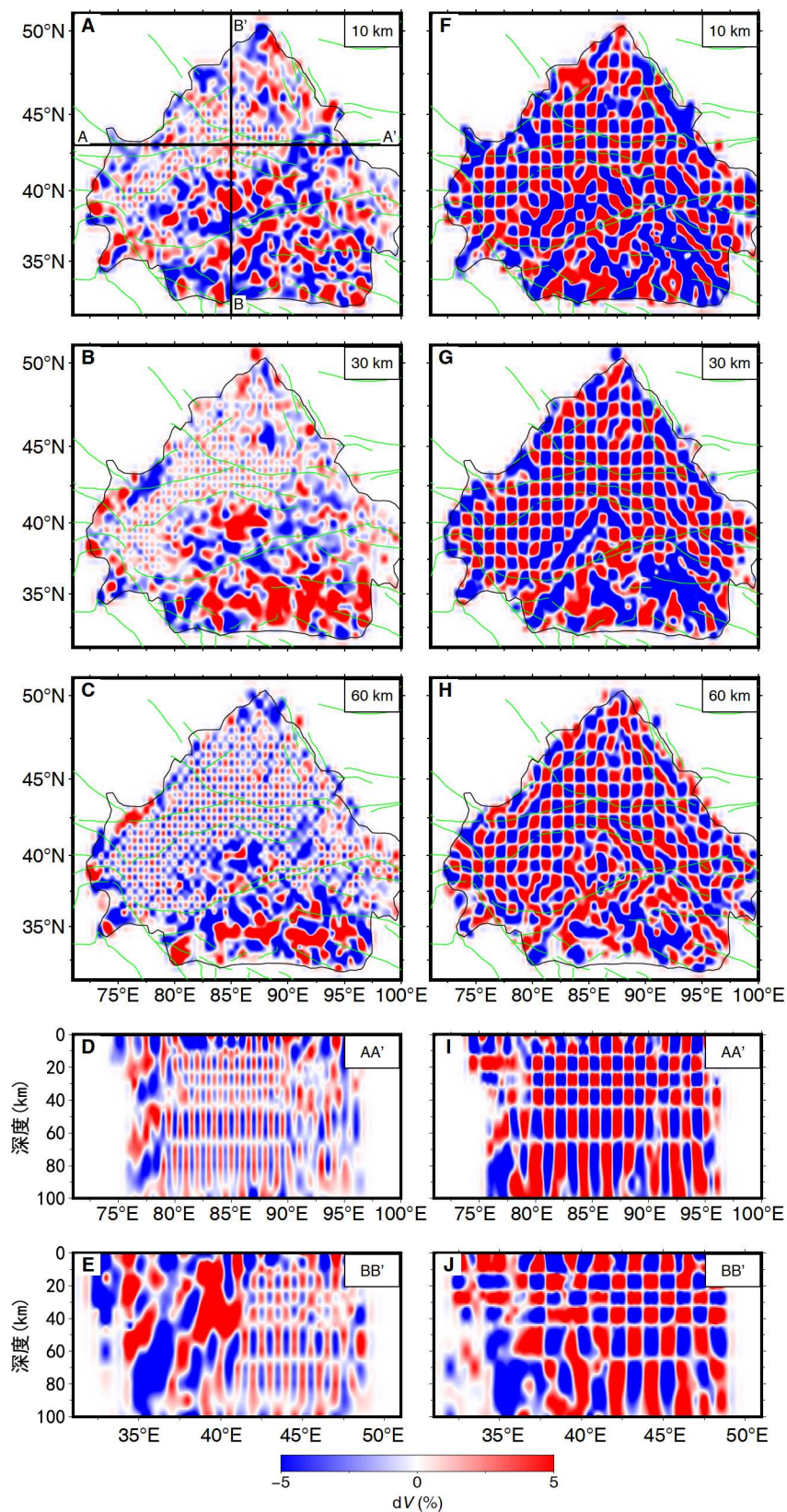


图4 V_p 模型 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (A-E)和 $1^\circ \times 1^\circ$ (F-J)检测板恢复性测试结果。(A-C)和(F-H)分别为10、30和40 km深度恢复的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 和 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 V_p 检测板模型水平剖面,绿线表示断层,黑线表示射线密度较高以及检测板恢复较好的区域;(D、E)和(I、J)分别为恢复的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 和 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 V_p 检测板模型垂直剖面,剖面位置见图(A)

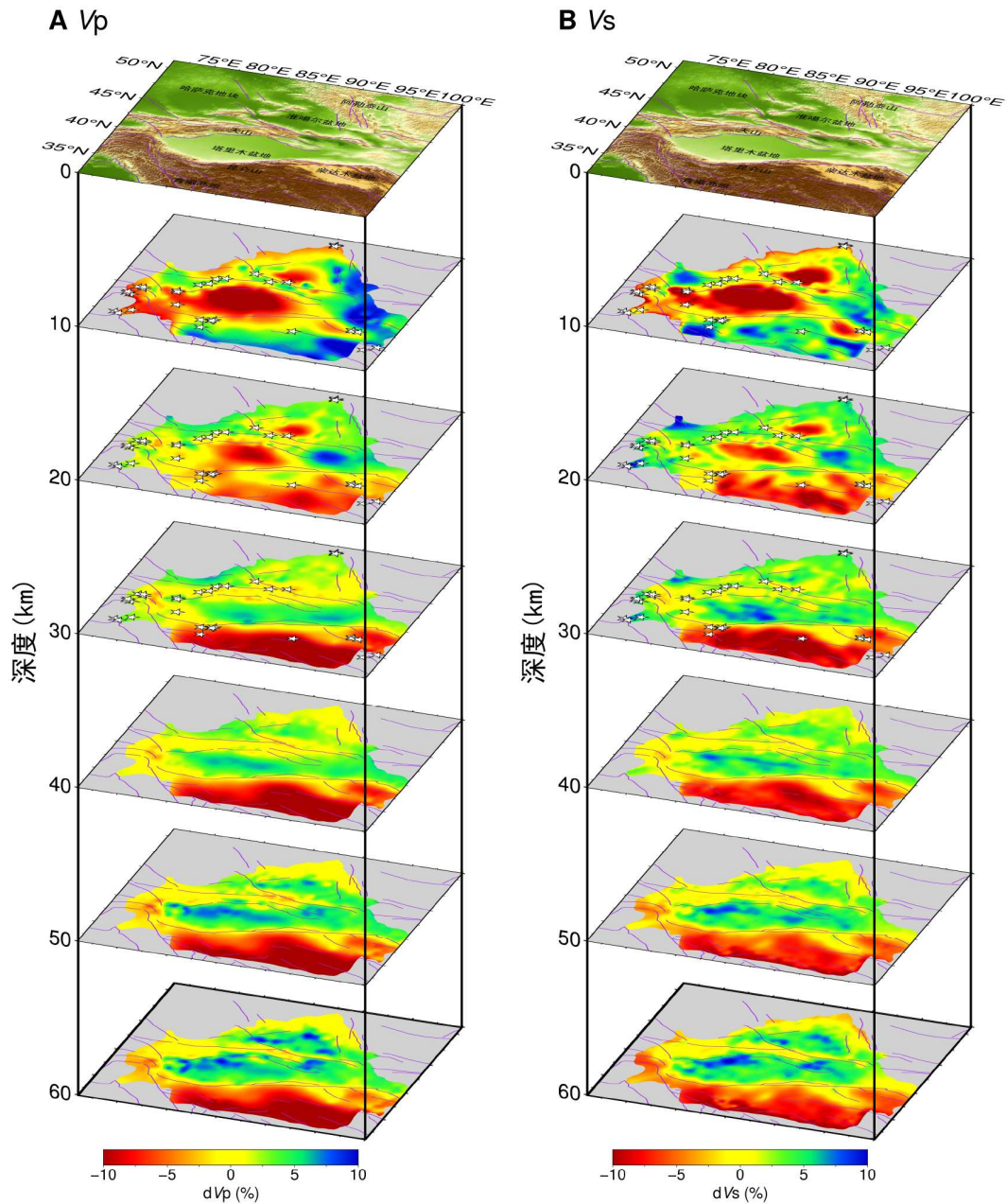


图5 不同深度的 V_p (A)和 V_s (B)模型相对于该深度平均速度变化分布。白色五角星代表自2000年以后发生的6.0级及以上的地震分布，紫线代表断层分布

地震极少，呈明显的地震空区。在天山区域，尤其是天山和盆地接触的区域，地震活动则非常活跃。重定位结果进一步表明，天山下方地震主要集中在中上地壳高速异常区域，在中下地壳低速异常区域地震则明显减少。

4 讨论

4.1 模型对比及验证

为了验证联合反演模型的质量，我们将联合反演得

到的速度模型(后续简称为XJVM-1.0)分别与Shen等(2016)仅使用面波频散数据反演得到的速度模型(后续简称为Shen)，Xin等(2019)仅使用体波初至至双差走时数据反演得到的速度模型(后续简称为USTClitho1.0)以及Han等(2022)同样使用体波初至到时和面波频散数据联合反演得到的速度模型(后续简称为USTClitho2.0)进行了对比。首先，我们对比了本研究与其余三项研究中使用的数据量、反演方法和模型分辨率(表1)。可以看出本研究使用的位于新疆区域的台站数量是最多的，模型分辨率

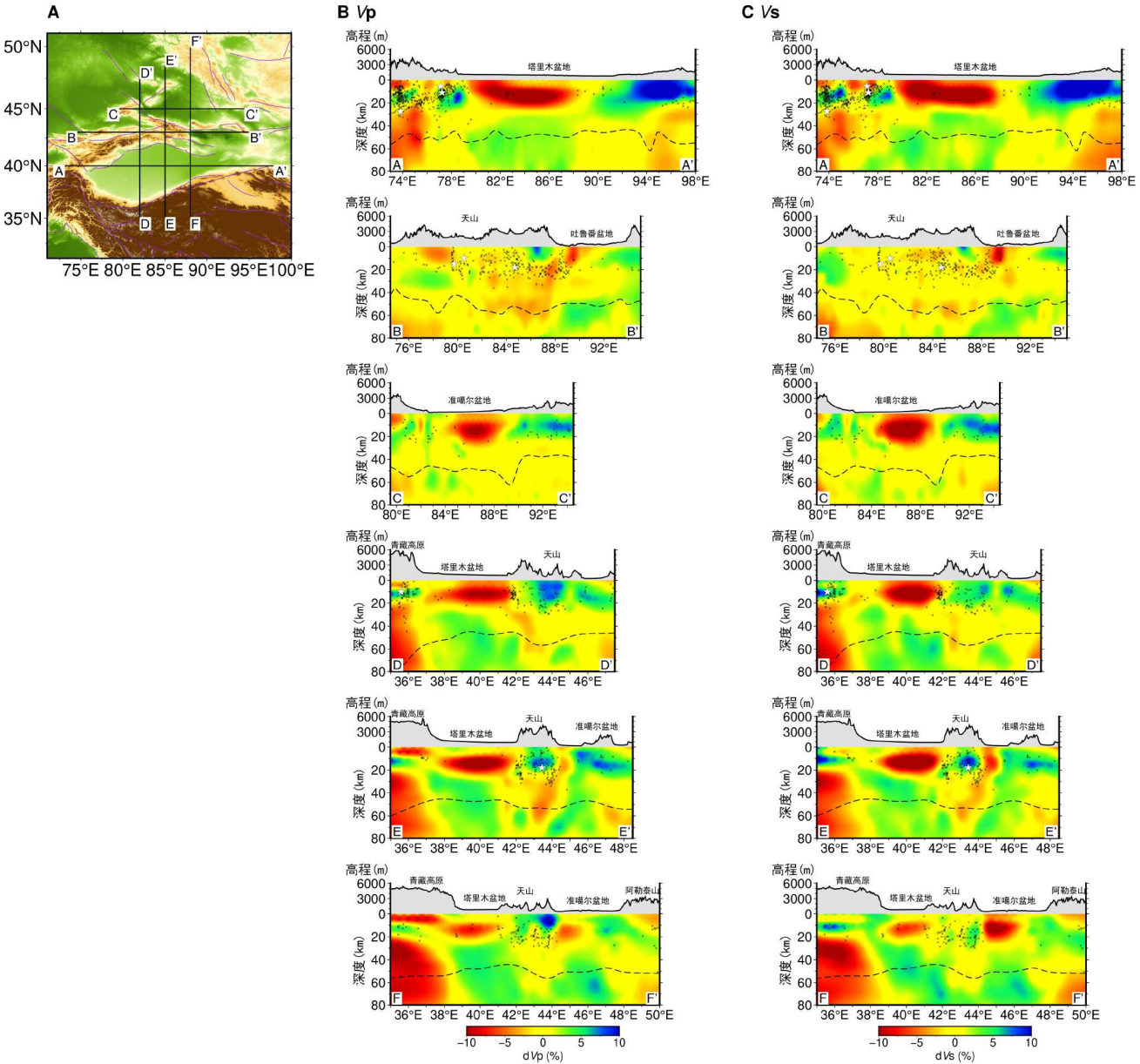


图6 剖面位置(A)以及沿剖面的 V_p (B)和 V_s (C)模型。(A)中紫线表示断层分布;(B)和(C)中顶部为地表高程,底部为 V_p 和 V_s 速度模型。图中白色五角星代表自2000年以后发生的6.0级及以上的地震分布,黑色×为3.5级及以上的地震重定位结果,黑色虚线为Moho面深度,数据来源于He等(2014)。剖面速度扰动为相对于本模型不同深度平均速度的扰动

表1 不同模型之间数据量和反演方法对比^{a)}

模型名称	台站数量	数据量	反演方法	分辨率	反演区域
XJVM-1.0	173	体波初至绝对走时: 37万(P), 35万(S); 面波频散: 5271	体波-面波联合反演 (进行地震重定位)	0.5°×0.5°	新疆以及邻区
Shen	2073(约80)	面波频散: 约58000	贝叶斯-蒙特卡罗反演 (未进行地震重定位)	1°×1°	全国
USTClitho1.0	1018(约70)	体波初至绝对走时: 18万(P), 14万(S)	体波双差走时层析成像 (进行地震重定位)	1°×1°	全国
USTClitho2.0	1018(约70)	体波初至绝对走时: 94万(P), 76万(S); 面波频散: 约58000	体波-面波联合反演 (进行地震重定位)	0.5°×0.5°	全国

a) 由于Shen和USTClitho1.0和2.0模型均为全国尺度的速度模型,表中统计的台站数量(括号内是该模型中新疆区域范围内使用的大致台站数量)和数据量也为其所用的全部数据量

也位居前列。

图7和图8展示了不同深度下这三个模型和本研究通过联合反演得到新疆地区速度模型的对比,所有模型在同一深度下色标范围是一致的。从图7和图8中可以看出,这四个模型在大尺度特征上都是比较类似的,比如在中浅部准噶尔和塔里木盆地呈强烈低速异常,天山呈明显高速异常;在中深部,青藏高原呈强烈低速异常,天山呈相对低速异常,而两个盆地则转变为明显的高速异常。不过在速度细节上,不同模型之间存在显著的差异。在浅部(10 km),模型之间的速度结构差异最为明显。在XJVM-1.0模型中,低速异常被很好地限制在准噶尔和塔里木盆地内部,盆地周缘山脉和青藏高原区域呈现明显的高速异常。在其余三个模型中,低速异常(尤其是 V_p 速度模型)并不仅限于盆地内部,而是延伸到了青藏高原区

域。XJVM-1.0与USTClitho2.0速度模型虽然都是由体波和面波速度联合构建的,但是XJVM-1.0是区域尺度的,而USTClitho2.0是全国尺度的,因此XJVM-1.0模型中速度异常分布与块体和断层之间对应得更好,对天山造山带下方地震密集的区域速度结构有更精细的刻画。

为进一步定量分析对比不同模型对观测数据的拟合度,我们分别使用Shen、USTClitho2.0和XJVM-1.0速度模型进行了体波和面波走时数据的正演。附图S9展示了使用Shen、USTClitho2.0和XJVM-1.0模型得到的正演走时与观测走时残差的分布。可以看出,对于体波数据和面波数据,联合反演所得到的速度模型(USTClitho2.0和XJVM-1.0)对于数据的拟合均要优于单独面波反演得到的模型(Shen)。这进一步表明,相较于单一类型数据反演,利用多种类型数据之间的互补性开展联合反演可以

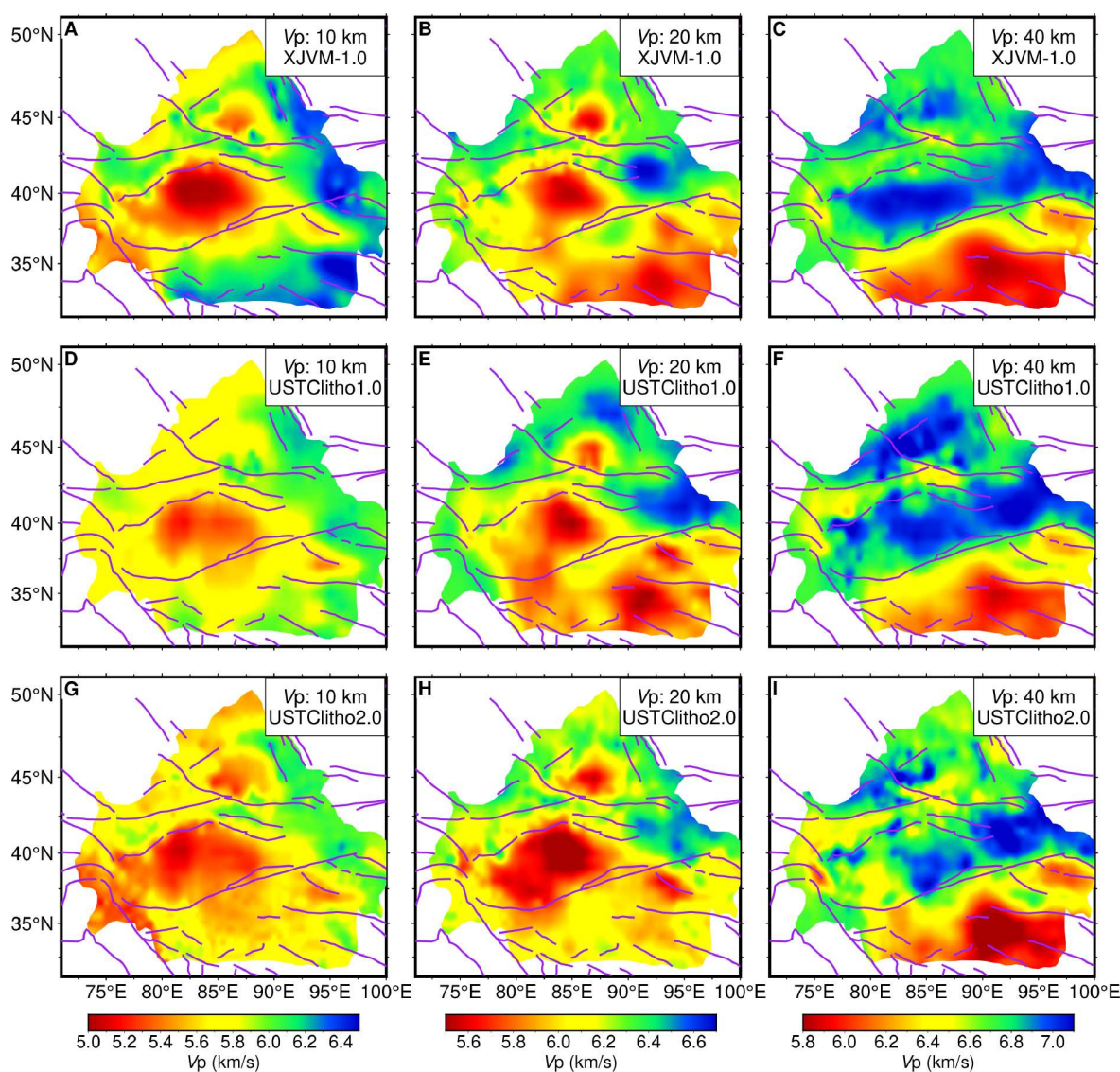


图7 不同 V_p 模型在深度10、20和40 km的速度分布。(A-C) XJVM-1.0模型;(D-F) USTClitho1.0模型;(G-I) USTClitho2.0模型。紫线为断层分布

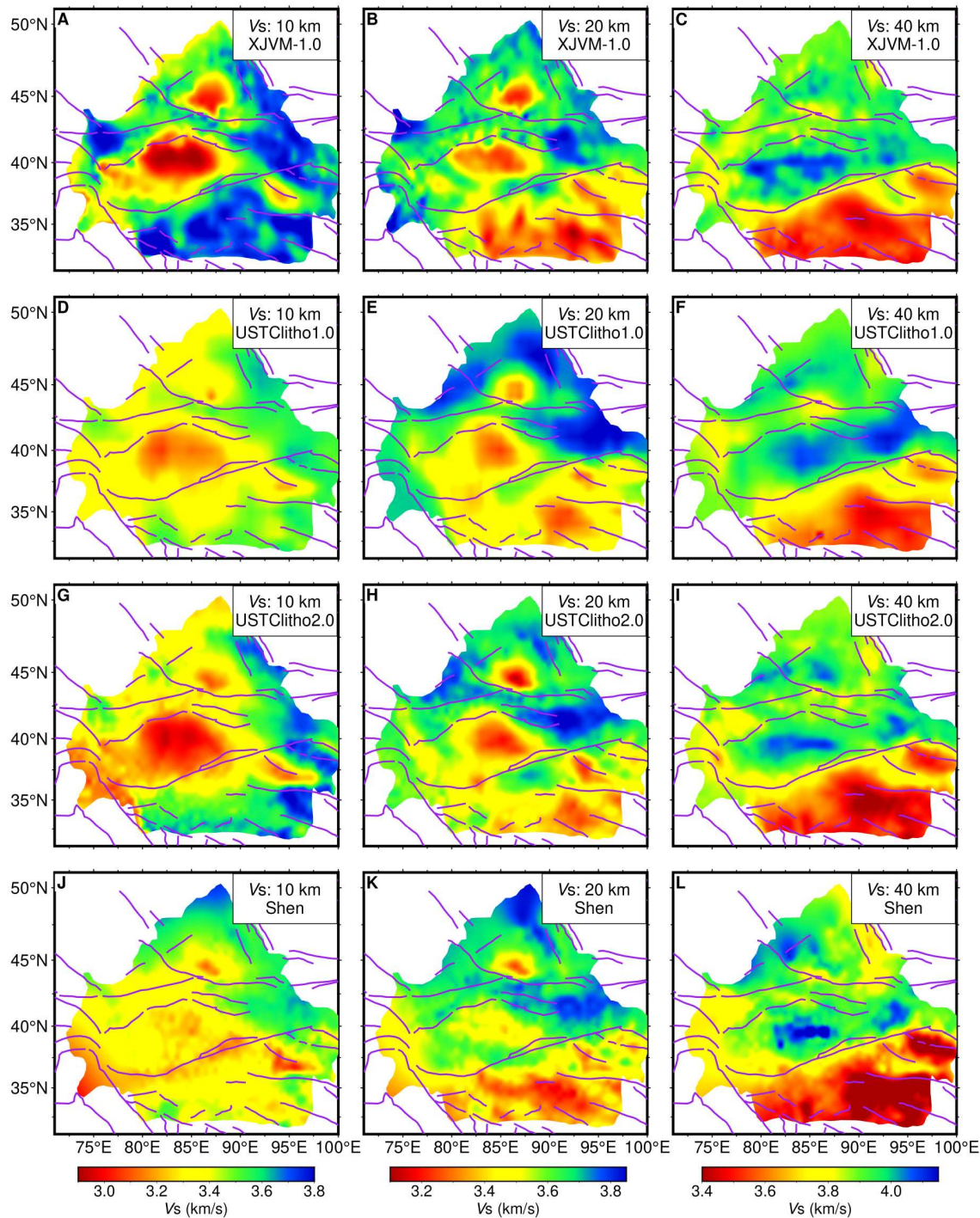


图8 不同 V_s 模型在深度10、20和40 km的速度分布。(A–C) XJVM-1.0模型；(D–F) USTClitho1.0模型；(G–I) USTClitho2.0模型；(J–L) Shen等(2016)获取的 V_s 模型。紫线为断层分布

提高速度模型的可靠性。此外，在区域尺度开展联合反演所获得的模型XJVM-1.0对于新疆地区的地震数据拟合程度高于全国尺度的联合反演模型USTClitho2.0，表明模型分辨率提升也可以提高对于观测数据的拟合(附图S10)。此外，我们还进一步选取了未参与反演的数据对

不同模型进行独立验证，附图S10展示了不同模型(Shen、USTClitho2.0和XJVM-1.0模型)对于2021年新疆地区17个4.5级以上的地震事件体波到时数据的拟合情况。可以看出，利用XJVM-1.0模型计算的走时残差均值和标准差均小于其他两个模型。我们注意到三个模型拟

合的走时残差均偏离0 s, 这可能是由于初始速度模型和地震位置所带来的系统偏差。

4.2 地震重定位结果

在进行体波和面波联合反演时, 除了会迭代更新速度结构外, 还会同步对地震事件进行重定位。图9展示了重定位前后地震在水平和垂直剖面上的分布。从水平剖面上可以看出(图9A), 新疆地区地震主要分布在天山区域, 在阿勒泰山和昆仑山周边区域也有较多的地震分布, 并且重定位后的地震更为集中。从垂直剖面上可以看出(图9B–9D), 相较于原始地震位置, 重定位后的地震位

置更加合理, 原始地震在深度上呈条带状分布的现象有明显的改善, 并且在大地震周边有明显的地震成簇现象。

天山区域作为当今世界上最活跃地震带之一(Burman, 1975), 在2024年1月23日2时于天山南侧的阿克苏地区发生了7.1级地震, 随后24 h内发生了58次3.0级以上的地震, 其中4–5级地震有12次, 5级以上的地震有2次, 最大震级可达5.3级(数据来源于中国地震台网中心, <https://news.ceic.ac.cn/>), 这也进一步表明了天山区域的地震活跃性和潜在的地震危险性。从横跨昆仑山、天山和阿勒泰山的剖面CC'(图9D)中可以看出, 天山的地震活动性要远强于其余两个地区, 并且在位于其中的准噶

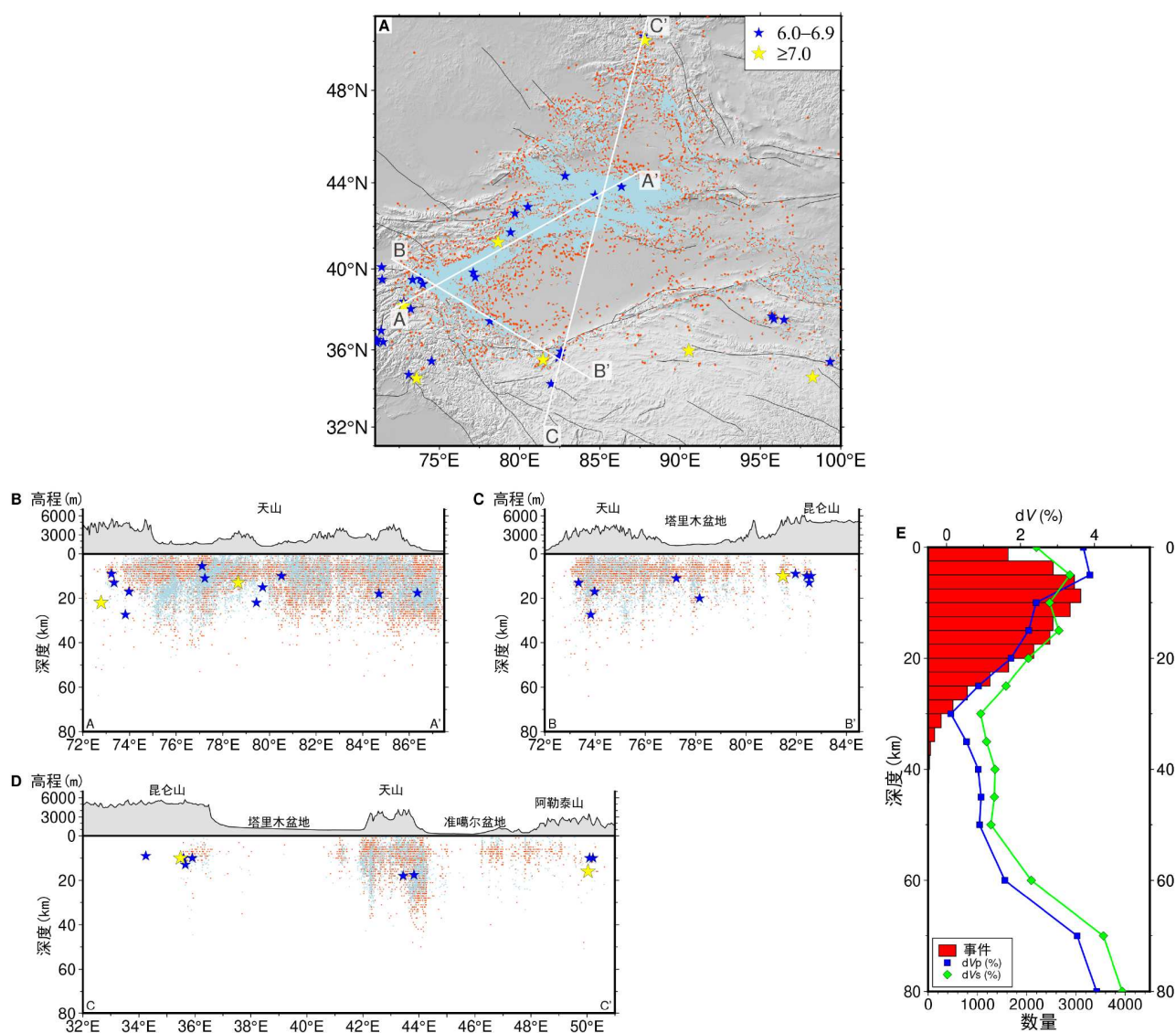


图9 地震重定位前后在水平(A)和垂直(B–D)剖面上的分布及沿天山下方速度和地震数量变化关系(E)。(A) 红色和蓝色圆点分别表示重定位前后地震分布, 蓝色和黄色五角星分别代表21世纪以来在新疆地区发生的6.0–6.9级和7级以上的地震分布。黑线为断层分布, 白线代表垂直剖面位置。(B–D) 顶部灰色填充区域为地表高程, 底部为地震分布。红色和蓝色圆点分别表示距离剖面位置50 km以内的重定位前后的地震分布。(E) 红色直方图展示了沿天山下地震深度和数量的统计分布, 蓝线和绿线代表天山下 V_p 和 V_s 速度扰动(相对于该区域一维速度模型)随深度的变化

尔和塔里木盆地存在一个比较明显的地震空区,表明了准噶尔和塔里木这两个具有克拉通基底的地盆内部的结构稳定性以及天山区域的构造活跃性。此外,从三个地震重定位剖面中(图9B–9D),可以注意到天山区域的地震深度分布基本覆盖了整个地壳深度范围,很多地震深度可达到40 km及以上,明显深于阿勒泰山和昆仑山区域,这表明天山区域的地壳深部结构也具有构造活跃的特征,也进一步表明印度和欧亚板块陆陆碰撞的远场挤压应力可能影响到了天山区域整个地壳或者更深部的区域。

4.3 新疆及周边区域地壳-上地幔构造变形模式

新生代以来,新疆区域的构造变形主要受控于印度和欧亚板块碰撞的远场挤压应力(Avouac等, 1993; Sun等, 2009)。从横跨新疆区域的两个剖面(图10)中可以看

出,平行于剖面的GPS速度场分量从南到北是在逐渐降低的,尤其是在跨过山脉后,平行于剖面的速度场分量有显著的降低,进一步表明天山造山带区域容纳绝大部分的远场挤压变形(Abdrakhmatov等, 1996; Gan等, 2007; 杨少敏等, 2008; Zubovich等, 2010)。研究表明,地震更易发生在速度结构空间变化较为剧烈的区域,因为这些区域容易累积应变(Mooney等, 2012)。沿天山下方速度和地震数量随深度的变化趋势(图9E)分析表明,随着速度显著降低,地震数量也明显下降。剖面对应的速度模型结果则表明,天山造山带区域在中上地壳呈现明显的高速异常,但是在中下地壳区域则变为低速异常(图10)。从沿着天山造山带的剖面中(图11)可以进一步看出,天山造山带在横向上速度结构与两侧盆地存在明显差异,其在中上地壳(约20 km以上)基本呈明显的高速异常,而两侧盆地呈明显低速异常。在纵向上,

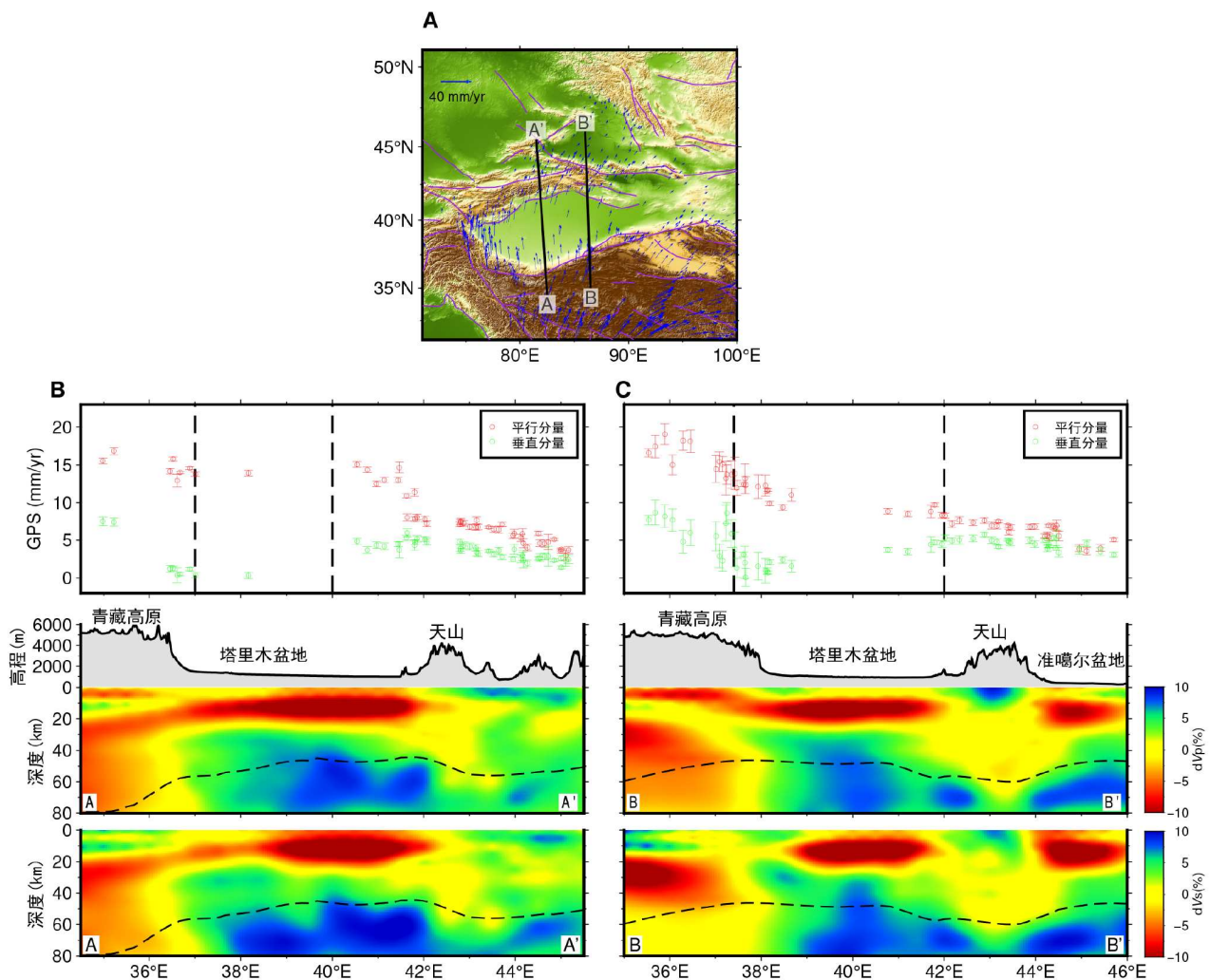


图10 剖面位置(A)以及剖面对应的GPS速度场和速度模型(B、C)。(A)中紫线表示断层分布;(B)和(C)中顶部为平行于(红色圆圈)和垂直于(绿色圆圈)剖面的GPS速度场分量大小,底部为剖面对应的 V_p 和 V_s 速度模型

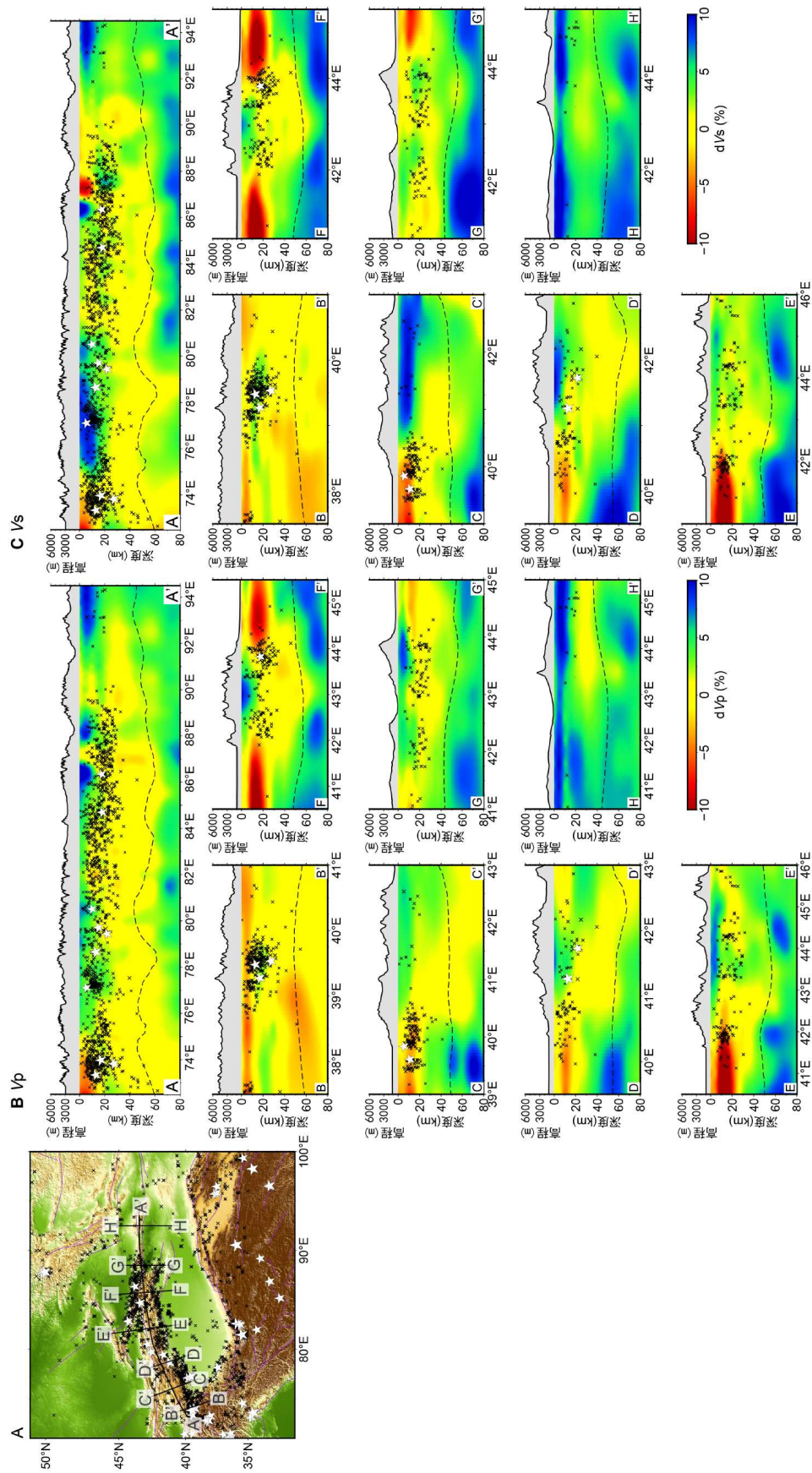


图 11 剖面位置(A)以及沿着和横跨天山造山带区域的 V_p (B)和 V_s (C)速度剖面。(A)中紫线表示断层分布,底部为地表高程,底部为 V_p 和 V_s 速度模型。图中白色五角星代表自2000年以后发生的6.0级及以上的地震分布,黑色×为3.5级以上的地震定位结果,数据来源于He等(2014)

天山造山带在约20 km深度以下的区域从高速异常转变为低速异常并一直延伸到莫霍面附近。这样的速度结构差异表明天山造山带区域上地壳部分很可能仍然相对坚硬,并累积了较大的应变(Mooney等, 2012)。地震重定位结果显示天山造山带下方的地震基本集中在20 km深度以上高速异常区域,表明天山造山带中上地壳可能主要是通过地震来释放受到的挤压应力。

新疆地区中下地壳深度范围(20–40 km)的平均速度与该区域的最大主应变率之间存在良好的相关性(图12, 为避免青藏高原区域对讨论的影响, 进行相关分析时截取掉了青藏高原区域), 低速区域的主应变率均较高, 尤其是天山西段以及昆仑山北侧。低速和高应变率的良好对应关系表明两者很可能是相互促进的, 远场挤压应力导致了中下地壳低速的形成, 中下地壳低速区域吸收了绝大部分挤压应力并发生了显著塑性变形, 导致了高应变率的形成并进一步促进了新疆区域的变形。前人的地球物理研究结果也表明天山造山带呈现较高的热流值($>60 \text{ mW/m}^2$)(Duchkov等, 2001; 杨晓平等, 2002)和泊松比(约0.3)(Cai等, 2021), 较低的密度(赵俊猛等, 2004)和Q值(Ma等, 2023)。接收函数结果(刘文学等, 2011; Zhang B F等, 2020; Cai等, 2021; 张秉峰和鲍学伟, 2023)也表明天山造山带下方的地壳发生了增厚。这些结果综合表明天山造山带中下地壳在印度-欧亚板块碰撞的远场挤压应力作用下发生了显著塑性变形和(或)壳内部分熔融(Zhang等, 2022)。

与天山造山带区域相反, 准噶尔盆地和塔里木盆地区域在中上地壳则存在巨厚的低速异常, 其很可能是由于长期的沉积演化过程形成的。盆地内部也鲜少有地震分布, 表明盆地内部构造活动相对稳定, 未经历显著的构造变形。中下地壳和上地幔顶部则呈现出显著的高速异常, 这主要是由于其具有一个坚硬的克拉通基底。横跨天山造山带和准噶尔以及塔里木盆地的速度剖面(图11 中剖面BB'–HH')表明, 盆地下方的高速异常向中间的天

山下方倾斜。体波深部成像的结果表明准噶尔和塔里木盆地下方的高速异常很可能下插到了天山造山带下方(Zhao等, 2003; Li等, 2016, 2022; Gao等, 2019; Hapaer等, 2022; Sun等, 2022; Tang等, 2022), 表明在印度-欧亚板块碰撞的挤压下准噶尔和塔里木盆地很可能向天山下发生了俯冲。

综上, 位于新疆区域的准噶尔和塔里木盆地虽然存在明显的地震空区, 但是由于其稳定的速度结构和构造性质, 盆地内部大地震风险性仍然较小。天山造山带在横向和纵向上均位于速度结构变化剧烈区域, 大地震风险性非常高。天山造山带中下地壳区域的应力很可能已通过塑性变形和(或)壳内部分熔融所释放, 大地震风险主要集中于中上地壳, 因此地震主要集中于地壳中浅部, 其地震烈度往往更高, 需要密切监测该区域的地震活动, 为可能发生的大地震做好预警。

5 结论

本研究收集了布设在新疆及其周边区域的固定台站记录到的体波(1990–2020年)和面波(2011–2020年)观测资料, 通过多种质量控制方法构建了较为完备的高质量体波走时和面波频散数据集, 包括约72万余条地震体波绝对到时数据, 740余万条地震对双差走时数据, 以及5000余条面波频散数据(周期为5–50 s)。基于该数据集, 我们通过体波走时和面波频散联合反演得到了新疆地区地壳及上地幔顶部的三维高精度速度模型XJVM-1.0。基于该模型, 我们主要获得了以下几点结论和认识。

(1) 合成测试表明, XJVM-1.0模型在台站覆盖较密集的天山区域横向分辨率能达到50 km左右, 在缺少台站覆盖的准噶尔和塔里木盆地内部, 其横向分辨率能达到100 km左右。在深度上, XJVM-1.0模型在地壳部分纵向分辨率能达到10 km左右, 在上地幔顶部纵向分辨率能达到20 km左右。与多个区域速度模型对比结果表明, 相较于其他速度模型, XJVM-1.0对于新疆地区地震观测

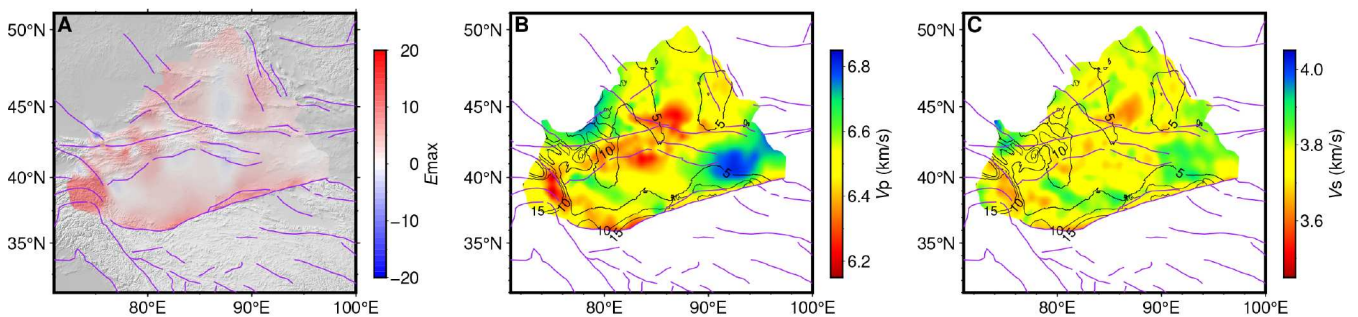


图12 新疆地区最大主应变率(A)和中下地壳平均速度模型(B、C)相关性分析。(A)中紫线表示断层分布, 背景色代表最大主应变率大小, 数据来源于Wang和Shen(2020)。(B)和(C)为中下地壳(20–40 km深度)范围的平均 V_p 和 V_s 速度模型, 其中黑线为最大主应变率5、10和15的等值线

数据的拟合程度是最高的。

(2) 重定位后的地震分布表明, 新疆地区地震主要集中于天山区域, 在阿勒泰山和昆仑山附近也有一定的地震分布, 准噶尔和塔里木盆地内部地震活动较少。速度结构也表明这些区域正处于从低速向高速过渡的区域, 通常更容易积累应力从而导致大地震发生, 具有较高的大地震风险性, 应尤其关注。此外, 相较于阿勒泰山和昆仑山附近的地震主要集中在中上地壳, 天山区域有较多的中下地壳地震发生, 表明天山地区的深部地壳构造活动也极其活跃。

(3) 印度和欧亚板块陆陆碰撞的远场挤压应力主导了当今新疆区域的构造变形。天山造山带区域在上地壳相对坚硬, 在远场挤压作用下孕育了大量的地震; 在中下地壳则通过塑性变形和(或)部分熔融吸收了绝大部分的挤压应力。准噶尔和塔里木盆地内部没有经历明显的构造变形, 并很可能在印度-欧亚板块碰撞的挤压应力下向天山造山带区域下方俯冲。

致谢 本文图件采用GMT软件和MATLAB绘制。固定台网的震相报告和波形数据由中国地震局地球物理研究所地震科学国际数据中心提供(doi:10.11998/SeisDmc/SN)。本文中的新疆区域三维速度模型可以在<https://doi.org/10.5281/zenodo.17287992>下载。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责, 详见网络版(<http://earthcn.scichina.com>)。

参考文献

- 蔡妍, 吴建平, 明跃红, 等. 2019. 新疆天山地区壳幔S波速度结构特征及变形分析. *地球物理学报*, 62: 4214–4226
- 陈玉鑫, 唐明帅, 李艳永, 等. 2023. 基于噪声面波直接反演法研究天山中段地壳S波速度结构. *地震工程学报*, 45: 970–982
- 孔祥艳, 吴建平, 房立华, 等. 利用面波频散和接收函数联合反演中国境内天山及邻区的地壳上地幔速度结构. *地震地质*, 2020, 42: 844–865
- 刘文学, 刘贵忠, 周刚, 等. 2011. 新疆和周边地区地壳厚度和 V_p/V_s 比值变化的接收函数约束. *地球物理学报*, 54: 2034–2041
- 肖文交, 宋东方, Windley B F, 等. 2019. 中亚增生造山过程与成矿作用研究进展. *中国科学: 地球科学*, 49: 1512–1545
- 涂光炽. 1999. 初议中亚成矿域. *地质科学*, 34: 397–404
- 杨少敏, 李杰, 王琪. 2008. GPS研究天山现今变形与断层活动. *中国科学D辑: 地球科学*, 38: 872–880
- 杨晓平, 顾梦林, 孙振国, 等. 2002. 1906年新疆玛纳斯大震区的多层次逆冲构造与深部结构. *地震地质*, 24: 303–314
- 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
- 张秉峰, 鲍学伟. 2023. 天山造山带壳幔结构与陆内变形机制研究进展. *地球与行星物理理论评(中英文)*, 54: 27–43
- 张智奇, 姚华建, 杨妍. 2020. 青藏高原东南缘地壳上地幔三维S波速度结构及动力学意义. *中国科学: 地球科学*, 50: 1242–1258
- 赵俊猛, 李植纯, 程宏岗, 等. 2004. 天山造山带岩石圈密度与磁性结构研究及其动力学分析. *地球物理学报*, 47: 1061–1067
- 周铭, 李红谊, 李信富, 等. 2014. 新疆地区地壳S波速度结构及径向各向异性研究. *地震工程学报*, 36: 1047–1058
- Abdrakhmatov K Y, Aldazhanov S A, Hager B H, et al. 1996. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, 384: 450–453
- Abraham E M, Uwaezuoke A E, Usman A O. 2024. Geophysical investigation of subsurface mineral potentials in North-Central Nigeria: Implications for sustainable mining and development. *Geomech Geophys Geo-energ Geo-resour*, 10: 192
- Avouac J P, Tapponnier P, Bai M, et al. 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J Geophys Res*, 98: 6755–6804
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, et al. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys J Int*, 169: 1239–1260
- Burtman V S. 1975. Structural geology of Variscan Tien Shan. *Am J Sci*, 275-A: 157–186
- Cai Y, Wu J P, Wang W L. 2021. Crustal thickness and Poisson's ratio in Tianshan region from receiver functions. *Pure Appl Geophys*, 178: 3529–3542
- Duchkov A D, Shvartsman Y G, Sokolova L S. 2001. Deep heat flow in the Tien Shan: Advances and drawbacks. *Geol J Geofiz*, 42: 1516–1531
- Fang H, Yao H, Zhang H, et al. 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
- Fang H, Zhang H, Yao H, et al. 2016. A new algorithm for three-dimensional joint inversion of body wave and surface wave data and its application to the Southern California plate boundary region. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 3557–3569
- Gan W, Zhang P, Shen Z K, et al. 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J Geophys Res*, 112: 2005JB004120
- Gao G M, Hou J, Kang G F, et al. 2019. Crustal thickness and lithospheric thermal state beneath the Junggar Basin and adjacent mountain ranges, northwest China. *J Asian Earth Sci*, 184: 103802
- Han S C, Zhang H J, Xin H L, et al. 2022. 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
- Han Y, Zhao G. 2018. Final amalgamation of the Tianshan and Junggar orogenic collage in the southwestern Central Asian Orogenic Belt: Constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean. *Earth-Sci Rev*, 186: 129–152
- Hapaer T, Tang Q Y, Sun W J, et al. 2022. Opposite facing dipping structure in the uppermost mantle beneath the central Tien Shan from Pn traveltimes tomography. *Int J Earth Sci-Geol Rund*, 111: 2571–2584
- He R, Shang X, Yu C, et al. 2014. A unified map of Moho depth and V_p/V_s ratio of continental China by receiver function analysis. *Geophys J Int*, 199: 1910–1918
- Heinonen S, Malinowski M, Hloušek F, et al. 2019. Cost-effective seismic exploration: 2D reflection imaging at the Kylahti massive sulfide deposit, Finland. *Minerals*, 9: 263
- Jahn B M, Wu F Y, Chen B. 2000. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. *Earth Environ Sci Trans R Soc Edinburgh*, 91: 181–193
- Lee E J, Chen P, Jordan T H, et al. 2014. 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
- Lei J. 2011. Seismic tomographic imaging of the crust and upper mantle under the central and western Tien Shan orogenic belt. *J Geophys Res*, 116: B09305

- Lei J, Zhao D. 2007. Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt. *Phys Earth Planet Inter*, 162: 165–185
- Li J Y, Zhang J, Zhao X X, et al. 2016. Mantle subduction and uplift of intracontinental mountains: A case study from the Chinese Tianshan Mountains within Eurasia. *Sci Rep*, 6: 28831
- Li W, Chen Y, Yuan X, et al. 2022. Intracontinental deformation of the Tianshan Orogen in response to India-Asia collision. *Nat Commun*, 13: 3738
- Liu J, Liu Q Y, Guo B, et al. 2007. Small-scale convection in the upper mantle beneath the Chinese Tian Shan Mountains. *Phys Earth Planet Inter*, 163: 179–190
- Liu Y, Yao H, Zhang H, et al. 2021. The community velocity model V1.0 of Southwest China, constructed from joint body- and surface-wave travel-time tomography. *Seismol Res Lett*, 92: 2972–2987
- Liu Y, Yu Z, Zhang Z, et al. 2023. The high-resolution community velocity model V2.0 of southwest China, constructed by joint body and surface wave tomography of data recorded at temporary dense arrays. *Sci China Earth Sci*, 66: 2368–2385
- Lü Z, Gao H, Lei J, et al. 2019a. Crustal and upper mantle structure of the Tien Shan orogenic belt from full-wave ambient noise tomography. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 3987–4000
- Lü Z, Zhao L, Li B, et al. 2019b. Rayleigh wave phase velocity and azimuthal anisotropy of Tien Shan orogenic belt from ambient noise tomography. *Chin J Geophys*, 62: 3354–3364
- Ma X, Zhao L F, Xie X B, et al. 2023. Warm versus cold crust in the Tien Shan orogenic belt revealed by seismic Lg attenuation tomography. *Geophys J Int*, 233: 2142–2154
- Mi N, Wang L S, Li H, et al. 2005. Velocity structure of the crust and uppermost mantle in the boundary area of the Tianshan Mountains and the Tarim Basin. *Chin Sci Bull*, 50: 270–275
- Mooney W D, Ritsema J, Hwang Y K. 2012. Crustal seismicity and the earthquake catalog maximum moment magnitude (M_{cmax}) in stable continental regions (SCRs): Correlation with the seismic velocity of the lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 357–358: 78–83
- Rawlinson N, Sambridge M. 2004. The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Explor Geophys*, 36: 341–350
- Şengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364: 299–307
- Şengör A M C, Natal'in B A. 1996. Turke-type orogeny and its role in the making of the continental crust. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 24: 263–337
- Şengör A M C, Natal'in B A, Sunal G, et al. 2018. The tectonics of the Altai: Crustal growth during the construction of the continental lithosphere of central Asia between ~750 and ~130 Ma ago. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 46: 439–494
- Shaw J H, Plesch A, Tape C, et al. 2015. Unified structural representation of the southern California crust and upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 415: 1–15
- Shen W, Ritzwoller M H, Kang D, et al. 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion. *Geophys J Int*, 206: 954–979
- Small P, Gill D, Maechling P J, et al. 2017. The SCEC unified community velocity model software framework. *Seismol Res Lett*, 88: 1539–1552
- Sun J M, Li Y, Zhang Z Q, et al. 2009. Magnetostratigraphic data on Neogene growth folding in the foreland basin of the southern Tianshan Mountains. *Geology*, 37: 1051–1054
- Sun W, Ao S, Tang Q, et al. 2022. Forced Cenozoic continental subduction of Tarim craton-like lithosphere below the Tianshan revealed by ambient noise tomography. *Geology*, 50: 1393–1397
- Tang Q Y, Sun W J, Ao S J, et al. 2022. Strong lateral heterogeneities of upper mantle shear-wave structures beneath the central and eastern Tien Shan. *Int J Earth Sci-Geol Rund*, 111: 2555–2569
- Tang X Y, Fan W Y, Feng Y G, et al. 2011. Phase velocity tomography of Rayleigh wave in Xinjiang from ambient noise. *Chin J Geophys*, 54: 2042–2049
- Um J, Thurber C. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull Seismol Soc Am*, 77: 972–986
- Wang M, Shen Z K. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB018774
- Xiao W J. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia. *Am J Sci*, 304: 370–395
- Xiao W J, Han C M, Yuan C, et al. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. *J Asian Earth Sci*, 32: 102–117
- Xiao W J, Windley B F, Allen M B, et al. 2013. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. *Gondwana Res*, 23: 1316–1341
- Xin H, Zhang H, Kang M, et al. 2019. High-resolution lithospheric velocity structure of continental China by double-difference seismic travel-time tomography. *Seismol Res Lett*, 90: 229–241
- Yao H, van der Hilst R D, de Hoop M V. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis-I. Phase velocity maps. *Geophys J Int*, 166: 732–744
- Yao H, Gouédard P, Collins J A, et al. 2011. Structure of young East Pacific Rise lithosphere from ambient noise correlation analysis of fundamental- and higher-mode Scholte-Rayleigh waves. *Comptes Rendus Géosci*, 343: 571–583
- Zhang B F, Bao X W, Xu Y X. 2020. Distinct orogenic processes in the South- and North-Central Tien Shan from receiver functions. *Geophys Res Lett*, 47: e2019GL086941
- Zhang B F, Bao X W, Xu Y X. 2022. Seismic anisotropy in the central Tien Shan unveils rheology-controlled deformation during intracontinental orogenesis. *Geology*, 50: 812–816
- Zhang H J, Thurber C H. 2003. Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California. *Bull Seismol Soc Am*, 93: 1875–1889
- Zhang H J, Maceira M, Roux P, et al. 2014. Joint inversion of body-wave arrival times and surface-wave dispersion for three-dimensional seismic structure around SAFOD. *Pure Appl Geophys*, 171: 3013–3022
- Zhang Y, Yao H, Yang H Y, et al. 2018. 3-D crustal shear-wave velocity structure of the Taiwan Strait and Fujian, SE China, revealed by ambient noise tomography. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 8016–8031
- Zhao J M, Liu G D, Lu Z X, et al. 2003. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin. *Tectonophysics*, 376: 199–239
- Zhao J M, Cheng H G, Pei S P, et al. 2008. Deep structure at northern margin of Tarim Basin. *Sci Bull*, 53: 1544–1554
- Zubovich A V, Wang X Q, Scherba Y G, et al. 2010. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions. *Tectonics*, 29: TC6014

(责任编辑: 邓阳凡)