

# 川西地区地壳三维速度结构与各向异性特征及其构造意义

黄雪源<sup>1</sup>, 张炜涛<sup>1</sup>, 贺茜君<sup>1</sup>, 周艳杰<sup>1</sup>, 石玉涛<sup>2\*</sup>

1. 北京工商大学数学与统计学院, 北京 100048

2. 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

\* 通讯作者, E-mail: shiyutao3995@126.com

2025-07-10收稿, 2025-12-25修回, 2026-01-08接受, 2026-04-21网络版发表

深地国家科技重大专项项目(2025ZD1004901)、国家自然科学基金面上项目(42574141)和中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项项目(CEAIEF20220204)

**摘要** 川西地区位于青藏高原东南缘, 是认识青藏高原物质东向运动和区域变形机制的关键区域。精细的地壳速度结构和方位各向异性成像对理解该区域孕震环境、发震机制及深部动力学过程具有重要意义。本研究利用中国地震台网及流动地震台站记录的直达Pg、Sg波以及Pn、Sn波走时数据, 采用基于程函方程的伴随层析成像方法, 获得了该区域三维高分辨率P波、S波速度和P波方位各向异性新模型。成像结果显示, 新模型在整体上与主要地壳构造单元具有良好的对应, 同时揭示了更精细的速度异常结构和各向异性特征。沿龙门山、丽江-小金河至金河-菁河断裂带展布的高速异常将研究区域划分为东西两部分, 西部广泛分布低速与高 $V_p/V_s$ 异常, 支持青藏高原物质向东南挤出的地壳流模型。相比之下, 安宁河-则木河断裂以东的低速异常在成因、各向异性及 $V_p/V_s$ 表现上与西部差异显著, 速度异常结构和各向异性表现出更为复杂的模式, 反映了物质运移过程的不同。该低速异常可能由深部地幔对流作用、高原东向挤压与物质入侵等多重因素共同塑造, 表现为软弱物质富集、部分熔融及水平运移等过程的叠加。这些结果为理解该地区的地震发震机制和区域构造变形提供了新的约束和认识。

**关键词** 青藏高原东南缘, 地震层析成像, 三维速度结构, P波方位各向异性, 地壳流

## 1 引言

自新生代以来, 由于印度板块与欧亚板块的汇聚和碰撞, 青藏高原经历了大规模的抬升和褶皱变形, 至今仍在持续生长和扩展(Tapponnier等, 2001; Kind等, 2002; Royden等, 2008; Burchfiel和Chen, 2013; Ding等, 2022; 李长军等, 2025)。受高原持续隆升的影响, 深部地壳和地幔物质呈现出自高原中部向东迁移的趋势, 在东缘受到四川盆地的阻挡, 表现出东南向逃逸及东北向偏转的运动特征(姚华建, 2020; 郑勇等, 2024), 这一过程使青藏高原东部成为全球大陆内部地震活动最频繁、震级最强的区域之一(王怀富等, 2020)。

川西地区位于南北地震带中南段, 涵盖松潘-甘孜块体、川滇菱形块体、四川盆地及扬子克拉通等多个次级

构造单元(郑勇等, 2024)。这些构造块体被鲜水河断裂带、龙门山断裂带、丽江-小金河断裂带、安宁河-则木河断裂带、小江断裂带等多条主要活动断层所分割(如图1)。过去几十年间, 该区域发生了多次中强度及以上地震事件, 如2008年 $M_s$ 8.0汶川地震(Zhang等, 2010)、2013年 $M_s$ 7.0芦山地震、2014年 $M_w$ 5.9康定地震、2014年 $M_s$ 6.5鲁甸地震、2019年 $M_s$ 6.0长宁地震、2022年 $M_s$ 6.1芦山地震、2022年 $M_w$ 6.6泸定地震等, 造成严重的人员伤亡和经济损失(郑勇等, 2024)。这些地震多沿主要断层发生, 呈现出空间分布的不均匀性和发震时间上的随机性。频繁的地震活动和显著的构造变形使川西成为研究大陆动力学过程、高原隆升机制及复杂地壳结构的重要区域, 也是地球科学研究的热点区域之一(例如, 王椿镛等, 2007; 王怀富等, 2020)。

中文引用格式: 黄雪源, 张炜涛, 贺茜君, 周艳杰, 石玉涛. 2026. 川西地区地壳三维速度结构与各向异性特征及其构造意义. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1941–1961, doi: 10.1360/SSTe-2025-0210

英文引用格式: Huang X, Zhang W, He X, Zhou Y, Shi Y. 2026. Three-dimensional crustal velocity structure and anisotropic features of Western Sichuan and their implications for tectonics. Science China Earth Sciences, 69(5): 1900–1920, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1827-1>

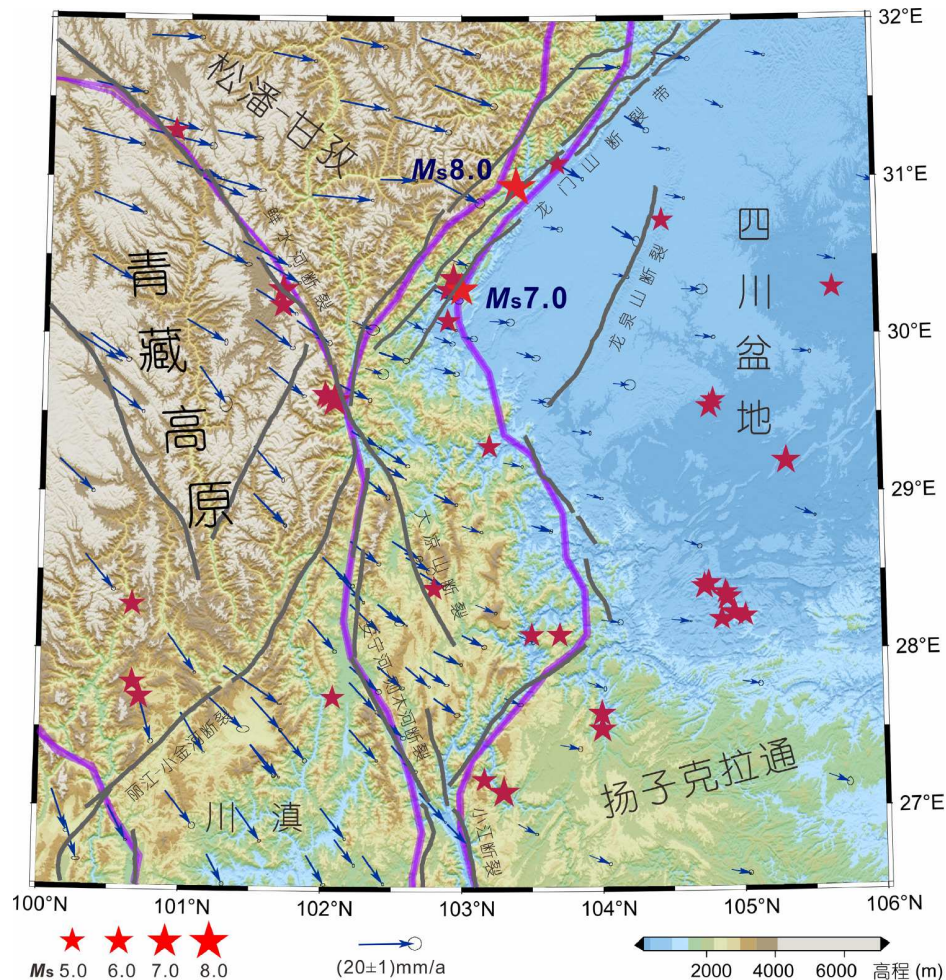


图1 研究区域构造单元背景图和地表GPS测量速度场。暗红色五角星为2010年以来发生在该区域内的5级以上地震震中位置，两个较大红色五角星分别表示发生于2008年5月12日的汶川 $M_s$ 8.0地震和2013年4月20日的芦山 $M_s$ 7.0地震震中位置。蓝色箭头为该区域地表GPS速度场(Wang和Shen, 2020)。灰色曲线为该区域内主要活断层，紫色粗曲线是构造单元块体边界(张培震等, 2003)，彩色背景为研究区域地形，其高程色标示于底部

地震层析成像是揭示地球内部非均匀结构的重要手段(Huang等, 2016; Tong等, 2017)。近几十年来，针对青藏高原东南缘及南北地震带的地震层析成像研究显著深化了对该区深部结构的认识(例如，吴建平, 2006, 2024; Wei等, 2013; 王琮和高原, 2014; Bao等, 2015; Huang等, 2015; Dong等, 2019; 姚华建, 2020; Li等, 2020; Xiao等, 2020; Liu S等, 2021, 2025; 李孟洋等, 2022; Han等, 2022; Wei和Zhao, 2022; Hu等, 2024; Lin等, 2024; Dong等, 2024; 张学臻等, 2025)。基于不同观测数据与反演方法，研究者提出了多种解释青藏高原隆升和演化机制的模型，包括地壳刚性块体挤出模型(例如，Peltzer和Tapponnier, 1988; Tapponnier等, 2001)、连续形变模型(例如，Zhang等, 2004; Li X等, 2021)和下地壳流模型(例如，Clark和Royden, 2000; Copley和McKenzie, 2007; Dong等, 2019)等。尽管上述

模型在一定程度上揭示了高原隆升过程，但其适用范围多局限于特定区域，其背后的动力学机制仍存在较大争议(张学臻等, 2025)。地震层析结果显示，青藏高原东部的中下地壳及上地幔存在广泛低速异常区(Wang等, 2010; Yao等, 2010; Liu等, 2014; Lei和Zhao, 2016; Dong等, 2019; 张智奇等, 2020)，可能指示物质的部分熔融或者流体富集(Lei等, 2019; 刘影等, 2023)。Liu Y等(2021)利用体波和面波联合反演方法，建立了统一川滇地区地壳及上地幔顶部区域尺度的三维速度模型，即川滇地区公共速度模型(SWChinaCVM-1.0)。刘影等(2023)进一步整合了多个密集流动台阵观测资料，获得了更高分辨率的川滇地区地壳及上地幔顶部三维速度模型(SWChinaCVM2.0)。Xin等(2019)和Han等(2021)利用地震体波面波联合成像方法，构建了更大尺度的中国大陆统一地震学速度模型(USTClitho1.0和USTClitho2.0)。

Xiao等(2024)充分利用不同类别的地震资料约束, 构建中国大陆地壳和最上层地幔顶部100 km的CSRM模型(中国地震学参考模型, China Seismological Reference Model, CSRM1.0)。此外, 针对该区域内活动断层、地震空区、中强度地震震源区域的层析成像工作揭示了区域性速度结构的细节(例如, Lei等, 2014, 2019; Pei等, 2014; Wang等, 2015, 2017; Li等, 2021; 杨唯佳等, 2023; 李莹和高原, 2024; Dong等, 2024; Diao等, 2024)。

地震各向异性结构是研究地球内部从宏观到微观的物质组成与排列、地质构造、物质运移、应力-应变场等信息的重要参数(Wang和Shen, 2020; Shi等, 2023; Huang和Tong, 2024; 张学臻等, 2025), 是地球内部介质的普遍性质(Huang等, 2011; Thomsen和Anderson, 2015)。一系列基于不同尺度、不同方法、不同数据类型的各向异性反演工作为青藏高原东南缘地下结构、物质流动和动力学演化提供了重要约束, 包括近震剪切波分裂(例如, Chen等, 2013; 太龄雪等, 2015; 张艺和高原, 2017; 高原等, 2018, 2020; Zheng等, 2018), 远震XKS震相(包括SKS、SKKS和PKS)(例如, Sun等, 2012, 2015; Shi等, 2012; Chang等, 2015; 常利军等, 2015; Kong等, 2016; Kong等, 2018a; Huang和Chevrot, 2021), 面波各向异性层析成像(例如, Yao等, 2010; Liu等, 2019; 王怀富等, 2020; Cao等, 2020; Bao等, 2020; Liang等, 2020; Han等, 2022), P波各向异性层析成像(例如, Wei等, 2013; Huang等, 2015, 2018; Liu等, 2022; Dong等, 2024; Zhou等, 2023; Liu等, 2025; 张学臻等, 2025), Pn波各向异性层析成像(例如, Liang和Song, 2006; Lü等, 2011; Lei等, 2014; Du等, 2019; Nie等, 2021)以及接收函数成像(例如, Owens和Zandt, 1997; 徐震等, 2006; Sun等, 2012; 孙长青等, 2013; Chen等, 2013; Shen等, 2014; Tian等, 2014; Cai等, 2016; Kong等, 2018b; Zheng等, 2018)等。这些研究为解释青藏高原的隆升机制和物质迁移提供了重要的依据, 也为该区域孕震环境和地震发生机制的认识提供了关键信息。

基于程函方程的伴随走时层析成像是近年来发展起来的一种高精度地震层析成像方法(Tong等, 2023; Chen等, 2025; 张学臻等, 2025)。该方法充分利用不同震相走时信息和双差走时信息, 有效解决传统射线追踪路径不准确和地震波传播多路径问题(Chen等, 2025), 相比传统射线层析成像具有更好的非线性问题适定性和稳定性, 更有效地约束深部速度与各向异性特征。本研究利用中国地震台网和流动地震台阵记录的地震走时目

录数据, 开展川西区域地壳三维P波、S波速度结构和P波方位各向异性研究, 获得了该区域三维高分辨率速度模型和P波方位各向异性参数分布, 并对研究区域内构造特征、孕震环境以及地壳物质流的动力学机制进行了探讨。对川西地区速度结构与各向异性特征的高分辨率联合反演, 为揭示该区域地壳物质运移及其动力学过程提供新线索, 为理解青藏高原东南缘的深部构造和地壳流动模式提供新约束。

## 2 数据与方法

### 2.1 数据

本研究收集了位于青藏高原东南缘(100.0°–106.0°E, 26.5°–32.0°N)国家地震台网于2008年12月至2023年5月记录的地震事件和临时地震台网于2009年1月至2019年6月记录到的地震事件的走时目录数据(<https://data.earthquake.cn/index.html>), 并利用这些数据开展川西地区地壳上地幔地震层析成像研究(如图2和网络版附图S1)。

为保证用于地震层析成像反演的数据质量, 我们对原始数据按照以下原则进行严格筛选(黄雪源等, 2021; 张学臻等, 2025)。(1)所有地震震中和台站均位于研究区域内部, 震源深度范围为0–50 km, 震级范围为1.0–5.0级, 且每个地震事件至少被4个台站有效记录到。(2)研究区域的地壳厚度整体超过45 km, 呈现西北部较薄、东南部较厚的趋势(Chen等, 2021)。为避免不同震相之间的干扰, 仅选取震中距大于3 km、小于125 km的直达波(Pg和Sg震相)和125–300 km范围内的首波(Pn和Sn震相)数据。(3)为避免地震事件在空间上过于集中, 造成反演约束不均衡和病态问题, 将研究区域划分为 $0.015^{\circ} \times 0.015^{\circ} \times 0.5$  km的矩形网格单元, 在每个小单元内仅保留记录数量最多的一个地震事件。(4)将地震数据按类别进行线性回归, 剔除偏离主趋势直线超过3倍标准差的地震记录, 以排除异常数据(如图3)。其中Pg和Sg波回归主趋势直线斜率为0.175和0.291, Pn和Sn回归主趋势直线斜率为0.144和0.235。(5)在完成以上步骤后, 仅保留具有4条及以上P波(Pg和Pn震相)或S波(Sg和Sn震相)记录的地震事件。上述筛选原则有效保障了地震走时记录的相对准确性, 降低了震源分布不均匀和走时拾取误差对成像结果的影响(Huang等, 2016; Tong等, 2017; Huang和Tong, 2024)。最终, 我们筛选出了458246条P波走时数据, 包括427285条Pg走时数据和30961条Pn走时数据, 以及428563条S波走时数据, 包括427554条Sg走时数据和1009条Sn走时数据。这些数据被274个固定台站或者临时台站所记录到(如图2和附图S1)。此外, 通过限制记

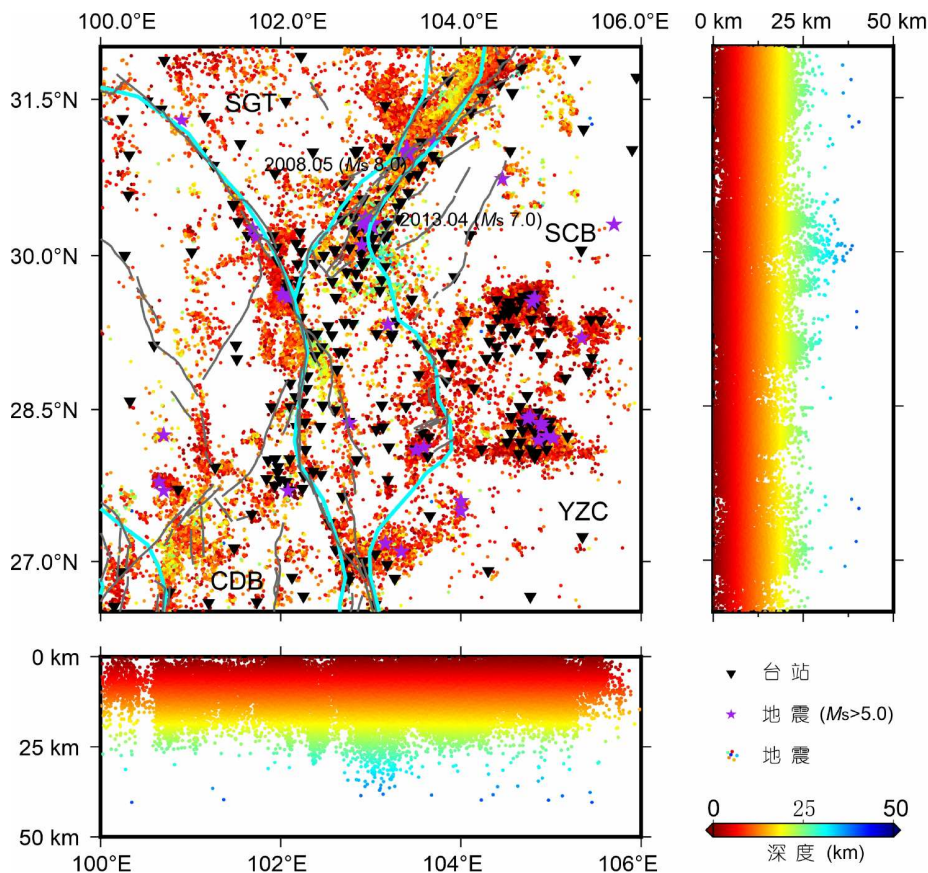


图2 本研究所用台站和地震重定位后的空间分布图。不同颜色圆点代表不同震源深度地震事件的震源位置，黑色三角形代表地震台站的位置，紫色五角星表示2008年以来发生于该区域的5.0级以上地震的震源位置；灰色曲线为主要断层，靛蓝色粗曲线为主要构造单元边界。SCB，四川盆地；YZC，扬子克拉通；SGT，松潘-甘孜块体；CDB，川滇块体。重定位前的地震震源空间分布参见附图S1

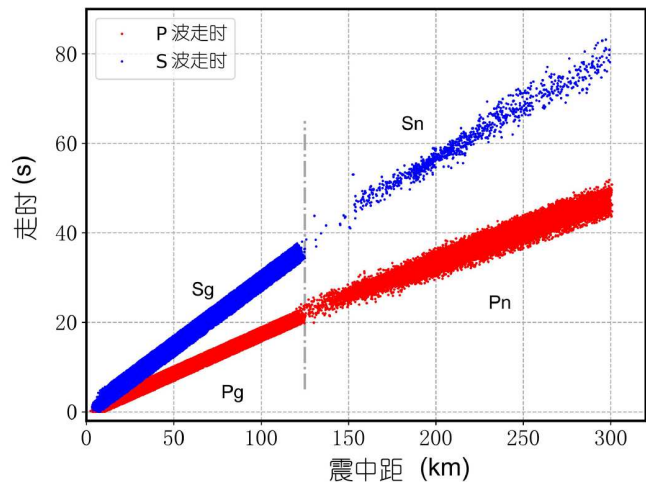


图3 本研究所使用的地震记录的走时-距离散点图。红色散点为P波数据，蓝色散点为S波数据。灰色虚线左侧为直达波(Pg, Sg)数据，右侧为首波(Pn, Sn)数据

录同一地震的两个台站之间的最大间距60 km、地震到两台站的方位角最大夹角15°，生成了178271条共源双差P

波数据和167351条共源双差S波数据(Common Source, CS数据)；通过限制由同一台站记录的地震对之间的震源最大间距3 km、震中方向最大夹角5°，生成了238001条共台站双差P波数据和237091条共台站双差S波数据(Common Receiver, CR数据)。图2给出了重定位后的地震震源位置和台站分布情况。

## 2.2 方法

为获得高分辨率的层析成像结果，本文采用基于程函方程的伴随层析成像方法进行反演(Tong等, 2023; Chen等, 2025)。该方法在椭圆近似条件下引入各向异性程函方程，利用快速扫描法(Fast Sweeping Method, FSM)求解地震波走时场，通过伴随方法构造敏感核函数，采用控制步长的梯度下降法对速度模型和(或)P波方位各向异性模型进行迭代更新(Tong, 2021)。该方法无需射线追踪，可考虑地表地形与地球曲率效应，在一定程度上克服了多路径传播带来的不适定性，能够高效且准确地计算走时场(张学臻等, 2025)，从而获得具有更

高分辨率的反演结果。

我们简要描述该方法的理论框架。在椭圆各向异性假设下，地震波走时场可由以下方程描述 (Tong等, 2023; Chen等, 2025):

$$\begin{cases} \sqrt{[\nabla T(\mathbf{x})]^T \mathbf{M}(\mathbf{x}) \nabla T(\mathbf{x})} = 1, \mathbf{x} \in \Omega / \{\mathbf{x}_s\} \\ T(\mathbf{x}) = 0, \mathbf{x} = \mathbf{x}_s \end{cases} \quad (1)$$

式中， $\Omega$ 表示研究区域， $\mathbf{x}_s$ 为震源位置， $T(\mathbf{x})$ 为由震源出发的走时场， $\mathbf{M}(\mathbf{x})$ 是一个正定对称矩阵，用于表征介质各向异性，其形式如下：

$$\mathbf{M}(\mathbf{x}) = \frac{1}{s^2(\mathbf{x})} \begin{pmatrix} 1+2\zeta(\mathbf{x}) & 2\eta(\mathbf{x}) & 0 \\ 2\eta(\mathbf{x}) & 1-2\zeta(\mathbf{x}) & 0 \\ 0 & 0 & 1+2\zeta(\mathbf{x}) \end{pmatrix} \quad (2)$$

式中， $s$ 表示平均慢度， $\eta$ 和 $\zeta$ 为各向异性参数，各向异性的强度由 $\varepsilon = \sqrt{\zeta^2 + \eta^2}$ 给出，方位角由 $\psi = \frac{1}{2} \arctan \frac{\eta}{\zeta}$ 给出。

$\zeta = \lambda \varepsilon$ ， $\lambda$ 通常取0、1或者-1，分别表示径向方向的波速取方位各向异性波速的平均值、最大值或最小值 (Tong等, 2023; Huang和Tong, 2024)，在本研究中 $\lambda=0$ ，即径向方向波速等于方位各向异性波速的平均值。当各向异性参数 $\eta$ 和 $\zeta$ 均为0时，介质无各向异性，式(2)退化为单位矩阵乘以一个常数，方程(1)也退化为一般的各向同性程函方程。因此在层析成像过程中可根据需要选择是否联合反演速度结构与方位各向异性参数 (Chen等, 2025)。

为同时利用绝对走时和双差走时，基于程函方程的伴随层析成像方法通过迭代的方式优化如下目标函数：

$$\min_{\chi, \zeta, \eta} \chi = \alpha \chi_t + \beta \chi_{cs} + \gamma \chi_{cr} \quad (3)$$

其中， $\chi_t$ 、 $\chi_{cs}$ 和 $\chi_{cr}$ 分别表示绝对走时、共源双差走时以及共台站双差走时数据差异函数， $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$ 为相应差异函数的权重。差异函数的具体表达式如下：

$$\chi_t = \sum_{n=1}^{N_s} \sum_{m=1}^{N_r} \frac{w_{n|m}}{2} \left( T_n(\mathbf{x}_{r,m}) - T_n^{\text{obs}}(\mathbf{x}_{r,m}) \right)^2 \quad (4)$$

$$\chi_{cs} = \sum_{n=1}^{N_s} \sum_{m=1}^{N_r} \sum_{i=1}^{N_r} \frac{w_{n|m,i}}{2} \left( \left( T_n(x_{r,m}) - T_n(x_{r,i}) \right) - \left( T_n^{\text{obs}}(x_{r,m}) - T_n^{\text{obs}}(x_{r,i}) \right) \right)^2 \quad (5)$$

$$\chi_{cr} = \sum_{n=1}^{N_s} \sum_{j=1}^{N_s} \sum_{m=1}^{N_r} \frac{w_{n,j|m}}{2} \left( \left( T_n(x_{r,m}) - T_j(x_{r,m}) \right) - \left( T_n^{\text{obs}}(x_{r,m}) - T_j^{\text{obs}}(x_{r,m}) \right) \right)^2 \quad (6)$$

式中， $w_{n|m}$ 、 $w_{n|m,i}$ 和 $w_{n,j|m}$ 为数据权重，具体取值可根据数据质量、射线覆盖密度、震源分布等因素确定。 $T_n(\mathbf{x}_{r,m})$ 和 $T_n^{\text{obs}}(\mathbf{x}_{r,m})$ 表示位于 $\mathbf{x}_r$ 的编号为 $m$ 的台站所记录到的第 $n$

个地震的观测走时和理论走时。

已有研究表明，不同类型的走时数据对速度结构与震源参数的敏感性存在差异：CS数据主要用于约束靠近台站一侧的速度结构，能有效降低震源参数的不确定性；CR数据则对震源端结构敏感，常用于提高震源位置精度 (Tong等, 2023; Chen等, 2025; 张学臻等, 2025)。相较之下，绝对走时数据对速度结构和震源参数均具有广泛敏感性。在本研究中，我们使用绝对走时数据和CS数据进行速度结构的反演，使用绝对走时数据和CR数据进行震源定位。在检测板测试中，三类数据均用于速度和各向异性模型的反演。反演过程中所使用的数据对应权重均取为1，未参与反演的数据对应权重为0。

### 2.3 模型参数化与初始模型

为提高反演成像的分辨率和可靠程度，本文设置多套反演网格 (Multiple-grid) 实现交错网格层析成像 (Tong等, 2019)，并结合敏感核的空间分布密度进行适当的正则化处理，以减弱数据空间分布不均所带来的影响 (Chen等, 2025)。交错网格层析成像方法的主要思想是，在不改变正演网格以及建立在该网格上的射线追踪与走时计算的基础上，将正演网格节点上的未知参数映射到多套互相交错、互不重合的反演网格节点上分别进行反演，最后通过取平均的方式整合各套反演网格节点处的速度来描述层析成像反演结果 (杨唯佳等, 2023)。

为验证所用方法和数据集的有效性，本文基于实际研究区域的台站分布、数据、初始模型、网格构建方式及反演方法，开展检测板测试。我们设计了两套具有不同尺度异常体的检测板模型，并据此设置相应的反演网格 (见图4和附图S2)。其中，较大尺度反演网格 (网格一) 的单套网格水平方向间隔约为经度0.43°、纬度0.39°，垂向间隔随深度由4 km逐渐增大至10 km (见图5a–5d)；对应的各向异性反演网格横向间距为经度0.6°、纬度0.55°，垂向间距同样随深度变化 (见图6a–6d)。在反演过程中，我们采用八套在空间上交错排列的网格以实现交错网格成像。

合理选择初始速度模型对获得可靠的层析成像反演结果至关重要，高精度的初始模型可以保证反演的收敛性，同时降低结果陷入局部最小值的可能 (杨顶辉等, 2025)。本研究基于川滇地区地壳上地幔公共速度模型 (刘影等, 2023) (SWChinaCVM-2.0, <https://github.com/liuyingustc/SWChinaCVM>)，通过插值和高斯光滑处理构建三维初始速度模型，并用于检测板测试及层析成像反演 (如附图S15展示的参考模型剖面)。

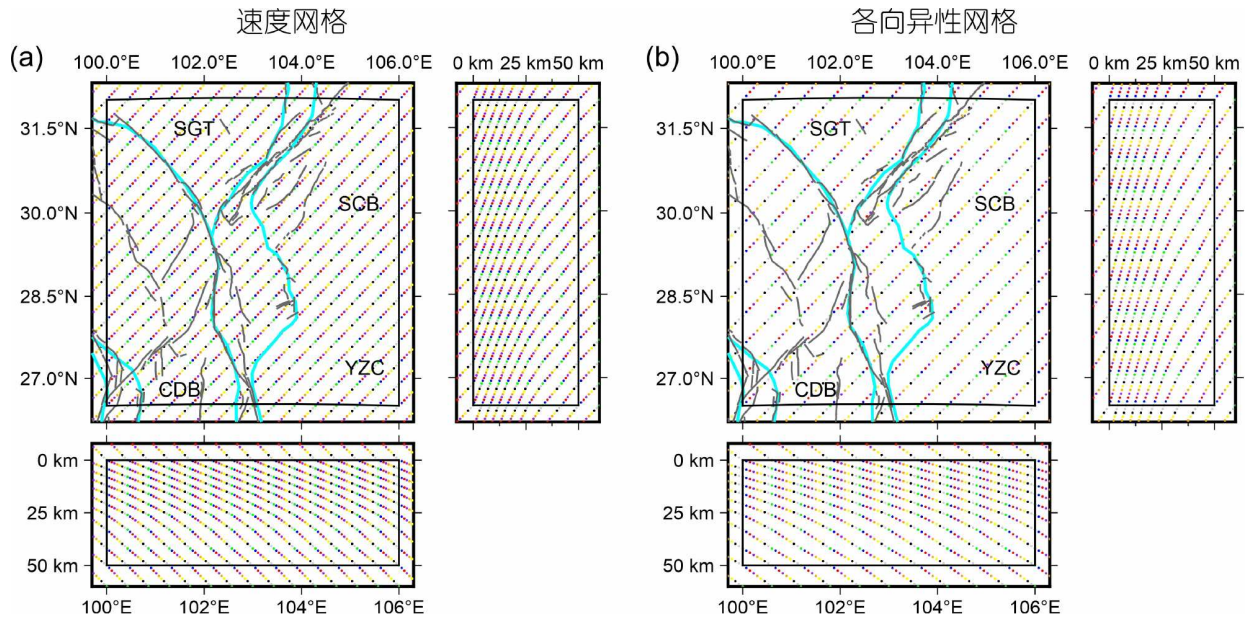


图4 用于模型参数化的反演网格分布。反演网格的粗网格(网格一),用于反演检测板测试中具有较大尺寸的检测板模型(如图5和图6)。反演网格均包含八套相互交错的网格,不同颜色的点分别代表不同的网格。(a)表示用于速度反演的模型参数化网格分布情况,(b)表示用于各向异性反演的模型参数化网格分布情况。细网格(网格二)配置见附图S2

### 3 检测板测试

在检测板测试中,正反演的参数化方法、参数取值、地震和台站数据及所使用地震资料的数量均与实际成像保持一致。检测板测试包括P波、S波速度结构反演测试以及P波速度与方位各向异性的联合反演测试,以及评估在观测走时中添加高斯随机噪声条件下的反演稳定性。各向同性检测板测试目标模型是在初始三维速度模型上正负交替地添加振幅为背景速度5%的扰动;各向异性检测板测试目标模型则进一步加入相对背景速度3%的各向异性扰动,且相邻异常体的快波方向相互正交。第一套检测板模型(检测板模型一)为大异常体尺度模型,其浅部异常体水平尺度约为 $1.0^{\circ} \times 0.92^{\circ}$ ,纵向厚度为10 km,随深度增加至约 $1.2^{\circ} \times 1.1^{\circ}$ 、厚度20 km。相应的各向异性模型异常体水平尺度为 $1.5^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ ,厚度与速度模型保持一致。检测板模型二具有较小尺度的速度与各向异性异常,其具体参数和反演结果见附图S5–S7。

如图5和图6所示,经过50次迭代后,各类检测板测试结果基本能够恢复目标模型中正负交替的速度及各向异性结构。在上地壳5 km与15 km深度,P波、S波以及各向异性异常体形状和振幅均得到可靠恢复;在26 km深度以下至上地幔顶部,由于地震分布较稀疏,射线路径的交叉度与方位覆盖相对有限,反演结果在振幅与各向异性强度上存在一定偏差;尽管如此,反演结果仍能较为可靠地识别正负异常结构(图5h、5l、5p)。需注意的是,

相较于P波,S波在中下地壳的恢复效果稍弱(图5),主要源于Sn走时数量明显少于Pn走时数量,但在数据覆盖较好的区域仍能清晰恢复正负交替的速度异常(图5o、5p)。为评估数据不确定性对反演结果的影响,我们在P波和S波观测走时数据中分别加入均值为0 s、标准差为0.1 s和0.2 s的高斯随机噪声。添加噪声后的反演结果与无噪声情形基本一致(见附图S3、S4),表明该方法对噪声具有较强鲁棒性,反演结果可信度较高。检测板模型二的测试结果亦显示,在除边缘及深部覆盖不足区域外,异常体的正负交替特征均得到较好恢复(附图S5–S7)。

图7a展示了检测板测试中归一化目标函数随迭代收敛过程。图8a–8c显示了走时残差在反演前后的变化情况。附图S8a以及附图S9–S11进一步给出了检测板模型二的反演结果,包括在添加高斯噪声后的归一化目标函数随迭代收敛过程和走时残差分布的变化情况。总体来看,在无噪声条件下,归一化目标函数在50次迭代内下降幅度超过99.5%,对应的走时残差分布高度集中于0 s附近,表明反演过程收敛性良好,模型与观测数据拟合度很高。加入随机噪声后,走时残差呈现以0 s为均值、标准差为0.1 s或0.2 s的高斯分布特征,说明反演结果在观测数据不确定性条件下仍保持较强的鲁棒性。这些结果表明,本文采用的数据集、反演方法及相关参数能够在川西地区获得稳定、可信的地壳速度结构与各向异性模型。本文正文主要展示基于反演网格一的结果,基于反演网格二

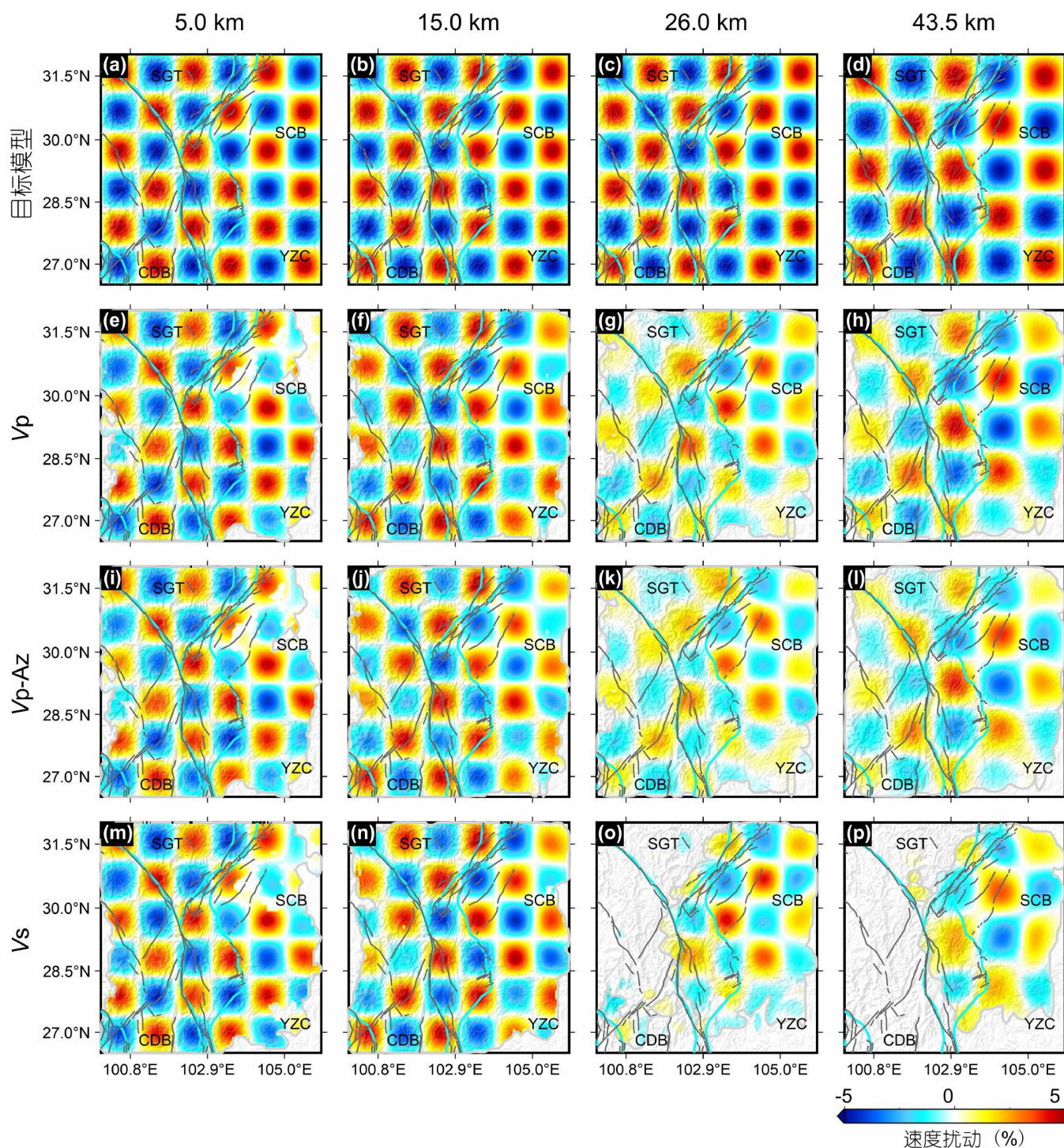


**图5** 检测板测试目标速度模型及检测板测试结果。第一行(a-d)为检测板模型一在不同深度的反演目标速度模型，后三行分别代表使用反演网格一获得的仅反演各向同性P波(e-h)、P波和方位各向异性联合反演(i-l)以及仅反演各向同性S波(m-p)检测板测试结果。浅灰色曲线为具有一定数据覆盖度的区域。纵向四列分别代表四个典型深度(5.0、15.0、26.0和43.5 km)。相对速度异常振幅由下方图例给出。检测板模型二、使用反演网格二以及添加高斯噪声的速度模型测试结果参见附图S5和S6

的结果及两者对比见附图S12-S21。

#### 4 层析成像结果

层析成像反演分为三个阶段：第一阶段迭代40次，

仅对震源进行重定位；第二阶段迭代50次，仅反演速度结构和各向异性参数；第三阶段迭代25次，同时更新速度结构、各向异性参数，并进一步对震源进行重定位。图7b和7c展示了层析成像反演归一化目标函数随迭代收

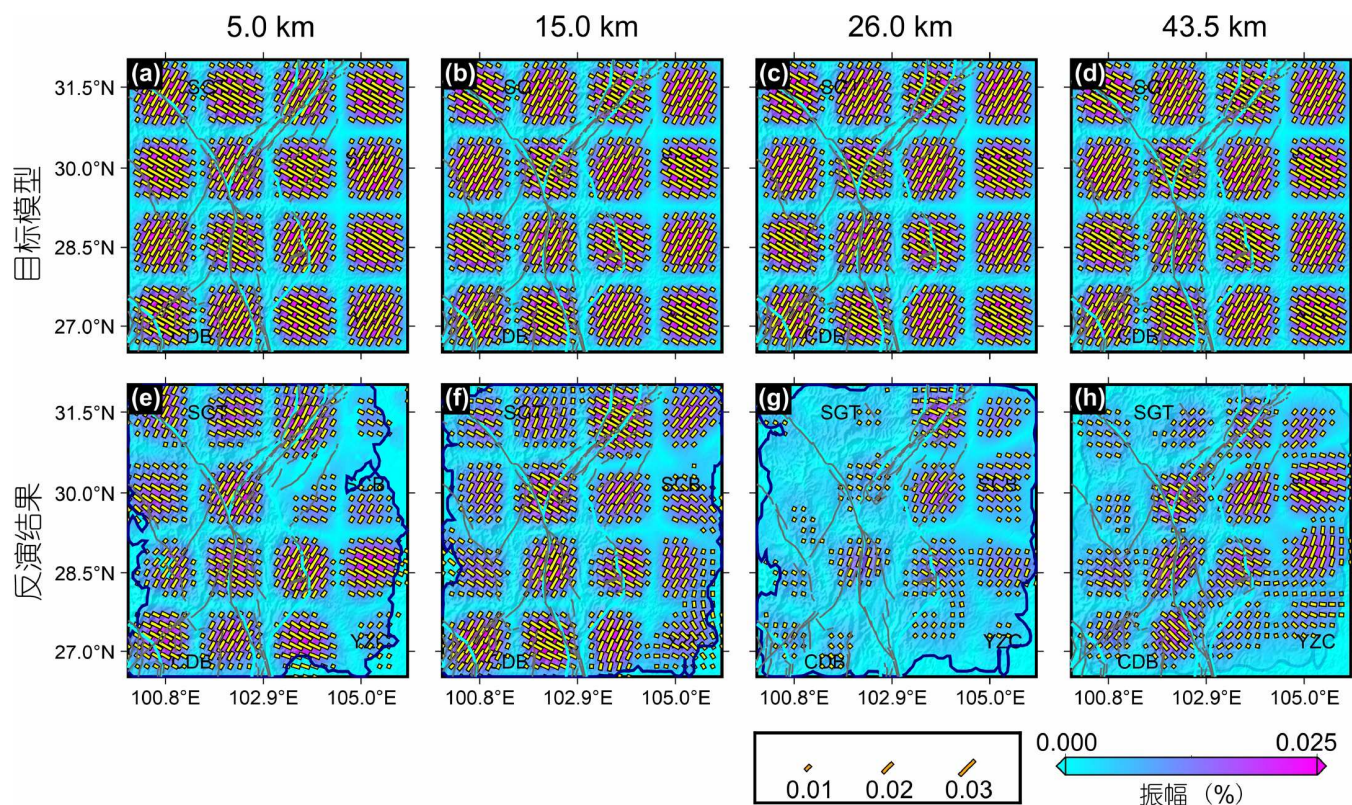


图6 检测板测试各向异性目标模型及检测板测试结果。第一行(a-d)为检测板模型一在不同深度的反演目标各向异性模型,第二行(e-h)代表使用反演网格一获得的P波和方位各向异性联合反演得到的各向异性检测板测试结果。各向异性强度由下方图例给出。检测板模型二、使用反演网格二以及添加高斯噪声的各向异性测试结果参见附图S4和S7。其他同图5

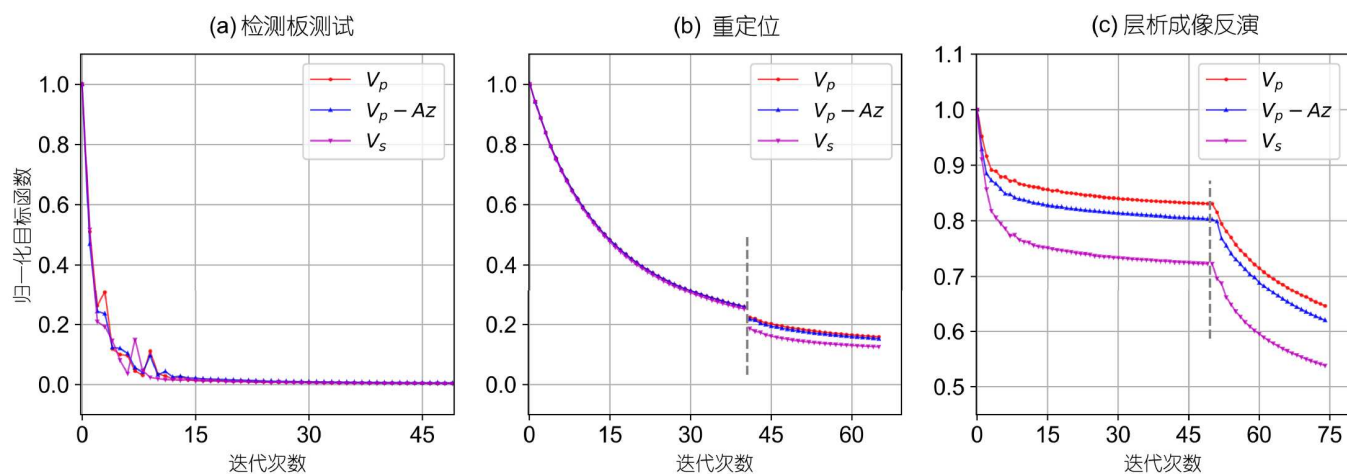


图7 归一化目标函数随迭代次数下降趋势曲线。(a)为检测板测试中归一化目标函数随迭代次数变化情况。(b)地震重定位过程中归一化目标函数随迭代次数变化情况,其中灰色虚线左侧40次迭代为仅进行重定位(反演第一阶段),右侧的25次迭代为速度或(和)各向异性反演与重定位同时进行(反演第三阶段)。(c)速度结构和各向异性参数反演过程中的归一化目标函数随迭代次数变化情况,其中灰色虚线左侧50次迭代为只对速度结构和各向异性参数进行反演(第二阶段),右侧的25次迭代为速度或(和)各向异性反演与重定位同时进行(反演第三阶段)。使用反演网格二及添加随机噪声的检测板测试目标函数变化曲线参见附图S8和S9

敛过程,图8d-8f显示了走时残差在反演前后的分布情况。整体来看,目标函数随迭代次数稳定下降并最终收

敛,反演后的走时残差均值趋近于0 s,走时残差标准差明显降低。与仅考虑各向同性的P波速度反演相比,P波

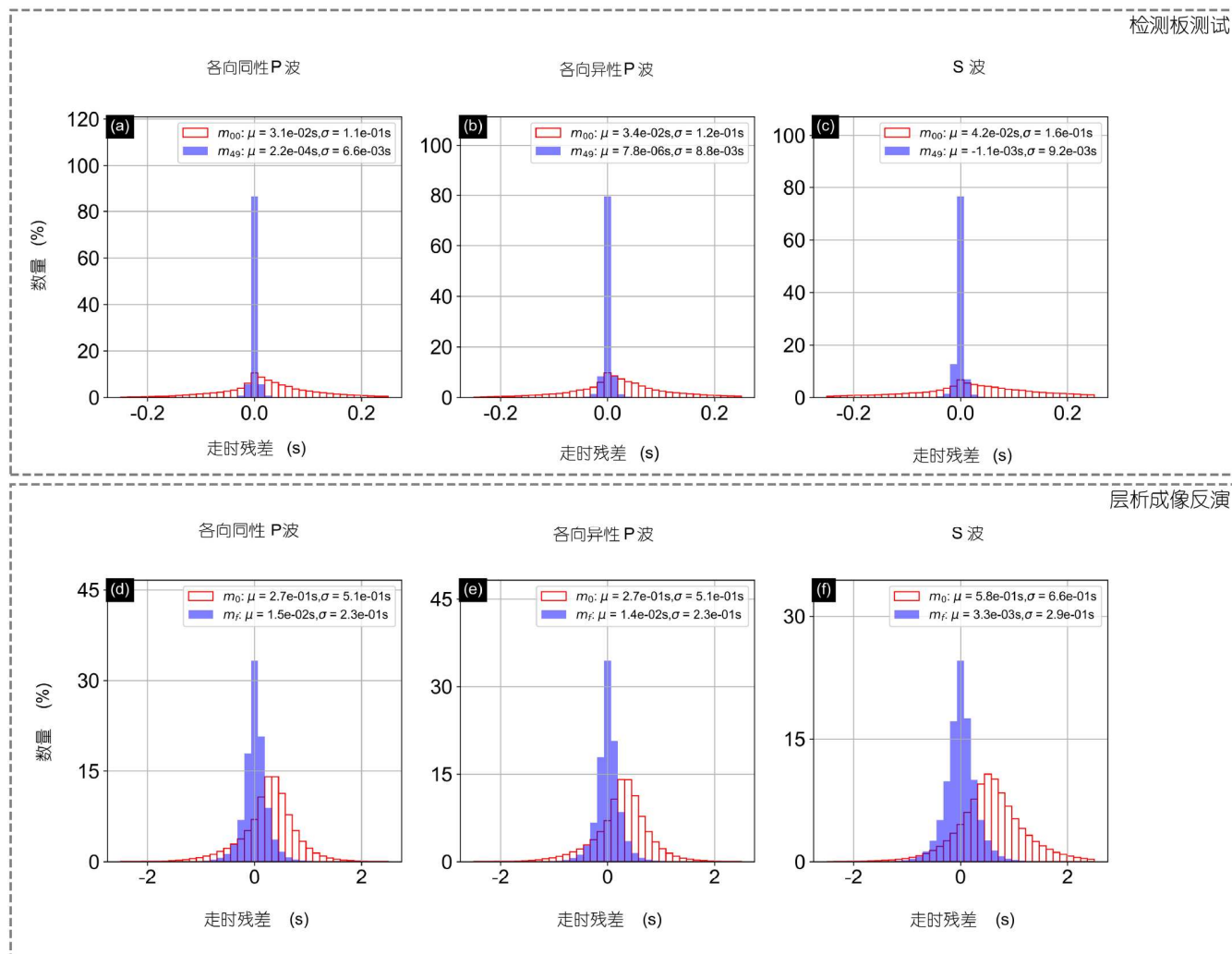


图8 反演前后走时残差分布直方图。(a-c)分别是各向同性 $V_p$ 、各向异性 $V_p$ 、 $V_s$ 在检测板测试反演前(红线)后(蓝色填充)走时残差分布直方图；(d-f)分别是各向同性 $V_p$ 、各向异性 $V_p$ 、 $V_s$ 在层析成像反演前(红线)后(蓝色填充)走时残差分布直方图。图中标记了走时残差的均值和标准差变化情况， $m_{00}$ 和 $m_0$ 表示反演迭代前的模型， $m_{49}$ 和 $m_f$ 分别表示检测板测试经过50次迭代后的模型以及层析成像反演经过三个阶段迭代后的模型

速度与方位各向异性同时反演取得了更优拟合效果，目标函数下降更多，残差标准差减小亦更显著，说明介质方位各向异性对地震波传播具有重要影响(张学臻等, 2025)。图9–11分别展示了几个典型深度(1、5、9、15、21、27、34和42 km)下各向同性P波、各向异性P波、S波速度相对于初始模型横向速度平均值的扰动剖面图。图12与图13给出了沿几个典型剖面的绝对速度、相对速度扰动和 $V_p/V_s$ 分布。

#### 4.1 各向同性速度模型

各向同性反演结果揭示了研究区中上地壳的强烈非均匀性，反映出复杂的构造单元与地壳物质组成的显著差异(Li等, 2021)(如图9和图11所示)。在中上地壳，龙门山断裂带两侧表现出显著差异：西北侧的松潘-甘孜地

块(SGT)主要呈现高速异常，S波速度异常更显突出；断裂带东南侧的四川盆地(SCB)呈现强烈的低速异常特征(见图9和图11中1 km和5 km深度)。龙门山腹陆构造带广泛发育并出露大量新元古代基底变质杂岩，因此在松潘-甘孜地块内部及龙门山断裂带表现为相对高速异常，而东侧前陆逆冲带以被动大陆边缘沉积为主，表现为明显低速异常(郑勇等, 2013; Liu S等, 2021; 李龙等, 2024)。这一前陆盆地相对低速异常与松潘-甘孜块体对应的龙门山腹陆构造带的相对高速异常在之前的研究中也得以揭示(例如, Lei和Zhao, 2009; Pei等, 2014; Wang等, 2015, 2017; Li等, 2021)。四川盆地内部的低速至9 km深度仍清晰可见，与盆地内部8–15 km的巨厚沉积层相对应(王海燕等, 2017)，反映了盆地复杂的构造演化过程及克拉通属性(何登发等, 2011)。龙门山断裂

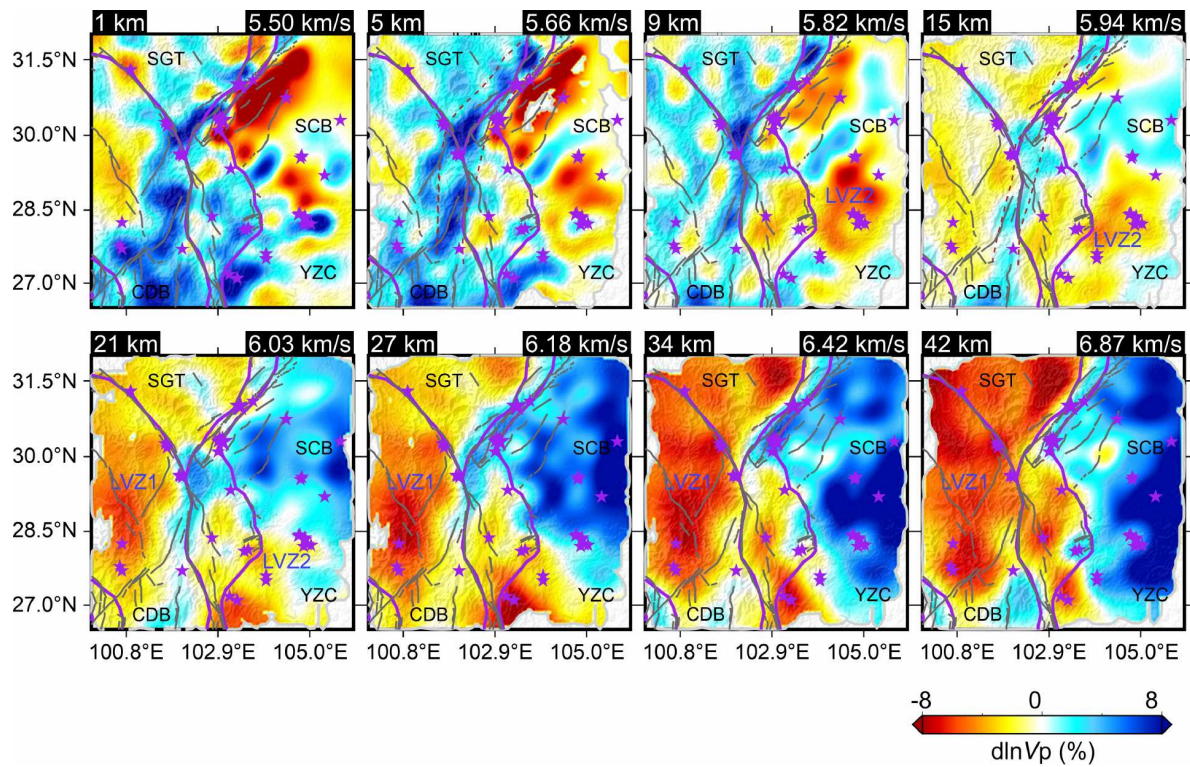


图9 几个典型深度下的P波各向同性反演得到的速度扰动剖面图。图中展示了给定深度相对初始模型横向平均速度的P波速度扰动，其中蓝色表示相对高速，红色表示相对低速。每个图片右上方给出了初始模型在该深度的横向平均速度值，扰动振幅色标在图片右下方给出。LVZ1和LVZ2标注了文中重点讨论的两个低速异常位置，5 km和15 km深度剖面上的棕色虚线标注了自龙门山断裂带至丽江-小金河断裂带附近的高速异常的大致范围，其他符号含义同图2

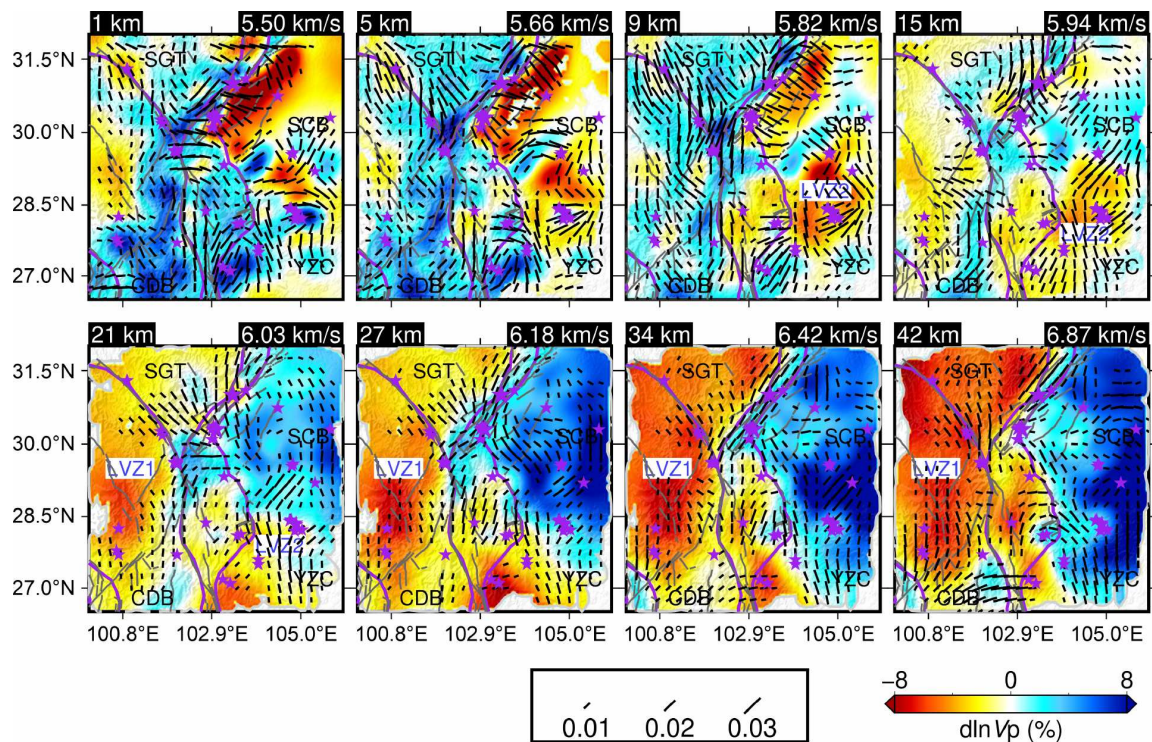


图10 几个典型深度下的P波和各向异性同时反演得到的速度扰动和方位各向异性剖面图。图中展示了给定深度相对初始模型横向平均速度的各向异性P波速度扰动和方位各向异性分布。其他符号含义同图2

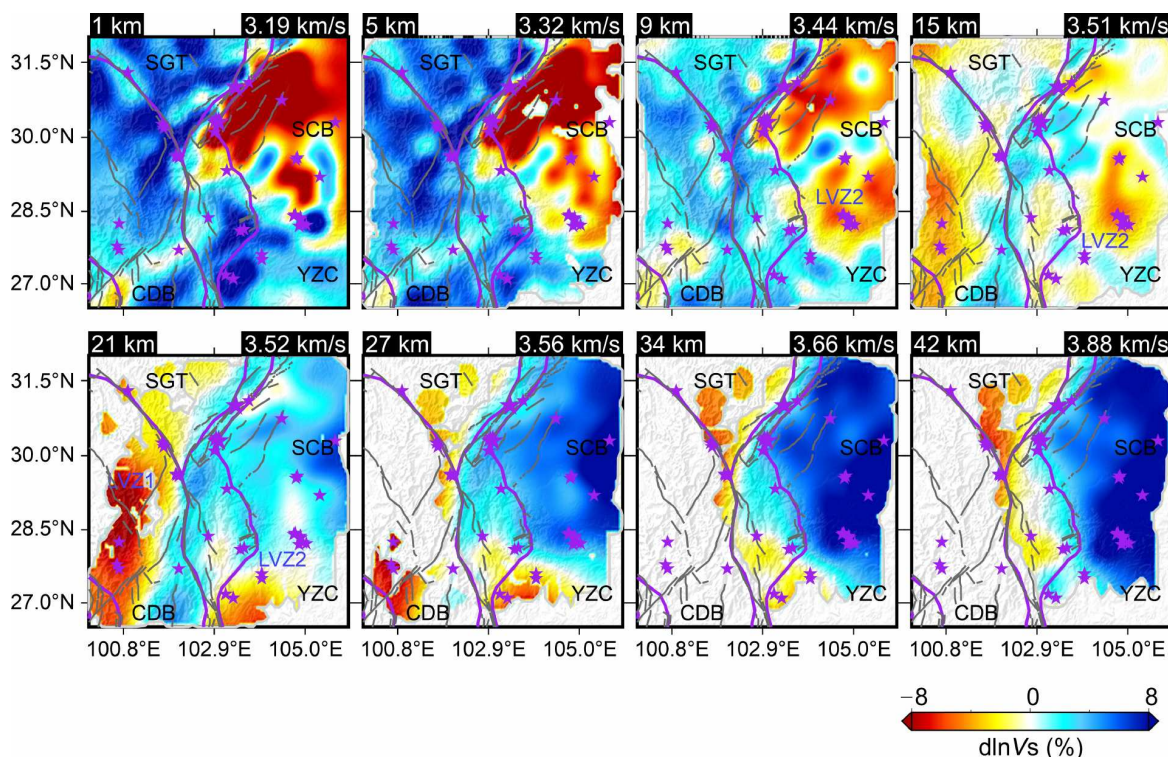


图 11 几个典型深度下的S波各向同性反演得到的速度扰动剖面图。其他符号含义同图9

带两侧的强速度对比的形成可能与青藏高原向东对四川盆地的挤压存在关联(李龙等, 2024)。在四川盆地内部, 龙泉山断裂东南、马边断裂以北存在一个相对高速异常体, 随深度向东北向延伸, 并在15 km以下与更大范围的高速异常连通。P波与S波速度剖面均显示四川盆地中下地壳表现为广泛的高速区, 反映其稳定克拉通块体的结构特征(Huang等, 2018)。

汶川地震与芦山地震震源之间的浅层区域存在显著的低速异常, 与前人结果一致(Pei等, 2014; Li等, 2021; 郑勇等, 2024)。在21 km深度P波速度剖面上, 龙门山断裂上方存在一条深入松潘-甘孜块体的相对高速异常带, 其空间展布与大邑空区范围一致(Liu等, 2020; 郑勇等, 2024), 表明该区域介质属性与周边地震活动区存在明显差异。芦山地震与汶川地震均为高角度逆冲型地震, 震源区受东南向挤压应力与西北向刚性块体不同程度的阻挡, 应力环境复杂(石玉涛等, 2013), 推测该结构差异与复杂应力环境共同导致了大邑地区在两侧强震破坏下仍未发生破裂。四川盆地南缘地壳结构呈现明显非均一性, 上地壳在15 km以浅存在明显低速区, 介质特征与周边明显不同, 与杨唯佳等(2023)结果一致, 而四川盆地中下地壳整体显示相对高速异常。

一条显著的高速异常带从龙门山断裂经鲜水河断裂、丽江-小金河断裂延伸至川滇块体(如图9中5和15 km深度

剖面棕色虚线所示), 形成东西构造单元的分界线。张学臻等(2025)同样观察到川滇菱形块体向东北延伸的高速通道, 这条高速异常带自地表至下地壳连续分布。以此高速带为界, 西侧川滇块体从理塘断裂处开始呈现明显低速特征, 随深度加深, 异常范围扩大、幅度增强(如图9–11中的LVZ1)。尽管结果受S波数据深部覆盖不足的限制, 下地壳S波速度结构更新有限(见附图S21), 但表现出与P波速度一致的低速异常特征(图11中的LVZ1)。这些低速异常可能揭示该区域存在热异常、部分熔融或流体富集, 形成壳内物质向外流动的深部通道, 指示青藏高原东南缘地壳流的流动路径, 对应前人工作所揭示的青藏高原东南缘地壳流通道(Bai等, 2010; Li等, 2016; Bao等, 2020; 张智奇等, 2020; 李龙等, 2024)。而在该界线以东, 低速异常(LVZ2)大致以安宁河-则木河-小江断裂带为西边界, 与川滇块体内部的广泛低速异常(LVZ1)区别开来, 暗示青藏高原以东的深部构造及物性特征存在显著差异。

## 4.2 方位各向异性模型

由P波方位各向异性与速度同时反演获得的结果与各向同性反演结果在空间分布上基本一致, 仅在振幅上略有差异(图9–10, 附图S12和S13)。P波方位各向异性展示了该区域各向异性复杂特征(图10)。在龙门山断裂带,

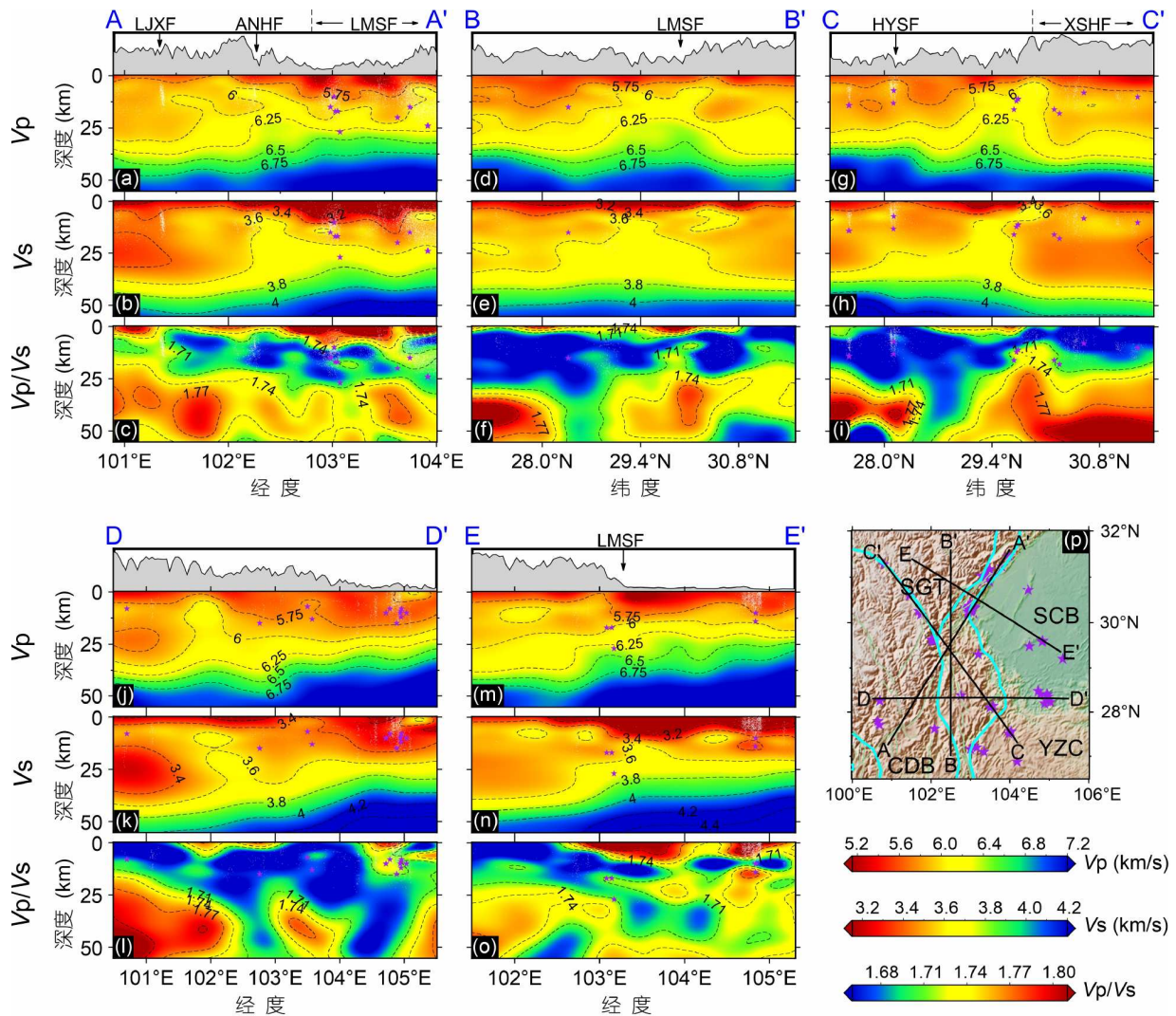


图12 沿五个典型垂直剖面的 $V_p$ 、 $V_s$ 绝对速度和 $V_p/V_s$ 分布图。剖面位置显示在右下子图(p)中。紫色五角星为2008年以来发生于本区域距离剖面不超过0.2°的地震震源位置，白色小点为本研究中用于反演成像且距离剖面不超过0.05°的地震在重定位后的分布情况。 $V_p$ 、 $V_s$ 绝对速度及 $V_p/V_s$ 值色标在图右下角给出。其中：LJXF，丽江-小金河断裂；ANHF，安宁河断裂；LMSF，龙门山断裂；HYSF，华蓥山断裂；XSHF，鲜水河断裂。其他简写符号含义同图2

各向异性快波方向整体呈北东-南西走向，空间分布与高速异常范围一致，与此同时，各向异性强度随深度逐渐增强。断裂带西侧快波方向主要为近东南-西北走向，基本垂直于断裂带，与主压应力方向和GPS观测的地壳运动方向(见图1)(张智奇等，2020；Wang和Shen，2020)以及剪切波分裂快波方向一致(高原等，2018)。该区域上地壳主要表现出北东-南西向的快波方向(图10)，基本与断裂带平行，各向异性可能受到汶川-茂县、北川-映秀及灌县-江油等逆冲断裂系统控制，而中下地壳快波方向与地形梯度近乎垂直，可能与青藏高原持续向东南挤压以及四川盆地对其阻挡共同形成的区域性壳体连贯压缩效应相关(Bao等，2020)。石玉涛等(2013)基于剪切波分裂的研究指出龙门山断裂带的各向异性具有南北空间分段

性，南段虽与断裂走向不完全一致，但整体反映了主压应力场的变化(常利军等，2008)。四川盆地靠近龙门山断裂带的中上地壳区域快波方向(1-21km)呈东南-西北向，但在龙泉山断裂以东的盆地中央区域及盆地南缘中下地壳区域，快波方向变得更为复杂，特别是在宜宾、长宁-珙县等区域，不同深度的各向异性包含了近东西向、北西-南东向和北东-南西向等多种模式。在北纬约29°附近的浅层区域(1-9 km)，鲜水河断裂南段以东普遍表现出近东西向快波方向，与前人对该区域的研究结果相一致(Huang等，2018；Bao等，2020；王怀富等，2020；杨唯佳等，2023；Dong等，2024；李长军等，2025)。在长宁-珙县地震以北及宜宾以南的低速异常区(LVZ2)，快波方向呈明显分区特征，北侧为北东-南西

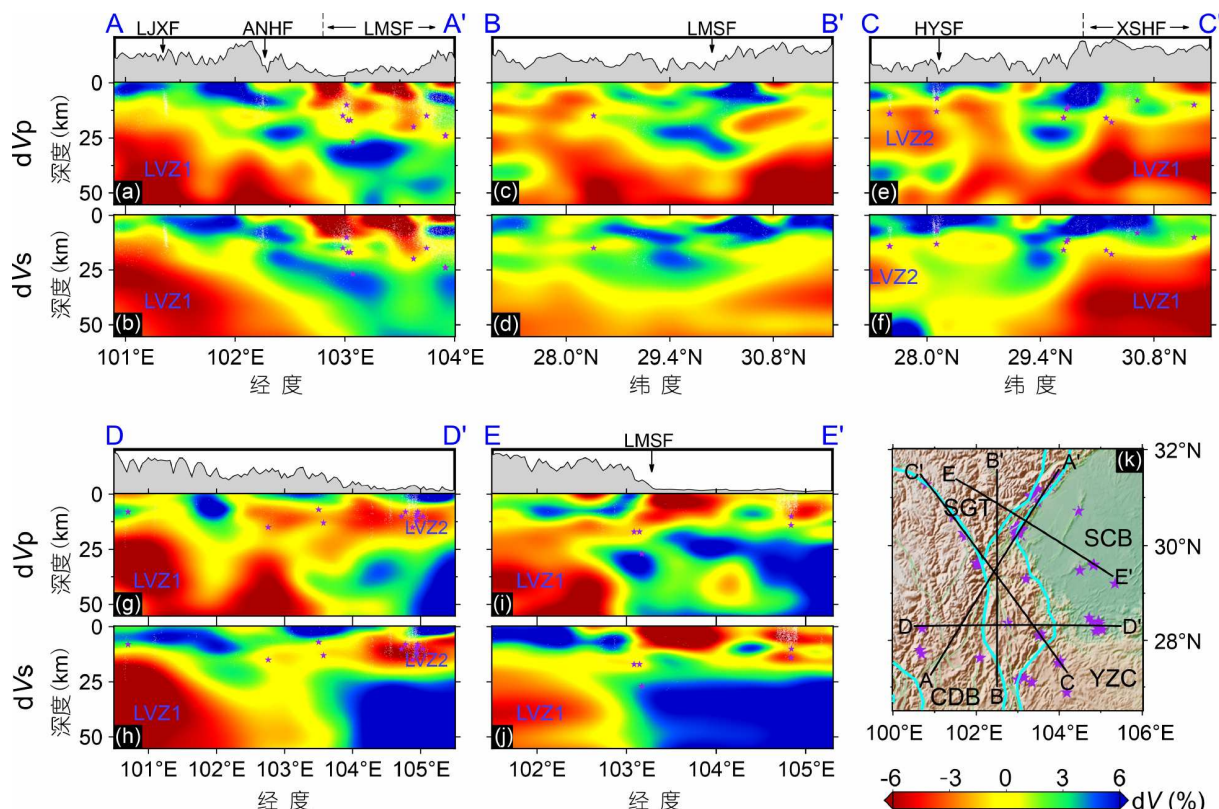


图13 沿五个典型剖面的 $V_p$ 、 $V_s$ 相对速度扰动图像。其中速度扰动为相对于初始模型沿深度方向平均速度。剖面位置显示在右下子图(k)中。紫色五角星为2008年以来发生于本区域距离剖面不超过 $0.2^\circ$ 的地震震源位置，白色小点为本研究中用于反演成像且距离剖面不超过 $0.05^\circ$ 的地震在重定位后的分布情况。 $V_p$ 、 $V_s$ 相对速度扰动色标在图右下角给出。使用反演网格二的速度剖面参见附图S19-S22。图中构造块体和断层的缩写同图2和图12

向，南侧则偏北西-南东向。

沿龙门山断裂带至鲜水河断裂带，南经丽江-小金河断裂带、金河-菁河断裂带延伸到川滇块体所指示的高速异常，其西侧区域各向异性快波方向整体为南东-北西向，方向一致性较强。但在15 km以下深度的快波方向逐渐呈顺时针旋转为东北-西南方向。在四川盆地西南缘，各向异性快波方向呈现较强的复杂性：沿安宁河-则木河断裂带浅层以近南北向为主，各向异性振幅至中地壳逐渐减弱；断裂带东侧以北东-南西向为主，各向异性程度较强；四川盆地南缘至川滇块体边界的快波方向则呈现近南北向或北西-南东向分布。总体来看，不同构造单元之间的快波方向存在明显差异，在构造边界如龙门山断裂带、安宁河-则木河断裂带附近各向异性差异尤为显著。而东部及四川盆地边缘区域快波方向分布更为复杂，可能暗示这一区域多样化的物质运移或应力转换模式(高原等, 2020)。

### 4.3 纵向剖面

图12和图13展示了沿五条典型剖面上 $V_p$ 、 $V_s$ 绝对速度、 $V_p/V_s$ 及相对于初始速度模型同深度平均速度的扰动

分布。AA'剖面南段基本与丽江-小金河断裂带一致，北段沿龙门山断裂带延伸。在剖面上，丽江-小金河断裂下方存在明显的低速异常(LVZ1)，其中S波速度低速特征尤为显著(图12a、12b，图13a、13b)。龙门山断裂带浅层显示为强低速异常，中下地壳主要是相对高速异常。 $V_p/V_s$ 剖面(图12c)显示中上地壳(约5–20 km)存在低 $V_p/V_s$ 层，中下地壳表现为间断的高 $V_p/V_s$ 特征，与Wang等(2015)结果一致。尤其在汶川与芦山地震震源下方分别存在独立的高 $V_p/V_s$ 异常体，中间对应大邑地震空区。地震主要集中在高低 $V_p/V_s$ 交界处，中强度地震的这一特征更为明显。芦山地震震源区附近的 $V_p/V_s$ 分布特征较为复杂，整体是低值背景中局部夹杂高值异常。

BB'剖面为南北走向，穿过安宁河-则木河断裂与大凉山断裂所包围的“纺锤体”状次级块体，并向北延伸至松潘-甘孜块体内部。剖面速度结构总体呈现中间高、两端低的特征(图12d、12e，图13c、13d)，地震集中在中上地壳的低 $V_p/V_s$ 区域(图12f)。中下地壳存在两个显著的高 $V_p/V_s$ 异常，分别位于鲜水河-龙门山断裂带交汇区及则木河断裂附近，后者 $V_p/V_s$ 更高。本研究推测，高 $V_p/V_s$ 显示出该区域物质富含流体或部分物质熔融，对应青藏高

原中下地壳物质东南向运移的通道。

CC'剖面自四川盆地南缘向西北延伸,与鲜水河断裂带走向一致。其速度结构同样表现为中间高、两端低(LVZ1和LVZ2,图12g、12h,图13e、13f)。西北段伸入松潘-甘孜块体内部,速度明显偏低,或对应于高原内部的热异常。该剖面中下地壳存在两个高 $V_p/V_s$ 异常区域,其中右侧高 $V_p/V_s$ 异常向上地壳凸起。泸定、康定等中强地震主要分布于该高 $V_p/V_s$ 异常凸起边界处。同时,部分地震分布于上地壳低 $V_p/V_s$ 区域,表明了该地区发震背景存在明显的差异。

DD'剖面呈东西向,沿四川盆地边缘经过长宁-珙县地震震群的震源区,跨华蓥山断裂、大凉山断裂、则木河断裂和丽江-小金河断裂,延伸至川滇块体内部。无论从绝对速度还是相对速度扰动来看,西侧川滇块体中下地壳都显示出强烈的低速异常(LVZ1,图12j-12l,图13g、13h),剖面东段中下地壳对应的克拉通块体显示显著的高速异常,波速比结构显示高 $V_p/V_s$ 区域被低 $V_p/V_s$ 条带分割的特征,与前人研究揭示的该区域低速异常体空间分布一致(李龙等,2024)。在该剖面上,除长宁-珙县地震震群主要分布于近地表一处高 $V_p/V_s$ 且低 $V_s$ 的异常区(LVZ2)外,其余地震事件均集中发生在低 $V_p/V_s$ 区域。值得注意的是,该剖面下地壳中间的高 $V_p/V_s$ 区域有斜向上与长宁-珙县震群所在的高 $V_p/V_s$ 区域(对应LVZ2)连通的趋势,可能构成该区域深部热物质或流体的供应通道,为前人推测此区域的流体来自深部的结论提供了证据(何登发等,2019)。

EE'剖面为南东-北西向,在大邑地震空区近乎垂直穿越龙门山断裂,延伸至松潘-甘孜块体内部。剖面东段四川盆地下方稳定的克拉通构造与西侧松潘-甘孜地区高热流异常物质(图13i、13j中LVZ1)形成鲜明对比。汶川、芦山地震震源位于高 $V_p/V_s$ 异常体边界下方,对应于高低速度结构的过渡带。宜宾、威远附近震群区域则表现出与长宁-珙县震群相似的速度和 $V_p/V_s$ 特征。

整体上,纵向剖面揭示了研究区地壳非均质结构的更多细节。研究区内地震主要分布于断裂带及其附近,表现为垂向条带状特征。区域内发生的次强震与速度各向异性之间呈现出紧密的关联性。这些强震均发生在高低速异常区域的交界地带,与先前研究得出的地震多发生于高低速异常过渡区域的结论吻合(张学臻等,2025)。宜宾以南、长宁-珙县以北区域地震多发生在相对低速异常内部,表明该区域地震的发生与流体运移、侵入等存在紧密的关联(杨唯佳等,2023)。各个剖面均显示,该区域上地壳主要呈现低 $V_p/V_s$ 特征,中下地壳主要呈现高 $V_p/V_s$ 特征,暗示该区域广泛存在中上地壳刚性、下地壳

软弱的分层变形模式(Zhang等,2010)。除宜宾、长宁-珙县周围区域外,沿剖面中小地震多发生于中上地壳低 $V_p/V_s$ 区域,而较大地震更多发生于 $V_p/V_s$ 值的高低交界区域,汶川地震、芦山地震、泸定地震等均符合这一规律。这些结论与认识为进一步揭示川西地区地壳物质流动的机制和流动路径的识别提供更多约束。

## 5 讨论

新的成像结果揭示了川西地区地壳复杂的速度结构。整体上新模型与前人研究结果一致,同时也揭示了不同于现有模型的新特征,为约束该区域地壳结构、深部动力学过程及地震的孕育机制提供了新的证据。整体上,川西区域地壳速度存在强烈的横向非均匀性,以龙门山、鲜水河向南沿丽江-小金河断裂带以及金河-菁河断裂带为界,两侧区域表现出显著的构造差异。西侧在中下地壳存在大范围的相对低速异常,P波方位各向异性存在由北西-南东向向北东-南西向顺时针偏转趋势;东侧在四川盆地内部浅层表现为相对低速异常,中下地壳表现为强高速异常,四川盆地以南、安宁河-则木河以东存在显著的相对低速异常,其范围扩展到四川盆地内部。P波方位各向异性沿区域内主要断层表现为与断层平行的快波方向,在其他区域与地表GPS测量一致。检测板测试表明,P波反演结果在整个地壳都具有较高的可靠性,受制于观测资料,S波速度结构在深部更新有限(见附图S20、S21)。然而,本研究得益于使用高分辨率川滇地区地壳上地幔公共速度模型(SWChinaCVM2.0)作为初始速度模型,成像结果具有重要参考价值。

### 5.1 层析成像结果对比

本研究将新获得的速度模型与SWChinaCVM2.0(刘影等,2023)、USTClitho2.0(Han等,2021)以及CSRM1.0(Xiao等,2024)等覆盖研究区域的已有速度模型进行对比(见图14和附图S22),并结合P波方位各向异性成像(Huang等,2018;见附图S23)和剪切波分裂各向异性结果(Shi等,2012;石玉涛等,2013;见附图S24)进行综合分析。

总体而言,本研究得到的速度与各向异性模型与既有模型在大尺度上相一致。四川盆地内部特别是盆地西北缘,几个模型的浅层均显示相对低速异常,而深部均表现相对高速异常,分别对应古生代和中生代的沉积层以及深部稳定的克拉通基底(王怀富等,2020)。鲜水河断裂、丽江-小金河断裂以及安宁河-则木河断裂以西,存在大规模的低速异常(见图14中25和35 km深度的LVZ1),对应青藏高原东南缘的中下地壳流通道(Bao等,2015;

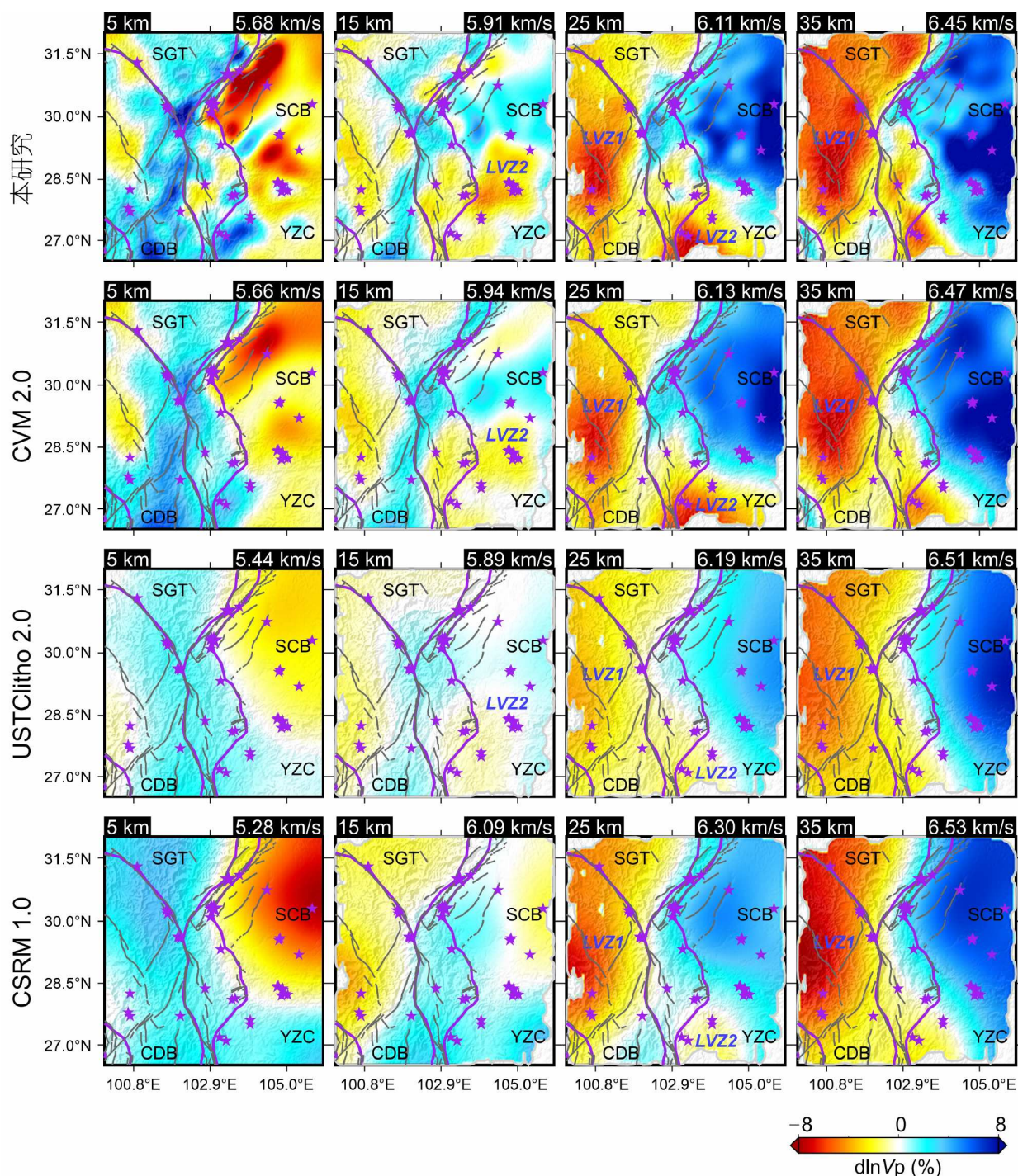


图14 本研究得到的各向同性速度模型、CVM2.0、USTClitho2.0以及CSRM1.0模型的P波速度在四个深度的水平剖面。图中展示了四个给定深度(5、15、25和35 km)相对该模型横向平均速度的速度扰动,横向平均速度值在每张图片右上方给出,速度扰动振幅色标在图片右下方给出。其他简写符号含义同图9

Li等, 2016; 张智奇等, 2020; 张学臻等, 2025)。与其他三个模型相比, 本研究获得的模型速度在浅地表略高(图14中5 km深度), 在中下地壳相对偏低(图14中15–35 km深度)。这种差异可能源于浅层介质结构的复杂性, 以及可能受所使用数据的类型与数量差异以及反演方法

不同的影响。就P波速度模型而言, 在四川盆地内5 km深度, USTClitho2.0和CSRM1.0模型呈现连续的低速异常, 而SWChinaCVM2.0模型和本研究模型在四川盆地的西北缘和东南缘的相对低速更显著, 中间夹杂相对高速异常。至15 km深度, 长宁-珙县至宜宾的低速异常(LVZ2)在

USTClitho2.0模型中相较本研究结果更弱,在CSRM1.0模型中则表现为相对高速异常。至25 km深度,CSRM1.0模型在此区域低速异常显示微弱,且与丽江-小金河断裂带的低速异常(LVZ1)不连通,低速异常幅度与UST-Clitho2.0模型相当。同时,本研究模型和SWChinaCVM2.0显示在长宁-珙县至宜宾下方的整体低速异常(LVZ2)较强,范围更大,可更清晰地刻画复杂区域结构与动力学过程。

在中上地壳,本研究得到P波各向异性与近震剪切波分裂结果(附图S24a; Shi等, 2012; 石玉涛等, 2013)具有较强的一致性。其中,沿走滑断裂如鲜水河、安宁河、则木河断裂,以及具有明显走滑特征的龙门山断裂带北段,中上地壳方位各向异性方向与断裂带走向一致,但强度相对较弱。研究结果表明,在走滑断裂带及其周边,上地壳的各向异性主要受控于断裂带构造作用,各向异性方向与断裂走向基本一致。在上地幔,在块体内部远震XKS分裂偏振方向整体表现为北西-南东向(图S24b; Chang等, 2015),与本研究获得中下地壳各向异性特征一致。然而,在鲜水河、安宁河-则木河断裂,以及龙门山断裂带下方,XKS分裂偏振方向与中下地壳P波各向异性存在明显差异,这种差异可能反映了断裂带下方地壳与上地幔复杂的变形模式。近震剪切波分裂反映上地壳的各向异性(Shi等, 2012; 石玉涛等, 2013),远震剪切波分裂反映了上地幔的各向异性(Chang等, 2015)。P波各向异性结果与剪切波分裂结果对比表明,上地壳的各向异性主要受构造和断裂带走向控制,下地壳上地幔的各向异性则可能暗示了该区域深部物质运移的方向(张学臻等, 2025)。剪切波分裂结果是多层各向异性的累积效果(李莹和高原, 2024; 石玉涛等, 2013),这解释了剪切波分裂结果与P波各向异性结果在复杂构造区域存在明显差异的原因,例如在丽江-小金河断裂带以南剪切波偏振方向与本文模型在中下地壳一致,而在浅地表不同。Huang等(2018)研究区域较大,在数据、方法和分辨率上与本研究均不同,可能是造成与本文结果差异的重要因素。

## 5.2 地壳非均匀性与地震活动性

研究表明,地震的发生与地壳结构非均匀性密切相关(Liu等, 2022)。从成像结果来看,沿龙门山、鲜水河向南沿丽江-小金河断裂带以及金河-菁河断裂带的高速异常两侧速度异常差异显著。西侧以相对低速异常为主,广泛分布在松潘-甘孜块体和川滇菱形块体西北部,整体上显示北西-南东向或近南北向的快波方向。Bao等(2015)在青藏高原东南缘发现两片大范围的低速异常,

其中西侧的低速异常与本研究LVZ1所示低速异常位置重合(图9-11),整体围绕东喜马拉雅构造结呈顺时针旋转模式。Bai等(2010)利用大地电磁在同样位置观测到巨大通道状低阻异常带。Li等(2016)也有同样的发现,并认为该低速异常代表青藏高原物质向东南挤出的中下地壳塑性弱物质流通道。安宁河-则木河断裂以东区域,不同工作所揭示的低速异常分布有不同的结论。Bao等(2015)的研究指出,东侧低速异常主要分布于大凉山断裂以东,在中下地壳可见其作为西侧大范围低速异常(对应本研究的LVZ1)东向延伸凸出结构。张智奇等(2020)认为该低速区域主要分布在更南部的小江断裂带及其以东区域,且被安宁河-则木河断裂附近的高速异常与西部的低速异常完全隔开。Han等(2022)和Xiao等(2024)的结果显示,该区域中下地壳为相对高速。Luo等(2023)的背景噪声成像结果认为安宁河断裂带以东低速异常主要存在于上地壳。李龙等(2024)发现低速异常围绕大凉山次级块体分布,但其结果基于二维剖面,难以明确低速异常的范围及来源。相比已有结果,本研究聚焦于川西与青藏高原东南缘的构造连接区。本文的高分辨率模型更为清晰地揭示了安宁河-则木河断裂东侧的低速异常,范围较李龙等(2024)所示更大。在中上地壳,该异常可延伸至四川盆地南缘(LVZ2),并表现出北部边界随深度由深至浅而向北扩展的特征。P波方位各向异性成像结果显示,安宁河-则木河断裂带两侧方位各向异性快波方向特征迥异,且低速异常在中上地壳不连通。尽管P波低速异常在中下地壳连接在一起,但更东侧的快波方向呈近南北或北西-南东走向,暗示其地壳物质运移模式与川滇块体存在显著差异。

包括龙门山大邑空区、鲜水河-小江断裂带道孚-石棉空区在内的川滇区域主要地震空区是研究青藏高原东南缘地震孕震环境和地震活动性的重点区域(郑勇等, 2024)。位于汶川与芦山地震之间的大邑空区,其上地壳表现出明显的低速异常,一些研究认为该区域介质强度较低,可能由软弱下地壳物质上涌形成,不利于发生脆性破裂(Pei等, 2014; Wang等, 2015)。另外的研究认为该空区与汶川地震和芦山地震有相似的孕震环境,存在发生强震的可能(Lei等, 2014; Liu等, 2018)。从本研究结果来看,汶川与芦山地震震中皆位于 $V_p/V_s$ 变化剧烈的区域,其下地壳分别对应着高 $V_p/V_s$ 区域(Wang等, 2015),显示了深部物质的塑性特征,表明该区域可能存在下地壳流体或者物质的部分熔融(何富君等, 2017)。龙门山断层与鲜水河断裂交汇处的道孚-石棉段是另一个重要的地震空区,尽管该区域发生过2022年Mw6.6泸定地震,但仍有发生中强度以上地震的可能(郑勇等,

2024)。鲜水河断裂道孚-石棉段，特别是康定-石棉段，水平方向和垂直方向均存在较强速度梯度变化，浅层各向异性快波方向为近东西向，至9 km以下逐渐转变为与断裂走向一致的近南北向。张培震(2008)认为该区域是沿鲜水河断裂的运动和应变向具有不同走向的其他断裂过渡和分配的关键区域，过渡和分配过程控制了川西地区的构造变形格局，并促发强震活动。

总体来看，研究区域中上地壳普遍存在低 $V_p/V_s$ 层，具备脆性破裂的地震孕震条件，大多数地震震中均发生于该层。5级以上的地震震源位置多位于 $V_p/V_s$ 梯度剧烈变化区域，包括康定地震、泸定地震甚至汶川地震、芦山地震的震中均靠近 $V_p/V_s=1.71$ 等值线。威远、长宁-珙县及宜宾附近地震震源区表现为显著的低速异常，尤其是S波低速异常(LVZ2；图12k、12n)，并伴随高 $V_p/V_s$ 特征(图12l、12o)，其下方是对应稳定克拉通的高速异常(图13h、13j)，显示出和其他地震发震机制存在差异。这一特征为深部流体参与地震孕育与触发过程提供了新的证据，进一步支持已有研究对该区诱发地震成因的推测(雷兴林等，2020；杨唯佳等，2023)。

### 5.3 地壳流和动力学启示

丽江-小金河断裂带以西的低速异常和各向异性特征为地壳流模型提供了新证据。P波各向异性快波方向在该区域存在顺时针旋转的趋势，与Bao等(2015)一致。 $V_p/V_s$ 剖面显示，松潘-甘孜块体和川滇块体中下地壳均发育高 $V_p/V_s$ 异常，其中丽江-小金河断裂带以西的 $V_p/V_s$ 值可达1.80以上，暗示LVZ1区域可能含有力学性质软弱、流体或部分熔融的物质，与青藏高原物质东南向挤出模型高度吻合。因此，LVZ1所指示的低速异常很可能代表青藏高原物质东南向流出的地壳流通道，其范围不仅限于地壳内部，也可能延伸至上地幔顶部的更大范围(Bai等，2010；Chen等，2014；Bao等，2015；Zheng等，2015；张智奇等，2020；李龙等，2024；Dong等，2024)。

然而，对于丽江-小金河断裂带以东速度异常分布范围的不同结果和认识，为该区域深部构造特征与动力学过程的理解提供了多种解释。Bao等(2015)认为该异常与西侧LVZ1低速异常一样，属于一条地壳流通道分支。Luo等(2023)则提出，该低速异常源于安宁河-小江断裂带西侧物质下插至断裂带东侧下方，形成逆冲挤压环境，使西侧高原物质进入断裂以东。李龙等(2024)指出，青藏高原东南缘地壳流在四川盆地及大凉山刚性块体阻挡下，被分裂成两条细小的中地壳流通道。张智奇等(2020)认为该低速异常与地壳流无关，其成因可能是高原隆升导致的地壳增厚产生温度升高，导致长英质地壳

在相对较高的地壳温度下发生塑性变形甚至部分熔融。尽管在本研究的DD'剖面，尤其是 $V_p/V_s$ 剖面(图12l)上可观察到高 $V_p/V_s$ 结构与李龙等(2024)所揭示的结构相似，但结合本研究其他剖面对比分析可知，研究区域东西两侧构造单元特征迥异，几个剖面在安宁河-则木河断裂带两侧位置均存在显著的相对高速异常，认为东侧中下地壳低速异常主要源自青藏高原内部缺乏大量物质交换的明显证据。同时，该区域 $V_p/V_s$ 相对西侧LVZ1区域要低，两侧物质成分或状态可能存在差异。两低速区域中间的安宁河-则木河断裂南端近北东-南西向的快波方向可能更多反映了峨眉山大火成岩省自西南向东北的辐射模式，而非软物质的运移方向。Lei等(2019)提出青藏高原东南缘存在大地幔楔(BMW)，该区域低速异常可能主要来源于地幔对流引起的地幔热物质上涌对地壳底部的侵袭，为低速异常的形成提供了另外一种可能的解释。因此，我们推测这些高 $V_p/V_s$ 区域可能并不是青藏高原物质挤出的地壳流通道。众多区域尺度的成像结果所指示的低速异常分布范围和相应的动力学解释表明，LVZ2的形成更可能是多种因素共同作用的结果。

综合上述结论与讨论，本研究认为该区域地壳物质运移与动力学过程可表现为以下模式：丽江-小金河断裂两侧的低速异常虽均与软弱流体物质相关，但形成机制存在差异；断裂带西侧的低速异常(LVZ1)反映了青藏高原物质东南向挤出的地壳流通道，是由青藏高原内部地壳软弱物质向东南方向挤出形成，支持地壳流模型；断裂带东侧的低速异常则可能是多种构造与热动力学因素共同作用的结果(如图15所示)。具体而言，印度板块沿喜马拉雅弧的东向俯冲过程引起地幔对流并驱动热物质上涌，导致青藏高原东南缘形成自上地幔至中下地壳的低速异常；板块侧向挤压作用使相邻的华南块体下地壳及上地幔温度升高，物质发生部分熔融并产生水平方向的运移，塑造了该低速异常内部非一致的各向异性方向；逆冲挤压环境下，高原热物质通过侧向侵入也加强了该低速异常的强度和范围。低速异常的北侧边界可能较张智奇等(2020)所揭示的小江断裂带以东区域更靠北，达到四川盆地南部边缘。这些地壳上地幔热物质在高原挤压作用下，在马边断裂以东侵入四川盆地，形成了威远、长宁-珙县至宜宾的较大范围的地壳低速异常区域(Lei和Zhao，2016；Lei等，2019；何登发等，2019；雷兴林等，2020；杨唯佳等，2023)。该区域中下地壳显著的北东-南西向各向异性为此提供直接证据。

由于研究区范围及观测数据对下地壳的约束有限，尚不能完全排除低速异常与青藏高原地壳流通道相关的可能性。未来在更大空间尺度上整合远震、转换波及多

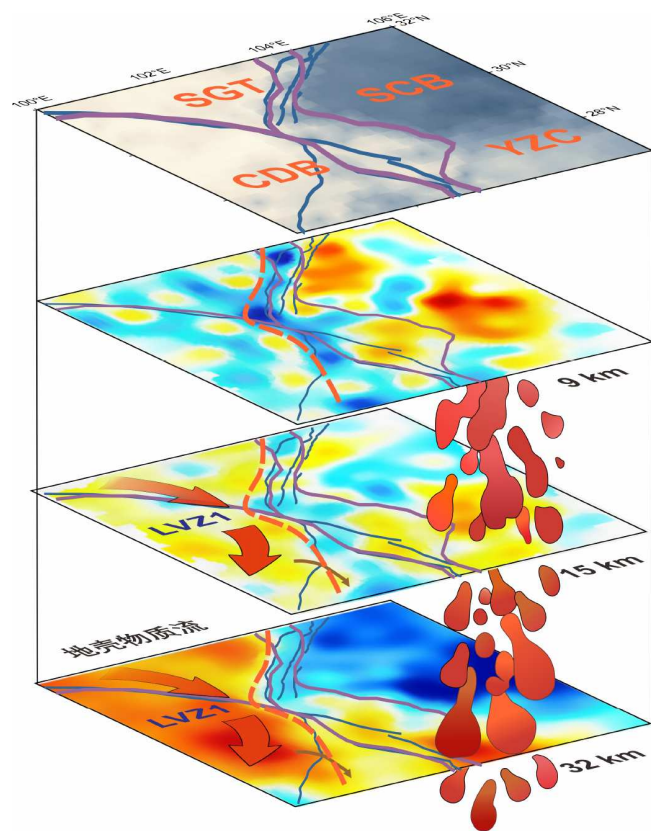


图15 川西地区物质运移的动力学机制示意图。箭头指示了该区域物质的主要运移方向，蓝色表示相对高速异常，红色表示相对低速异常。红色虚线表示区域沿龙门山、鲜水河以及丽江-小金河断裂带附近的的东西区域分界的大致位置。字母缩写含义同图9

学科、多数据类型约束，实现地壳-上地幔更高分辨率成像，将是厘清青藏高原东南缘物质迁移路径与动力学过程的关键。

## 6 结论

本研究基于程函方程的伴随地震层析成像方法，获得了川西地区三维高分辨率地壳速度与方位各向异性模型，揭示了该区域精细的结构特征和动力学过程。获得的主要认识和结论如下。

(1)沿龙门山断裂带呈现条带状高速异常，并沿丽江-小金河断裂延伸至金河-箐河断裂。研究区域中上地壳普遍存在低 $V_p/V_s$ 层，地震主要集中在 $V_p/V_s$ 梯度变化带或高、低值交界区域。长宁-珙县、威远至宜宾等区域的地震多发生于高 $V_p/V_s$ 、低速异常区域，指示其与深部流体作用密切相关。

(2)近地表各向异性快波方向总体与断裂走向一致，表明浅层各向异性主要受地表构造和断裂带走向控制；下地壳上地幔的各向异性与大地测量揭示的地壳运动趋

势吻合，反映了区域深部物质运移的方向。

(3)丽江-小金河断裂以西的低速、高 $V_p/V_s$ 异常，指示壳内流体富集或部分熔融的物质通道，可能是青藏高原物质向东南挤出的主要路径。相比之下，安宁河-则木河断裂带以东的低速异常在速度结构、各向异性特征及 $V_p/V_s$ 表现上与西侧存在明显差异，较大范围的低速异常可能是包括地幔对流、板块侧向挤压作用下的地壳上地幔物质发生部分熔融和水平方向的运移以及高原热物质的侧向侵入等多种因素的共同作用形成。该低速异常可达四川盆地南缘，在马边断裂东北侧侵入四川盆地，形成了威远、长宁-珙县至宜宾一带低速、高 $V_p/V_s$ 异常，并诱发该区域的地震活动。

综上所述，本研究获得的三维速度结构和各向异性成像结果深入揭示了川西及其邻区地壳结构的复杂特征，深化了对区域地震活动性、物质运移路径与应力场分布的认识，为进一步理解青藏高原东南缘深部构造特征与强震孕育机制提供了新的观测约束与理论依据。

**致谢** 本研究所用的震相报告数据源于国家科技基础条件平台-国家地震科学数据共享中心(<http://data.earthquake.cn/>)。审稿人、责任编辑和执行主编对本文提出的宝贵和中肯的意见和建议，南洋理工大学的童平教授、陈敬博士和肖晓博士为本文提供了诸多建议和有益的讨论，在此一并致谢。文中图件全部采用GMT和Matplotlib (<https://matplotlib.org/>)绘制。

**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

- 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2008. 四川及邻区上地幔各向异性研究. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 1589-1599
- 常利军, 丁志峰, 王椿镛. 2015. 南北构造带南段上地幔各向异性特征. 地球物理学报, 58: 4052-4067
- 高原, 石玉涛, 陈安国. 2018. 青藏高原东缘地震各向异性, 应力及汶川地震影响. 科学通报, 63: 1934-1948
- 高原, 石玉涛, 王琼. 2020. 青藏高原东南缘地震各向异性及其深部构造意义. 地球物理学报, 63: 802-816
- 何登发, 李德生, 张国伟, 等. 2011. 四川多旋回叠合盆地的形成与演化. 地质科学, 46: 589-606
- 何登发, 鲁人齐, 黄涵宇, 等. 2019. 长宁页岩气开发区地震的构造地质背景. 石油勘探与开发, 46: 993-1006
- 何富君, 梁春涛, 杨宜海, 等. 2017. 用接收函数方法研究汶川地震和芦山地震之间未破裂的地壳结构. 地球物理学报, 60: 2130-2146
- 黄雪源, 杨顶辉, 童平, 等. 2021. 首都圈地壳结构的拟波层析成像研究. 中国科学: 地球科学, 51: 103-119
- 雷兴林, 苏金蓉, 王志伟. 2020. 四川盆地南部持续增长的地震活动及其与工业注水活动的关联. 中国科学: 地球科学, 50: 1505-1532

- 李龙, 王新, 侯广兵, 等. 2024. 青藏高原东南缘川滇地区中地壳两条薄状低速层及其构造意义. *中国科学: 地球科学*, 54: 1702–1713
- 李孟洋, 刘少林, 杨顶辉, 等. 2022. 基于程函方程的远震成像方法反演青藏高原东北缘速度和径向各向异性结构. *中国科学: 地球科学*, 52: 860–881
- 李莹, 高原. 2024. 地震各向异性与地质构造揭示的红河断裂带分段性. *中国科学: 地球科学*, 54: 2458–2477
- 李长军, 王洋, 刘丽军, 等. 2025. 青藏高原东南缘岩石圈变形特征及其深部动力学过程. *中国科学: 地球科学*, 55: 1351–1376
- 刘影, 于子叶, 张智奇, 等. 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2.0版本. *中国科学: 地球科学*, 53: 2407–2424
- 石玉涛, 高原, 张永久, 等. 2013. 松潘-甘孜地块东部、川滇地块北部与四川盆地西部的地壳剪切波分裂. *地球物理学报*, 56: 481–494
- 孙长青, 雷建设, 李聪, 等. 2013. 云南地区地壳各向异性及其动力学意义. *地球物理学报*, 56: 4095–4105
- 太龄雪, 高原, 刘庚, 等. 2015. 利用中国地震科学台阵研究青藏高原东南缘地壳各向异性: 第一期观测资料的剪切波分裂特征. *地球物理学报*, 58: 4079–4091
- 王椿镛, 常利军, 吕智勇, 等. 2007. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型式. *中国科学D辑: 地球科学*, 37: 495–503
- 王海燕, 高锐, 卢占武, 等. 2017. 四川盆地深部地壳结构——深地震反射剖面探测. *地球物理学报*, 60: 2913–2923
- 王怀富, 吴建平, 周仕勇, 等. 2020. 川西地区瑞雷波方位各向异性. *地震学报*, 42: 293–305
- 王琮, 高原. 2014. 青藏东南缘背景噪声的瑞利波相速度层析成像及强震活动. *中国科学: 地球科学*, 44: 2440–2450
- 吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2006. 川滇地区速度结构的区域地震波形反演研究. *地球物理学报*, 49: 1369–1376
- 吴建平, 蔡妍, 王薇, 等. 2024. 青藏高原东缘中国地震科学实验场三维速度模型及其构造意义. *中国科学: 地球科学*, 54: 2304–2326
- 徐策, 徐鸣洁, 王良书, 等. 2006. 用接收函数Ps转换波研究地壳各向异性——以哀牢山-红河断裂带为例. *地球物理学报*, 49: 438–448
- 杨顶辉, 董兴朋, 黄建东, 等. 2025. 高分辨率全波形地震成像研究——进展、挑战与展望. *中国科学: 地球科学*, 55: 319–347
- 杨唯佳, 周艳杰, 姜恩元, 等. 2023. 2019年长宁 $M_s6.0$ 地震周边区域速度与P波各向异性成像研究. *地震*, 43: 1–20
- 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. 2008. 青藏高原东缘川西地区的现今构造变形、应变分配与深部动力过程. *中国科学D辑: 地球科学*, 38: 1041–1056
- 张培震, 邓超东, 张国民, 等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. *中国科学: 地球科学*, 33: 12–20
- 张学臻, 董晓东, 陈敬, 等. 2025. 基于伴随走时成像的青藏高原东南缘P波速度和方位各向异性研究. *中国科学: 地球科学*, 55: 716–735
- 张艺, 高原. 2017. 中国地震科学台阵两期观测资料近场记录揭示的南北地震带地壳剪切波分裂特征. *地球物理学报*, 60: 2181–2199
- 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
- 郑勇, 葛繁, 谢祖军, 等. 2013. 芦山与汶川地震震区地壳上地幔结构及深部孕震环境. *中国科学: 地球科学*, 43: 1027–1037
- 郑勇, 郭汝梦, 刘德川. 2024. 川滇主要地震空区危险性的研究现状及思考. *中国科学: 地球科学*, 54: 3375–3402
- Bai D, Unsworth M J, Meju M A, et al. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nat Geosci*, 3: 358–362
- Bao X, Sun X, Xu M, et al. 2015. 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
- Bao X, Song X, Eaton D W, et al. 2020. Episodic lithospheric deformation in eastern Tibet inferred from seismic anisotropy. *Geophys Res Lett*, 47: e2019GL085721
- Burchfiel B, Chen Z. 2013. Tectonics of the Southeastern Tibetan Plateau and Its Adjacent Foreland. Boulder: Geological Society of America. 231
- Cai Y, Wu J, Fang L, et al. 2016. Crustal anisotropy and deformation of the southeastern margin of the Tibetan Plateau revealed by Pms splitting. *J Asian Earth Sci*, 121: 120–126
- Cao F, Liang C, Zhou L, et al. 2020. Seismic azimuthal anisotropy for the southeastern Tibetan Plateau extracted by wave gradiometry analysis. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB018395
- Chang L, Flesch L M, Wang C, et al. 2015. Vertical coherence of deformation in lithosphere in the eastern Himalayan syntaxis using GPS, quaternary fault slip rates, and shear wave splitting data. *Geophys Res Lett*, 42: 5813–5819
- Chen J, Nagaso M, Xu M, et al. 2025. TomoATT: An open-source package for eikonal equation-based adjoint-state traveltime tomography for seismic velocity and azimuthal anisotropy. *Comput Geosci*, 204: 105995
- Chen L, Wang W, Zhang L. 2021. Crustal thickness in southeast Tibet based on the SWChinaCVM-1.0 model. *Earthq Sci*, 34: 246–260
- Chen M, Huang H, Yao H, et al. 2014. Low wave speed zones in the crust beneath SE Tibet revealed by ambient noise adjoint tomography. *Geophys Res Lett*, 41: 334–340
- Chen Y, Zhang Z, Sun C, et al. 2013. Crustal anisotropy from Moho converted Ps wave splitting analysis and geodynamic implications beneath the eastern margin of Tibet and surrounding regions. *Gondwana Res*, 24: 946–957
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28: 703–706
- Copley A, McKenzie D. 2007. Models of crustal flow in the India-Asia collision zone. *Geophys J Int*, 169: 683–698
- Diao F, Weng H, Ampuero J P, et al. 2024. Physics-based assessment of earthquake potential on the Anninghe-Zemuhe fault system in southwestern China. *Nat Commun*, 15: 6908
- Ding L, Kapp P, Cai F, et al. 2022. Timing and mechanisms of Tibetan Plateau uplift. *Nat Rev Earth Environ*, 3: 652–667
- Dong G, Liu S, Sun K, et al. 2024. Spatial distribution of mid-lower crustal flow in the SE Tibetan Plateau revealed by P-wave velocity and azimuthal anisotropy beneath the Lijiang-Xiaojinhe fault and its vicinity. *Geophys J Int*, 237: 931–948
- 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
- Du G, Wu Q, Zhang X, et al. 2019. Pn wave velocity and anisotropy underneath the central segment of the North-South Seismic Belt in China. *J Asian Earth Sci*, 184: 103941
- Han C, Huang Z, Hao S, et al. 2022. Restricted lithospheric extrusion in the SE Tibetan Plateau: Evidence from anisotropic Rayleigh-wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 598: 117837
- Han S, Zhang H, Xin H, et al. 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
- Hu L, Zhang F, Li Y. 2024. Crustal velocity structure of the Sichuan-Yunnan Block revealed by high-quality crustal phase travel time. *Seismol Res Lett*, 95: 1913–1925
- Huang X, Tong P. 2024. New insight into the velocity and anisotropy structures of the subduction zone in northern Sumatra. *Tectonophysics*, 892: 230534
- Huang X, Yang D, Tong P, et al. 2016. Wave equation-based reflection tomography of the 1992 Landers earthquake area. *Geophys Res Lett*, 43: 1884–1892
- Huang Z, Chevrot S. 2021. Mantle dynamics in the SE Tibetan Plateau revealed by teleseismic shear-wave splitting analysis. *Phys Earth Planet Inter*, 313: 106687
- Huang Z, Wang L, Zhao D, et al. 2011. Seismic anisotropy and mantle

- dynamics beneath China. *Earth Planet Sci Lett*, 306: 105–117
- Huang Z, Wang P, Xu M, et al. 2015. Mantle structure and dynamics beneath SE Tibet revealed by new seismic images. *Earth Planet Sci Lett*, 411: 100–111
- Huang Z, Wang L, Xu M, et al. 2018. *P* wave anisotropic tomography of the SE Tibetan Plateau: Evidence for the crustal and upper-mantle deformations. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 8957–8978
- Kind R, Yuan X, Saul J, et al. 2002. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian Plate subduction. *Science*, 298: 1219–1221
- Kong F, Wu J, Liu K H, et al. 2016. Crustal anisotropy and ductile flow beneath the eastern Tibetan Plateau and adjacent areas. *Earth Planet Sci Lett*, 442: 72–79
- Kong F, Wu J, Liu L, et al. 2018a. Azimuthal anisotropy and mantle flow underneath the southeastern Tibetan Plateau and northern Indochina Peninsula revealed by shear wave splitting analyses. *Tectonophysics*, 747–748: 68–78
- Kong F, Gao S S, Liu K H, et al. 2018b. Receiver function investigations of seismic anisotropy layering beneath Southern California. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 10672–10683
- Lei J, Zhao D. 2009. Structural heterogeneity of the Longmenshan fault zone and the mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake ( $M_s$  8.0). *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q10010
- Lei J, Zhao D. 2016. Teleseismic P-wave tomography and mantle dynamics beneath Eastern Tibet. *Geochem Geophys Geosyst*, 17: 1861–1884
- Lei J, Li Y, Xie F, et al. 2014. *Pn* anisotropic tomography and dynamics under eastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 2174–2198
- Lei J, Zhao D, Xu X, et al. 2019. Is there a big mantle wedge under eastern Tibet? *Phys Earth Planet Inter*, 292: 100–113
- Li J, Li H, Chen H, et al. 2021. Eikonal equation-based seismic tomography of the source areas of the 2008  $M_w$  7.9 Wenchuan earthquake and the 2013  $M_w$  6.6 Lushan earthquake. *Bull Seismol Soc Am*, 110: 886–897
- Li M K, Zhang S X, Wang F, et al. 2016. Crustal and upper-mantle structure of the southeastern Tibetan Plateau from joint analysis of surface wave dispersion and receiver functions. *J Asian Earth Sci*, 117: 52–63
- Li X, Ma X, Chen Y, et al. 2020. A plume-modified lithospheric barrier to the southeastward flow of partially molten Tibetan crust inferred from magnetotelluric data. *Earth Planet Sci Lett*, 548: 116493
- Liang C, Song X. 2006. A low velocity belt beneath northern and eastern Tibetan Plateau from *Pn* tomography. *Geophys Res Lett*, 33: L22306
- Liang C, Liu Z, Hua Q, et al. 2020. The 3D seismic azimuthal anisotropies and velocities in the eastern Tibetan Plateau extracted by an azimuth-dependent dispersion curve inversion method. *Tectonics*, 39: e2019TC005747
- Lin Y, Liu S, Yang D, et al. 2024. A multiscale magma system beneath the Tengchong volcano in western Yunnan revealed by ambient noise tomography. *Geophys J Int*, 236: 1828–1839
- Liu C, Yao H, Yang H, et al. 2019. Direct inversion for three-dimensional shear wave speed azimuthal anisotropy based on surface wave ray tracing: Methodology and application to Yunnan, Southwest China. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 11394–11413
- Liu C, Zhu B, Shi Y. 2020. Do the two seismic gaps in the southwestern section of the Longmen Shan Fault present the same seismic hazard? *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB018160
- Liu Q Y, van der Hilst R D, Li Y, et al. 2014. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. *Nat Geosci*, 7: 361–365
- Liu S, Yang Y, Deng B, et al. 2021. Tectonic evolution of the Sichuan Basin, Southwest China. *Earth-Sci Rev*, 213: 103470
- Liu S, Chang K, Yang D, et al. 2022. Velocity and azimuthal anisotropy structures beneath the Dianzhong Block and its vicinity, SE Tibetan Plateau, revealed by eikonal equation-based traveltimes tomography. *Tectonophysics*, 839: 229525
- Liu S, Sun K, Yang D, et al. 2025. Strong crustal heterogeneity of the Xianshuihe-Anninghe-Zemuhe fault system and its vicinity revealed by velocity and azimuthal anisotropy structures. *Tectonophysics*, 909: 230801
- Liu Y, Yao H, Zhang H, et al. 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
- Liu Z, Liang C, Hua Q, et al. 2018. The seismic potential in the seismic gap between the Wenchuan and Lushan earthquakes revealed by the joint inversion of receiver functions and ambient noise data. *Tectonics*, 37: 4226–4238
- Lü Y, Ni S, Liu B, et al. 2011. *Pn* tomographic velocity and anisotropy beneath the Tibetan Plateau and the adjacent regions. *Earth Planet Sp*, 63: 1169–1173
- Luo S, Yao H, Wen J, et al. 2023. Apparent low-velocity belt in the shallow Anninghe fault zone in SW China and its implications for seismotectonics and earthquake hazard assessment. *J Geophys Res-Solid Earth*, 128: e2022JB025681
- Nie S, Tian X, Li J, et al. 2021. Lithospheric mantle underneath the Tibetan Plateau does not escape southeastward. *J Asian Earth Sci*, 206: 104629
- Owens T J, Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 387: 37–43
- Pei S, Zhang H, Su J, et al. 2014. Ductile gap between the Wenchuan and Lushan earthquakes revealed from the two-dimensional *Pg* seismic tomography. *Sci Rep*, 4: 6489
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *J Geophys Res*, 93: 15085–15117
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 321: 1054–1058
- Shen X, Zhou Y, Zhang Y S, et al. 2014. Receiver function structures beneath the deep large faults in the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 610: 63–73
- Shi Y, Gao Y, Su Y, et al. 2012. Shear-wave splitting beneath Yunnan area of Southwest China. *Earthq Sci*, 25: 25–34
- Shi Y, Gao Y, Zhang H, et al. 2023. Crustal azimuthal anisotropy in the lateral collision zone of the SE margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. *Geophys J Int*, 234: 1–11
- Sun Y, Niu F, Liu H, et al. 2012. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan plateau revealed by receiver function data. *Earth Planet Sci Lett*, 349–350: 186–197
- Sun Y, Liu J, Zhou K, et al. 2015. Crustal structure and deformation under the Longmenshan and its surroundings revealed by receiver function data. *Phys Earth Planet Inter*, 244: 11–22
- Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Thomsen L, Anderson D. 2015. Weak elastic anisotropy in global seismology. *Geol Soc Am Spec Pap*, 514: 39–50
- Tian X, Liu Z, Si S, et al. 2014. The crustal thickness of NE Tibet and its implication for crustal shortening. *Tectonophysics*, 634: 198–207
- Tong P. 2021. Adjoint-state traveltimes tomography for azimuthally anisotropic media and insight into the crustal structure of central California near Parkfield. *J Geophys Res-Solid Earth*, 126: e2021JB022365
- Tong P, Yang D, Li D, et al. 2017. Time-evolving seismic tomography: The method and its application to the 1989 Loma Prieta and 2014 South Napa earthquake area, California. *Geophys Res Lett*, 44: 3165–3175
- Tong P, Yang D, Huang X. 2019. Multiple-grid model parametrization for seismic tomography with application to the San Jacinto fault zone. *Geophys J Int*, 218: 200–223

- Tong P, Li T, Chen J, et al. 2023. Adjoint-state differential arrival time tomography. *Geophys J Int*, 236: 139–160
- Wang F, Wang M, Wang Y, et al. 2015. Earthquake potential of the Sichuan-Yunnan region, western China. *J Asian Earth Sci*, 107: 232–243
- Wang H, Ran Y, Chen L, et al. 2017. Paleoeearthquakes on the Anninghe and Zemuhe fault along the southeastern margin of the Tibetan Plateau and implications for fault rupture behavior at fault bends on strike-slip faults. *Tectonophysics*, 721: 167–178
- Wang M, Shen Z. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB018774
- Wang Z, Zhao D, Wang J. 2010. Deep structure and seismogenesis of the north-south seismic zone in southwest China. *J Geophys Res*, 115: B12334
- Wei W, Zhao D, Xu J. 2013. P-wave anisotropic tomography in Southeast Tibet: New insight into the lower crustal flow and seismotectonics. *Phys Earth Planet Inter*, 222: 47–57
- Wei Z, Zhao L. 2022. P-wave velocity structure of the lower crust and uppermost mantle beneath the Sichuan-Yunnan (China) region. *Seismol Res Lett*, 93: 2161–2175
- Xiao X, Cheng S, Wu J, et al. 2024. CSRM1.0: A China seismological reference model. *J Geophys Res-Solid Earth*, 129: e2024JB029520
- Xiao Z, Fuji N, Iidaka T, et al. 2020. Seismic structure beneath the Tibetan Plateau from iterative finite-frequency tomography based on ChinArray: New insights into the Indo-Asian Collision. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB018344
- 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, Montagner J. 2010. Heterogeneity and anisotropy of the lithosphere of SE Tibet from surface wave array tomography. *J Geophys Res*, 115: B12307
- Zhang P Z, Shen Z, Wang M, et al. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32: 809–812
- Zhang P Z, Wen X, Shen Z K, et al. 2010. Oblique, high-angle, listric-reverse faulting and associated development of strain: The Wenchuan Earthquake of May 12, 2008, Sichuan, China. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 38: 353–382
- Zheng T, Ding Z, Ning J, et al. 2018. Crustal azimuthal anisotropy beneath the southeastern Tibetan Plateau and its geodynamic implications. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 9733–9749
- Zheng X, Zhao C P, Zhou L Q, et al. 2015. 3D shear-wave velocity structure beneath the southeastern Tibetan Plateau from ambient noise. *Bull Seismol Soc Am*, 105: 1371–1382
- Zhou H, Liu S, Yang W, et al. 2023. Deformation of the NE Tibetan Plateau revealed by velocity and azimuthal anisotropy structures. *Tectonophysics*, 856: 229846

(责任编辑：徐涛)