

体波AniCD-L模型：基于XKS波分裂揭示川滇地区岩石圈方位各向异性分区性

李心怡^{1,2}, 高原^{2*}, 石玉涛², 杨逸文²

1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

2. 中国地震局地震预测研究所地震预测重点实验室, 北京 100036

* 通讯作者, E-mail: qzgyseis@163.com; gaoyuan@cea-ies.ac.cn

2025-07-31收稿, 2026-01-22修回, 2026-02-12接受, 2026-04-21网络版发表

国家自然科学基金重点项目(42330311)和中国地震局地震预测研究所基本科研业务费专项(CEAIEF20230301)资助

摘要 川滇地区地处青藏高原东缘和东南缘, 位于中国大陆南北地震带的中段和南段。作为印度-欧亚板块碰撞的前缘构造带, 其岩石圈变形机制是理解高原物质逃逸与陆内构造演化的关键。本研究基于远震XKS波(SKS、PKS和SKKS的统称)分裂反映的岩石圈各向异性资料, 构建了川滇地区地震体波圈层各向异性模型的岩石圈方位各向异性分区模型。模型结果显示, 川滇地区岩石圈各向异性具有显著的南北差异特征: 北部以NW–SE向为主, 南部变为近E–W向, 南北变化的分界线大体位于 26.5°N 。岩石圈特性的南北分区受控于上地幔动力学过程。在川滇地区北部, 模型结果支持壳幔耦合的解释, 可能反映了印度板块持续北向推挤驱动的青藏壳幔物质的协同逃逸。在南部, 壳幔变形特征存在差异, 可能与俯冲板片后撤诱发的地幔流有关。川滇地区各向异性分布特征揭示了深部变形的分区特性, 与块体的分布有关。结果显示, 有几个局部构造区, 不同研究者的XKS结果存在差异, 揭示了可能的局部复杂深部构造, 尚需更密集的观测结果加以证实。

关键词 川滇地区, 地震体波圈层各向异性模型, 岩石圈方位各向异性分区模型, 岩石圈方位各向异性, 分区性

1 引言

川滇地区位于青藏高原东缘和东南缘, 是研究陆内复杂变形机制的理想场所(图1)。在青藏高原隆升过程中, 高原物质通过“侧向逃逸”机制沿川滇地块向东南挤出。全球导航卫星系统(Global Navigation Satellite System, GNSS)速度场资料显示, 该区域地表运动呈现绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转的特征, 且运动速率呈现西北部向东南部递减的趋势(Gan等, 2007; Jin等, 2019; Wang和Shen, 2020)。该地区的岩石圈厚度存在明显的南北差异, 北部四川盆地岩石圈厚度可达200 km, 而南部印支和滇缅泰地块则不足80 km(安美建和石耀霖, 2006; 周万里等, 2023)。这种结构差异在三维S波速度结构中同样显著: 四川盆地高速异常延伸至200 km深度,

而印支、滇缅泰和华南地块自70 km深度即出现大范围低速异常(徐果明等, 2007; Zhang等, 2020)。地震层析成像研究(Lei和Zhao, 2016; Hou等, 2024)指出印度板块在 $\sim 26^{\circ}\text{N}$ 以南向东深俯冲至地幔过渡带。

地震各向异性研究是一种揭示岩石圈物质变形和地幔深层物质迁移模式的有效手段。基于远震XKS波(SKS、PKS和SKKS的统称)分裂的方位各向异性分析方法的独特优势: 在各向同性介质中, XKS波呈现径向偏振, 并且在 85° – 110° 的震中距范围内近垂直入射。这使得基于远震XKS波分裂分析可以精确地测定S波分裂参数(快波方向和慢波延迟时间), 并可靠地确定台站下方岩石圈与软流圈顶部的方位各向异性。在川滇地区, 众多研究者利用远震XKS波分裂技术, 进行了一系列岩石圈各向异性研究(Lev等, 2006; Chang等, 2008, 2017; 常

中文引用格式: 李心怡, 高原, 石玉涛, 杨逸文. 2026. 体波AniCD-L模型: 基于XKS波分裂揭示川滇地区岩石圈方位各向异性分区性. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1932–1940, doi: 10.1360/SSTe-2025-0236

英文引用格式: Li X, Gao Y, Shi Y, Yang Y. 2026. Body-wave anisotropic Model AniCD-L: Illuminating the zonation of lithospheric azimuthal anisotropy by XKS splitting in the Sichuan-Yunnan region of SW China. Science China Earth Sciences, 69(5): 1891–1899, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1880-7>

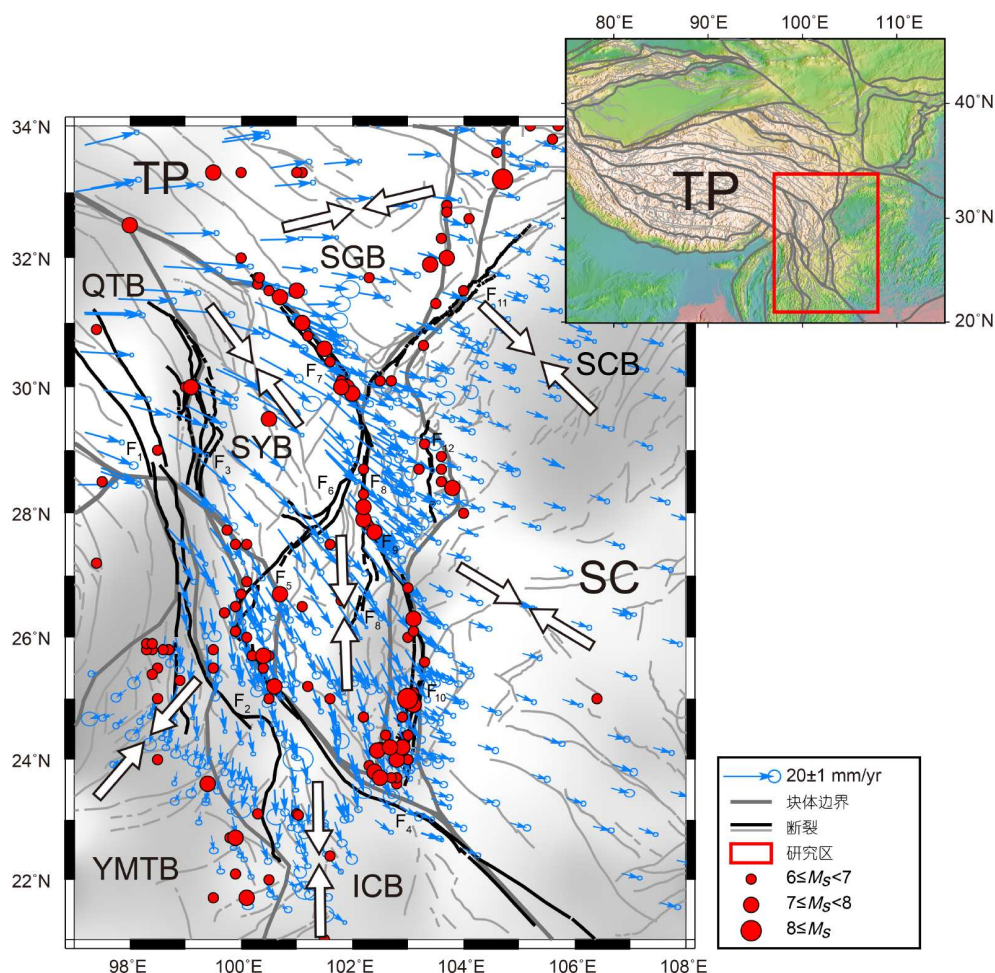


图1 川滇地区构造背景与GNSS速度场图。红色圆圈表示公元前1831年至公元1970年发生的6级以上的地震。深灰色线条是块体边界，TP：青藏地块；SC：华南地块；SYB：川滇地块；SGB：松潘甘孜地块；QTB：羌塘地块；SCB：四川盆地；YMTB：滇缅泰地块；ICB：印支地块。黑色粗线为区域内主要断裂，F1：怒江断裂；F2：澜沧江断裂；F3：金沙江断裂；F4：红河断裂；F5：丽江—小金河断裂；F6：锦屏山断裂；F7：鲜水河断裂；F8：安宁河断裂；F9：则木河断裂；F10：小江断裂；F11：龙门山断裂；F12：峨边—金阳断裂。白色箭头代表区域主压应力方向，数据来源于阚荣举等(1977)。蓝色箭头为GNSS速度场，数据来源于Wang和Shen(2020)。右上角插图中红色方框显示本文的研究区域

利军等, 2015; Huang等, 2015; Gao等, 2019; Liu等, 2019; 高原等, 2020; Liu等, 2020; Li等, 2021)。现有研究结果给出整体一致性较好的快波方向，但在局部区域存在复杂性，且不同研究者获得的各向异性参数存在差异(图2)。本研究旨在通过系统整合川滇地区基于远震XKS波分裂的岩石圈各向异性数据，构建该地区岩石圈体波圈层方位各向异性分区模型。该模型的建立将为厘清川滇地区壳幔耦合机制、约束该区岩石圈物质变形机制和深部过程提供重要参考依据。

2 远震XKS波分裂揭示的岩石圈各向异性

来自核幔边界的P-S转换波统称为XKS波。XKS波通过液态外核并在核幔边界处转换为SV波，然后穿过整个地幔和地壳，最终到达地表。在各向同性介质中，

XKS波表现为径向偏振，而在各向异性介质中，则会发生S波分裂。因此，研究XKS波的分裂特征，可以准确获取接收侧台站下方的各向异性特征，而不受震源方的影响。这种方法反映的是从核幔边界到接收台站的各向异性综合效应，主要涉及岩石圈和软流圈顶部的各向异性。目前最常用的研究方法是切向最小能量方法(Silver和Chan, 1991，简称为SC方法)。该方法通过二维网格搜索，找到某对值(ϕ , δt)对观测记录校正，使得切向能量最小，来确定该台站下方介质的各向异性参数。

远震XKS波分裂研究中，一开始主要采用震中距在85°–110°之间的远震SKS震相来获取研究区的各向异性参数(郑斯华和高原, 1994; 常利军等, 2006)，然后增加了SKKS和PKS震相(Shi等, 2012)，显著提高了反方位角

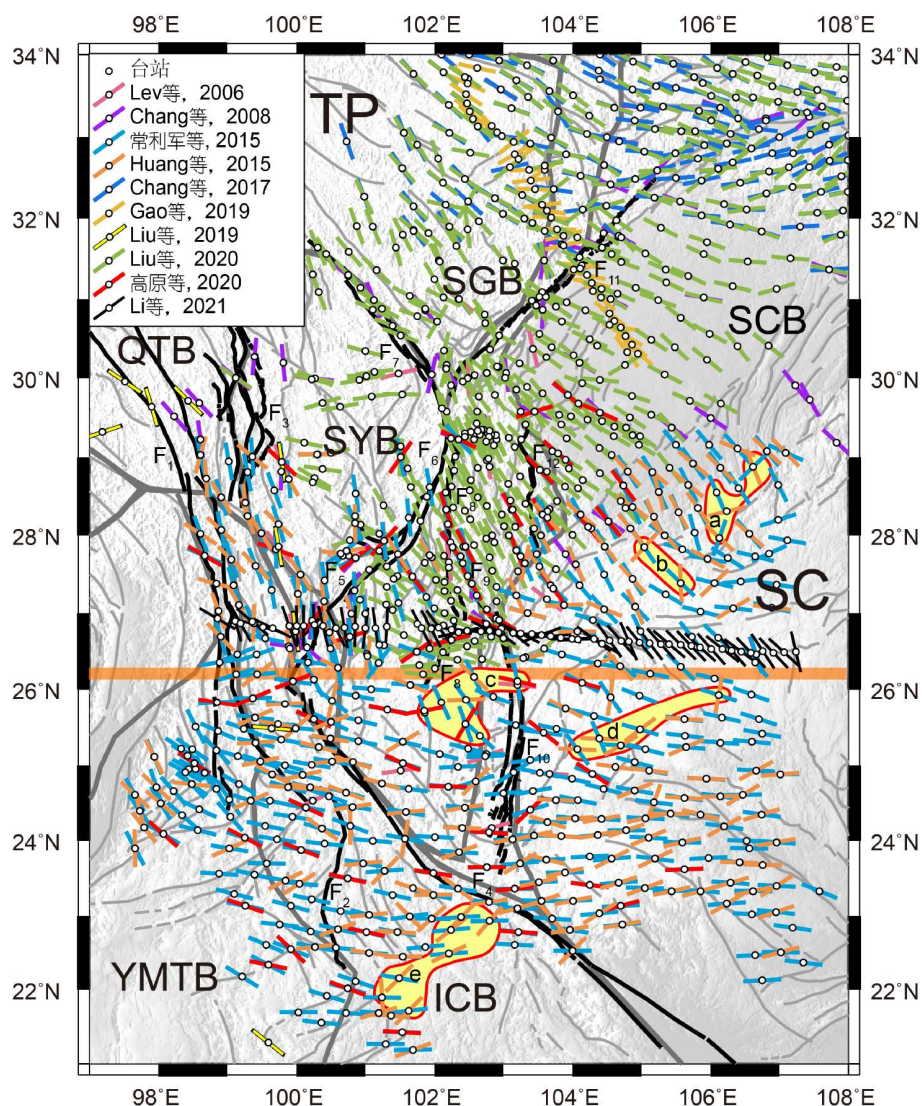


图2 川滇地区XKS快波方向空间分布图。深粉色数据来自(Lev等, 2006); 紫色数据来自(Chang等, 2008); 天蓝色数据来自(常利军等, 2015); 橙色数据来自(Huang等, 2015); 蓝色数据来自(Chang等, 2017); 棕色数据来自(Gao等, 2019); 黄色数据来自(Liu等, 2019); 绿色数据来自(Liu等, 2020); 红色数据来自(高原等, 2020); 黑色数据来自(Li等, 2021)。红线圈出的黄色区域为不同研究者得到的结果不一致的区域。橘色粗横线指示26°20'N(高原等, 2020)。图中其他元素同图1

的覆盖范围, 不同研究者使用的筛选条件大同小异(表1)。

早前的远震SKS和SKKS震相的分裂研究, 已观测到川滇地区的快波方向呈现南北差异的现象(Flesch等, 2005; 常利军等, 2006; Lev等, 2006; Sol等, 2007; Wang等, 2007), 并在后续研究中得到进一步验证。Shi等(2012)发现云南地区的XKS快波方向南北分界大致在25°N, 在25°N以北为NW-SE向, 与主要断裂大致平行。Huang等(2015)通过密集台阵观测, 揭示出川滇地区西南部的南北分界约为26°N, 东南部的南北分界约为27°N。高原等(2020)综合已有数据并通过新增一些台站

的XKS分裂结果, 将XKS快波方向变化的南北分界确定为~26°20'N, 南侧的XKS快波方向近似为E-W方向。基于长达14年的远震事件数据, 杨逸文(2025)将川滇块体内部的南北分界线北移至约26°40'N。腾冲火山地区较为独特, 快波方向为NW-SE, 且时间延迟较小, 平均值仅为0.7 s(常利军等, 2015; Huang等, 2015; Hou等, 2024)。

川滇地区北部的各向异性参数表现出更复杂的空间变化。松潘甘孜地块与四川盆地的快波方向为NW-SE, 川滇地块北部转为N-S, 而川滇地区东北部(秦岭造山带)则为WNW-ESE(Chang等, 2008, 2017)。另外, 在

表1 川滇地区XKS波分裂研究情况

文献来源	研究方法	数据来源	数据观测时间	数据筛选标准	质量控制措施	结果
Lev等, 2006	互相关法 多通道法	25个流动台站 1个固定台站	2003/09–2004/10	震级: $M \geq 5.7$ 震中距: 85° – 180° (SKS & SKKS)	同时使用互相关法和多通道法, 对比结果一致性	快波方向: 北部地区(四川及青藏高原东缘)主要为NNW–SSE, 南部地区(云南及红河断裂带周边)转为近E–W 时间延迟范围: 0.28–1.20 s
Chang等, 2008	SC方法	10个流动台站 84个固定台站	流动台阵: 2000/11–2002/04(云南) 2004/07–2006/04(川西藏东) 区域/国家固定台网: 2007/07–2008/06(四川、甘肃、陕西、重庆) 2002/01–2008/06(云南) 2003/01–2008/06(国家)	震级: $M_S > 6.0$ (深度 < 150 km) $M_S > 5.5$ (深度 > 150 km) 震中距: 85° – 110° (SKS)	使用多事件叠加分析降低随机误差	快波方向: 四川盆地以NW–SE为主, 川滇地区东北部呈NNW–SEE, 西北部近N–S 时间延迟范围: 0.47–1.68 s
常利军等, 2015	SC方法	350个流动台站 90个固定台站	流动台阵: 2011/08–2013/09 固定台网: 2008/01–2012/12	震级: $M > 6.0$ (深度 < 150 km) $M > 5.5$ (深度 > 150 km) 震中距: 85° – 135° (SKS: 85° – 120° ; SKKS: 120° – 130° ; PKS: 125° – 135°)	筛选信噪比高、切向能量明显的记录 使用多事件叠加分析降低随机误差	快波方向: 川滇地区北部主要为近N–S向, 南部主要为近E–W向, 腾冲火山地区为NW–SE 慢波时间延迟: 北部平均值为0.8 s, 南部平均值为1.1 s, 腾冲火山地区平均值为0.7 s
Huang等, 2015	SC方法	343个流动台站	2011/08–2012/08	震级: $M > 5.8$ 震中距: 88° – 140° (SKS & SKKS: 88° – 120° ; PKS: 88° – 130°)	筛选信噪比	快波方向: 26° – 27° N以北主要为N–S向, 以南主要为E–W向 时间延迟范围: 0.9–1.5 s
Chang等, 2017	SC方法	695个流动台站 122个固定台站	流动台阵: 2013/10–2016/04(ChinArray) 2010/05–2011/10(鄂尔多斯) 固定台站: 2003/01–2011/12	震级: $M > 5.8$ 震中距: 85° – 120° (SKS & SKKS)	筛选信噪比 > 3 的记录 每个台站有效测量 ≥ 3 次才计算平均值 使用多事件叠加分析提高分裂参数的稳定性	快波方向: 秦岭造山带为近E–W向 慢波时间延迟: 秦岭造山带的平均慢波时间延迟为1.2 s
Gao等, 2019	SC方法	65个流动台站 1个固定台站	流动台阵: 2010/10–2012/10(s124–s150) 2012/09–2013/09(其他) 固定台站: 2010/01–2012/09	震级: $M \geq 5.5$ 震中距: 80° – 180° (SKS & SKKS & PKS)	筛选信噪比 ≥ 4 的记录 仅保留最小能量法与旋转相关法结果差异较小的测量 使用多事件叠加分析提高分裂参数的稳定性	快波方向: 主要以NW–SE为主, 龙门山断裂带附近转为NE–SW向 慢波时间延迟: 阿坝次级地块的平均值约为0.7 s, 龙门山次级地块的平均值约为0.9 s
Liu等, 2019	SC方法	115个台站	1991/07–2018/01	–	筛选信噪比 ≥ 2 的记录	快波方向: 藏东南为NW–SE转至N–S向, 印支块体西部为E–W向 慢波时间延迟: 藏东南的平均值为1.00 s, 印支块体西部的平均值为1.10 s
Liu等, 2020	SC方法	150个流动台站 99个固定台站	流动台阵: 2006/10–2009/07(249个) 2013–2016(168个) 2014–2016(25个) 固定台站: 2013–2017(99个)	震级: $M > 5.5$ 震中距: 80° – 120° (SKS)	筛选信噪比 > 5 的记录 通过加权平均叠加避免事件方位分布不均的问题	快波方向: 四川盆地中部为NW–SE, 东北部为NE–SW, 川滇块体局部出现E–W向, 西秦岭造山带快波方向平行于地表断层走向, 松潘甘孜地块南部无主导快波方向 慢波时间延迟: 0.2–1.4 s, 平均约0.7 s
高原等, 2020	SC方法	69个固定台站	2007/08–2010/10	震级: $M_S > 6.0$	使用多事件叠加分析提高分裂参数的稳定性 通过粒子运动图和能量等值线图验证结果一致性	快波方向: 川滇地区北部台站为NW–SE向, 南部台站为E–W向 时间延迟范围: 0.48–1.65 s

川滇地块北部局部区域(Chang等, 2008; Liu等, 2020)和龙门山断裂带附近(Chang等, 2008; Gao等, 2019)分别观测到近E-W和NE-SW向的异常快波方向。

3 构建岩石圈方位各向异性分区模型的数据处理原则

本文通过收集川滇地区远震XKS分裂反映的岩石圈各向异性资料, 以构建岩石圈方位各向异性分区模型(AniCD-L模型)。由于各研究在计算方法、台站布局、观测时长、数据筛选标准等方面的不同, 所获得的各向异性参数存在不可避免的差异。为系统整合这些数据并评估最终模型的可靠性, 本章节详细阐述了所采用的数据处理流程与整合策略。

3.1 数据源的可靠性分析

表1展示了收集到的川滇地区远震XKS波分裂研究的关键信息。在数据源的可靠性方面, 所选用的研究均采用了严格的数据质量控制标准, 包括信噪比筛选、人工目视检查、多事件叠加分析等, 保证了单个研究结果的可靠性。在研究方法层面, 除Lev等(2006)使用互相关法和多通道法外, 其余研究均使用SC方法(Silver和Chan, 1991), 且Lev等(2006)获得的快波方向与其他研究的结果一致性较好(图2)。因此, 不同研究结果之间具有可对比性。在数据覆盖度方面, 除四川盆地部分台站外, 研究区多数台站均被2-3个来自不同研究的结果覆盖。对比分析表明, 多数台站获得的快波方向具有良好的一致性。对于慢波时间延迟(网络版附图S1), 尽管在个别台站存在差异, 但在计算区域平均值时影响有限。Liu等(2020)在四川盆地获得的各向异性参数与周围区域的结果呈现良好的延续性, 这在一定程度上弥补了该区域研究数量较少的局限。

3.2 数据处理与分区统计

在处理XKS分裂参数时, 遵循了以下数据处理原则: 首先, 确保数据的完整性和准确性。在收集文献数据时, 核对每个数据点的数值, 确保其没有录入错误或遗漏, 为后续分析提供可靠的基础。其次, 对数据进行标准化处理, 统一不同文献使用台站的经纬度, 以便于在不同数据之间进行比较和分析。然后, 根据XKS快波方向的空间分布特征(图2), 以及川滇地区的构造背景(图1), 包括块体划分、深大断裂分布等, 对川滇地区进行分区(图3, 附图S2)。随后, 对每个分区内的数据进行统计分析, 计算每个分区的快波方向和慢波时间延迟的平均值及标准差(图4和表2)。在统计每个分区的平均参数时,

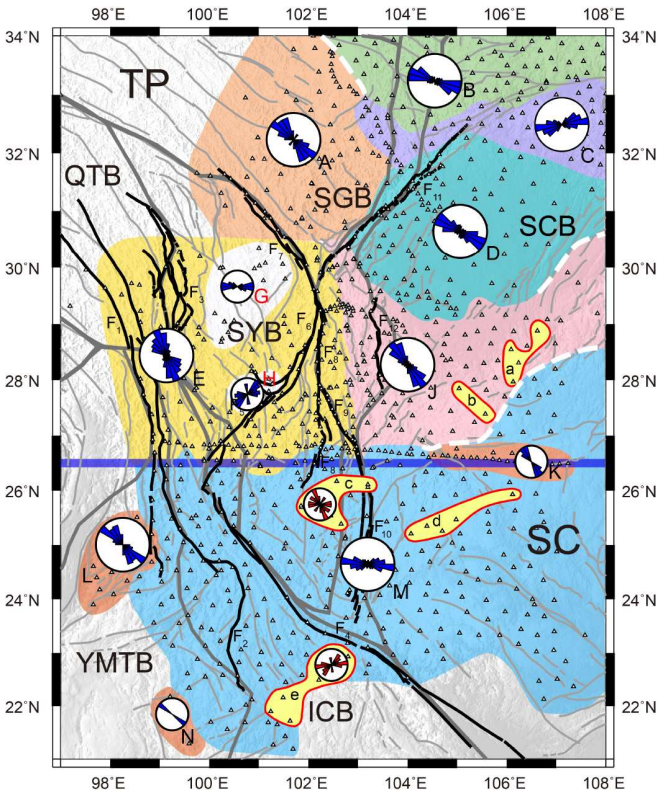


图3 XKS快波方向分区玫瑰图。三角形代表台站, 字母A-N及a-e为分区代码, 玫瑰图代表对应分区的快波方向玫瑰图。白色虚线代表可能的分区边界。蓝黑色粗横线指示26.5°N。图中其他元素同图1与图2

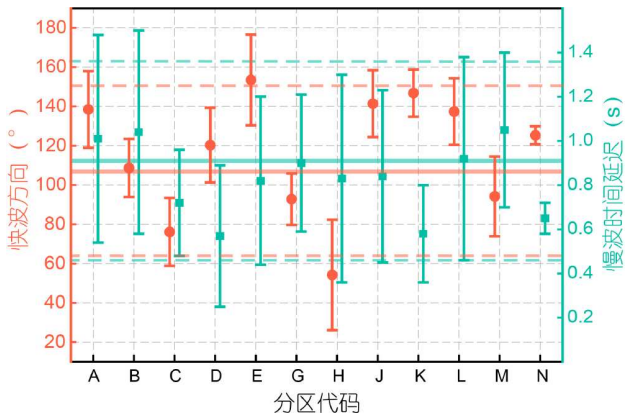


图4 快波方向与慢波时间延迟分区统计图。字母A-N为分区代码, 不同分区对应的快波方向均值(橙色圆点)和慢波时间延迟均值(青色方框), 误差线表示一倍标准差。长实线和虚线分别代表两个参数的区域平均值和标准差

我们将不同学者在同一台站发表的平均各向异性结果视为相互独立的有效记录。具体而言, 如果一个台站有来自N项研究的结果, 则该台站贡献N条记录。分区最终的平均快波方向和慢波时间延迟, 由该分区边界内所有有效记录平均而得。

4 AniCD-L模型构建

XKS快波方向在川滇地区的不同区域呈现出不同的分布特征，不同研究者的结果在大多数区域具有较好的一致性，但在某些区域，如红线圈出的5个小区域(图2，a-e)，存在较大的角度差。

根据3.2节中的数据处理原则，川滇地区被划分为12个大的分区，这些分区在图中用大写英文字母A-N标识(图3)。每个分区的快波方向用等面积投影玫瑰图展示，这些图清晰地指示了各分区快波方向的优势方向及其离散程度。除了5个角度差异大的区域外，其他分区的快波方向显示出较好的一致性和明显的优势方向。

特别地，川滇地块北部的G与H分区是E区内部的两个快波方向局部一致的小区域。在川滇地区南部的M区中，也存在类似的情况，其中K分区的快波优势方向为NNW-SSE，L和N分区表现为近NW-SE，而M区的优势

方向则为近E-W。

计算每个分区的快波方向和慢波时间延迟的平均值及标准差，得到第一版川滇地区基于XKS分裂参数的岩石圈方位各向异性模型(图5和表2)。

4.1 AniCD-L模型平均快波方向

综合不同研究者的结果，川滇地区的快波方向呈现出明显的南北分区特征，大致以26.5°N为分界线(图3)。北部地区快波方向以近NW-SE为主。其中A区位于松潘甘孜地块，快波优势方向为NW-SE，平均快波方向为138.5°。B区的快波优势方向为WNW-ESE，平均快波方向为108.7°。D区和J区位于四川盆地，快波方向由北向南呈现出由WNW-ESE向NW-SE顺时针旋转的趋势，D区的平均快波方向为120.3°，J区的平均快波方向为141.4°，K区似乎延续了这一旋转特征，快波优势方向为NNW-

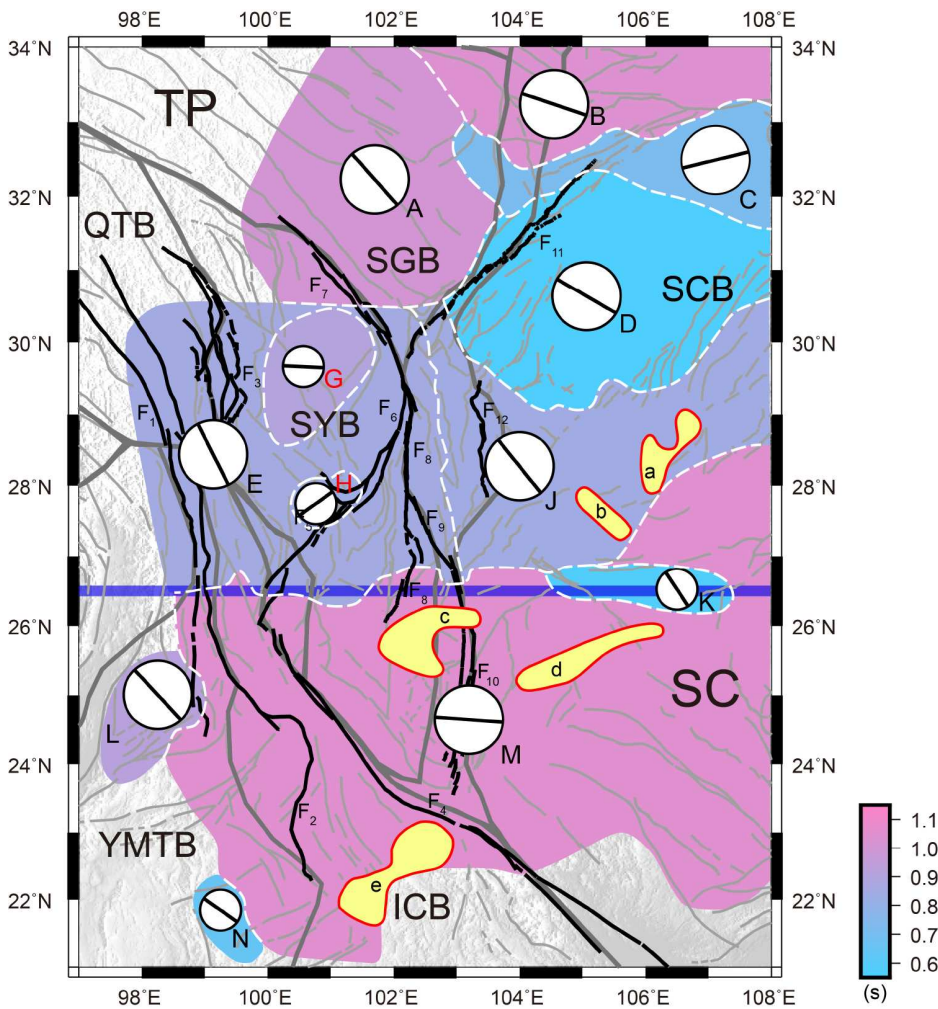


图5 AniCD-L模型图。字母A-N及a-e为分区代码，黑色线段代表对应分区的XKS平均快波方向。分区的颜色代表该分区的慢波时间延迟大小。图中其他元素同图3

表2 川滇地区岩石圈方位各向异性模型AniCD-L参数

分区代码	分区中心位置经度 (°E)	分区中心位置纬度 (°N)	有效事件台站数 (个)	快波方向(°)		慢波时间延迟(s)	
				平均值	标准差	平均值	标准差
A	101.7	32.4	111	138.5	19.5	1.01	0.47
B	105.3	33.5	134	108.7	14.8	1.04	0.46
C	105.6	32.5	90	76.1	17.3	0.72	0.24
D	105.3	30.9	137	120.3	19.0	0.57	0.32
E	100.3	28.3	230	153.9	22.5	0.82	0.38
G	100.7	29.6	23	92.8	13.1	0.90	0.31
H	100.9	27.8	18	54.2	28.1	0.83	0.47
J	104.8	28.3	177	141.4	17.0	0.84	0.39
K	105.9	26.6	5	146.8	12.0	0.58	0.22
L	98.1	24.7	34	137.4	16.9	0.92	0.46
M	103.7	24.6	418	94.2	20.3	1.05	0.35
N	99.4	21.7	2	125.3	4.6	0.65	0.07

SSE，平均快波方向为146.8°。E区位于川滇地块北部，快波优势方向为NNW-SSE，平均快波方向为153.9°。在其内部还存在两个快波方向局部一致的小区域，G区的快波优势方向为近E-W，平均快波方向为92.8°。H区位于丽江-小金河断裂北侧，快波优势方向为近NE-SW，平均快波方向为54.2°。C区与北部其他区域不同，快波优势方向为ENE-WSW，平均快波方向为76.1°。而川滇地区南部快波方向则以近E-W为主。M区覆盖了云南大部分区域，以及扬子克拉通，快波优势方向为近E-W，平均快波方向为94.2°，不过在M区西部的L区和N区，观测到了近NW-SE的快波方向，L区为腾冲地区，平均快波方向为137.4°，N区的平均快波方向为125.3°。

4.2 AniCD-L模型慢波时间延迟

根据AniCD-L模型的结果(图5和表2)，在川滇地区划分的12个分区中，XKS波的慢波时间延迟分布在0.57–1.05 s。在空间分布上，慢波时间延迟在川滇地区中部较小、北部和南部较大(图5)。

慢波时间延迟的最大值出现在M区(云南大部分区域，以及扬子克拉通)，平均慢波时间延迟为1.05 s，而慢波时间延迟的最低值区出现在D区(四川盆地)，平均慢波时间延迟仅为0.57 s。在川滇地区北部，松潘甘孜地块(A和B区)呈现出较强的各向异性特征，各分区的慢波时间延迟均超过1.00 s，平均慢波时间延迟分别为1.01和1.04 s。川滇地区中部E-J 4个分区慢波时间延迟约为0.80 s。

慢波时间延迟反映的各向异性强度与岩石圈有限弹性厚度表征的岩石圈强度有很好的对应关系。川滇地区的岩石圈有限弹性厚度特征显示(胡敏章等，2020)，四

川盆地的岩石圈有限弹性厚度达到50–100 km，松潘甘孜地块西部、印支地块南部，以及华南地块西南部岩石圈有限弹性厚度较大，约为40–50 km，川滇地块大部分区域、印支地块中北部，以及滇缅泰地块岩石圈有限弹性厚度较小，小于15 km。四川盆地作为古老稳定的扬子克拉通的一部分，其岩石圈厚度(安美建和石耀霖，2006；周万里等，2023)可达150–200 km，岩石圈有限弹性厚度达到50–100 km，刚性较强，地幔物质变形微弱，各向异性不显著，导致XKS波的慢波时间延迟较小。

5 讨论

川滇地区岩石圈方位各向异性展现出显著的南北差异特征。AniCD-L模型显示，XKS快波方向呈现明显的南北空间分异：北部以NW-SE向为主，南部则为近E-W向(图5)。而上地壳和全地壳各向异性研究中均未发现这一南北分区特征。上地壳快波优势方向为近N-S(Shi等，2012)，且存在明显的局部横向分区特征，与主压应力方向有较好的一致性，同时受到地质构造的强烈影响(太龄雪等，2015)。全地壳快波方向与上地壳大致相同，表现为近N-S或NNW-SSE，同时受到深大断裂带，以及地壳流变结构的综合影响(Sun等，2012；Chen等，2013；Zheng等，2018；Zeng等，2024)。双层各向异性研究显示，云南西南部(26°N以南)广泛存在双层各向异性，上层的分裂参数与地壳的分裂参数相当，下层的快波方向为近E-W(Kong等，2018)。这种南北差异在该地区的地壳厚度、岩石圈厚度，以及三维S波速度结构中同样显著。川滇地区地壳厚度由东北部的约60 km递减为西南部的约30 km(Sun等，2012；Xu等，2013；Wang等，2017)。岩石圈厚度在北部大于160 km，而南部印支和滇

缅甸地块则不足80 km(安美建和石耀霖, 2006; 周万里等, 2023)。S波速度结构显示, 四川盆地的高速异常延伸至200 km深度, 而印支、滇缅泰和华南地块自70 km深度即出现大范围低速异常(徐果明等, 2007; Zhang等, 2020)。这些观测证据共同表明, 岩石圈各向异性的南北分区主要受控于上地幔动力学过程。

研究区北部的NW-SE向XKS快波方向与地表构造走向表现出较好的一致性, 如GNSS速度场方向(Gan等, 2007; Jin等, 2019)以及鲜水河断裂带走向, 支持地壳与上地幔变形在垂向上耦合的解释。这种耦合性可能源于印度板块持续北向推挤驱动的壳幔协同逃逸: 地壳通过大型走滑断裂(如鲜水河断裂)侧向挤出, 而深部地幔流则在板块俯冲与软流圈拖曳作用下沿相似方向运移, 形成统一的变形场。

研究区南部近E-W向的快波方向与近N-S向的GNSS速度场方向、上地壳快波优势偏振方向(Shi等, 2012), 以及全地壳快波方向(Sun等, 2012; Chen等, 2013; Zheng等, 2018; Zeng等, 2024)有很大的角度差异, 结合双层各向异性的观测结果, 可能指示壳-幔变形的垂向解耦特征。数值模拟研究(Sternai等, 2014)给出了一个由俯冲板片回撤控制的三维地幔流模型。地震层析成像研究显示(Hou等, 2024), 印度板块以“平板俯冲”形态插入青藏高原下方, 其前缘可能在东构造结附近发生撕裂, 印度东南部地幔岩石圈的中新世回撤引发了旋转地幔流, 导致高原地壳和下覆地幔围绕东构造结顺时针旋转。因此, 研究区南部近E-W向的快波方向可能与俯冲板片后撤诱发的地幔流有关。在腾冲火山地区(L区), XKS快波方向不同于云南大部分地区的近E-W向, 表现为NW-SE向。地震层析成像研究(Huang和Zhao, 2006)显示, 该区域下方存在深达200–400 km的低速异常体, 可能源于地幔热物质(如局部地幔柱)的垂向上升流。此外, 腾冲地区还受到印度板块东西向下插, 滇缅泰块体东南向逃逸前缘所产生的深部剪切作用, 以及邻近断裂走滑运动引起的局部应力共同影响。这些深部与浅部构造过程的联合作用, 导致腾冲地区矿物晶格形成NW-SE向的优势排列。

川滇地区岩石圈各向异性的分区模型, 为华南地块西边界的确定提供了新的地球物理依据。位于华南块体内部的D、J、K 3个子区(图5), 其快波方向自北向南呈顺时针旋转, 由WNW-ESE逐渐过渡为NNW-SSE, 并在J区以西的E区得以延续。然而, 丽江—小金河断裂以北的H区却出现NE-SW向的优势快波, 与断裂走向基本平行。这一空间分布格局暗示, 安宁河—则木河断裂两侧的岩石圈变形较为一致, 但在丽江—小金河与锦屏山断

裂一带受到影响, 这两条断裂可能指示了华南块体与青藏块体的岩石圈接触位置。研究区南部一致的XKS快波方向表明, 华南块体的上地幔物质已跨越小江断裂带继续向西(高原等, 2020), 结合综合地球物理资料, 华南块体的西南边界可能在红河断裂带附近(李莹和高原, 2024), 但仍有待更密集观测资料的验证。

此外, 图5所示的几个局部构造区(a–e区)中, 不同研究者的XKS结果存在较大的角度差, 指示了可能存在的复杂深部构造, 尚需更密集观测数据的约束。

6 结论

通过对XKS分裂结果的整合分析, 构建了川滇地区地震体波圈层各向异性模型(AniCD)之岩石圈方位各向异性模型(AniCD-L), 获得如下主要认识。

(1) 川滇地区岩石圈各向异性呈现大致以26.5°N为界的南北分异特征: 北部以NW-SE向为主, 南部为近E-W向, 该南北分区格局受控于上地幔动力学模式。

(2) 上述各向异性格局指示该区域壳幔变形机制存在南北差异: 在北部, 观测支持壳幔耦合的解释, 可能反映了印度板块持续北向推挤驱动的青藏壳幔物质的协同逃逸; 在南部, 变形特征存在明显壳幔差异, 支持壳幔解耦的解释, 该现象可能与俯冲板片后撤诱发的地幔流有关。

(3) 初步从岩石圈尺度限定了华南地块的西南边界, 丽江—小金河断裂与锦屏山断裂指示了华南地块西边界的可能位置, 这个岩石圈分界线继续往南大致在红河断裂带附近。

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

- 安美建, 石耀霖. 2006. 中国大陆岩石圈厚度分布研究. 地学前缘, 13: 23–30
- 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2006. 云南地区SKS波分裂研究. 地球物理学报, 49: 197–204
- 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, 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
- 胡敏章, 金涛勇, 郝洪涛, 等. 2020. 青藏高原东南缘岩石圈有效弹性厚度及其构造意义. 地球物理学报, 63: 969–987
- 阚荣举, 张四昌, 晏凤桐, 等. 1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨. 地球物理学报, 20: 96–109
- 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: 1–20

- 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
- 徐果明, 姚华建, 朱良保, 等. 2007. 中国西部及其邻域地壳上地幔横波速度结构. *地球物理学报*, 50: 193–208
- 杨逸文. 2025. 利用远震体波研究川滇块体中部岩石圈分层各向异性与分层变形特征. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地震预测研究所. 1–63
- 郑斯华, 高原. 1994. 中国大陆岩石层的方位各向异性. *地震学报*, 15: 131–140
- 周万里, 单斌, 熊熊, 等. 2023. 川滇地区岩石圈温度、化学组分结构研究及对岩石圈减薄过程的认识. *地球物理学报*, 66: 4987–5004
- Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. 2008. Seismic anisotropy of upper mantle in Sichuan and adjacent regions. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 51: 1683–1693
- Chang L J, Ding Z F, Wang C Y, et al. 2017. Vertical coherence of deformation in lithosphere in the NE margin of the Tibetan Plateau using GPS and shear-wave splitting data. *Tectonophysics*, 699: 93–101
- Chen Y, Zhang Z J, Sun C Q, 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
- Flesch L, Holt W, Silver P, et al. 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. *Earth Planet Sci Lett*, 238: 248–268
- Gan W J, Zhang P Z, Shen Z, et al. 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J Geophys Res*, 112: B08416
- Gao Y F, Chen L, Wang X, et al. 2019. Complex lithospheric deformation in eastern and northeastern Tibet from shear wave splitting observations and its geodynamic implications. *JGR Solid Earth*, 124: 10331–10346
- Hou Z Q, Liu L J, Zhang H J, et al. 2024. Cenozoic eastward growth of the Tibetan Plateau controlled by tearing of the Indian slab. *Nat Geosci*, 17: 255–263
- Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 111: 2005JB004066
- Huang Z C, Wang L S, Xu M J, et al. 2015. Teleseismic shear-wave splitting in SE Tibet: Insight into complex crust and upper-mantle deformation. *Earth Planet Sci Lett*, 432: 354–362
- Jin H L, Gao Y, Su X N, et al. 2019. Contemporary crustal tectonic movement in the southern Sichuan-Yunnan block based on dense GPS observation data. *Earth Planet Phys*, 3: 53–61
- Kong F S, Wu J, Liu L, et al. 2018. Azimuthal anisotropy and mantle flow underneath the southeastern Tibetan Plateau and northern Indochina Peninsula revealed by shear wave splitting analyses. *Tectonophysics*, 747: 68–78
- Lei J S, Zhao D P. 2016. Teleseismic P-wave tomography and mantle dynamics beneath Eastern Tibet. *Geochem Geophys Geosyst*, 17: 1861–1884
- Lev E, Long M D, van der Hilst R D. 2006. Seismic anisotropy in Eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. *Earth Planet Sci Lett*, 251: 293–304
- Li W, Chen Y, Liang X F, et al. 2021. Lateral seismic anisotropy variations record interaction between Tibetan mantle flow and plume-strengthened Yangtze Craton. *JGR Solid Earth*, 126: e2020JB020841
- Liu J, Wu J P, Wang W L, et al. 2020. Seismic anisotropy beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau from SKS splitting observations. *Tectonophysics*, 785: 228430
- Liu L, Gao S S, Liu K H, et al. 2019. Toroidal mantle flow induced by slab subduction and rollback beneath the eastern Himalayan syntaxis and adjacent areas. *Geophys Res Lett*, 46: 11080–11090
- Shi Y T, Gao Y, Su Y J, et al. 2012. Shear-wave splitting beneath Yunnan area of Southwest China. *Earthq Sci*, 25: 25–34
- Silver P G, Chan W W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J Geophys Res*, 96: 16429–16454
- Sol S, Meltzer A, Bürgmann R, et al. 2007. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology*, 35: 563–566
- Sternai P, Jolivet L, Menant A, et al. 2014. Driving the upper plate surface deformation by slab rollback and mantle flow. *Earth Planet Sci Lett*, 405: 110–118
- 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
- Wang C Y, Chang L J, Lü Z Y, et al. 2007. Seismic anisotropy of upper mantle in eastern Tibetan Plateau and related crust-mantle coupling pattern. *SCI CHINA SER D*, 50: 1150–1160
- Wang M, Shen Z. 2020. Present-Day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications. *JGR Solid Earth*, 125: e2019JB018774
- Wang W L, Wu J P, Fang L H, et al. 2017. Crustal thickness and Poisson's ratio in southwest China based on data from dense seismic arrays. *JGR Solid Earth*, 122: 7219–7235
- Xu X M, Ding Z F, Shi D N, et al. 2013. Receiver function analysis of crustal structure beneath the eastern Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 73: 121–127
- Zeng S J, Niu F L, Sun Y, et al. 2024. Crustal structure and anisotropy measured by CHINArray and implications for complicated deformation mechanisms beneath the eastern Tibetan margin. *JGR Solid Earth*, 129: e2023JB028332
- Zhang Z Q, Yao H J, Yang Y. 2020. Shear wave velocity structure of the crust and upper mantle in Southeastern Tibet and its geodynamic implications. *Sci China Earth Sci*, 63: 1278–1293
- Zheng T, Ding Z F, Ning J Y, et al. 2018. Crustal azimuthal anisotropy beneath the southeastern Tibetan Plateau and its geodynamic implications. *JGR Solid Earth*, 123: 9733–9749

(责编编委: 袁怀玉)