

# 斜向汇聚促进阿尔金断裂的左旋走滑运动——来自地壳各向异性的证据

武澄沆<sup>1</sup>, 徐涛<sup>1\*</sup>, 林吉焱<sup>2</sup>, 解桐桐<sup>1,3</sup>, 田小波<sup>4</sup>, 卢占武<sup>5</sup>

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 深层油气理论与智能勘探开发重点实验室, 北京 100029

2. 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002

3. 中国地质调查局, 青岛海洋地质研究所, 青岛 266237

4. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化与环境演变全国重点实验室, 北京 100029

5. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

\* 通讯作者, E-mail: xutao@mail.iggcas.ac.cn

2025-10-14收稿, 2026-01-08修回, 2026-01-23接受, 2026-02-06网络版发表

中国科学院战略性先导科技专项项目(XDA0430101)和国家自然科学基金项目(42574124、42404071、42130807和42374063)资助

**摘要** 阿尔金断裂系统作为青藏高原北边界, 其陆内变形特征对于理解高原隆升和向外扩展机制意义重大。我们利用跨阿尔金断裂系统的短周期密集台阵及周边固定台数据, 通过拟合接收函数Pms震相随后方位角变化, 获取了43对地壳各向异性参数并分析其地壳变形特征。结果呈现分区性, 东塔里木、阿尔金山及柴达木三个构造区平均快波方向分别为ENE-WNW, 近E-W以及NW-SE向, 平均分裂时差分别为0.42、0.61和0.68 s。东塔里木块体地壳各向异性与其内部古构造走向平行, 记录了古老克拉通的化石各向异性。塔里木块体南向底冲和青藏高原北部NNE-NE向挤出分别造成了阿尔金山北缘以及西柴达木下方地壳的纯剪切变形, 产生了相应的E-W向及NW-SE向地壳各向异性。塔里木和青藏高原的斜向汇聚促进阿尔金断裂中段的左旋走滑剪切以及阿尔金山的压扭变形, 造就了阿尔金山的隆升并调节了高原物质向外挤出, 因而主导了青藏高原北缘的陆内变形模式。

**关键词** 青藏高原, 阿尔金断裂, 陆内变形, 接收函数, 地壳各向异性

## 1 引言

新生代以来印度和欧亚板块的持续碰撞挤压造就了规模宏大的青藏高原, 并导致像阿尔金断裂等边界断裂的活化(Yin和Harrison, 2000)。超过1500 km的阿尔金断裂系统是地球上规模最大的走滑断裂系统之一, 它作为青藏高原的北边界, 分隔了塔里木盆地和柴达木盆地(Tapponnier和Molnar, 1977)。它通过左旋走滑运动吸收了印度-西伯利亚汇聚量的1/4–1/2(Avouac和Tapponnier, 1993; Shen等, 2001), 是研究青藏高原隆升和变形各种动力学模型中的重要边界(Yue和Liou, 1999; Tapponnier等, 2001; Yin等, 2002)。第四纪地貌研究以及GPS和

InSAR测量结果均显示阿尔金断裂中段滑动速率约为10 mm yr<sup>-1</sup>, 向最东端逐渐降低至不到1 mm yr<sup>-1</sup>(Cowgill, 2007; Zhang等, 2007; Chen Y W等, 2013; Li等, 2018)。上述这些研究仅能反映地壳浅部运动, 无法约束深部变形信息, 因此研究阿尔金断裂系统及周边区域的深部陆内变形特征对于理解青藏高原北缘的形成演化及高原隆升扩展机制有重要意义。

地震各向异性是壳幔变形最直接的证据, 是研究地球内部变形特征最有效的方法之一(Silver和Chan, 1991; 高原, 2005)。Herquel等(1999)利用跨阿尔金断裂流动台进行了XKS分裂分析, 认为阿尔金断裂左旋剪切作用主导了断裂带变形, 调节了青藏高原岩石圈物质的NE向挤

中文引用格式: 武澄沆, 徐涛, 林吉焱, 解桐桐, 田小波, 卢占武. 2026. 斜向汇聚促进阿尔金断裂的左旋走滑运动——来自地壳各向异性的证据. 中国科学: 地球科学, 56(3): 1142–1153, doi: 10.1360/SSTe-2025-0350

英文引用格式: Wu C, Xu T, Lin J, Xie T, Tian X, Lu Z. 2026. Oblique convergence drives left-lateral slip on the Altyn Tagh Fault: Evidence from crustal anisotropy. Science China Earth Sciences, 69(3): 1107–1117, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1851-7>

出。常利军和王椿镛(2023)在青藏高原北部以及塔里木盆地内部壳幔解耦变形,而青藏高原北部和塔里木南缘变形模式为岩石圈垂直连贯变形。然而XKS分裂分析得到的地震各向异性是沿着S波传播路径从核幔边界到地表的积分效应,通常反映的是上地幔的变形特征,无法直接获取地壳的变形信息。青藏高原边界带构造变形强烈,地壳各向异性可以有效约束该区地壳变形特征,为壳幔变形机制研究提供有力证据。

Moho面的Pms转换震相射线路径限定在地壳,是研究地壳变形的理想震相(Chen Y等, 2013)。Herquel等(1995)通过青藏北部流动台的Pms震相的分裂分析揭示了青藏高原物质的东向挤出,但是单个地震事件记录到的Pms震相振幅信噪比通常较低,无法像XKS震相一样得到稳健的分裂参数。通过对接收函数Pms震相随后方位角变化的拟合分析可以得到更稳健的结果(Liu和Niu, 2012; Rumpker等, 2014),近些年该方法在青藏高原及周缘区域的地壳变形研究中取得许多成功应用,在青藏高原中部、西部以及东南缘等众多区域通过对地壳各向异性的研究,推测可能存在中下地壳流(Sun等, 2012; Wu等, 2015; Kong等, 2016; Zheng等, 2018; Wu C等, 2019; Nie等, 2023; Shi等, 2023),然而在高原东北缘,多数地壳各向异性结果结合XKS研究分析认为壳幔耦合,岩石圈以垂直连贯变形为主(Wang等, 2016; Xu等, 2018; 郭桂红等, 2019)。青藏高原北缘及阿尔金断裂带中段区域地壳各向异性的结果依然较为缺乏,本研究通过对接收函数Pms震相的正弦变化分析获取该区地壳各向异性参数,进一步分析其陆内变形特征以及高原隆升扩展相关的深部动力学过程。

## 2 地质背景及深部结构研究现状

阿尔金断裂统包括ENE向展布的左旋走滑阿尔金断裂和位于阿尔金断裂中部沿NE向展布的北阿尔金断裂(Cowgill等, 2003),联合北阿尔金断裂北部的金雁山逆冲断裂,共同形成了菱形阿尔金山的边界(图1; Wu L等, 2019)。位于阿尔金断裂系统北侧的塔里木盆地具有前寒武基底,由南北塔里木块体在古元古代拼合而成(Yang等, 2018),其新生代地层未发生显著变形(Laborde等, 2019)。早二叠纪塔里木块体下方地幔柱活动增强了塔里木岩石圈强度(Xu等, 2014)。背景噪声成像结果显示塔里木新生代沉积物表现出低速,中下地壳则为高速异常,表明其具有相对稳定的克拉通型强硬结构(Tan等, 2023)。断裂系统南侧的柴达木盆地具有元古代到古生代基底,在盆地的南侧和北侧发育有大量WNW-NW走向逆

冲断裂,与印欧陆陆碰撞引起NNE向挤压有关(Wang等, 2012)。

青藏高原北缘已经进行了诸多地球物理深部探测,结果表明塔里木岩石圈正在向青藏高原下方底冲,但对于底冲形态及阿尔金断裂延伸尺度仍有争议。宽角反射折射剖面发现在阿尔金断裂下方Moho未发生错断,认为阿尔金断裂为壳内断裂,塔里木岩石圈由NE向SW方向底冲到阿尔金山下方(Zhao等, 2006)。然而远震体波成像揭示了塔里木地壳南向俯冲到阿尔金断裂下方约150 km深度,并且认为阿尔金断裂是岩石圈尺度深大断裂(Wittlinger等, 1998),大地电磁观测也支持这一观点(Zhang等, 2015)。最近Wu等(2024)利用跨阿尔金断裂的NW-SE向短周期密集台站的接收函数共转换点(common conversion point)叠加成像及波场模拟得到该区域高分辨地壳结构,揭示了塔里木下地壳底冲到阿尔金山下方约75 km并发生榴辉岩化,阿尔金断裂下方发生Moho错断超过20 km,与该区域其他接收函数研究得到的地壳结构基本吻合(史大年等, 2007; Wang等, 2024)。此外,相对低速以及低阻等特征支持下地壳流模型主导了柴达木西缘的变形模式(Zhao等, 2006; Zhang等, 2015),但与常利军和王椿镛(2023)的岩石圈垂直连贯变形模型矛盾。地壳各向异性的研究可以为上述问题提供深部变形方面的约束。

## 3 数据与方法

本研究共使用了两组来源的数据,分别来自阿尔金断裂带短周期密集台阵以及藏北地区宽频带固定台站(图1)。短周期密集台阵跨过了青藏高原北边界阿尔金断裂系统,沿着NW-SE向布设,观测时间为2021年9-11月,共记录2个月的连续波形数据(Wu等, 2024)。测线长度约为430 km,平均台间距0.9 km。为了对藏北地区地壳变形特征进行更好的约束,加入了该区固定台的数据,共有10个台,记录时间为2019年12月至2021年12月。统一选取震中距 $28^{\circ}$ - $90^{\circ}$ 之间,震级在5.5级以上的远震事件用于接收函数的分析(图2)。

### 3.1 计算接收函数

对于短周期密集台阵数据,将水平分量旋转到径向和切向分量,利用时间域迭代反褶积方法计算接收函数(Ligorria和Ammon, 1999),高斯系数选用5.0,通过人工挑选高质量接收函数,得到来自41个地震事件的7013条接收函数(Wu等, 2024)。对于宽频带台阵,使用同样的方法,因为存在更多低频信号,高斯系数选用2.5,最终人工挑选得到来自389个地震事件的2396条接收函数

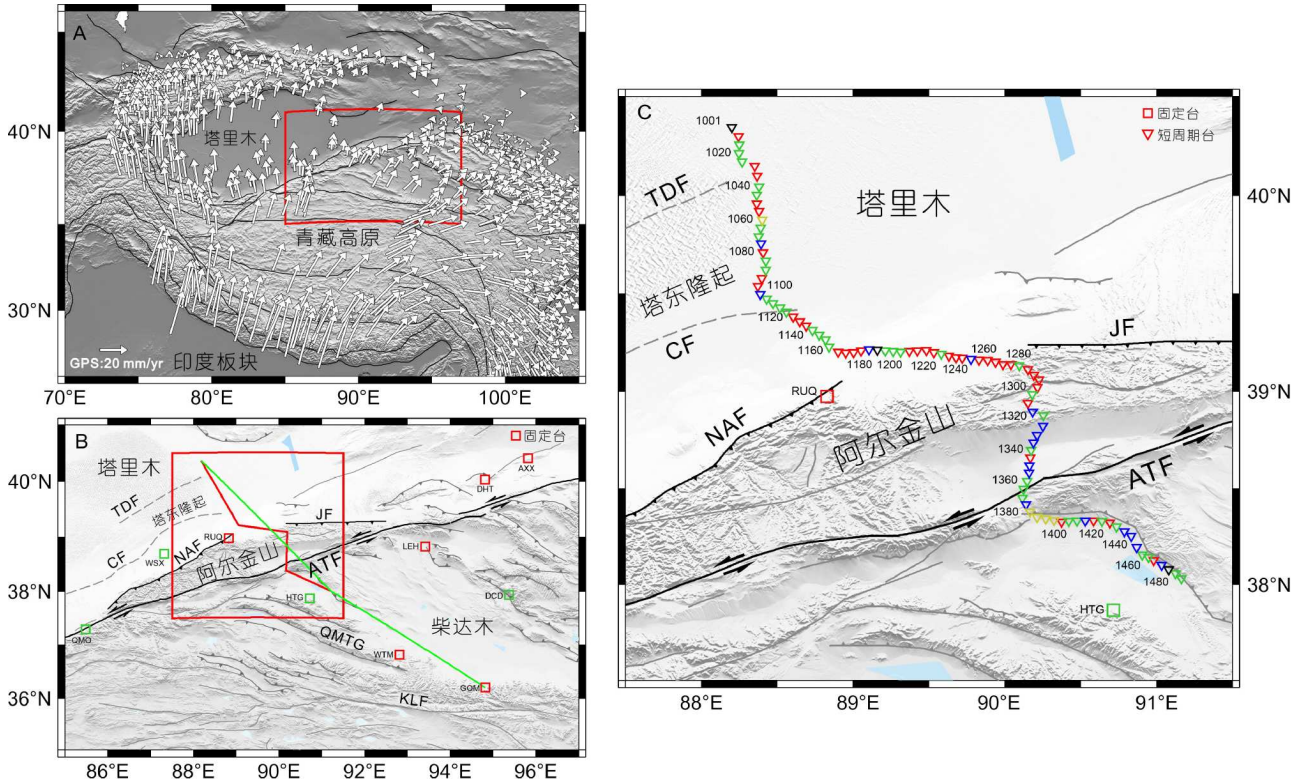


图1 研究区构造简图及台站位置。(A) 红框为研究区在青藏高原所处位置, 放大显示于图(B), 白色箭头为GPS地表速度场(Wang等, 2020)。(B) 红色折线为短周期密集台阵位置, 红色方块为宽频带固定台, 绿色直线为地壳各向异性结果投影的剖面, 红框为短周期密集台阵布设区域, 放大显示于图(C)。(C) 倒三角为短周期台站, 方块为固定台, 台站名标于其旁边。主要构造名称: ATF, 阿尔金山断裂; NAF, 北阿尔金山断裂; JF, 金雁山断裂; CF, 车尔臣断裂; TDF, 塔东断裂; KLF, 昆仑断裂; QMTG, 祁漫塔格山。图(B)和(C)中红色台站代表地壳各向异性参数符合标准的台站(在3.4中有说明), 绿色台站代表两种方法结果相差偏大的台站, 蓝色台站代表地壳各向异性参数标准差偏大的台站, 黄色台站代表后方方位角覆盖不足的台站, 黑色台站代表弱各向异性台站

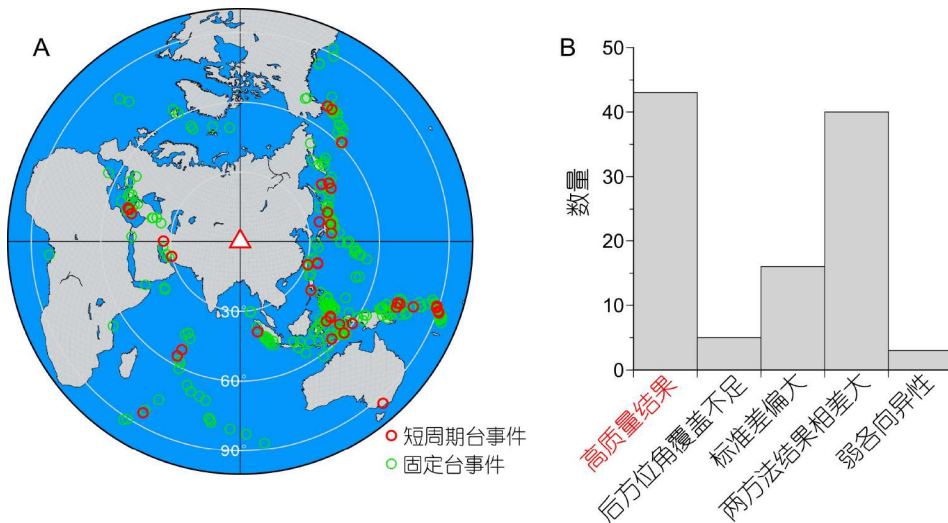


图2 远震事件分布及地壳各向异性结果分类。(A) 红圈为短周期密集台阵所使用的远震事件, 绿圈为固定台所使用远震事件。(B) 所有台站地壳各向异性结果分布, 最终得到高质量的分裂参数43对。不同类型结果的台站分布展示在图1

(图2)。利用切向接收函数方位加权叠加也可得到地壳各向异性(Shen等, 2015; 强正阳等, 2019; Wu等,

2021), 但本研究多为短周期台站, 切向接收函数信噪比较低, 因此仅利用径向接收函数进行后续分析。

### 3.2 接收函数动校正及多台站叠加

所有接收函数进行动校正到慢度为 $0.06 \text{ s km}^{-1}$ 来消除不同震中距的影响。动校正所使用的速度结构为经过修正的iasp91模型。根据宽角反射折射测线得到的P波速度结构(Zhao等, 2006)以及构造分区特征来构建速度模型, 共分为5个区块, 每个区块 $V_p/V_s$ 波速比为本测线接收函数 $H$ - $\kappa$ 扫描得到的区域平均结果(Wu等, 2024)。由于短周期接收函数单台接收到的远震事件及所计算接收函数数量有限, 难以对后方位角进行有效覆盖, 我们利用中心台站叠加的方法(Wu等, 2023), 每隔5个台将台站编号前后各5个台共11个台站的接收函数归于该中心台, 约相当于半径5 km之内台站接收到的远震事件。固定台所记录远震事件较多, 仅进行单台分析。为了增加接收函数信噪比, 同时减少部分后方位角分布密集区域对结果的影响, 我们按 $10^\circ$ 的后方位角范围进行叠加平均。短周期台阵大部分远震事件来自SE方位, 在其他三个象限也均有分布, 由于观测周期较短, 数量有限, 但是均获得了高质量接收函数, 奠定了后续对地壳各向异性分析的数据基础。固定台记录地震事件较多且后方位角分布相对均匀。

### 3.3 地壳各向异性测量

在水平对称轴单层各向异性以及水平Moho面的假设下, 径向接收函数的Pms转换震相到时会表现出随后方位角 $\cos 2\alpha$ 函数的变化, 呈现四瓣状特征(公式1; Liu和Niu, 2012)。该方法近年来广泛用于地壳各向异性的测量分析, 地壳各向异性用快波极化方向( $\varphi$ )和分裂时差( $\delta t$ )来表征。然而, Pms震相到还受到倾斜Moho面的影响, 其对于Pms震相到时和振幅都会产生规律性变化, 可以用 $\cos \alpha$ 来表示(Li等, 2019; Tan和Nie, 2021; Yang等, 2022)。为了得到阿尔金断裂带及藏北区域更可靠的地壳各向异性, 考虑到该区存在倾斜Moho及构造变形强烈, 我们同时使用两种方法来拟合Pms震相随方位角的变化(Zhang等, 2022)。一种仅基于 $\cos 2\alpha$ 函数, 另一种则同时结合了 $\cos \alpha$ 与 $\cos 2\alpha$ 函数:

$$t = t_0 + \Delta t = t_0 - \frac{\delta t_{\text{Pms}}}{2} \cos[2(\alpha - \varphi_{\text{Pms}})] \quad (1)$$

$$t = t_0 + \Delta t = t_0 + \frac{\delta t_1}{2} \cos(\alpha - \varphi_1) - \frac{\delta t_{\text{Pms}}}{2} \cos[2(\alpha - \varphi_{\text{Pms}})] \quad (2)$$

这里 $t_0$ 代表各向同性介质中Pms震相到时,  $\Delta t$ 为台阵下方沿射线路径方向地壳各向异性引起的走时差。 $\delta t_{\text{Pms}}$ 和 $\varphi_{\text{Pms}}$ 分别为表征地壳各向异性的分裂时差和快波方向,  $\alpha$ 为接收函数的后方位角。 $\delta t_1$ 和 $\varphi_1$ 为二瓣状变化对应的振幅和相位, 与Moho倾角和倾向相关。通过网格搜索 $t_0$ 、

$\delta t_{\text{Pms}}$ 、 $\varphi_{\text{Pms}}$ 以及公式(2)中的 $\delta t_1$ 和 $\varphi_1$ 组合来获取径向接收函数预测Pms震相的最大叠加振幅即可得到最佳各向异性参数。 $t_0$ 搜索范围包括后方位角剖面中的所有Pms震相, 间隔为 $0.1 \text{ s}$ 。 $\varphi_1$ 搜索范围为 $0^\circ$ – $360^\circ$ ,  $\varphi_{\text{Pms}}$ 为 $0^\circ$ – $180^\circ$ , 搜索间隔均为 $2^\circ$ 。 $\delta t_1$ 和 $\delta t_{\text{Pms}}$ 搜索范围均为 $0$ – $1.5 \text{ s}$ , 间隔均为 $0.05 \text{ s}$ 。误差估计通过自助重采样技术来计算(Efron和Tibshirani, 1986)。图3和图4分别为短周期中心台1260和固定台RUQ得到的地壳各向异性结果, 均位于阿尔金山的北缘, 两类型台站各向异性参数较为一致, 也反映了短周期台站计算地壳各向异性的可靠性。

### 3.4 误差分析

合成数据试验显示根据公式(2)拟合可以获得更稳定的各向异性参数, 因此我们选用这对各向异性参数作为最终结果(Zhang等, 2022, 2023)。此外为确保结果的可靠性, 通过以下标准进行筛选, 首先是良好的后方位角覆盖, 需要大于12个角度集( $10^\circ$ 为单位), 最大后方位角跨度小于 $180^\circ$ (Zheng等, 2018); (2)各向异性参数标准差小于 $0.4$ (该标准差定义参考Kong等, 2016); (3)两种方法得到的各向异性参数较一致, 快波方向之差小于 $30^\circ$ , 分裂时差之差小于 $0.3 \text{ s}$ (Zhang等, 2022); (4)分裂时差小于 $0.2 \text{ s}$ 的结果被定义为弱各向异性(Xu等, 2018)。图1和图2b展示了不同类型的结果统计图。

## 4 地壳各向异性结果

在所有97个短周期台阵中心台以及10个固定台中, 我们得到了37个高质量的短周期中心台和6个固定台的地壳各向异性结果(图2; 表1)。该区域平均快波方向为近E-W向, 平均分裂时差为 $0.57 \pm 0.25 \text{ s}$ 。地壳各向异性通常由上地壳的微裂隙或中下地壳各向异性矿物定向排列引起(Rabbel和Mooney, 1996; 孙圣思等, 2024)。周边天山和青藏东北缘的结果显示上地壳各向异性分裂时差不到 $0.1 \text{ s}$ (郭桂红等, 2015; 李金等, 2021), 因此本研究得到的各向异性贡献主要来自中下地壳。

在东塔里木块体, 快波方向主要为ENE-WSW, 平均分裂时差为 $0.42 \pm 0.25 \text{ s}$ 。快波方向在塔东与车尔臣等断裂附近与构造走向比较一致。在阿尔金山区域, 快波方向主要为近E-W向, 平均分裂时差大小为 $0.61 \pm 0.19 \text{ s}$ , 也与构造走向大致平行。阿尔金断裂及附近多个短周期台站无法探测到清晰的Pms震相, 仅得到了1345和1400两个中心台站的结果, 1400虽然位于柴达木盆地最西缘, 但根据接收函数偏移成像结果中阿尔金断裂向南倾斜延伸的特征(Wu等, 2024), 判断其ENE-WSW向的各向异性主要受阿尔金断裂走滑运动的影响。在柴达木块

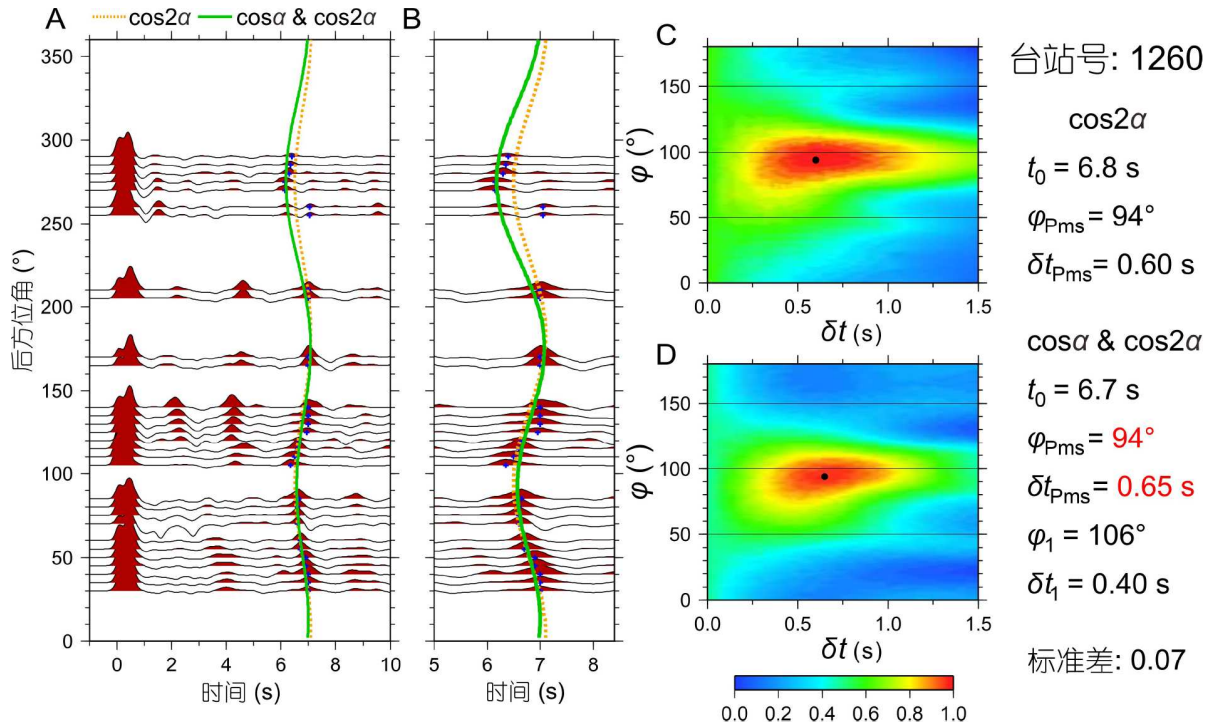


图3 短周期中心台站1260地壳各向异性结果。(A) 经过 $10^\circ$ 后方方位角叠加平均后的接收函数, 按后方方位角排列, 蓝色十字指示了Pms震相到时, 橘黄色虚线为根据公式(1)计算的各向异性参数对应的Pms到时变化曲线, 绿色实线为根据公式(2)计算的各向异性参数对应的Pms到时变化曲线。(B) 同图(A)但是放大显示Pms到时附近的接收函数波形。(C)和(D)分别为所有各向异性参数根据公式(1)和公式(2)得到的Pms叠加振幅图, 黑点为最大叠加振幅对应的最佳各向异性参数对。最右侧为得到的地壳各向异性参数结果及标准差。标红的结果为最终选用的各向异性参数

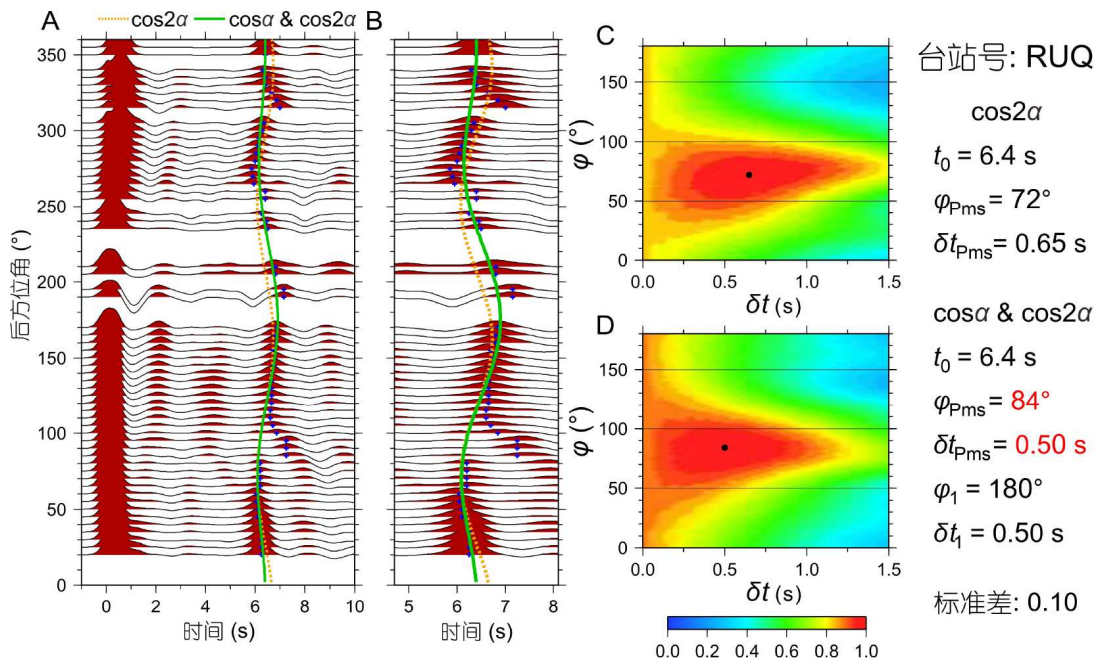


图4 固定台RUQ地壳各向异性结果。图例同图3

体, 快波方向与阿尔金断裂带相比发生了显著变化, 呈现NW-SE方向为主, 平均分裂时差为 $0.68 \pm 0.33 \text{ s}$ 。除中

心台1465之外, 其他台均与附近逆冲断裂走向大致平行。

表1 符合标准的地壳各向异性参数<sup>a)</sup>

台站	经度(°E)	纬度(°N)	$\varphi(^{\circ})$	$\varphi_{err}(^{\circ})$	$\delta t(s)$	$\delta t_{err}(s)$	$SD$	事件数
1010	88.2456	40.298	20	4.5	0.20	0.05	0.10	35
1030	88.3517	40.1493	106	11.5	0.25	0.11	0.24	35
1035	88.3681	40.0989	64	2.2	1.00	0.13	0.15	34
1050	88.3641	39.9585	86	1.8	0.60	0.05	0.07	34
1055	88.3806	39.9209	78	1.8	0.60	0.09	0.11	30
1080	88.4071	39.7081	132	9.9	0.20	0.05	0.16	34
1095	88.3983	39.5774	114	9.2	0.65	0.12	0.22	33
1100	88.3728	39.537	112	8.4	0.30	0.06	0.15	34
1130	88.6038	39.3806	84	6.6	0.30	0.04	0.12	37
1135	88.6476	39.3571	68	6.6	0.35	0.07	0.14	37
1140	88.6904	39.334	62	5.7	0.20	0.04	0.10	37
1165	88.902	39.1998	86	5.1	0.65	0.15	0.21	33
1170	88.9518	39.1968	92	9.3	0.55	0.11	0.21	30
1175	89.0043	39.1985	96	10.2	0.50	0.07	0.18	29
1180	89.0532	39.2058	86	8.9	0.50	0.12	0.22	30
1210	89.3693	39.2038	104	2.0	0.25	0.02	0.05	38
1215	89.422	39.206	106	5.6	0.45	0.04	0.10	37
1220	89.4823	39.2078	106	1.6	0.45	0.05	0.06	37
1225	89.5324	39.1986	90	5.8	0.65	0.03	0.10	36
1235	89.6311	39.1803	124	11.0	0.55	0.07	0.20	36
1240	89.6769	39.1728	106	3.2	0.55	0.06	0.10	36
1245	89.7196	39.1694	86	3.2	1.25	0.19	0.22	35
1255	89.8287	39.1609	104	4.9	0.70	0.06	0.11	32
1260	89.8871	39.1572	94	3.3	0.65	0.04	0.07	36
1265	89.9385	39.1503	82	3.6	0.55	0.02	0.06	38
1270	89.9868	39.1385	94	6.0	0.60	0.05	0.12	36
1275	90.0396	39.1376	88	20.2	0.65	0.09	0.31	34
1285	90.1508	39.1115	86	6.0	0.75	0.11	0.18	31
1290	90.1913	39.0822	106	6.2	0.75	0.12	0.19	35
1295	90.2253	39.0589	88	5.3	0.50	0.09	0.15	37
1300	90.2143	39.0189	94	14.6	0.50	0.17	0.33	37
1310	90.1532	38.9382	174	10.2	0.60	0.20	0.31	31
1345	90.1673	38.6571	92	5.1	1.05	0.11	0.16	36
1400	90.3737	38.3263	82	18.2	0.60	0.11	0.31	30
1420	90.5832	38.3319	116	13.8	1.00	0.17	0.32	33
1430	90.6907	38.321	136	9.3	0.75	0.25	0.35	27
1465	90.9813	38.1263	22	24.4	0.25	0.09	0.36	32
AXX	95.81	40.41	82	4.0	0.50	0.07	0.11	291
DHT	94.81	40.03	46	2.8	0.50	0.03	0.06	215
GOM	94.81	36.20	100	3.2	1.15	0.16	0.19	251
LEH	93.41	38.82	142	4.4	0.55	0.07	0.12	203
RUQ	88.83	38.97	84	3.6	0.50	0.06	0.10	218
WTM	92.81	36.82	138	2.2	0.35	0.04	0.06	271

a)  $\varphi$ , 快波方向;  $\varphi_{err}$ , 快波方向误差;  $\delta t$ , 分裂时差;  $\delta t_{err}$ , 分裂时差误差;  $SD$ , 标准差

## 5 讨论

### 5.1 东塔里木块体地壳化石各向异性

塔里木盆地近水平的新生代层状地层表明其新生代变形可忽略(Laborde等, 2019; Xie等, 2023), 地壳各向异性可能和更古老的重大地质事件相关(图5)。在塔里木盆地内部北纬40°带的中塔里木地块, 表现为显著增加的航磁异常特征, 其分隔了南塔里木地块和北塔里木地块(杨文采等, 2012), 中塔里木地块1.9 Ga广泛的岩浆活动可能表明其为南北塔里木地块古元古代拼合形成的造山带(Yang等, 2018)。东塔里木的塔东断裂下方存在显著的Moho错断以及壳内康拉德界面的错断, 其正好位于中塔里木地块, 这种空间对应关系表明已经不活动的塔东断裂可能为塔里木南北块体拼合的缝合带(Wu等, 2024), 该区域地壳各向异性快波方向为ENE-WSW, 大致平行于塔东断裂, 表明地壳各向异性可能来自陆陆碰撞导致的下地壳角闪石等各向异性矿物晶格沿着缝合带走向定向排列。胶东半岛也观测到这种岩石圈化石各向异性, 与五莲烟台断裂带走向平行的快波方向反映了晚三叠纪华北克拉通和华南块体陆陆碰撞变形(Wu等, 2020, 2021)。华南块体内部的地壳各向异性也反映了古老地质事件的影响, 该区地壳各向异性快波方向以NE-SW为主, 主要来自古太平洋板块俯冲及后撤导致的岩石

圈伸展作用引起的各向异性矿物晶格定向排列(Qian等, 2025), 但是这种伸展环境现今依然存在, 与化石各向异性有所差异。

车尔臣断裂位于塔里木盆地东南部, 是一条大型继承性断裂构造, 它是南部的青藏高原边缘古生代造山系统与北部同期的塔里木盆地之间的一条主要古构造边界(Laborde等, 2019)。该断裂在中中新世发生了走滑运动, 但是仅集中在断裂西段(Tian等, 2023), 位于我们研究区的断裂东段并未活化。在车尔臣断裂附近观测到了平行于该断裂的地壳各向异性, 反映地壳沿着古构造边界的变形痕迹。

在车尔臣断裂与塔东断裂之间的快波方向由ENE-WSW向转变为WNW-ESE向, 可能与下方的塔东隆起有关, 它是塔里木盆地内部几个大型古隆起之一(Lin等, 2012), 在沉积层基底以及康拉德界面均显示了显著的隆起(Wu等, 2024; Xie等, 2024)。地震及钻井资料综合分析显示塔东隆起反映了该区域古生代最强烈的变形, 该事件发生于中泥盆世, 天山和塔里木块体的碰撞是导致塔东隆起内部变形的主要因素(Lin等, 2012)。

壳内各向异性存在明显小尺度变化, 保留了古构造事件造成的地壳变形信息。XKS所反映的上地幔各向异性基本为NE-SW向, 与地壳各向异性存在一定差异, 可能反映了壳幔变形耦合程度较低, 利用XKS得到快波方

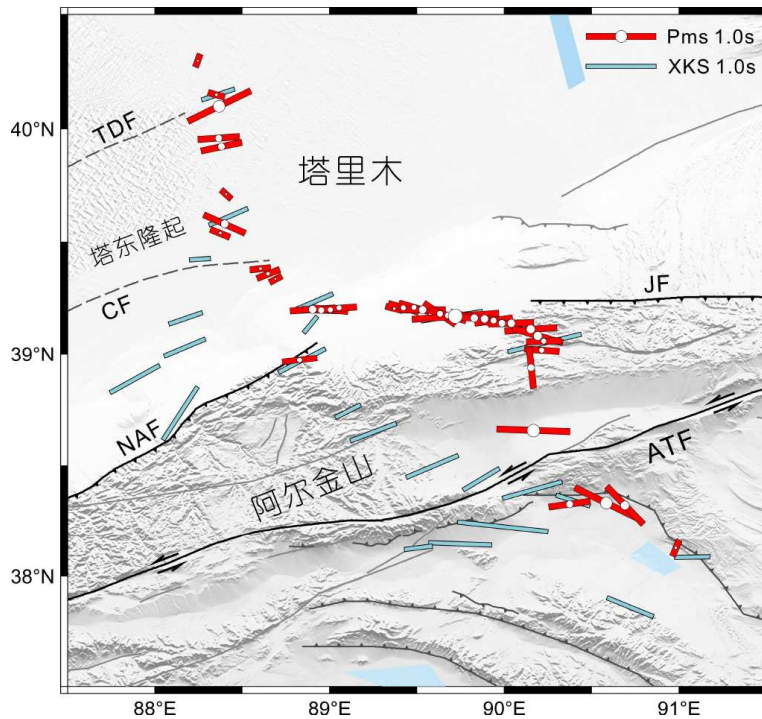


图5 短周期密集台阵地壳各向异性结果。红色短棒为短周期密集台阵及固定台RUQ地壳各向异性结果, 短棒长度以及中心圆圈的大小代表各向异性的强弱, 蓝色短棒为该区XKS得到的上地幔各向异性结果(Herquel等, 1999; 郭桂红等, 2019; 常利军和王椿镛, 2023)

向与地表变形预测的快波方向差异较大也支持壳幔变形解耦(常利军和王椿镛, 2023)。此外, Pn波各向异性反映了上地幔顶部的变形特征, 在塔里木东缘其快波方向为近N-S向(Zhou和Lei, 2016), 与地壳各向异性 and 上地幔各向异性均存在较大差异, 也反映了壳幔存在解耦变形以及塔里木克拉通东缘岩石圈复杂的变形模式。

## 5.2 阿尔金山压扭变形

本研究最显著的结果是发现了沿着阿尔金山北缘近E-W向的地壳各向异性(图5)。本研究所使用短周期密集台阵的接收函数成像剖面揭示了该区域高分辨地壳结构, 结果显示塔里木下地壳底冲到柴达木盆地西缘下方, 南向底冲行为导致了上地壳增厚, 造就了阿尔金山的隆升, 上地壳长英质成分增加也降低了该区域地壳 $V_p/V_s$ 波速比(Wu等, 2024)。地壳物质在南北向挤压的作用下产生近东西向伸展, 发生纯剪切变形, 角闪石等各向异性矿物可能会像上地幔橄榄岩一样发生晶格定向排列, 产生地壳各向异性(Xu等, 2018), 在地表也表现为金雁山断裂和北阿尔金山断裂等逆冲断裂。与该区域XKS得到的快波方向大致平行, 表明该区域为纯剪切变形主导的岩石圈垂直连贯变形, 常利军和王椿镛(2023)通过XKS分裂与地表变形场综合分析也支持这一结论。

阿尔金山断裂下方塔里木下地壳底冲至75 km深度, 底冲楔发生了部分榴辉岩化, 且强烈的碰撞挤压引起该区域Moho显著变形(Wu等, 2024), 导致Pms信号变弱, 信

噪比降低, 多数台站无法获取地壳各向异性参数。仅在中心台1345和1400得到两个结果, 快波方向大致平行于阿尔金山断裂走向, 且与ENE-WSW向XKS所反映的上地幔快波方向一致。阿尔金山断裂中段快速左旋走滑运动引起的剪切变形导致岩石圈垂直连贯变形, 壳幔各向异性矿物产生一致性晶格定向排列, 指示阿尔金山断裂为岩石圈尺度的深大断裂(Wu等, 2024; Yao等, 2025)。地壳各向异性在阿尔金山断裂东南侧的柴达木盆地西缘从ENE-WSW突变为WNW-ESE向, 也反映了阿尔金山断裂为切穿地壳的大型边界断裂, 分隔了两个变形差异明显的构造区。

塔里木下地壳南向底冲与阿尔金山断裂带走向斜交, 为板块边界斜向汇聚模式, 造成了阿尔金山区域典型的压扭变形特征, 从阿尔金山北缘的纯剪切变形过渡到阿尔金山断裂的左旋走滑简单剪切变形。这种斜向汇聚促进了阿尔金山断裂的走滑运动。阿尔金山断裂中段分裂时差最大达到1.25 s, 平均0.62 s, 高于断裂东段的0.50 s, 强各向异性表明在阿尔金山断裂中段塔里木底冲作用更加强烈, 导致了阿尔金山断裂中段约 $10 \text{ mm yr}^{-1}$ 的快速走滑速率, 高于东段仅为 $2 \text{ mm yr}^{-1}$ 的走滑速率(Li等, 2018)。此外, 在阿尔金山断裂东段, 地壳各向异性为ENE-WSW向, 然而XKS反映的上地幔快波方向为NW-SE向(图6), 近乎垂直的快波方向反映了壳幔解耦变形(郭桂红等, 2019), 也表明阿尔金山断裂在不同区域存在着差异性变形模式(Li等, 2011)。

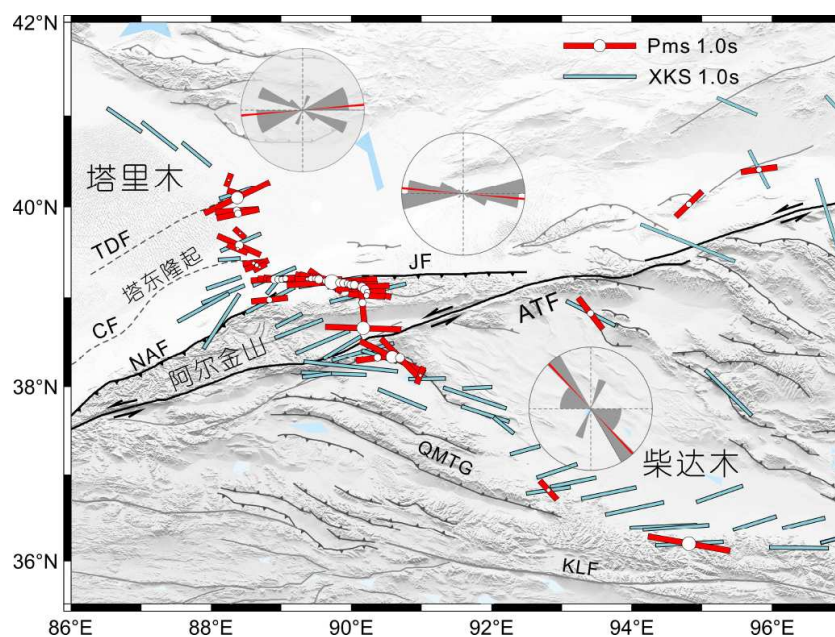


图6 短周期台站和固定台地壳各向异性结果。图例同图5, 三个玫瑰图分别代表东塔里木、阿尔金山及柴达木地区的地壳各向异性快波方向的分布, 红线代表平均快波方向。蓝色短棒为该区域XKS得到的上地幔各向异性结果(Herquel等, 1999; 郭桂红等, 2019; 常利军和王椿镛, 2023)



### 5.3 柴达木块体纯剪切变形

震源机制解从阿尔金断裂附近走滑型变为柴达木西部的逆冲型，反映了地壳变形机制的变化(Yao等, 2024)。相应的，在柴达木西部发育了一系列WNW-NW向展布的逆冲构造，如柴北缘和祁漫塔格等逆冲断裂(李海兵等, 2006; Huang等, 2020)。印度与欧亚板块碰撞的远程效应，导致了该区域青藏高原物质沿NNE-NE向运动，促进了阿尔金断裂的左旋走滑运动，同时造成了柴达木NW-SE向的伸展变形。该过程形成了与地表逆冲断裂走向平行的NW-SE向地壳各向异性(图6和图7)，反映了柴达木块体地壳变形模式为纯剪切变形。结合东塔里木和阿尔金山的地壳各向异性结果，得到了阿尔金断裂系统及周边区域的地壳变形模式图(图8)。塔里木块体和

青藏高原的斜向汇聚不仅促进了阿尔金断裂的走滑运动，而且协调了高原物质的NE向挤出，因而主导了青藏北缘的陆内变形模式。

柴达木块体XKS所反映的上地幔变形特征表现出显著的分区域性特点(常利军和王椿镛, 2023)。在柴达木西部上地幔快波方向为WNW-ESE向，与地壳各向异性大致平行，反映了壳幔耦合的岩石圈垂直直贯变形特征；而在柴达木东部上地幔快波方向转变为ENE-WSW向，与地壳快波方向(WTM、GOM台)呈现出一定夹角，反映了壳幔可能存在解耦。柴达木西缘壳幔耦合变形模式不支持该区域存在下地壳流(Zhang等, 2015)。虽然下地壳存在低速低阻等特征(Zhao等, 2006; Zhang等, 2015)，但地壳流模型要求 $V_p/V_s$ 波速比至少为1.80(Liu等, 2021)，

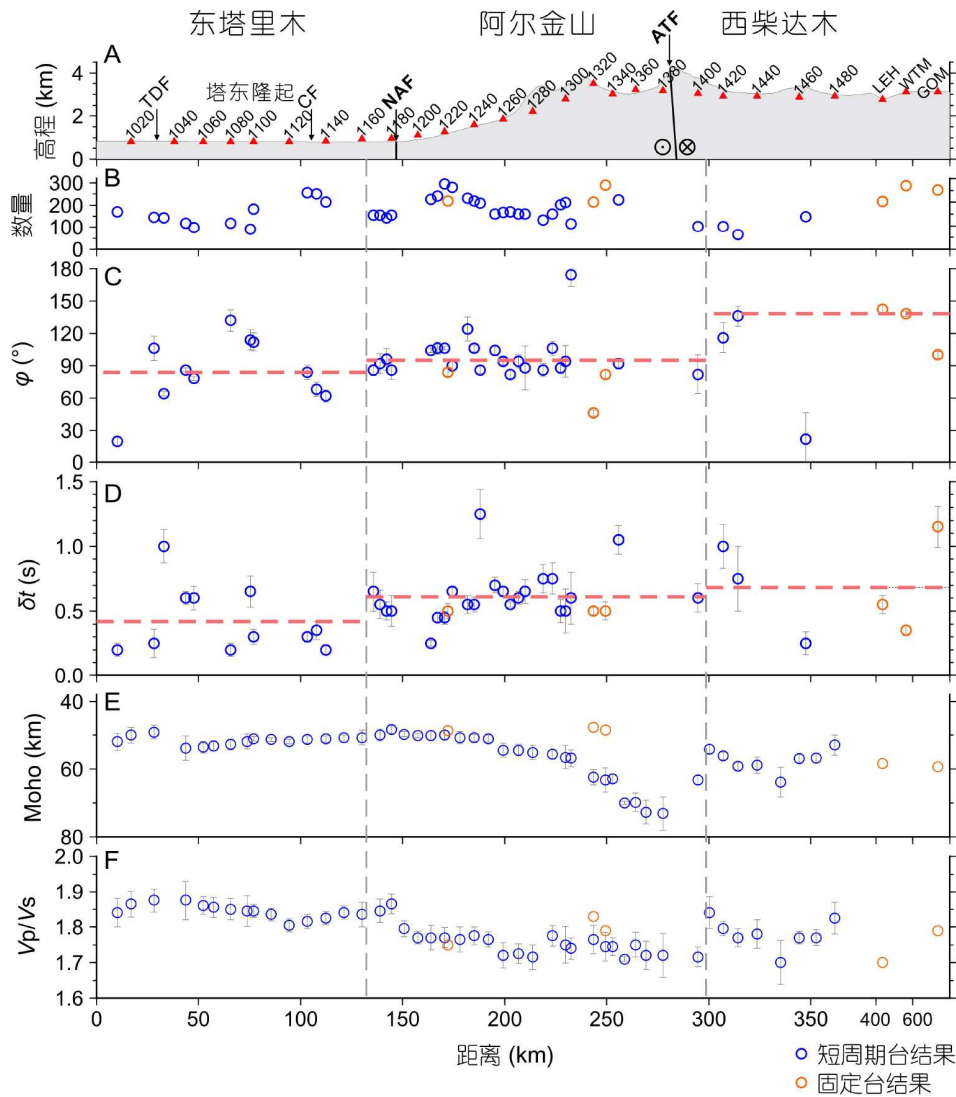


图7 地壳各向异性及H-k结果沿剖面投影图。本研究结果为沿图1B绿色测线的投影图，蓝色圆圈为短周期密集台阵的结果，橘黄色为固定台结果。(A) 台站位置及地形图。(B) 每个台站所使用接收函数数量。(C)和(D)分别为地壳各向异性快波方向与分裂时差及其误差，红色虚线为区域平均结果。(E)和(F)分别为H-k得到的地壳厚度和 $V_p/V_s$ 波速比，其中蓝色圆圈结果来自Wu等(2024)，橘黄色圆圈结果来自He等(2014)

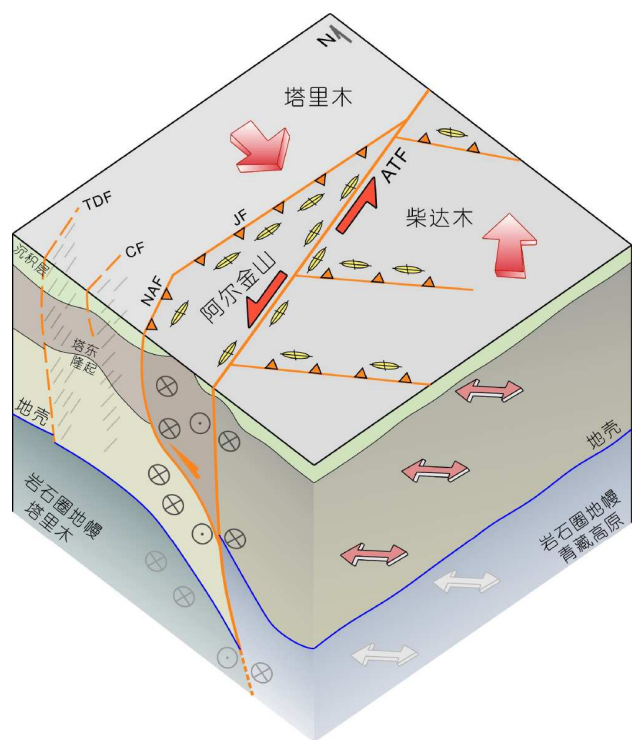


图8 阿尔金断裂系统及周边区域地壳变形模式图。红色单项箭头为块体运动方向，红色半箭头代表左旋阿尔金断裂走滑运动，一侧带有若干三角的细线为逆冲断裂，黄色椭圆长轴代表该区域地壳各向异性快波方向，红色和灰色双向箭头分别代表地壳和上地幔各向异性快波方向(常利军和王椿镛, 2023)，成对的带圈圆点和带圈叉号代表阿尔金断裂走滑运动，其他带圈叉号代表阿尔金山壳幔物质横向挤出，塔东断裂(TDF)和车尔臣断裂(CF)附近灰线代表塔里木地壳的化石各向异性。地壳结构来自接收函数研究结果(Wu等, 2024)

显著高于本区平均值1.77(图7; Wu等, 2024)。此外，根据地壳流模型的预测，下地壳流的流向应该为从高原内部向外(Klemperer, 2006)，形成NE-SW向地壳各向异性，与观测到的WNW-ESE向快波方向存在较大差异。然而需要说明的是本研究在柴达木块体的台站相对偏少，更精确的地壳变形特征及壳幔耦合模式还需要更多的台站数据来研究探讨。

## 6 结论

本研究通过拟合接收函数Pms震相随方位角变化获得了阿尔金断裂中段及周边区域的地壳各向异性信息，共得到43对高质量各向异性参数，主要反映了该区中下地壳的变形特征。东塔里木的地壳各向异性主要与古构造走向平行，反映了古老克拉通内部保存的化石各向异性。塔里木的南向底冲和青藏高原NNE-NE向挤出导致阿尔金山北缘与西柴达木地壳发生纯剪切变形，分别形成了E-W向和NW-SE向沿着逆冲断裂的地壳各向异性，两块

体的斜向汇聚导致了阿尔金断裂中段的快速走滑及左旋剪切变形。结合上地幔变形特征得出东塔里木壳幔存在解耦变形，而阿尔金山及西柴达木则为岩石圈垂直连贯变形(图8)。

**致谢** 感谢中国地震局地球物理勘探中心在阿尔金短周期密集台阵野外数据采集方面提供的帮助和支持。感谢与褚杨研究员、刘有山副研究员、孟令通副研究员有益的讨论。感谢地震科学国际数据中心提供宽频带固定台数据。

## 参考文献

- 常利军, 王椿镛. 2023. 青藏高原北部和塔里木盆地东部远震横波分裂特征及陆内碰撞变形分析. *中国科学: 地球科学*, 53: 1572–1585
- 高原. 2005. 中国大陆地壳与上地幔地震各向异性研究. *地球物理学进展*, 20: 180–185
- 郭桂红, 张智, 程建武, 等. 2015. 青藏高原东北缘地壳各向异性的构造含义. *地球物理学报*, 58: 4092–4105
- 郭桂红, 武澄沆, 唐国彬, 等. 2019. 青藏高原东北缘壳幔各向异性研究: 基于SKS和Pms震相分析. *地球物理学报*, 62: 1650–1662
- 李海兵, 杨经绥, 许志琴, 等. 2006. 阿尔金断裂带对青藏高原北部生长、隆升的制约. *地质前缘*, 13: 59–79
- 李金, 高原, 王琼. 2021. 天山构造带上地壳介质各向异性分区特征. *中国科学: 地球科学*, 51: 582–597
- 强正阳, 吴庆举, 何静, 等. 2019. 内蒙古阿巴嘎地区地壳方位各向异性研究. *地球物理学报*, 62: 2946–2958
- 史大年, 余钦范, Poupinet G, 等. 2007. 阿尔金断裂带附近地壳结构的接收函数成像及其地球动力学意义. *地质学报*, 81: 139–148
- 孙圣思, 董小鹏, 黎乙希, 等. 2024. 大陆岩石圈流变与地震波速各向异性. *中国科学: 地球科学*, 54: 31–63
- 杨文采, 王家林, 钟慧智, 等. 2012. 塔里木盆地航磁场分析与磁源体结构. *地球物理学报*, 55: 1278–1287
- Avouac J, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophys Res Lett*, 20: 895–898
- Chen Y W, Li S H, Sun J, et al. 2013. OSL dating of offset streams across the Altyn Tagh Fault: Channel deflection, loess deposition and implication for the slip rate. *Tectonophysics*, 594: 182–194
- 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
- Cowgill E. 2007. Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike-slip faulting: Revisiting the Charchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China. *Earth Planet Sci Lett*, 254: 239–255
- Cowgill E, Yin A, Harrison T M, et al. 2003. Reconstruction of the Altyn Tagh Fault based on U-Pb geochronology: Role of back thrusts, mantle sutures, and heterogeneous crustal strength in forming the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 108: 2002JB002080
- Efron B, Tibshirani R. 1986. Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy. *Statist Sci*, 1: 54–75
- 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
- Herquel G, Wittlinger G, Guilbert J. 1995. Anisotropy and crustal thickness of northern-Tibet. New constraints for tectonic modelling. *Geophys Res Lett*, 22: 1925–1928

- Herquel G, Tapponnier P, Wittlinger G, et al. 1999. Teleseismic shear wave splitting and lithospheric anisotropy beneath and across the Altyn Tagh Fault. *Geophys Res Lett*, 26: 3225–3228
- Huang X, Xu X, Gao R, et al. 2020. Shortening of lower crust beneath the NE Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 198: 104313
- Klemperer S L. 2006. Crustal flow in Tibet: Geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow. In: Law R D, Searle M P, Godin L, eds. Channel Flow, Ductile Extrusion, and Exhumation in Continental Collision Zones. London: Geological Society of London. 39–70
- 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
- Laborde A, Barrier L, Simoes M, et al. 2019. Cenozoic deformation of the Tarim Basin and surrounding ranges (Xinjiang, China): A regional overview. *Earth-Sci Rev*, 197: 102891
- Li J, Song X, Wang P, et al. 2019. A generalized  $H$ - $\kappa$  method with harmonic corrections on  $P_s$  and its crustal multiples in receiver functions. *J Geophys Res Solid Earth*, 124: 3782–3801
- Li Y, Wu Q, Zhang F, et al. 2011. Seismic anisotropy of the Northeastern Tibetan Plateau from shear wave splitting analysis. *Earth Planet Sci Lett*, 304: 147–157
- Li Y, Shan X, Qu C, et al. 2018. Crustal deformation of the Altyn Tagh Fault based on GPS. *J Geophys Res Solid Earth*, 123: 10309–10322
- Ligorria J P, Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull Seismol Soc Am*, 89: 1395–1400
- Lin C, Yang H, Liu J, et al. 2012. Distribution and erosion of the Paleozoic tectonic unconformities in the Tarim Basin, Northwest China: Significance for the evolution of paleo-uplifts and tectonic geography during deformation. *J Asian Earth Sci*, 46: 1–19
- Liu H, Niu F. 2012. Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data. *Geophys J Int*, 188: 144–164
- Liu Z, Tian X, Liang X, et al. 2021. Magmatic underplating thickening of the crust of the southern Tibetan Plateau inferred from receiver function analysis. *Geophys Res Lett*, 48: e2021GL093754
- Nie S, Li J, Wu C, et al. 2023. Formation of the V-shaped conjugate strike-slip faults revealed by crustal anisotropy in the central Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 258: 105725
- Qian L, Lei J, Zhao D. 2025. Crustal anisotropy and deformation in the South China Block. *J Asian Earth Sci*, 289: 106627
- Rabbel W, Mooney W D. 1996. Seismic anisotropy of the crystalline crust: What does it tell us? *Terra Nova*, 8: 16–21
- Rümpker G, Kaviani A, Latifi K. 2014.  $P_s$ -splitting analysis for multilayered anisotropic media by azimuthal stacking and layer stripping. *Geophys J Int*, 199: 146–163
- Shen X, Yuan X, Ren J. 2015. Anisotropic low-velocity lower crust beneath the northeastern margin of Tibetan Plateau: Evidence for crustal channel flow. *Geochem Geophys Geosyst*, 16: 4223–4236
- Shen Z, Wang M, Li Y, et al. 2001. Crustal deformation along the Altyn Tagh Fault system, western China, from GPS. *J Geophys Res*, 106: 30607–30621
- 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
- Silver P G, Chan W W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J Geophys Res*, 96: 16429–16454
- 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
- Tan P, Nie S. 2021. Crustal deformation in eastern margin of Tibetan Plateau from a dense linear seismic array. *Phys Earth Planet Inter*, 321: 106801
- Tan P, Liang X, Li W, et al. 2023. Crustal structure of the Tibetan Plateau and adjacent areas revealed from ambient noise tomography. *Gondwana Res*, 121: 1–15
- Tapponnier P, Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics in China. *J Geophys Res*, 82: 2905–2930
- Tapponnier P, Zhiqin X, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Tian H, Chen H, Cheng X, et al. 2023. Limited northward expansion of the Tibetan Plateau in the Late Cenozoic: Insights from the Cherchen Fault in the Southeastern Tarim Basin. *Tectonics*, 42: e2022TC007694
- Wang C, Mooney W D, Wang X, et al. 2024. Intra-continental collision of the Tarim Basin and the Northern Tibetan Plateau. *J Geophys Res Solid Earth*, 129: e2024JB028668
- Wang D, Zhao B, Yu J, et al. 2020. Active tectonic deformation around the Tarim Basin inferred from dense GPS measurements. *Geodesy Geodyn*, 11: 418–425
- Wang Q, Niu F, Gao Y, et al. 2016. Crustal structure and deformation beneath the NE margin of the Tibetan plateau constrained by teleseismic receiver function data. *Geophys J Int*, 204: 167–179
- Wang Y, Zheng J, Zhang W, et al. 2012. Cenozoic uplift of the Tibetan Plateau: Evidence from the tectonic-sedimentary evolution of the western Qaidam Basin. *Geosci Front*, 3: 175–187
- Wittlinger G, Tapponnier P, Poupinet G, et al. 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh Fault. *Science*, 282: 74–76
- Wu C, Tian X, Xu T, et al. 2019. Deformation of crust and upper mantle in central Tibet caused by the northward subduction and slab tearing of the Indian lithosphere: New evidence based on shear wave splitting measurements. *Earth Planet Sci Lett*, 514: 75–83
- Wu C, Xu T, Ai Y, et al. 2020. XKS splitting-based upper-mantle deformation in the Jiaodong Peninsula records the boundary between the North China Craton and South China Block. *Geophys J Int*, 222: 956–964
- Wu C, Xu T, Ai Y, et al. 2021. Crustal azimuthal anisotropy in the Jiaodong Peninsula: Evidence for the suture between the North China Craton and South China Block. *Phys Earth Planet Inter*, 314: 106705
- Wu C, Xu T, Bai Z. 2023. Detailed crustal deformation in the Ailaoshan Orogenic Belt revealed by receiver functions from a dense array. *Front Earth Sci*, 11: 1343474
- Wu C, Xu T, Tian X, et al. 2024. Underthrusting of Tarim lower crust beneath the Tibetan Plateau revealed by receiver function imaging. *Geophys Res Lett*, 51: e2024GL108220
- Wu J, Zhang Z, Kong F, et al. 2015. Complex seismic anisotropy beneath western Tibet and its geodynamic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 413: 167–175
- Wu L, Lin X, Cowgill E, et al. 2019. Middle Miocene reorganization of the Altyn Tagh Fault system, northern Tibetan Plateau. *GSA Bull*, 131: 1157–1178
- Xie T, Xu T, Yang Y, et al. 2023. Observation of higher-mode rayleigh waves from ambient noise in the Tarim Basin, China. *Seismological Res Lett*, 94: 1848–1859
- Xie T, Yang Y, Xu T, et al. 2024. 2-D sedimentary structures at the southeast margin of the Tarim Basin, China, constrained by Love wave ambient noise tomography. *Geophys J Int*, 239: 1775–1788
- Xu X, Niu F, Ding Z, et al. 2018. Complicated crustal deformation beneath the NE margin of the Tibetan plateau and its adjacent areas revealed by multi-station receiver-function gathering. *Earth Planet Sci Lett*, 497: 204–216
- Xu Y G, Wei X, Luo Z Y, et al. 2014. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model. *Lithos*, 204: 20–35
- Yang H, Wu G, Kusky T M, et al. 2018. Paleoproterozoic assembly of the North and South Tarim terranes: New insights from deep seismic profiles

- and Precambrian granite cores. *Precam Res*, 305: 151–165
- Yang Y, Zhang X, Dong Y, et al. 2022. Crustal deformation patterns in the Tibetan Plateau and its adjacent regions as revealed by receiver functions. *Bull Seismol Soc Am*, 112: 1297–1314
- Yao S, Xu T, Sang Y, et al. 2024. The seismicity in the middle section of the Altyn Tagh Fault system revealed by a dense nodal seismic array. *Earthquake Res Adv*, 4: 100308
- Yao S, Xu T, Yang T, et al. 2025. Lithospheric structure of the central Altyn Tagh Fault system revealed by teleseismic travel-time tomography. *Seismological Res Lett*, 96: 2300–2310
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Yin A, Rumelhart P E, Butler R, et al. 2002. Tectonic history of the Altyn Tagh Fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. *Geol Soc Am Bull*, 114: 1257–1295
- Yue Y, Liou J G. 1999. Two-stage evolution model for the Altyn Tagh Fault, China. *Geology*, 27: 227–230
- Zhang B, Bao X, Xu Y. 2022. Seismic anisotropy in the central Tien Shan unveils rheology-controlled deformation during intracontinental orogenesis. *Geology*, 50: 812–816
- Zhang B, Bao X, Wu Y, et al. 2023. Southern Tibetan rifting since late Miocene enabled by basal shear of the underthrusting Indian lithosphere. *Nat Commun*, 14: 2565
- Zhang L, Unsworth M, Jin S, et al. 2015. Structure of the Central Altyn Tagh Fault revealed by magnetotelluric data: New insights into the structure of the northern margin of the India-Asia collision. *Earth Planet Sci Lett*, 415: 67–79
- Zhang P, Molnar P, Xu X. 2007. Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 26: 2006TC002014
- Zhao J, Mooney W D, Zhang X, et al. 2006. Crustal structure across the Altyn Tagh Range at the northern margin of the Tibetan Plateau and tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 241: 804–814
- 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
- Zhou Z, Lei J. 2016. Pn anisotropic tomography and mantle dynamics beneath China. *Phys Earth Planet Inter*, 257: 193–204

(责任编辑：杨顶辉)