

地震资料智能化处理进展：震源机制、断层首波，以及动态触发的识别与分析

朴健¹, 熊健², 郑定昌³, 汪龙潭⁴, 运乃丹⁵, 裴玮来¹, 周一剑⁶, 周仕勇^{1, 2*}

1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871;

2. 广州新华学院人工智能系, 广州 510520

3. 云南省地震局, 昆明 650224

4. 南方科技大学地球与空间科学系, 深圳 518055

5. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

6. 加州理工学院地质与行星科学部, 加州 91125

摘要: 近年来, 海量数字地震观测资料的积累对高效、智能的数据处理方法提出了迫切需求。本文系统介绍了研究组发展的一系列地震资料智能化处理新方法, 包括基于顺序统计量与信息熵的 P 波初动极性自动判别(POSE)、面向双材料界面识别的断层首波自动检测算法, 以及基于高频能量积分比值的远震动态触发检测方法(HiFi)。这些方法不仅显著提升了小震震源机制解与应力场反演的分辨率, 也为精细刻画断层两侧介质性质、及研究动态应力扰动对小震活动的调制效应提供了新工具。通过对 2023 年土耳其双震和 2025 年缅甸曼德勒 M_w 7.7 地震的应用实例, 我们展示了 POSE 方法在震源机制解与区域应力场反演中的优势, 断层首波检测在揭示双材料界面速度对比方面的有效性, 以及 HiFi 方法在大震远场动态触发识别中的可靠性。这些新观测可为断层结构解析、破裂动力学研究及地震危险性评估提供重要支撑, 凸显了智能化技术在地震学研究中的广阔前景。

关键词: 地震资料智能化方法, 远震动态触发, 断层首波, P 波初动极性, 震源机制

中图分类号: P315

收稿日期: 2025-08-14

Advances in Intelligent Processing of Seismic Data: Focal Mechanisms, Fault Zone Head Waves, and Dynamic Triggering Detection and Analysis

Jian Piao¹, Jian Xiong², Dingchang Zheng³, Longtan Wang⁴, Naidan Yun⁵, Weilai Pei¹, Yijian

基金项目: 本研究由国家重点研发计划 2022YFF0800602 课题资助。

*通讯作者, E-mail: zsy@pku.edu.cn

Zhou⁶, Shiyong Zhou^{1, 2*}

1. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871;
2. Department of Artificial Intelligence and Data Science, Guangzhou Xinhua University, Guangzhou, 510520
3. Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming, 650224
4. Department of Earth and Space Science, Southern University of Science and Technology, Shenzhen, 518055
5. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing, 100029
6. Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, California, 91125

Abstract: In recent years, the rapid accumulation of massive digital seismic observations has created an urgent demand for efficient and intelligent data-processing methods. This paper presents a suite of new intelligent approaches to seismic data processing developed by our research group, including: POSE, an automatic P-wave first-motion polarity determination method based on Order Statistics and Entropy theory; an automatic detection algorithm for fault zone head waves designed to identify bimaterial interfaces; and HiFi, a method for detecting remote dynamic triggering based on the High-Frequency power Integral ratio. These methods not only significantly enhance the resolution of focal mechanism solutions and stress field inversions for small earthquakes, but also provide new tools for characterizing medium contrasts across faults and for investigating how dynamic stress perturbations modulate small earthquake activity. Through application to the 2023 Türkiye earthquake doublet and the 2025 Mw 7.7 Mandalay, Myanmar earthquake, we demonstrate the advantages of POSE in focal mechanism determination and regional stress field inversion, the effectiveness of fault zone head-wave detection in revealing velocity contrasts across bimaterial fault interfaces, and the robustness of the HiFi method in identifying long-range dynamic triggering associated with large earthquakes. These new observations offer important support for fault-zone structural imaging, rupture dynamics studies, and seismic hazard assessment, and highlight the broad prospects of intelligent techniques in seismological research.

Key words: Intelligent Methods for Seismic Data Processing, Dynamic Earthquake Triggering, Fault Zone Head Waves, P Wave First-motion, Focal Mechanism

1. 前言

地震学是建立在地震观测发展而不断发展的科学。21世纪来，数字地震观测得到了飞速的发展，从而大大提高了基于地震观测的地震定位精度、发震断层的解析度和地球结构成像分辨率。地震学研究依赖于大量观测，而随着观测台阵数量的不断增加和地震观测资料的海量累积，传统的人工方法已经不能适应科研工作和数据处理的需求，地震资料处理的自动化要求不断提高。如何准确且高效地获取P波初动极性、震相到时等信息，从而快速获取震级、震源位置、震源机制等地震参数特征，成为了重要的技术问题（图1）；据此，发展自动化、智能化地震资料分析方法成为当前地震监测技术研究的热点课题。

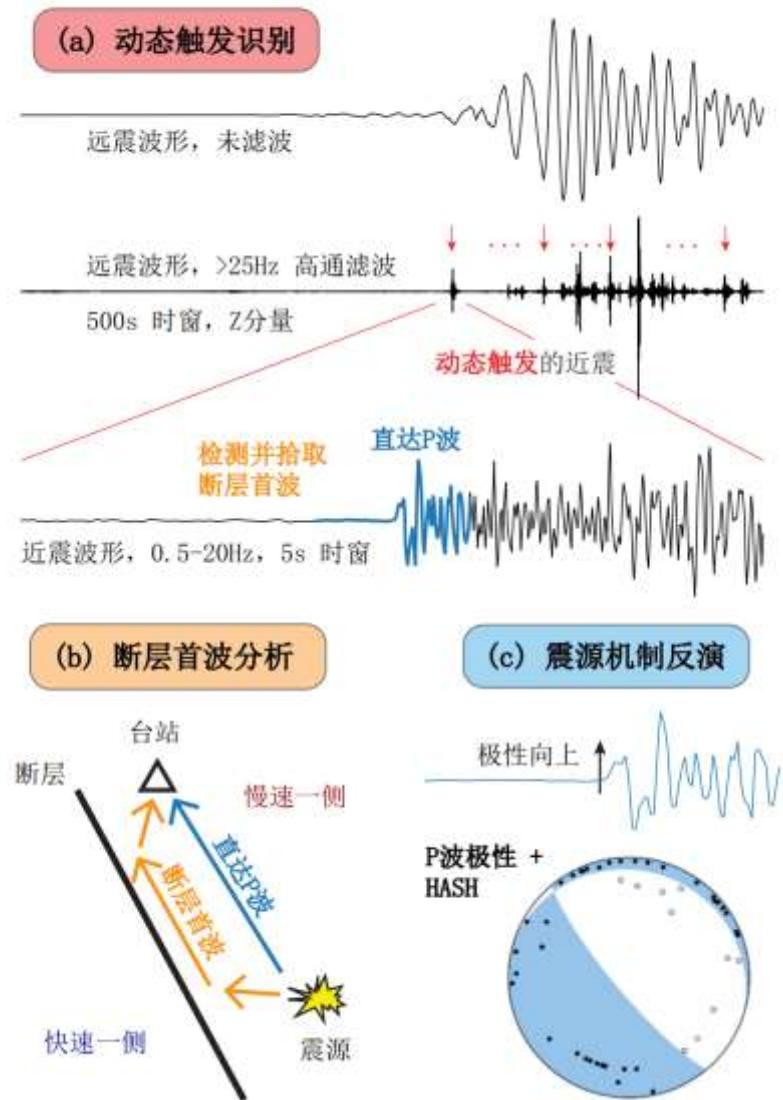


图 1. 各种基于波形的自动化算法。(a) 自动检测远震动态触发的 HiFi 算法。(b) 断层首波的自动检测算法。(c) 自动拾取 P 波极性的 POSE 算法。

P 波初动极性指的是最先到达接收台站的 P 波震相记录的初始振动方向。双力偶震源机制下 P 波存在压缩与拉张的四象限分布。在具有良好观测条件的区域, 通过将同一地震在不同台站的 P 波记录的初动极性结合起来, 可以有效的约束该地震事件的震源机制解。震源机制解反应了震源的张量几何特征, 对于深入理解地壳运动模式与当前的应力状态具有重要意义(Michael, 1987, Aki and Richards, 2002, Heidbach et al., 2018)。并且基于 P 波初动的震源机制解弥补了基于波形拟合的震源机制解难以应用于近震和小震的困难。小震级地震事件的震源机制解的获取, 可以显著增强震源机制所提供的地壳环境中地震和断层物理学性质时空分辨率, 尤其可以使我们更好地理解小尺度断层的破裂行为。传统上 P 波初动极性判别往往依赖于数据分析人员的人工识别, 而随着全球数字地震台网的发展和地震台网数据的不断增加, 传统的人工识别方法已经不能适应科研工作和数据处理的需求, 因此也发展出了基于各种原理的自动化数据处理程序和框架。近年来, 许多基于深度学习极性判断算法与模型不断涌现, 极性判断的准确率也达到了较高的水平(Zhang et al., 2023, Han et al., 2025)。然而, 深度学习方法往往受到泛化能力的制约, 相比之下, 基于规则的方法具有更强的可解释性, 更方便实现地震资料的实时处理。Pei et al. (2025) 提出了一种基于顺序统计量与熵准则的极性判定数学方法 (POSE), 该方法具有较高的极性判别准确率, 且不受到泛化能力的限制。本文 2 节对该方法的数学原理进行详细阐述。

断裂带两侧往往存在不同的块体, 且断裂带两侧不同块体介质存在着岩石物性差异。这种沿断层带的速度分层结构, 能够产生特殊的地震波震相, 即先沿断层界面较快侧传播, 并折射向较慢侧的断层首波 (Fault Zone Head Waves, FZHWs) (Ben-Zion, 1989, 1990)。与直达 P 波相比, 断层首波具有不同的粒子运动轨迹, 并且是地震波形中的到时最早的震相(Bulut et al., 2012)。直达 P 波与断层首波之间由于传播路径不同导致的到时差异, 能够精确反映出传播路径上断层两侧的速度对比, 为研究断层内部的结构提供了一种直接的方法(Ben-Zion and Malin, 1991)。为了能够获得更加可靠的跨断层速度差, 精确拾取断层首波及相应的直达 P 波到时至关重要。近年来, 众多自动化方法已被开发以应对大规模地震数据的处理需求 (Ross and Ben-Zion, 2014, Li and Peng, 2016)。然而, 由于断层首波通常具有较弱的振幅, 这些自动化方法仍存在大量拾取的不准确性乃至误判。对自动检测结果进行人工复核, 以及对断层首波拾取到达时间的手动修正, 对于确保数据准确性和可靠性也至关重要。这种结合自动化方法与人工复核的策略, 可以为地震波形分析提供了更为精确和可靠的结果。为此, 我们提出了一个新的自动拾取算法和质量控制策略, 并将其应用于 2025 年缅甸曼德勒 M_w 7.7 的一个近断层台站记录中。本文 3 节对我们提出的新检测方法的理论部分做了详细叙述, 并

对有效性进行了验证。

大地震的地震波所产生的动态应力扰动可以造成几百甚至几千公里外区域的地震活动性显著增加，这种现象被称为远震动态触发 (Hill et al., 1993)；简称为“动态触发”。远震动态触发事件自动检测对探测记录台附近断裂带应力状态，定量评估断裂带地震危险性具有重要意义 (运乃丹, 2024)。比较远震波到达前后研究区域的地震活动性变化是检测动态触发是否发生的基本思路。因此，经典动态触发检测方法通常先检测区域小震事件，然后进行统计学检验地震活动性变化的显著性 (Matthews and Reasenberg, 1988, Reasenberg and Simpson, 1992)，这类方法显然时效性和智能性不高。Yun et al. (2019) 提出了一种新方法，通过直接比较远震波到达前和经过期间的高频能量变化检测区域地震活动性变化，称作高频功率积分比值法 (High-Frequency Power Integral Ratio)，简称 HiFi 方法。该方法不依赖于地震目录或检测事件的主观标准，普适性强且能自动化处理大量数据，而且通过统计方法抑制噪音干扰并考虑背景地震活动的变化。本文 4 节我们将对该方法进行详细介绍，并应用该方法检测 2023 年土耳其 $M_w 7.8$ 和 $M_w 7.6$ 双震在全国范围内是否造成了动态触发。

2. 基于顺序统计量与熵准则的 P 波初动极性智能化判别方法 (POSE)

初动极性的精确拾取是地震资料分析处理的重要步骤之一。初动极性可以为震源机制解和应力场反演提供资料，从而进一步提升对于地壳应力场与构造背景的认识。近年来，随着数字地震台网数据的不断增多，传统的人工判别方法已经难以满足科研工作需要。因此近年来发展了许多基于深度学习方法的 P 波初动极性判别模型 (Ross et al., 2018; Zhao et al., 2023; Zhang et al., 2023)，极大的提升了地震数据处理的效率。然而，深度学习方法往往受到泛化能力的制约，已有研究表明，用于 P 波和 S 波到时拾取的深度学习模型在跨区域应用时，准确率和检测完整性往往显著下降 (例如，Jiang et al., 2021; Lapins et al., 2021; Zhu et al., 2023)。类似的局限性也出现在 P 波初动极性判定中 (例如，Chen et al., 2024; Han et al., 2025)。相比于深度学习方法，基于规则的方法具有更强的可解释性，更方便实现地震资料的实时处理。Pei et al. (2025) 提出了一种基于顺序统计量与熵准则的极性判定数学方法 (P-Wave first-motion polarity determination using Order Statistics and Entropy theory, POSE)，该方法具有较高的极性判别准确率，且不受到泛化能力的限制。

2.1 基于顺序统计量与熵准则的极性判定方法 (POSE)

POSE 算法计算流程分为以下四步 (图 2, Wang et al., 2025)。第一步需要准备地震数据并进行预处理 (图 2a)，包括去除均值和线性趋势，并对原始波形施加 1–20 Hz 的带通因果

滤波器。然后，以 P 波到时为中心，截取前 2.5 秒至后 2.5 秒的信号窗口。

第二步需要建立 P 波到时与噪声振幅阈值之间的关系（图 2b）。在 P 波到时附近的时间窗口内，波形记录通常表现出由低振幅背景噪声向高振幅信号的明显变化。我们通过扫描最优振幅阈值 ε ，来模拟这一变化，该阈值可将波形有效划分为噪声段与信号段。为了量化这一划分效果，我们采用基于 Shannon (1948) 和 Fano (1961) 提出的熵理论的判别准则。设 A_i 为归一化后的绝对振幅，对每一个候选阈值 ε ，我们在子区间 $[a, b] \subseteq [1, N]$ 上定义两个集合分别表示可能的信号段和噪声段：

$$\begin{cases} S_{a:b}^+(\varepsilon) = \{A_i | a \leq i \leq b, A_i > \varepsilon\} \\ S_{a:b}^-(\varepsilon) = \{A_i | a \leq i \leq b, A_i \leq \varepsilon\} \end{cases}, \quad (1)$$

其中 $S_{a:b}^+(\varepsilon)$ 为信号段， $S_{a:b}^-(\varepsilon)$ 表示噪声段。

为评估阈值 ε 在区分信号与噪声方面的有效性，我们计算时间与振幅类别之间的归一化点互信息。对每一类，我们定义：

$$H_{a:b}^\pm(\varepsilon) = (-1) * \frac{\ln\left(\frac{|S_{a:b}^\pm(\varepsilon)|}{|S_{1:N}^\pm(\varepsilon)|} \cdot \frac{N}{b-a+1}\right)}{\ln\left(\frac{|S_{a:b}^\pm(\varepsilon)|}{N}\right)} \quad (2)$$

该指标衡量时间与振幅分类之间的统计依赖程度。最优阈值 ε 能有效区分 P 波到时前后的波形。为确定在某一阈值 ε 下最可能的到时点，我们引入目标函数：

$$E(i, \varepsilon) = \frac{|S_{1:i}^+(\varepsilon)|}{N} H_{1:i}^+(\varepsilon) - \frac{|S_{1:i}^-(\varepsilon)|}{N} H_{1:i}^-(\varepsilon) - \frac{|S_{i+1:N}^+(\varepsilon)|}{N} H_{i+1:N}^+(\varepsilon) + \frac{|S_{i+1:N}^-(\varepsilon)|}{N} H_{i+1:N}^-(\varepsilon) \quad (3)$$

P 波到时 t 即为使上述目标函数最小的时间索引：

$$t = \underset{0 < k \leq N}{\operatorname{argmin}} E(i, \varepsilon), \quad (4)$$

利用上述公式可以对任意候选阈值 ε 估算 P 波到时（图 2b）。

第三步，我们计算初动与极性关于阈值 ε 的概率密度函数 (PDF)。初动的 PDF 是基于顺序统计量推导的，利用候选到时点 $t(\varepsilon_i)$ 前的噪声段中的最大振幅构造马尔可夫概率转移矩阵 $\mathbf{P} = [p_{ij}]$ 。矩阵元素 p_{ij} 表示从 ε_i 向 ε_j 的条件概率密度：

$$p_{ij} = f(\varepsilon_j | \varepsilon_i) = \frac{F(A_{j+1}^{(u)} | \varepsilon_i) - F(A_j^{(u)} | \varepsilon_i)}{A_{j+1}^{(u)} - A_j^{(u)}}, \quad (5)$$

其中 $A^{(u)}$ 表示按绝对值升序排列的振幅向量， $F(A_j^{(u)} | \varepsilon_i)$ 为最大顺序统计量的累积概率密度分布函数：

$$F\left(A_j^{(u)} \mid \varepsilon_i\right) \approx \exp \left(-\frac{\left|S_{1:t(\varepsilon_i)-1}^{-}\right|}{2} \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{A_j^{(u)}}{\sqrt{2} \sigma_i}\right)\right), \quad (6)$$

其中 σ_i^2 为噪声样本方差。求解矩阵 \mathbf{P} 的最大特征值对应的特征向量 $\tilde{\pi}_i$ ，可得初动的概率密度函数：

$$\pi_i=\frac{\tilde{\pi}_i}{\sum_i \tilde{\pi}_i} . \quad (7)$$

该分布反映了不同噪声阈值 ε_i 所对应的 P 波到时的可能性（图 2c 上部）。接着，我们根据 Pugh et al. (2016) 的方法，通过估算到时点后首个极值点的振幅，计算极性概率密度函数 (PDF)：

$$\operatorname{Pr}(Y=y \mid \varepsilon)=\frac{1}{2}\left(1+\operatorname{erf}\left(\frac{y \cdot \mu(\varepsilon)}{\sqrt{2} \sigma}\right)\right), \quad (8)$$

其中 $y=\pm 1$ ，分别表示极性向上和向下情况， $\mu(\varepsilon)$ 为 $t(\varepsilon)$ 后第一个极值点的振幅， σ 为噪声标准差。

第四步，我们利用全概率公式计算 P 波初动极性向上或者向下的概率（图 2d）：

$$\operatorname{Pr}(Y=y)=\sum_{j=1}^{N-1} \pi_j \operatorname{Pr}\left(Y=y \mid \varepsilon \in\left[A_j^u, A_{j+1}^u\right)\right), y=\pm 1, \quad (9)$$

其中 π_j 表示在阈值区间 ε_j 对应的到时概率密度， $\operatorname{Pr}(Y=y \mid \varepsilon)$ 由上式给出。该过程综合了到时与极性因噪声阈值不确定性所带来的影响。图 2d 中展示了最终极性概率计算的示例，通过对红色（向上）与蓝色（向下）曲线积分，得到该例中 P 波初动极性为向上的概率为 99.6%，向下的概率为 0.4%。

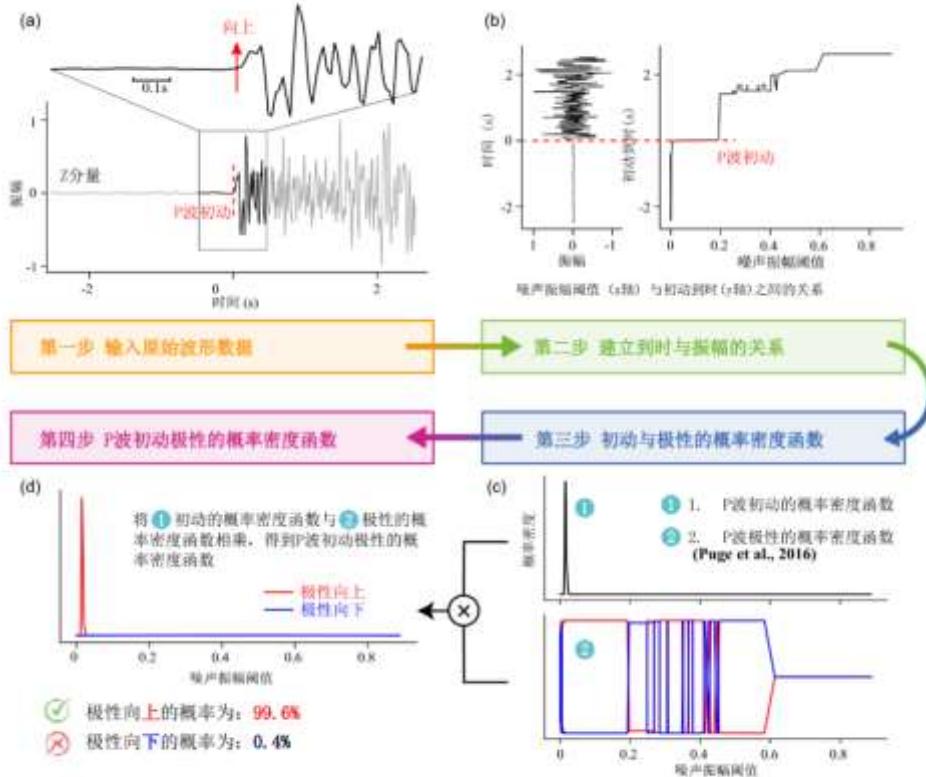


图 2. POSE 算法示意图。图片修改自 Wang et al. (2025)。

2.2 POSE 方法在 2023 年土耳其双震余震序列中的应用

我们将 2023 年土耳其双震的余震序列作为研究案例，利用 POSE 方法判别 P 波初动极性，并结合 HASH 程序 (Hardebeck and Shearer, 2002, 2003) 解算震源机制解。2023 年土耳其双震发生在东安纳托利亚断裂带上 (EAFZ)，位于安纳托利亚板块、阿拉伯板块和非洲板块的三联点附近。该地区地处广阔的阿尔卑斯-喜马拉雅造山带内部，地壳变形极为强烈 (Akgün and İNceöz, 2021)。由于其复杂的断层结构以及沿断裂带走向上非均匀的滑动速率，使得 EAFZ 沿线的构造变形模式表现出显著的分段特征 (Reilinger et al., 2006; Güvercin et al., 2022)。此外，在 2023 年 Mw7.8 地震的东北端与 2020 年 Mw6.8 Elazığ 地震的西南端之间，还存在一段明显的地震空区 (Zhou and Ghosh, 2025)，其地震危险性值得进一步关注。

我们使用了 Ding et al., 2023 的地震目录与震相文件，数据时间在 2023 年 2 月 8 日至 2 月 28 日之间。所用台站与 Ding et al., 2023 的相同。POSE 算法对数据做 1–20Hz 带通滤波，根据震相文件中的 P 波到时，截取 P 波前 2.5s 至 P 波后 2.5s 的波形数据使用 POSE 方法进行极性判别。保留概率大于 90% 的极性数据用于后续震源机制解计算。

除了 P 波初动极性外，HASH 算法还结合 S/P 振幅比信息以增强震源机制的约束能力。

S/P 振幅比仅在三分量地震记录上进行计算。波形数据先经过 1–10 Hz 带通滤波处理，振幅比计算时使用的时窗为：P 波和 S 波分别从其到时前 0.5 秒至到时后 1.5 秒；噪声振幅则选取 P 波到时前 2.5 秒至 0.5 秒之间。当 S-P 时间间隔小于 2 秒时，对应的 S/P 振幅比数据将被舍弃。我们对震源机制解结果进行了严格的质量控制，选择解平面平均不确定度 (nodal plane uncertainty) $<25^\circ$ ，解的可靠性 (mechanism probability) $>80\%$ 且极性拟合残差 (polarity misfit) $<20\%$ 的震源机制解作为 A 类可靠结果。对于 B 类和 C 类则逐渐放宽要求，其他震源机制解则舍弃，具体标准如表 1 所示。最终保留 1002 个 C 类及以上质量的震源机制用于后续研究 (图 3a)。

表 1 震源机制解质量评价指标

	解平面的平均不确定度	解的可靠概率	极性拟合残差
A	$<25^\circ$	>0.8	<0.2
B	$<35^\circ$	>0.6	<0.3
C	$<45^\circ$	>0.5	<0.4
D	$>45^\circ$	<0.5	>0.4

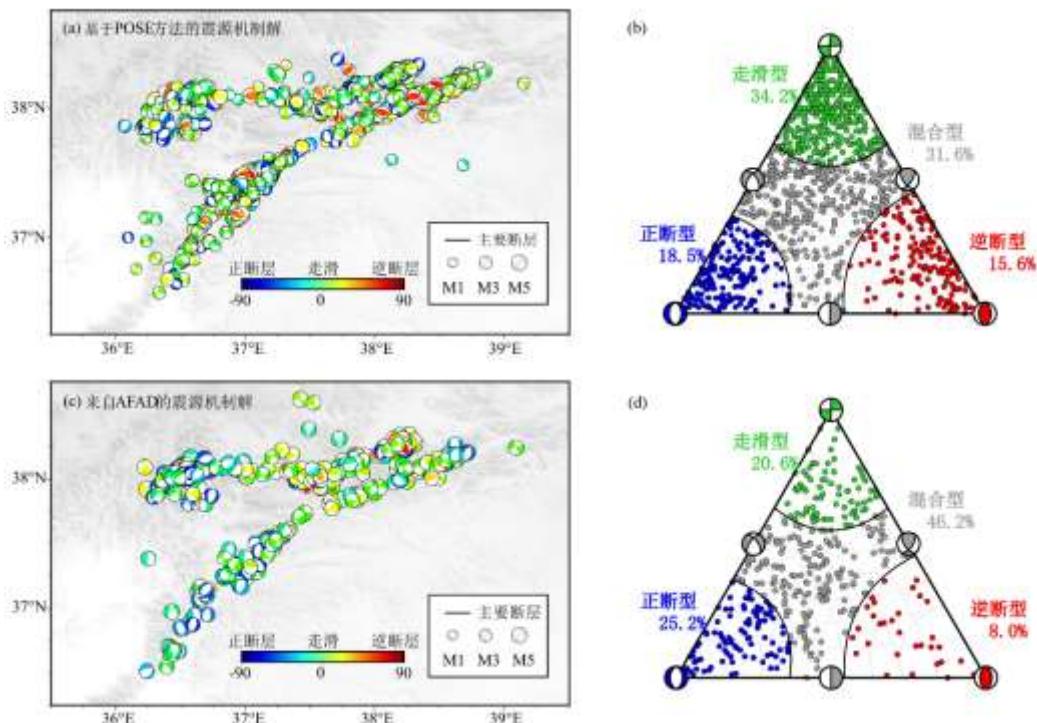


图 3. 土耳其双震余震序列震源机制解，采用下半球投影。沙滩球的颜色为 γ_{fs} (Bailey et al., 2010)，用于表示断层类型。(a) 基于 POSE 方法获得的震源机制解；(b) 基于 POSE 方法获得的震源机制解的分类；(c) 来自 AFAD 的震源机制解；(d) AFAD 数据集中震源

机制解的分类

此外,我们从土耳其灾害与应急管理署地震部 (AFAD) 下载了研究区域内同时段的 389 个震源机制解($M>4$, 图 3c), 通过数值计算得到断层类型, 以沙滩球颜色 γ_{fs} 表示, 并与 POSE 方法解算得到的震源机制解结果进行比对。 γ_{fs} 的定义为

$$\gamma_{fs} = \arctan\left(\frac{|e_{33}| - |e_{13}|}{\sqrt{2}|e_{23}|}\right), \quad (10)$$

其中, e_{13} 、 e_{23} 、 e_{33} 分别代表 P 轴, B 轴和 T 轴的垂直分量。

另外, 我们采用 Frohlich (1992)的震源机制类型划分方法, 对两组震源机制解的性质进行了系统性比较 (图 3 b, d)。在 POSE 数据集中, 走滑型地震占主导 (34.2%), 其次是正断型 (18.5%) 和逆断型 (15.6%)。而在 AFAD 数据集中, 混合型地震的比例显著升高 (46.2%), 纯走滑型 (20.6%) 和逆断型 (8.0%) 的比例则大幅降低。两组数据在不同断层类型相对比例上的差异, 很可能与二者包含的地震震级范围不同有关。这种断层活动方式对震级的依赖性在其他地区也有发现 (例如, Bailey et al., 2009), 表明不同尺度的地震活动可能受控于不同的断层作用机制 (Ben-Zion, 2008; Goebel et al., 2017)。

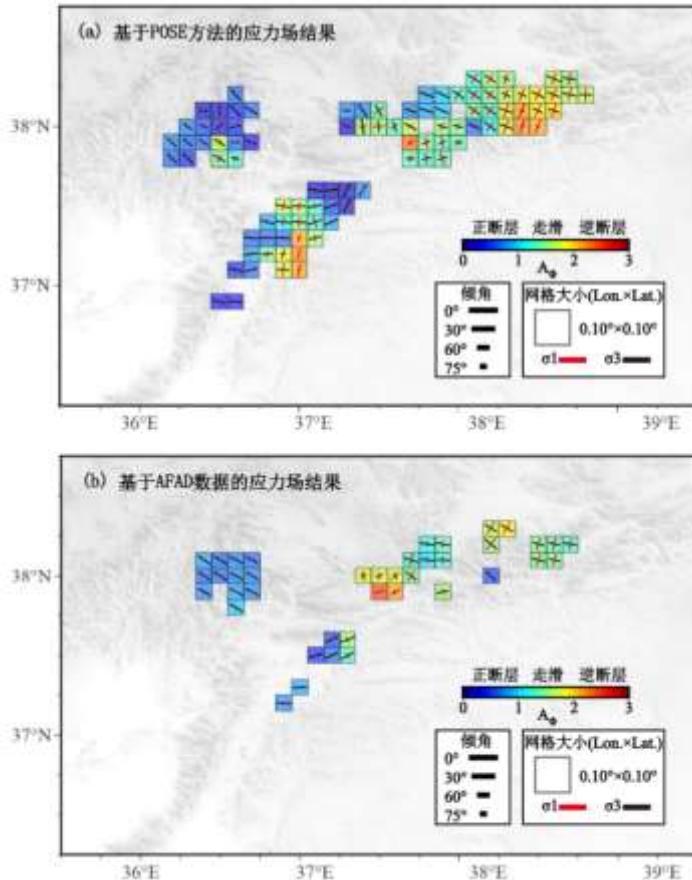


图 4. (a) 基于 POSE 方法的应力场反演结果; (b) 基于 AFAD 目录应力场反演结果。图

中网格颜色根据 A_ϕ 划分, 交叉短线指示了最大 (σ_1 , 红色) 和最小 (σ_3 , 黑色) 主压应力轴的水平投影方向。

我们分别利用两组震源机制数据集进行了应力场反演 (图 4)。反演工作采用了 MSATSI 程序 (Martínez-Garzón et al., 2014), 该程序结合了 Hardebeck 和 Michael (2006) 提出的空间平滑算法。该方法通过引入目标节点及其相邻网格单元的震源机制, 有效减少了由于单个网格单元内震源机制多样性不足而引起的偏差。我们将研究区划分为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的网格单元。在每个网格节点处, 选择半径为 0.1° 的圆形范围内的震源机制进行反演, 仅保留包含不少于 10 个震源机制的节点用于分析。由于 POSE 数据集包含的震源机制数量远多于 AFAD 数据集, 因此其可解析应力的网格节点具有较好的空间覆盖度。相比之下, 当使用 AFAD 数据集在 0.1° 网格下进行反演时, 许多节点因震源机制数量不足 (震源机制数 ≥ 10 , 见图 3b) 而无法获得可靠结果, 导致反演结果中出现许多空白区域, 尤其集中在 Mw7.8 地震破裂区域的中部和南部。

此外, 我们使用 Anderson 断层参数 (Simpson, 1997) 对构造应力体制进行分类:

$$A_\phi = (n + 0.5) + (-1)^n(R - 0.5), \quad (11)$$

其中 $n = 0, 1, 2$ 分别对应于正断层、走滑断层和逆断层体制。我们根据节点的应力比 R 和应力场类型, 将构造应力状态划分: 正断层 ($0.0 \leq A_\phi < 1.0$)、走滑断层 ($1.0 \leq A_\phi < 2.0$) 以及逆断层 ($2.0 \leq A_\phi < 3.0$)。

尽管两次应力场反演中使用的数据来源并不相同, 但其揭示的区域应力场表现出较好的一致性。基于不同数据集反演得到的 A_ϕ 均基本处于 0.5-1.5 之间, 显示出应力场由东到西相似的空间变化趋势: 由东侧的走滑性质变化为西侧的正断层机制, 这与东安纳托利亚断裂带 (EAFZ) 作为左旋走滑构造带, 并在局部存在拉张分量的区域构造背景 (Duman and Emre, 2013) 相吻合。此外, 两组数据集所反演得到的主压应力轴的主要方向均为近 N-S 向至 NNW-SSE 向, 与阿拉伯板块向北推挤欧亚板块的构造背景一致 (Reilinger et al., 2006)。

基于 POSE 方法获得的结果能够更加清晰的呈现出应力场的空间分区特征。在 EAFZ 东北段 (约 $38^\circ\text{N}, 38.5^\circ\text{E}$ 附近), 应力场状态表现为以逆冲分量为主的显著压扭 (Transpression) 特征 ($A_\phi > 2.0$)。最大水平压应力 ($S_{H\max}$) 方向接近 NNW-SSE 向。该区域在构造上对应于 EAFZ 的普图尔格 (Pütürge) 挤压型拐弯 (Duman and Emre, 2013), 压扭应力状态的出现是断层复杂几何形态对区域应力场响应的直接体现。这一关键的构造分区特征, 在数据相对稀疏的 AFAD 反演结果 (图 3c) 中未能得到有效约束。

沿断裂带中段（约 37°E - 38°E），应力场主要处于走滑兼具拉张的状态（ A_ϕ 值介于 0.5-1.5）。此区域的 $S_{H\max}$ 方向保持稳定，基本维持在 NNW-SSE 向，这揭示了主破裂的孕育和发生环境是以左旋剪切为主导，并伴随有不可忽略的拉张分量 (Yoshida, 2024)。在破裂带的西段及更西侧区域，应力场明确地转变为一个以正断层机制为主导的拉张环境 (A_ϕ 值 < 1)。这一转变并非局部现象，而是反映了该区域更大的构造背景：其正断层应力状态与该区域已知的地堑构造 (Bozkurt, 2001)、以及由 GPS 和 InSAR 测量的现今南北向拉张应变率 (Reilinger et al., 2006; Weiss et al., 2020) 等长期地质和大地测量观测结果高度吻合。在动力学上，这种应力场的转换与 EAFZ 在此处发生分支、转向，并最终受到塞浦路斯岛弧后方更广阔的拉张体系影响密切相关 (Glover and Robertson, 1998; Reilinger et al., 2006; Taymaz et al., 2007)。

应力场反演结果揭示了研究区以 NNW-SSE 向挤压为主导的走滑-张扭应力环境。此外，与 AFAD 结果的比较显示，基于 POSE 方法的高密度数据集的优势在于其能够提供一个覆盖更完整、细节更丰富的应力场图像，并成功识别出由断层几何复杂性导致的、从东北段的压扭区，到中段的走滑-拉张过渡区，再到西段的显著拉张区的空间演化特征。这一精细的应力场分区特征展现出 POSE 方法的可靠与实用性，并为深入理解此次复杂双震序列的背景应力场和破裂动力学提供了至关重要的约束。

3. 断层首波自动检测方法

位于断层附近的地震能够产生沿着双材料界面 (bimaterial interface) 传播的断层首波 (Fault Zone Head Wave, FZHW)，其传播速度等同于介质中较快一侧的速度，并向较慢一侧折射 (Ben-Zion, 1989)。与直达 P 波相比，断层首波展现出若干鲜明的特性，包括较低的振幅、早于直达 P 波的到时以及与 P 波相反的初动极性和偏振方向等。直达 P 波和断层首波之间的到时差可以反映发震深度上跨断层速度差异的大小 (Ben-Zion and Malin 1991)，从而为跨断层波速差异提供定量测量。沿断层的距离 r 与断层首波和直达 P 波之间的到时差 Δt 之间的关系可以写成：

$$\Delta t = r \left(\frac{1}{\alpha_2} - \frac{1}{\alpha_1} \right) \approx r \left(\frac{\Delta \alpha}{\alpha^2} \right), \quad (12)$$

其中 $\Delta \alpha$ 和 α 分别表示高速和低速介质 P 波速度的差值和平均值 (Ben-Zion and Malin, 1991)。基于上述公式，可以使用到时差与震中距数据估计断层界面沿线的平均速度对比 ($\Delta \alpha / \alpha$)。

为了获得对速度差异的可靠估计，我们需要准确拾取断层首波和直达 P 波的到时。在最近几年，已经发展出多种自动拾取方法来处理海量地震数据。Ross 和 Ben-Zion (2014)

通过计算 STA/LTA (Allen, 1978) 特征函数来拾取初至震相, 然后结合峰度 (kurtosis, Baillard et al., 2014) 和偏度 (skewness) 函数判断是否存在断层首波。Li 和 Peng (2016) 采用了两阶段的工作流程来识别断层首波, 首先根据断层首波与直达 P 波的振幅比初步识别, 再结合不同震相的粒子运动轨迹和频率特征进行修正。这两种方法都将振幅作为断层首波检测的关键特征。然而, 由于断层首波的振幅较弱, 这可能导致拾取不准确, 甚至出现误检。为了减少错误拾取并确保我们结果的可靠性, Wang et al. (2023) 改进了前人的自动检测算法, 提出“前向检测-后向拾取”的新检测策略, 并结合手动检查以提高准确性。在本章节中, 我们将介绍这一方法, 并以发生在缅甸的 Mw7.7 曼德勒地震的余震序列作为研究案例, 对发震断层两侧存在的物性差异进行观测与分析。

3.1 基于振幅特征的断层首波自动拾取算法

基于“前向检测-后向拾取”策略的断层首波检测流程如图 5 所示(Wang et al., 2023), 在自动检测过程中结合了 STA/LTA 函数和峰度函数。在第一步中, 我们使用 STA/LTA 方法在垂直分量上对震相进行检测, 该函数定义为:

$$S_d(t_i) = \frac{\Delta t_{LTA}}{\Delta t_{STA}} \cdot \frac{\sum_{t_i-\Delta t_{STA}}^{t_i} |d(\tau_i)|}{\sum_{t_i-\Delta t_{LTA}-\Delta t_{STA}}^{t_i} |d(\tau_i)|}, \quad (13)$$

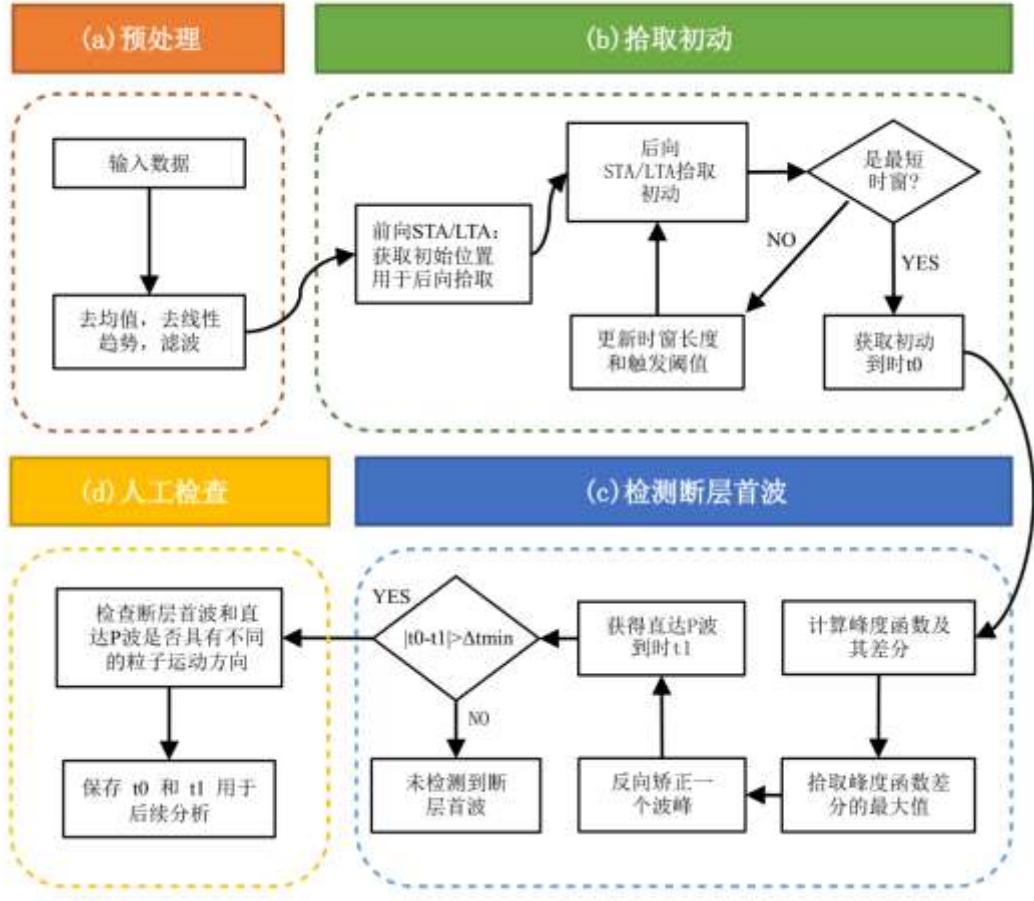


图 5. 断层首波拾取策略流程图, 图片修改自 Wang et al. (2023)。

其中 S_d 是输入数据 d 的 STA/LTA 的特征函数, Δt_{LTA} 和 Δt_{STA} 分别代表长时窗和短时窗的长度。这一步的目的是捕捉地震到达信号, 无论是断层首波还是直达 P 波。当 Δt_{STA} 和 阈值较大时, STA/LTA 的特征函数更稳定但较不精确地识别振幅变化。相反, 当这些值较小时, 识别结果较不稳定。因此, 我们采用不同参数的多个 STA/LTA 特征函数的组合, 以获得它们各自的优势。我们设置 Δt_{STA} 为 1 秒, Δt_{LTA} 为 10 秒 (见图 6), 我们从地震发生开始搜索地震信号, 直到长短窗特征函数达到阈值 5, 该时刻记为 t_{init} 。然后我们反向搜索, 通过设置不同的 STA/LTA 参数和触发阈值 (图 6b) 来获得更准确的初动到时。这种“前向检测和后向拾取”的策略在拾取振幅较微弱的断层首波时具有独特的优势, 算法中的多次后向拾取可以避免在波形摆动中弱振幅信号的影响, 如图 6(b)所示。

接下来, 我们使用对时间序列特征的突变较为敏感的峰度函数 (Baillard et al., 2014; Zhou et al., 2021), 来拾取断层首波之后的直达 P 波到时。峰度函数的定义如下:

$$K_d(t_i) = \frac{\frac{1}{N} \sum_{t_i-\Delta t_K}^{t_i} (|d(\tau_i)| - \bar{d})^4}{\left[\frac{1}{N} \sum_{t_i-\Delta t_K}^{t_i} (|d(\tau_i)| - \bar{d})^2 \right]^2}, \quad (14)$$

其中, Δt_K 和 N 分别是计算峰度函数时的时窗长度和采样点数; \bar{d} 是 $|d(\tau_i)|$ 在时窗 $[t_i - \Delta t_K, t_i]$ 内的平均值。在公式(15)所定义的限定时窗内, 我们首先选择最大导数的出现时刻作为直达 P 波的初始到时 (Ross and Ben-Zion, 2014), 然后将其校正至前一个波峰, 该波峰即对应于真实的到时 (图 6c, Zhou et al., 2021)。为了避免其他震相的干扰, 我们采用了一个与震中距相关的可变限定时窗长度 $\Delta t_{limited}$, 其定义为:

$$\Delta t_{limited} = t_D - t_H \approx r \cdot \frac{\Delta \alpha}{\bar{\alpha}^2}, \quad (15)$$

其中, t_D 和 t_H 分别是直达 P 波和 FZHW 的到时; $\Delta \alpha$ 是断层两侧的速度差异; $\bar{\alpha}$ 是平均速度; r 表示沿断层的距离。我们利用后向 STA/LTA 函数来拾取初动到时, 随后将该到时与峰度函数标记的到时进行对比。如果二者时差大于 0.065 秒, 我们便认为可能存在 FZHW。该时差值 (0.065 秒) 是本算法的有效分辨率极限 (Ross and Ben-Zion, 2014; Wang et al., 2023), 当小于该值时, FZHW 将难以与直达 P 波区分开来。

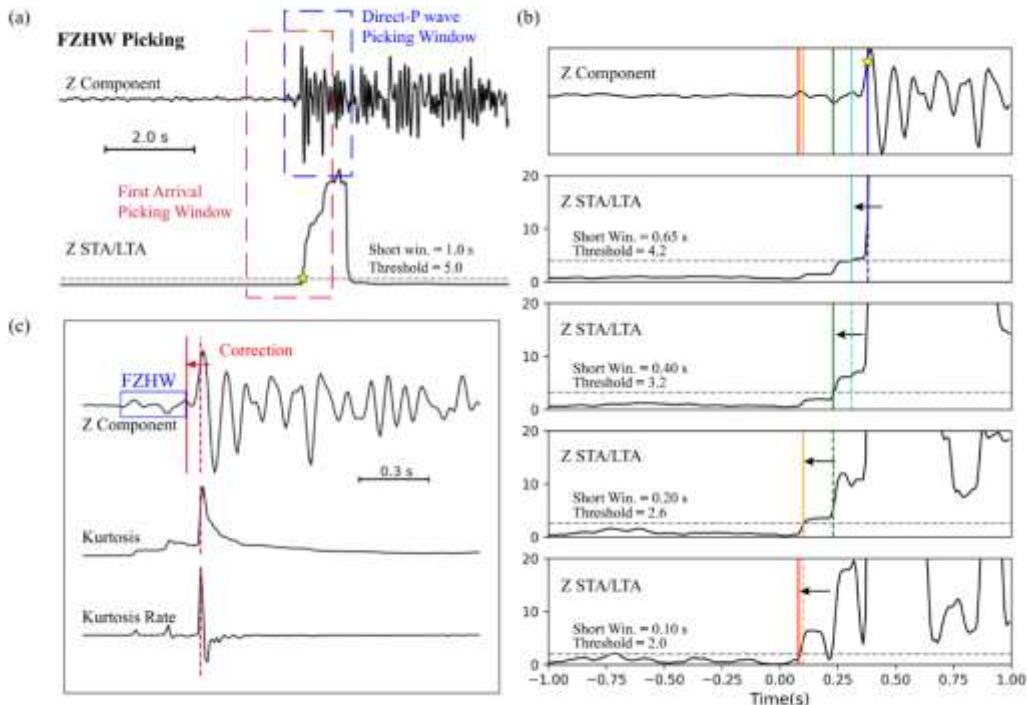


图 6. 断层首波检测示例。(a) 红色和蓝色虚线框分别表示初动和直达 P 波拾取窗口。在此示例中, 算法进行了 0.5-20Hz 的滤波。(b) 使用不同短窗长度和阈值的长短窗特征函数。蓝线和黄色五角星标记了(a)中黄色五角星的相同位置。橙色直线是初动拾取的最终结果。(c) 从垂直分量计算的峰度函数及其导数。红色实线是直达 P 波的最终拾取结果。蓝色方框标注了断层首波的波形。改自 Wang et al. (2023)。

3.2 断层首波揭示 Mw7.7 曼德勒地震双材料界面特性

2025 年 3 月 28 日，在缅甸曼德勒附近发生了 Mw7.7 地震，对缅甸附近地区造成了严重破坏和人员伤亡。曼德勒地震发生在实皆断裂带（Sagaing Fault）上的一个地震空区内（Hurukawa and Maung, 2011），主震破裂长度约 500 公里，是有记录以来最长的走滑型地震破裂之一（Hirano et al., 2025）。此次曼德勒地震的主破裂段结构并不复杂，没有明显的断层弯折或阶跃（Peng et al., 2025）。破裂发生初期为亚剪切速度的双向破裂，随后向南破裂的部分发展为超剪切破裂（Hirano et al., 2025）。此外，最近的研究显示，在破裂过程中还发生了一系列的反向传播破裂，说明可能存在应力或者速度结构的非均匀性，导致了复杂的破裂过程。我们将 2025 年发生在缅甸的 Mw7.7 曼德勒地震的余震序列作为研究案例，利用 3.1 节的方法，结合人工检查来拾取断层首波，估计发震断层两侧的波速差异，并结合地震的破裂过程进行分析与讨论。

基于泰国气象局（Thai Meteorological Department, TMD）的地震目录，我们对近断层台站 MM.NGU 记录到的余震波形数据进行分析处理，并尝试拾取断层首波。通过将 4.1 节中的方法应用于 P 波震相的筛选识别，经过人工复合，我们筛选出了 20 条较为清晰的断层首波记录（图 7），其中 9 条记录位于 MM.NGU 台站南侧，11 条记录位于 MM.NGU 台站北侧。在识别出断层首波与直达 P 波后，基于公式 12，我们对沿断层距离与到时差进行拟合，并估计断层两侧 P 波波速差异。设置区域平均速度 $\alpha = 6.5 \text{ km/s}$ ，计算得到 MM.NGU 台站北侧的 P 波波速差异约为 3.17%，南侧的 P 波波速差异约为 2.96%。结合地震和台站位置分布，以及历史研究资料，东侧介质 P 波波速应快于西侧。另外，观测到 FZHW 的地震主要集中在 F1 与 F2 之间，提示真实的速度界面更可能位于更靠东的 F2 附近。此外，该界面更可能是具有有限宽度的速度梯度带而非突变面，这使得在 F2 附近的一定范围内（包含梯度带本身）均可激发可观测的 FZHW，从而产生图 7a 所示的分布特征。

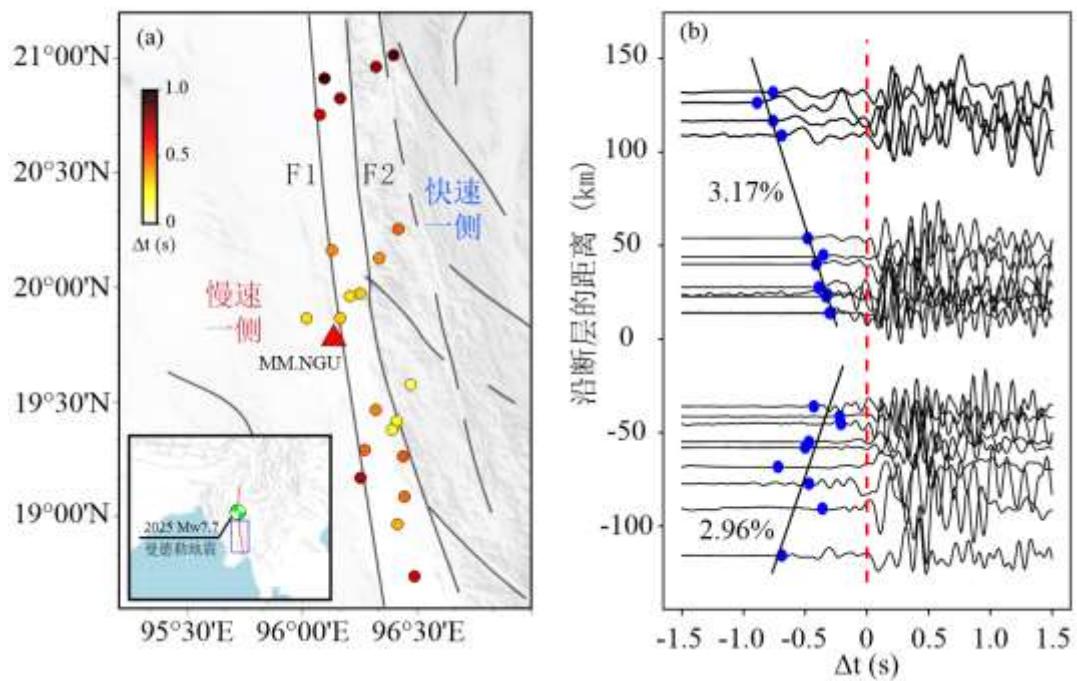


图 7. 实皆断裂附近的断层首波波形与分布。(a) 产生断层首波的地震的位置分布, 点的颜色反映了断层首波与直达 P 波的到时差大小, F1、F2 为可能存在速度差异断层的断层迹线。(b) MM.NPW 台站 (红色三角) 记录到的带有断层首波的波形数据, 图中波形按照直达 P 波到时对其 (0 时刻, 红色虚线), 蓝色圆点为断层首波的到时拾取。

断裂带两侧的波速差异会对地震的动态传播过程产生影响。对于右旋走滑的实皆断裂带, 其西侧的低速结构有利于亚剪切破裂向北传播 (Ben-Zion, 2001; Ampuero and Ben-Zion, 2008)。而对于超剪切破裂, 断裂带东侧的高速结构有利于其向南传播 (Weertman, 2002)。曼德勒地震的主要破裂特征与观测到波速差异对应的破裂方向偏好性相符。然而, 也存在一段约 100 公里长的向南亚剪切破裂段未表现出上述预期特征。除了断裂带双材料界面速度差异外, 地震的破裂的动态传播过程受到多种因素的控制, 如断层几何形态 (Wesnousky, 2006, 2008)、非均匀的应力分布 (Yang et al., 2019; Yao and Yang, 2022) 以及摩擦性质 (Ampuero and Ben-Zion, 2008; Erickson and Day, 2016) 等。要深入揭示此次地震的破裂机理, 仍需开展更为系统和细致的研究工作, 包括对震源过程、多尺度构造特征及其与应力场演化关系的综合分析。

4. 远震动态触发事件自动检测方法

4.1 高频功率积分比值法——HiFi

远震波到达观测台所产生的动态应力扰动如果触发了观测台附近地震的发生, 则记录的

远震波形上将叠加触发地震所产生的高频能量（图 8a）。基于这一原理，Yun et al. (2019) 开发了一种新方法，通过直接比较远震波通过前和通过期间的高频能量变化检测动态应力扰动是否触发了台站附近的地震，并将该方法称作高频功率积分比值法（High-Frequency Power Integral Ratio），简称 HiFi 方法。

为了量化高频能量变化，HiFi 方法首先比较两个时间窗内地震波形的高频能量：远震波到达之前的 T_b 时窗和远震波经过期间的 T_e 时窗，具体分为三步。第一步，计算 T_b 和 T_e 时间窗内的功率谱密度（PSD）。 T_b 窗口中的 PSD 记为 PSD_b ，反映背景高频能量，因此它应该足够长，例如几小时到几天(Pankow et al., 2004)。 T_e 窗口中的 PSD 记为 PSD_e ，可能包含触发地震的信号，一般为远震波面波的持续时间，比 T_e 短得多。以北加州地震台网（Northern California Seismic Network）的 GDXB 台站记录的 2010 年 $M7.2$ 下加利福尼亚地震为例， T_e 为速度是 5 和 2 km/s 的震相到时之间的时间窗（约 300 s），而 T_b 则为 P 波到时前的 5 小时（图 8b）。第二步，通过在频率范围 $[f_l, f_h]$ 内对 PSD 进行积分来分别计算两个时间窗中的高频能量 I_b 和 I_e （图 8d）：

$$I_b = \int_{f_l}^{f_h} PSD_b df, \quad (16)$$

$$I_e = \int_{f_l}^{f_h} PSD_e df. \quad (17)$$

其中频率下限 f_l 应足够高，以避免包含远震波。对于 GDXB 台站记录到的下加利福尼亚地震，选择频率范围为 25–35 Hz（图 8d）。第三步，计算 I_e 和 I_b 之间的对数比 R_E ，以最终代表远震经过期间的高频能量变化：

$$R_E = \log_{10} \frac{I_e}{I_b}. \quad (18)$$

由 GDXB 台站记录到的下加利福尼亚地震波形数据计算得到的 R_E 为 3.96（图 8d），说明远震波到达之后高频能量显著增加，对应被触发的众多区域小地震（图 8c）。相比之下，同样由 GDXB 台站记录到的 2009 年 $M5.8$ 加利福尼亚湾地震的 R_E 值为 -0.83（图 8i），表明远震波到达之后高频能量没有增加，高通滤波之后的波形图中也没有明显的区域小地震信号（图 8h）。

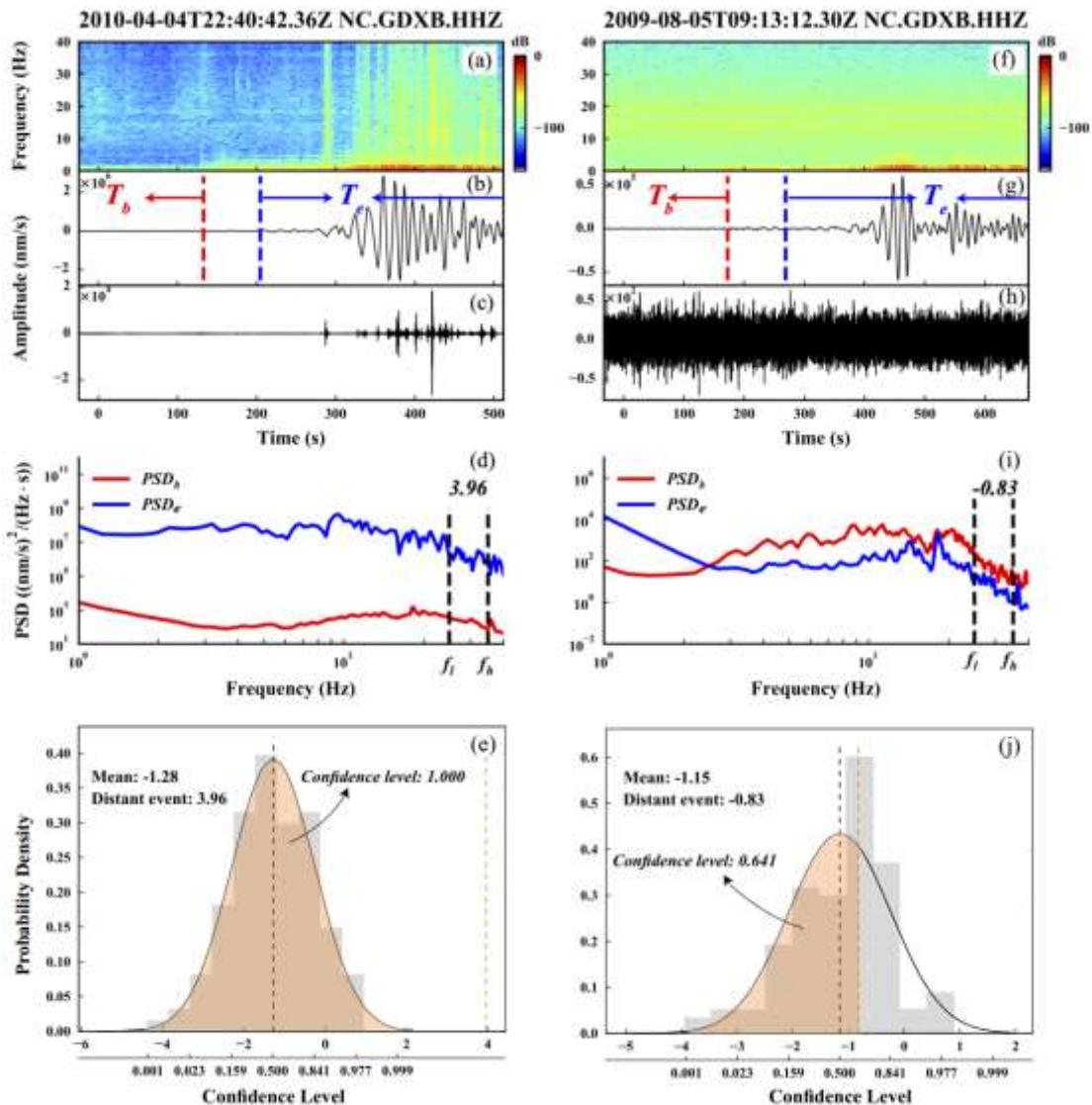


图 8. 2010 年 4 月 4 日 $M7.2$ 下加利福尼亚州地震和 2009 年 8 月 5 日 $M5.8$ 加利福尼亚湾地震的动态触发检测结果。(a - c) 北加州地震台网 (Northern California Seismic Network) 的 GDXB 站记录的 2010 年下加利福尼亚州地震原始波形的频谱、原始波形以及高通滤波 (>25 Hz) 之后的波形。红色和蓝色虚线分别标记 P 波和一个波速为 5 km/s 的震相的到时。 T_b 和 T_e 分别为 P 波到达前 5 小时以及 5 km/s 与 2 km/s 震相到时之间的时间段。(d) 红线和蓝线分别对应 T_b 和 T_e 时间窗内原始波形数据的功率谱密度 (PSD)。黑色虚线标记对 PSD 积分的频率范围。右上角数字是两个时间窗内频率积分结果的对数比值 (R_E)。(e) 背景天内高频能量对数比值 (R_B) 的分布及动态触发置信水平 (Confidence Level, CL)。直方图是 R_B 数据集的概率密度分布, 黑色实线为利用正态分布拟合直方图得到的概率密度函数, 并用黑色虚线标记均值; 橙色虚线对应的横坐标为 R_E 的大小; 黑色实线和橙色虚线包围的橙色阴影区域为计算 CL 时对 PDF 进行积分的区域, 不同的 R_E 值对应的 CL 标记在最底部单独的坐标轴上。(fj) 与 (ae) 中的标记含义相同, 但展示的是加

利福尼亚湾地震的检测结果。改自 **Yun et al. (2019)**。

为了克服高频背景噪声在 T_b 和 T_e 两个时间窗内存在差异造成的高频能量增加假象, HiFi 方法还通过比较有远震波经过时的高频能量变化 R_E 和无远震波经过时的高频能量变化 R_B , 来从统计意义上量化远震波经过时高频能量变化的显著性。 R_B 的计算是利用没有远震波经过的背景天中、与 T_b 和 T_e 相同的时间窗, 计算方法与 R_E 相同。基于利用正态分布拟合 R_B 分布得到的概率密度函数 (Probability Density Function, PDF), 计算 $R_B \leq R_E$ 的概率定义动态触发的置信水平 (Confidence Level, CL):

$$CL(R_E) = \int_{-\infty}^{R_E} PDF \, dR_B. \quad (19)$$

置信水平的范围从 0 到 1, 其值越大, 发生动态触发的可能性越大。2010 年下加利福尼亚地震和 2009 年加利福尼亚湾地震的 CL 值分别为 1.0 和 0.641 (图 8e 和 j), 表明发生动态触发的置信水平非常高和比较低, 与高通滤波之后的波形存在和不存在显著区域小地震信号的观测结果一致 (图 8c 和 h)。

4.2 自动化程序包——DynTriPy

Yun et al. (2020) 用 Python 语言开发了一个以 HiFi 算法为基础的动态触发高效检测程序包——DynTriPy。Python 是最流行的开源编程语言之一, 拥有全球数百万开发者社区, 且越来越多的成熟 Python 包可以直接用于科学计算和地球物理学专业问题。DynTriPy 的输入数据为远震目录和连续波形记录, 通过自动化计算输出发生动态触发的置信水平 (图 9)。DynTriPy 为系统性检测多台站上多远震事件的动态触发现象提供了有力工具, 符合当前海量观测数据处理的急迫需求。相关代码现已开源, 并在云南省地震局、中国地震局第二监测中心用于相关研究 (https://github.com/yunnd1a1ala/dynamic_earthquake_triggering)。

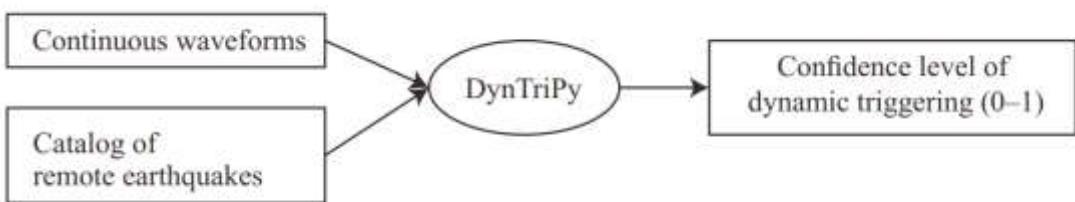


图 9. DynTriPy 程序包的基本框架。

4.3 DynTriPy 在 2023 年土耳其双震中的实际应用

我们利用 DynTriPy 程序包对 2023 年土耳其双震在全国范围内是否造成了动态触发进

行了检测。2023 年 2 月 6 日土耳其先后发生了罕见的 $M_w7.8$ 和 $M_w7.6$ 双震，相隔仅 9 小时、相距约 96 km（图 10）。其中 $M_w7.8$ 是现代地震记录存在以来最大的大陆走滑地震之一，而这次双震则是有记录以来最大的大陆双震(Jiang et al., 2023)。 $M_w7.8$ 地震破裂长度约 350 km，最大滑移量 8–10 m； $M_w7.6$ 地震破裂长度约 160 km，最大滑移量 10–12 m，例如(Ren et al., 2024)。显著的滑移量不仅在近场产生了强烈震动，在远场也造成了突出的动态应力扰动。Inbal et al. (2023) 探究了此次双震的动态应力扰动在死海地区的动态触发现象，指出虽然 $M_w7.6$ 地震的震级相对 $M_w7.8$ 地震较小，但在死海地区的远震波携带更大的动态应力，并由此触发了区域地震。本研究拟利用我国固定台台网，对土耳其双震在我国造成动态触发现象进行探究。

本研究首先进行了连续波形数据的收集与预处理。经过质量筛选，共有 871 个全国固定台站完整记录到了土耳其双震波形，这些台站的连续波形记录被用于本研究的动态触发检测（图 10）。



图 10. 2023 年土耳其双震（红色圆圈）以及全国固定台网分布（黄色圆圈）。

通过将 DynTriPy 程序包应用于全国地震台网的连续波形记录，本研究计算了土耳其双震在我国引起动态触发的置信水平。根据 DynTriPy 程序包的参数要求，这里设定远震到达前的时间窗 T_b 为远震 P 波理论到时的前 5 小时。此外，由于本研究只关注远震面波经过期间的瞬时触发，而不考虑远震波全部经过之后的延迟触发，因此将远震波经过期间的时间窗 T_e 设置为波速为 5 和 2 km/s 震相到时之间的时间段。对于高频积分范围 $[f_l, f_h]$ ，为了排除特定频率下噪声数据的影响，本研究对 10–35 Hz 内的高频数据进行了分段研究：每 5 Hz 作为

一个频率范围计算相应的动态触发置信水平 CL 值，最终得到不同远震在不同台站、不同频率范围内的 CL 值。若远震在台站附近触发了区域小地震，由于区域小震的能量在 10–35 Hz 范围内均较强，所以不同频率范围的 CL 值均应较大；反之，如果是特定频率的噪音导致的高频能量增加，则 CL 值将表现为在特定频率范围内较大。最后，在不同频率范围内计算得到的 CL 值得平均结果被用来表征整体得动态触发置信水平。背景高频能量变化的参考时间窗长度 N 被设定为远震到达前后各 60 天。

为了进一步佐证 DynTriPy 的动态触发计算结果，本研究人工检查了 CL 值计算结果大于 0.85 的远震波形。通过频谱和高通滤波之后的土耳其双震波形检测区域小震信号。

本研究结合 DynTriPy 的计算结果和人工波形检测结果对土耳其双震在我国的动态触发现象进行分析比较。首先， $M_w 7.8$ 地震的动态触发现象较 $M_w 7.6$ 地震更为显著。DynTriPy 的计算结果中， $M_w 7.8$ 地震对应的 CL 值大于 0.85 的台站数多于 $M_w 7.6$ 地震；且人工检测结果中， $M_w 7.8$ 地震波形经过期间检测出区域小震波形的台站同样也多于 $M_w 7.6$ 地震（图 11）。这一结果与 Inbal et al. (2023) 在死海地区的研究结果—— $M_w 7.6$ 地震较 $M_w 7.8$ 地震有更强的触发能力——不同。可能的原因有两点：一方面，土耳其双震相对于我国和死海地区的方位角不同且震源存在显著的破裂方向性，所以不同方位角的断层可能接收了不同大小的动态应力扰动，且正应力扰动和剪应力扰动的相对大小也可能存在差异，由此导致相同远震在不同断层的触发能力不同；另一方面，本研究区内在 $M_w 7.8$ 地震（第一次地震）后已被触发的断层，可能由于应力水平降低，因而未在随后发生的 $M_w 7.6$ 地震（第二次地震）中再次触发。其次，在两次土耳其地震中均表现出动态触发现象的台站多位于主要构造边界，例如青藏高原东缘和鄂尔多斯块体东缘（图 11a 和图 11b）。这可能表明，位于主要块体边缘的断层较块体内部的更接近破裂。

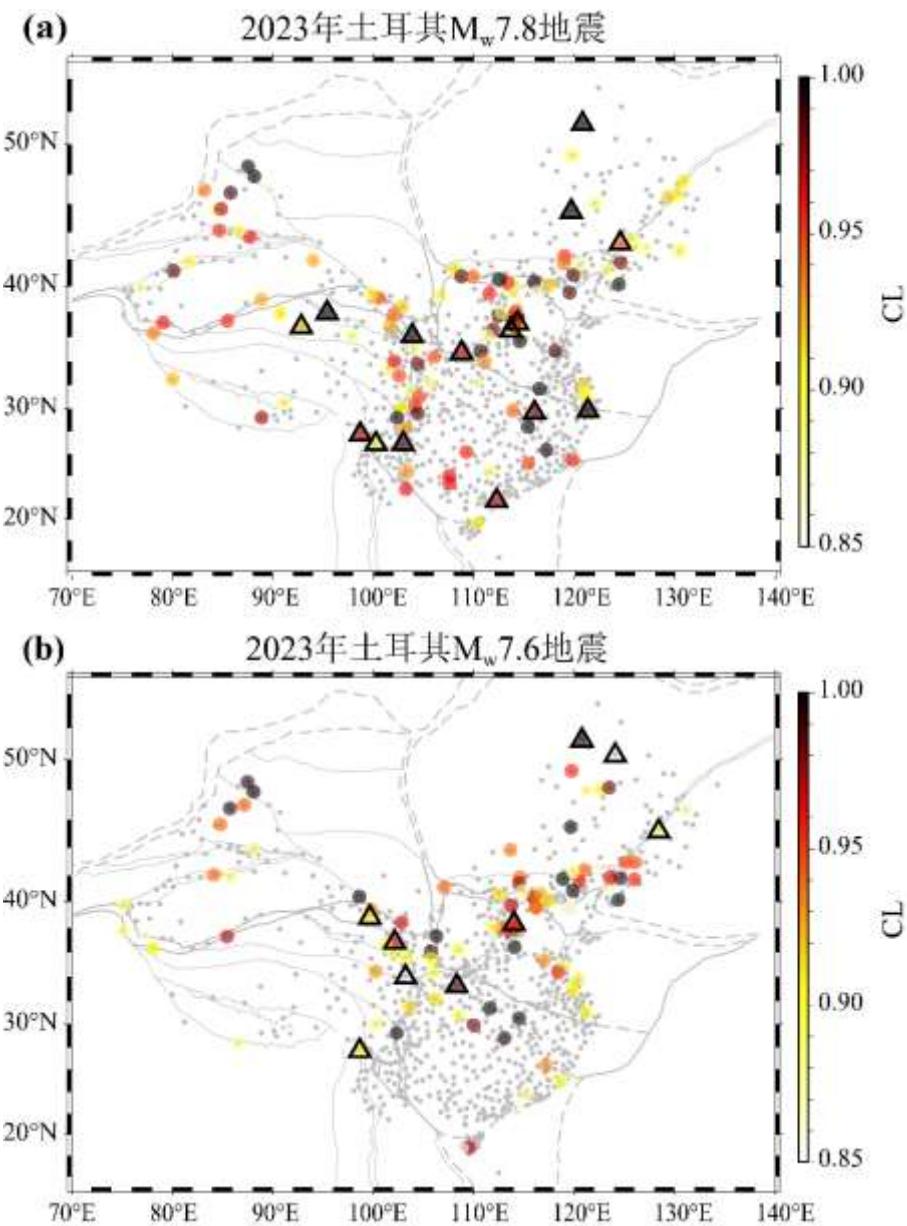


图 11. (a)2023 年土耳其 M_w 7.8 地震和(b) 2023 年土耳其 M 7. 6 地震在我国固定台网的动态触发检测结果。灰色点表示所有被检测的台站。带有颜色的圆圈表示利用 DynTriPy 程序包计算得到的动态触发置信水平 CL 值大于 0.85 的台站，颜色表示 CL 值的具体大小。黑色三角形表示通过人工检测发现被触发的区域小地震信号的台站。

5. 讨论与展望

受益于国家近年来对科学的研究的强大支持，人工智能方法研究及各行业的实用化研究受到了空前的重视与迅速发展。中国地震局将人工智能地震学列出其战略性重点发展规划中，中国地震局地震预测所、中国地震局地球物理研究所、北京大学、南方科技大学、中国科技大学等科研院所在发展地震学人工智能分析方法和软件研究发均取得了系列重要成果（Li

and Peng, 2016; Yang et al., 2019; Jiang et al., 2021; Cheng et al., 2023; Zhang H. et al., 2023; Zhao et al., 2023; Zhu et al., 2023; Pei et al., 2025)。基于中国地震局地震预测所张晓东研究员负责的科技部重点研发项目《基于大数据和人工智能的地震监测预测技术研究》的科研成果,中国地震局尝试开展地震检测、地震定位和地震震源参数智能化方法在中国地震局相关地震监测预测的业务化应用,大大提高了地震资料分析的智能化水平。然而,在看到我国人工智能地震资料分析方法与应用研究取得巨大成绩的同时,我们还应认识到,现阶段的研究还存在如下发展的空间:

1. P波初动极性的准确判别是地震数据处理流程中的重要环节。Pei et al. (2025) 提出了一种基于顺序统计量与熵准则的P波初动极性判别方法。经测试,该方法的准确率与经过特化训练的深度学习模型的效果一致,且具有更强的抗噪能力和泛化能力。前人研究 (Zhang et al., 2023) 发现人工标记为未知 (unknown) 记录中有约40%以上是具有高信噪比的初动震相和极性的,而POSE方法可以准确识别出这部分震相 (图7)。此外,POSE 也非常适用于实时地震数据流处理,有助于为现有的大量地震目录补充震源机制解,以及基于实时流数据不断产出新的震源机制。
2. 断层首波检测对开展断裂带精细结构成像具有重要意义。基于“前向检测-反向拾取”策略的断层首波检测方法 (Wang et al., 2023) 相对于前人方法更加准确且检测率更高,适用于大数据量连续波形数据的自动处理。该方法的主要工作流程可以概括为: 1) 基于较为宽松的参数策略检测震相是否存在; 2) 基于较为严格的参数策略定位初动所在位置; 3) 对比长短窗结果与峰度曲线最大值之间的到时差。此外,考虑到该方法基于断层首波与直达P波的振幅特征进行拾取,而未考虑不同震相的粒子运动轨迹特征,因此对于候选震相仍需人工检查,断层首波的智能化检测存在较大的发展空间。
3. 远震动态触发事件自动检测对探测记录台附近断裂带应力状态,定量评估断裂带地震危险性具有重要意义 (运乃丹, 2024), 我们开发的以HiFi算法为基础的动态触发高效检测程序包——DynTriPy (Yun et al., 2020) 适用于多台站、大量远震事件的动态触发自动化检测,便于实现对动态触发进行长期、大规模的系统性研究。此外,通过每天自动补充功率积分数据,可以在远震发生后较短时间内实现对触发的准实时监测。由于此代码支持miniSEED 格式的连续波形数据,因此可以直接对接大型数据中心的数据库,具备实现实时监测触发现象的条件。长期和实时动态触发检测对于探索影响触发现象的潜在因素、理解动态触发的物理机制至关重要,为利用动态触发实现断层应力探究以及地震危险性评估奠定基础。除了动态触发的地震之外,理论上, DynTriPy也可以用于检测其他任何具有特征频率的信号在连续

波形记录中的突变,例如亦属于动态应力触发但特征频率范围在~2–8 Hz的非火山震颤(e.g. Shelly et al., 2011; Peng et al., 2015)。下一步,将考虑与人工智能地震检测与定位的软件链接,实现对检测出的动态触发事件进行自动定位。

致谢 本研究由国家重点研发计划 2022YFF0800602 课题资助。

参考文献

- Akgün, E., İNceöz, M., 2021. Tectonic Evolution of the Central Part of the East Anatolian Fault Zone, Eastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 30(7): 928–947. <https://doi.org/10.3906/yer-2104-15>
- Aki, K., Richards P. G., 2002. Quantitative Seismology (2nd). University Science Books. <https://go.exlibris.link/5ldYn0FC>
- Allen, R. V., 1978. Automatic Earthquake Recognition and Timing from Single Traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68 (5): 1521-1532. <https://doi.org/10.1785/bssa0680051521>
- Ampuero, J. P., Ben-Zion, Y., 2008. Cracks, Pulses and Macroscopic Asymmetry of Dynamic Rupture on a Bimaterial Interface with Velocity-weakening Friction. *Geophysical Journal International*, 173(2): 674–692. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03736.x>
- Bailey, I. W., Becker, T. W., Ben-Zion, Y., 2009. Patterns of Co-seismic Strain Computed from Southern California Focal Mechanisms. *Geophysical Journal International*, 177(3): 1015–1036. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04090.x>
- Bailey, I. W., Ben-Zion, Y., Becker, T. W., et al., 2010. Quantifying Focal Mechanism Heterogeneity for Fault Zones in Central and Southern California. *Geophysical Journal International*, 183(1): 433–450. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04745.x>
- Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., et al., 2014. An Automatic Kurtosis-based P-and S-phase Picker Designed for Local Seismic Networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1): 394–409. <https://doi.org/10.1785/0120120347>
- Ben-Zion, Y., 1989. The Response of Two Joined Quarter Spaces to SH Line Sources Located at the Material Discontinuity Interface. *Geophysical Journal International*, 98(2): 213-222. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb03346.x>
- Ben-Zion, Y., 1990. The Response of Two Half Spaces to Point Dislocations at the Material Interface. *Geophysical Journal International*, 101(3): 507-528. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05567.x>
- Ben-Zion, Y., 2001. Dynamic Ruptures in Recent Models of Earthquake Faults. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 49(9): 2209-2244. [https://doi.org/10.1016/S0022-5096\(01\)00036-9](https://doi.org/10.1016/S0022-5096(01)00036-9)
- Ben-Zion, Y., Malin, P., 1991. San Andreas Fault Zone Head Waves Near Parkfield, California. *Science*, 251(5001): 1592-1594. <http://www.jstor.org/stable/2875727>
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey. *A synthesis*. *Geodinamica Acta*, 14(1-3): 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01066-X](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01066-X)
- Bulut, F., Ben-Zion, Y., Bohnhoff, M., 2012. Evidence for a Bimaterial Interface along the Mudurnu Segment of the North Anatolian Fault Zone from Polarization Analysis of P waves. *Earth and Planetary Science Letters*, 327-328:17-22. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.001>
- Chen, Y., Saad, O. M., Savvaïdis, A., et al., 2024. Deep Learning for P-wave First-motion Polarity Determination and its Application in Focal Mechanism Inversion. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 62: 1-11. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2024.3407060>
- Cheng, Y., Hauksson, E., Ben-Zion, Y., 2023. Refined Earthquake Focal Mechanism Catalog for Southern California

- Derived with Deep Learning Algorithms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(10): e2022JB025975. <https://doi.org/10.1029/2022JB025975>
- Ding H Y, Zhou Y J, Ge Z X, Taymaz T, Ghosh A, Xu H Y, Irmak T S, Song X D .2023. High-resolution seismicity imaging and early aftershock migration of the 2023 Kahramanmaraş (SE Türkiye) MW 7.9 & 7.8 earthquake doublet. *Earthquake Science*, 36(4): 417-432, <https://doi.org/10.1016/j.eqs.2023.06.002>
- Duman, T. Y., Emre, Ö., 2013. The East Anatolian Fault: Geometry, Segmentation and Jog Characteristics. Geological Society of London. 372. <https://doi.org/10.1144/SP372.14>
- Erickson, B. A., Day, S. M., 2016. Bimaterial Effects in an Earthquake Cycle Model Using Rate-and-state Friction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(4): 2480–2506. <https://doi.org/10.1002/2015JB012470>
- Fano, R. M., 1961. Transmission of Information: A Statistical Theory of Communication. The MIT Press.
- Frohlich, C., 1992. Triangle Diagrams: Ternary Graphs to Display Similarity and Diversity of Earthquake Focal Mechanisms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3): 193–198. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(92\)90130-n](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90130-n)
- Glover, C., Robertson, A., 1998. Neotectonic Intersection of the Aegean and Cyprus Tectonic Arcs: Extensional and Strike-slip Faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298(1-3): 103–132. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00180-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00180-2)
- Güvercin, S. E., Karabulut, H., Konca, A. Ö., et al., 2022. Active Seismotectonics of the East Anatolian Fault. *Geophysical Journal International*, 230(1): 50–69. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac045>
- Han, J., Kim, S., Sheen, D. H., 2025. RPNet: Robust P -wave First-motion Polarity Determination Using Deep Learning. *Seismological Research Letters*, 96(4): 2405-2417. <https://doi.org/10.1785/0220240384>
- Hardebeck, J. L., Michael, A. J., 2006. Damped Regional-scale Stress Inversions: Methodology and Examples for Southern California and the Coalinga Aftershock Sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11): B11310. <https://doi.org/10.1029/2005JB004144>
- Hardebeck, J. L., Shearer, P. M., 2002. A New Method for Determining First-motion Focal Mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6): 2264–2276. <https://doi.org/10.1785/0120010200>
- Hardebeck, J. L., Shearer, P. M., 2003. Using S/P Amplitude Ratios to Constrain the Focal Mechanisms of Small Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6): 2434–2444. <https://doi.org/10.1785/0120020236>
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., et al., 2018. The World Stress Map Database Release 2016: Crustal Stress Pattern Across Scales. *Tectonophysics*, 744: 484-498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Hill, D. P., Reasenberg, P. A., Michael, A., et al., 1993. Seismicity Remotely Triggered by the Magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake. *Science*, 260(5114): 1617-1623. <http://www.jstor.org/stable/2881709>
- Hirano, S., Doke, R., Maeda, T., 2025. Supershear-subshear-supershear Rupture Associated with the 2025 Mandalay Earthquake in Myanmar. *arXiv*, 2506.09652. <https://doi.org/10.48550/arxiv.2506.09652>
- Hurukawa, N., Maung, M. P., 2011. Two Seismic Gaps on the Sagaing Fault, Myanmar, Derived from Relocation of Historical Earthquakes since 1918. *Geophysical Research Letters*, 38(1): L01330. <https://doi.org/10.1029/2010GL046099>
- Inbal, A., Ziv, A., Lior, I., et al., 2023. Non-triggering and then Triggering of a Repeating Aftershock Sequence in the Dead Sea by the 2023 Kahramanmaraş Earthquake Pair: Implications for the Physics of Remote Delayed Aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 50(18): e2023GL104908. <https://doi.org/10.1029/2023GL104908>
- Jiang, C., Fang, L., Fan, L., et al., 2021. Comparison of the Earthquake Detection Abilities of PhaseNet and EQTransformer with the Yangbi and Maduo Earthquakes. *Earthquake Science*, 34(5): 425–435. <https://doi.org/10.29382/eqs-2021-0038>
- Jiang, X., Song, X., Li, T., et al., 2023. Moment Magnitudes of Two Large Turkish Earthquakes on February 6, 2023 from

- Long-period Coda. *Earthquake Science*, 36(2): 169-174. <https://doi.org/10.1016/j.eqs.2023.02.008>
- Lapins, S., Goitom, B., Kendall, J. M., et al., 2021. A Little Data Goes a Long Way: Automating Seismic Phase Arrival Picking at Nabro Volcano with Transfer Learning. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12): e2021JB021910. <https://doi.org/10.1029/2021JB021910>
- Leonard, M., 2000. Comparison of Manual and Automatic onset Time Picking. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6): 1384-1390. <https://doi.org/10.1785/0120000026>
- Li, Z., Peng, Z., 2016. Automatic Identification of Fault Zone Head Waves and Direct P Waves and Its Application in the Parkfield Section of the San Andreas Fault, California. *Geophysical Journal International*, 205(2): 1326-1341. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw082>
- Yoshida, K., 2024. Spatial Variation in Stress Orientation in and around Türkiye: Rupture Propagation across the Stress Regime Transition in the 2023 Mw 7.8 Kahramanmaraş Earthquake. *Geophysical Journal International*, 238(3): 1582-1594. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaae230>
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Ickrath, M., et al., 2014. MSATSI: A MATLAB Package for Stress Inversion Combining Solid Classic Methodology, a New Simplified User-handling, and a Visualization Tool. *Seismological Research Letters*, 85(4): 896-904. <https://doi.org/10.1785/0220130189>
- Matthews, M. V., Reasenberg, P. A., 1988. Statistical Methods for Investigating Quiescence and Other Temporal Seismicity Patterns. *Pure and Applied Geophysics*, 126(3-4): 357-372. <https://doi.org/10.1007/BF00879003>
- Michael, A. J., 1987. Use of Focal Mechanisms to Determine Stress: A Control Study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1): 357-368. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00357>
- Pankow, K. L., Arabasz, W. J., Pechmann, J. C., et al., 2004. Triggered Seismicity in Utah from the 3 November 2002 Denali Fault Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6B): S332-S347. <https://doi.org/10.1785/0120040609>
- Pei, W., Zhuang, J., Zhou, S., 2025. Stochastic Determination of Arrival Time and Initial Polarity of Seismic Waveform. *Earth, Planets and Space*, 77(1): 36. <https://doi.org/10.1186/s40623-025-02161-5>
- Peng, Z., Shelly, D. R., Ellsworth, W. L., 2015. Delayed Dynamic Triggering of Deep Tremor along the Parkfield-Cholame Section of the San Andreas Fault Following the 2014 M6.0 South Napa Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 42(19): 7916-7922. <https://doi.org/10.1002/2015GL065277>
- Peng, Z., Lei, X., Wang, D., et al., 2025. Mainshock Rupture Properties, Aftershock Activities and Remotely Triggered Seismicity Associated with the 2025 Mw7.7 Sagaing Fault Earthquake in Myanmar. *Earth ArXiv*. <https://doi.org/10.31223/X5BQ7D>
- Pugh, D. J., White, R. S., Christie, P. A. F., 2016. Automatic Bayesian Polarity Determination. *Geophysical Journal International*, 206(1): 275-291. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw146>
- Reasenberg, P. A., Simpson, R. W., 1992. Response of Regional Seismicity to the Static Stress Change Produced by the Loma Prieta Earthquake. *Science*, 255(5052): 1687-1690. <http://www.jstor.org/stable/2876633>
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., et al., 2006. GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5): B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Ren, C., Wang, Z., Taymaz, T., et al., 2024. Supershear Triggering and Cascading Fault Ruptures of the 2023 Kahramanmaraş, Türkiye, Earthquake Doublet. *Science*, 383(6680): 305-311. <https://doi.org/10.1126/science.ad1519>
- Ross, Z. E., Ben-Zion, Y., 2014. Automatic Picking of Direct P, S Seismic Phases and Fault Zone Head Waves. *Geophysical Journal International*, 199(1): 368-381. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu267>
- Ross, Z. E., Meier, M. A., Hauksson, E., 2018. P Wave Arrival Picking and First-motion Polarity Determination with Deep Learning. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6): 5120-5129.

- <https://doi.org/10.1029/2017JB015251>
- Shannon, C. E., 1948. A Mathematical Theory of Communication. *The Bell System Technical Journal*, 27(3): 379–423.
<https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1948.tb01338.x>
- Shelly, D. R., Peng, Z., Hill, D. P., et al., 2011. Triggered Creep as a Possible Mechanism for Delayed Dynamic Triggering of Tremor and Earthquakes. *Nature Geoscience*, 4(6): 384–388. <https://doi.org/10.1038/ngeo1141>
- Taymaz, T., Yilmaz, Y., Dilek, Y., 2007. The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction. Geological Society, London, Special Publications, 291(1): 1–16. <https://doi.org/10.1144/SP291.1>
- Wang, L., Zhou, Y., Zhou, S., et al., 2023. Detection of Fault Zone Head Waves and the Fault Interface Imaging in the Xianshuihe–Anninghe Fault zone (Eastern Tibetan Plateau). *Geophysical Journal International*, 234(2): 1157–1167.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggad131>
- Weertman, J., 2002. Subsonic Type Earthquake Dislocation Moving at Approximately $\sqrt{2} \times$ Shear Wave Velocity on Interface Between Half Spaces of Slightly Different Elastic Constants. *Geophysical Research Letters*, 29(8): 101–109. <https://doi.org/10.1029/2001GL013916>
- Weiss, J. R., Walters, R. J., Morishita, Y., et al., 2020. High-resolution Surface Velocities and Strain for Anatolia from Sentinel-1 InSAR and GNSS Data. *Geophysical Research Letters*, 47(19): e2020GL087376.
<https://doi.org/10.1029/2020GL087376>
- Wesnousky, S. G., 2006. Predicting the Endpoints of Earthquake Ruptures. *Nature*, 444(7117): 358–360.
<https://doi.org/10.1038/nature05275>
- Wesnousky, S. G., 2008. Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4): 1609–1632. <https://doi.org/10.1785/0120070111>
- Yang, H., Yao, S., He, B., et al., 2019. Earthquake Rupture Dependence on Hypocentral Location along the Nicoya Peninsula Subduction Megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 520: 10–17.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.030>
- Yao, S., Yang, H., 2022. Hypocentral Dependent Shallow Slip Distribution and Rupture Extents along a Strike-slip Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 520: 10–17. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117296>
- Yun, N., Yang, H., Zhou, S., 2020. DynTriPy: A Python Package for Detecting Dynamic Earthquake Triggering Signals. *Seismological Research Letters*, 92(1): 543–554. <https://doi.org/10.1785/0220200216>
- Yun, N., Zhou, S., Yang, H., et al., 2019. Automated Detection of Dynamic Earthquake Triggering by the High-frequency Power Integral Ratio. *Geophysical Research Letters*, 46(21): 12977–12985. <https://doi.org/10.1029/2019GL083913>
- Zhang, H., Ke, S., Liu, W., et al., 2023. A Combining Earthquake Forecasting Model between Deep Learning and Epidemic-Type Aftershock Sequence (ETAS) Model. *Geophysical Journal International*, 239(3): 1545–1556.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa349>
- Zhang, J., Li, Z., Zhang, J., 2023. Simultaneous Seismic Phase Picking and Polarity Determination with an Attention-based Neural Network. *Seismological Research Letters*, 94(2): 813–828. <https://doi.org/10.1785/0220220247>
- Zhao, M., Xiao, Z., Zhang, M., et al., 2023. DiTingMotion: A Deep-learning First-motion-polarity Classifier and Its Application to Focal Mechanism Inversion. *Frontiers in Earth Science*, 11: 1103914.
<https://doi.org/10.3389/feart.2023.1103914>
- Zhou, Y., Ghosh, A., 2025. Abundant Quasi-repeating Earthquakes Occurring within Repeater Sequences on the Erkenek-Pütürge Fault (SE Turkey). *Geophysical Research Letters*, 52(6): e2024GL114367.
<https://doi.org/10.1029/2024GL114367>
- Zhou, Y., Yue, H., Fang, L., et al., 2021. An Earthquake Detection and Location Architecture for Continuous Seismograms: Phase Picking, Association, Location, and Matched Filter (PALM). *Seismological Research Letter*, 93(1): 413–425. <https://doi.org/10.1785/0220210111>

Zhu, J., Li, Z., Fang, L., 2023. USTC-Pickers: A Unified Set of Seismic Phase Pickers Transfer Learned for China. *Earthquake Science*, 36(2): 95–112. <https://doi.org/10.1016/j.eqs.2023.03.001>