

基于 2013–2014 年高精度地震目录的新丰江水库现今发震构造分析

胡洋铭¹, 桑莹泉^{2,3}, 叶玲玲^{1*}, 徐世庆¹, 沈玉松⁴, 徐涛^{2,3}

1. 南方科技大学, 地球与空间科学系, 深圳 518055

2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院矿产资源研究重点实验室, 北京 100029

3. 中国科学院大学, 地球与行星科学学院, 北京 100049

4. 广东省地震局, 广州 510070

* 通讯作者, 叶玲玲, E-mail: yell@sustech.edu.cn

摘要

新丰江水库自 1962 年 6.1 级地震后维持较高地震活动性, 但发震构造和孕震机理尚不清楚, 特别是其长期演化与近期地震活动特征的关系。利用新丰江区域宽频带地震台网连续波形数据, 我们基于机器学习的震相拾取和极性识别, 构建了该区 2013–2014 年较为完备的高精度地震目录, 并反演了其中 471 个中小地震的震源机制解。根据地震活动空间分布特征, 我们将研究区分为库西北锡场区、库中区、大坝峡谷区和河源城区, 开展了基于空间主成分分析的三维断层产状自动识取, 识别出 30 条发震断层, 产状信息与对应的震源机制解反演结果基本一致。通过分析地震发生所需的超额流体压力(ΔP)、地震活动与水位变化的关联性及 Riedel 剪切构造解析, 系统揭示了新丰江水库及周围不同区域的现今发震机制。库中区和大坝峡谷区地震活动主要受水库流体作用控制, 其中库中区发震断层较浅且存在直接流体通道, 故最易被激活; 大坝峡谷区多数断层超额流体压力较低, 其空间分布揭示了两条流体下渗通道, 并在低渗透体前方出现压力累积。锡场区在新丰江水库蓄水 50 余年后才显著活动, 呈现“低渗透体阻流-压力累积-破裂”的典型孕震模式。河源城区地震活动目前主要受区域 NW-SE 向挤压应力场控制, 发育走向 265°主变形带的成熟 Riedel 剪切系统。本研究基于多种地震震源定位和应力反演方法构建了新丰江水库地区 2013–2014 年高精度地震目录, 系统解析了流体与背景构造应力场对水库地区地震活动特征的调控触发作用, 为水库地区复杂地震序列研究提供了参考。

关键词 新丰江水库地震, 微震检测与定位, 发震断层识别, 构造应力场, 超额流体压力

1 引言

新丰江水库位于广东河源市东江支流, 是建国后建成的一个以发电、防洪为主的大型水利工程。其坝高 105 m, 总库容达 13.98 km³。新丰江水库于 1959 年 10 月截流蓄水, 一个月后水位达 56 m 时开始出现有感地震活动。1962 年发生 6.1 级地震, 为该区有记录的最大震级地震, 其后新丰江地区一直维持较高地震活动性。据中国地震局地震目录统计, 1961 年至 2025 年 6 月已发生 42 次 4.0 级以上地震, 广泛分布在新丰江水库及周缘地区(图 1)。

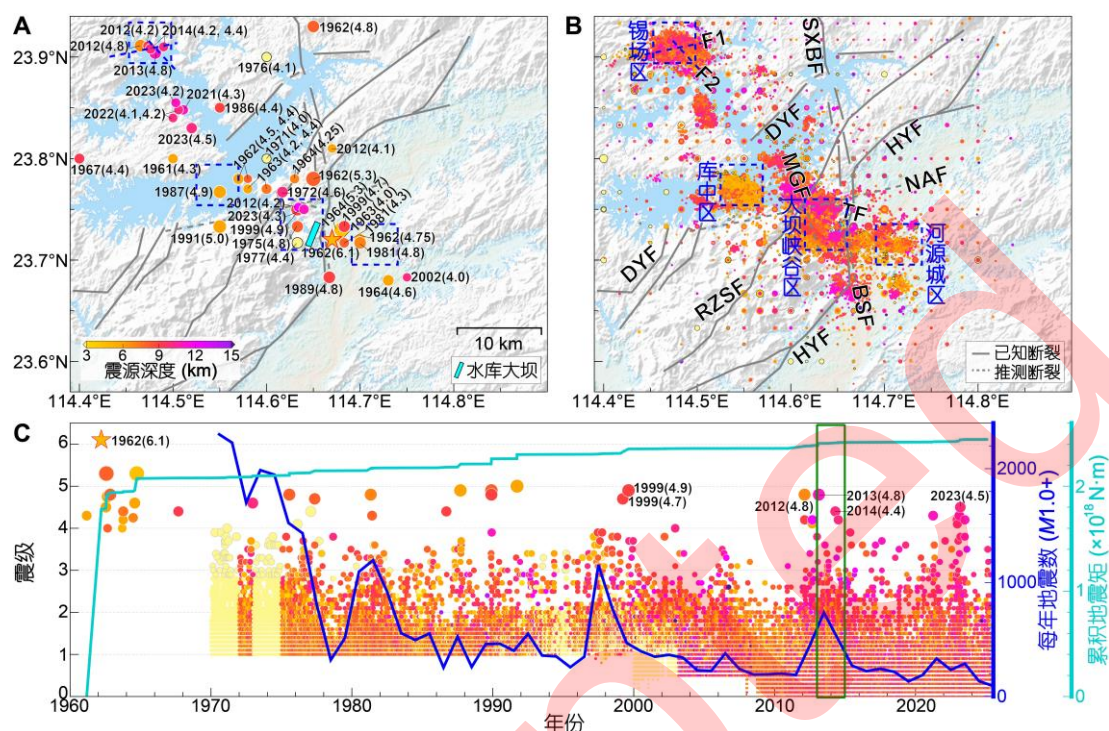


图 1 1969–2025 年新丰江水库地区地震活动。(A)和(B) 分别为 4 级以上和 4 级以下地震分布(来自中国地震局地震目录)。青色斜方块图标为大坝。灰实线和虚线分别为已知断裂和推测断裂：河源断裂(HYF)、人字石断裂(RZSF)、大坪-岩前断裂(DYF)、石角-新港-白田断裂(SXBF)、南山-坳头断裂(NAF)、白田-双塘断裂(BSF)、帽峰-公白地断裂(MGF)、汤耙寨断裂(TF)以及锡场 1、2 号断层(F1, F2) (邵叶等, 2016)。(C) 震级、每年 M1.0+地震数及 M3.0+地震累积地震矩随时间分布。绿框标注本研究 2013–2014 年时窗

目前国内外对水库诱发地震的孕震机理认识尚不统一。一般认为与水库下方和附近地下微破裂和裂缝因水的渗透加压有关, 通过润滑断层降低抗剪强度, 从而引发地震(例如, Pandey 和 Chadha, 2003; Davies 等, 2013)。同时, 库水载荷可引起水域边缘附加挤压应变, 结合背景构造应力条件, 也可引发地震活动(例如, 龚鸿庆, 1982; 丁原章等, 1983)。水库地震受控于发震构造、流体运移路径及其与背景构造应力场的关系, 两种机制的核心差异在于发震断层与流体之间的相互作用。因此, 对发震构造的精细成像和解析流体运移路径是辨识水库诱发地震主控因素的关键。

作为全球范围内 4 个发生过 6 级以上地震的水库之一(Talwani, 1997; Gupta, 2002), 新丰江水库为我们认识水库地震孕震机理及与深部构造、水库水位之间的关系提供重要观测。20 世纪 60 年代以来, 围绕新丰江水库地质构造(沈崇刚等, 1974)、地壳形变(龚鸿庆, 1982)、地震序列和活动性(王妙月等, 1976; 罗振暖等, 1989; 邓远立和何萍, 2016; 刘特培等, 2017)、震源机制(林纪曾等, 1980; 魏柏林等, 1991; He 等, 2018; 林庆西等, 2023)、库区形变测量(程惠红等, 2012)、精细速度结构和发震断裂成像(杨卓欣等, 2013; 叶秀薇等, 2013; He 等, 2018, 2025; Huang 等, 2024)、地震前后波速比变化(王妙月等, 1976; 冯锐, 1977; 杨选等, 2012)、岩石物理实验(李亚林和颜玉定, 2005)及孕震机制数值模拟(臧绍先, 1983; 丁原章等, 1992; 程惠红等, 2012)等开展了系列研究。系列研究表明, 新丰江水库诱发地震与库区地质构造、断裂发育、岩性分布、水文地质构造以及水库水位变化等密切相关, 主要受区域应力和地质结构的影响, 而流体作用机制和影响区域范围尚不明确。因此, 对我国目前唯一发生过 6 级以上水库地震的新丰江水库开展高精度地震目录构建、地震活动性和发震构造研究, 解析水库地区孕震机理, 显得尤为重

1 要。

2 新丰江水库主要位于燕山期花岗岩岩基之上,地质构造复杂,既有褶皱又有断裂(李敬等, 2014),并伴有多期
3 岩浆活动,地层上分为北部沉积岩区、中部花岗岩区和南部沉积岩区。受菲律宾海板块向北漂移,新丰江水库地
4 区背景应力场主要是 NW-SE 向挤压应力作用(Kuang 等, 2022)。断裂构造十分发育,主断裂有 3 组: NE 向断裂(河
5 源断裂、人字石断裂和大坪-岩前断裂); NNW 向断裂(石角-新港-白田断裂); NEE 向深部构造(南山-坳头断裂) (图
6 1B)。该区域水文地质结构是散状导水断层和中等渗透危险性岩体的组合形式(沈崇刚等, 1974; 王妙月等, 1976)。
7 力学性质方面, NE 向断裂为易于形成阻水构造的逆断层和逆掩断层, NW 向断层为易于形成导水构造的张扭性走
8 滑断层。断层岩方面, NE 向断层核部为胶结完好、不透水的硅质岩和糜棱岩,而 NW 向断层多以小规模平移断层
9 和张节理出现。系列震源机制解反演研究表明(林纪曾等, 1980; 丁原章等, 1982; 魏柏林等, 1991; 邵叶等, 2016;
10 He 等, 2018, 2025; 姜喜姣等, 2022),新丰江水库附近地震多为走滑型和倾滑型,指示现今局部应力场最大主应力
11 轴近水平,走向 NWW-SEE,最小主应力轴走向 NNE-SSW,中间主应力轴近垂直,但局部地震应力分析和地震活
12 动性分布显示发震断层不明确。本文根据 2013–2014 年地震活跃特征将新丰江水库地区细分成以下 4 个子区域(图
13 1B): 库西北锡场区、库中区、大坝峡谷区和河源城区。大坝峡谷区地震的主要发震构造可能是 NNE-SSW 走向的
14 人字石断裂,也可能是 NNW-SSE 走向的系列平行分段断层,而在水库西北锡场区、水库中间(库中区)和河源城区
15 的地震序列尚无对应发震构造。因而有必要进一步对发震构造进行精细结构成像,解析断层产状和深度延伸,并
16 通过地震机制解分析局部应力状态。

17 据中国地震局地震目录统计,过去 60 年,新丰江水库地区共发生 42 次 4 级以上地震,357 次 3 级以上地震,平
18 均每两年发生 1 次 4 级以上地震,呈现一定的分区分段活跃性(图 1C)。时序分布上有三次主要活跃期:第一个地
19 震密集期为蓄水初期的 1962 年地震序列,强震活动持续近 5 年,主要分布于大坝峡谷区;第二个活跃时期为
20 1989–1999 年,在大坝峡谷区、库中区及库西北锡场区均有较强地震分布;第三个地震活跃期,起始于 2012 年 2
21 月 16 日东源 M_s 4.8 地震,强震活动主要分布于库西北锡场区,发震构造尚不明确。1969–2025 年中国地震局地震
22 目录显示存在一条自大坝峡谷区经库中延伸至锡场的北西向 4.0 级以上地震条带,可能指示一条重要的隐伏活动
23 构造,而本研究 2013–2014 年该区域地震活动较为平静(图 1)。1962 年 6.1 级地震序列表现为前震-主震-余震型,震
24 前波速比(V_p/V_s)出现持续 11 个月低异常值(冯锐, 1977),同时库水位变化与地震频度、能量释放呈现正相关性(龚
25 鸿庆, 1982)。6.1 级地震序列震源深度较浅,结合水库注水前该区域较低地震活动性,王妙月等(1976)总结认为水
26 渗透作用是诱发 6.1 级地震的主因。万永芳和杨马陵(2011)观测发现 6.1 级地震前地震活动和水库水位相关性较好,
27 之后相关性较弱;1964 年 5.1 级地震后,该区地震活动的增强与库水位的上升没有明显的线性关系,并且 4.0 级以
28 上地震 67%发生在库水位下降或由下降转为平稳波动的过程中。多数水库诱发地震实例(Talwani, 1997; Gupta,
29 2002; Duan 等, 2024)显示水库开始蓄水后地震活动显著升高,所以流体在水库诱发地震机理中起到决定性作用。
30 但新丰江水库地震序列的时空演化,及地震活动性与水位相关性的时间变化,揭示发震构造的演化及其对流体的
31 差异响应。因此,深入细致开展地震活动性、发震构造、流体运移等工作将为水库地震的震源物理研究提供重要
32 约束。

33 本文基于 2013–2014 年新丰江地震台网地震波形资料,采用 LOC-FLOW 自动化定位流程(Zhang 等, 2022)获
34 得高精度地震目录,通过主成分分析获取三维精细断层产状刻画水库地震的发震构造;利用自动识别的 P 波初动
35 极性和 S/P 振幅比反演中小地震震源机制解,验证自动识别的精细断层产状;综合运用发震断层局部应力场分析、
36 超额流体压力评估、地震活动与水位变化的时空关联性研究以及 Riedel 剪切构造解析等多种方法,系统揭示新丰

江水库地区不同构造单元的发震机理。

2 数据与方法

本研究收集整理了新丰江水库周围 14 个固定地震台 2013–2022 年十年连续波形数据, 其中 2015–2022 年数据断点较多(网络版附图 S1), 2013–2014 年数据完整度最高, 故本研究聚焦地震较为活跃且数据完整性较高的 2013–2014 年开展系统性研究。14 个固定地震台均为三分量宽频带地震仪且均布设在花岗岩基岩, 采样率为 100 Hz, 平均台间距为 13 km, 如图 2A 所示。新丰江地区地震台网建设历经多次升级。2008 年之前, 库区监测主要依赖外围台站, 历史记录显示锡场区在 2012 年以前地震活动平静, 无显著地震(图 1)。2012 年 2 月 16 日, 锡场区发生东源 M_s 4.8 地震, 标志着新丰江地区进入第三个地震活跃期; 2013 年 2 月 22 日锡场区再次发生 M_s 4.8 地震, 活动性显著增强。广东省地震局于 2012 年 9 月后新增 10 个固定台站, 与已有 4 个台站共同构成 14 个台站固定台网(图 2A)。已有研究布设过多次短期密集台站用于结构成像, 但数据时段相对较短。

2.1 微震检测定位方法

LOC-FLOW 工作流程(Zhang 等, 2022)整合地震检测和定位中四个关键步骤, 具体包括基于深度神经网络的震相拾取器(PhaseNet, Zhu 和 Beroza, 2019)、震相关联(REAL, Zhang 等, 2019)、绝对定位(VELEST, Kissling 等, 1994)和相对定位(HypoDD, Waldhauser 和 Ellsworth, 2000; GrowClust, Trugman 和 Shearer, 2017)。在本研究中, 我们使用 PhaseNet 从 0.5 Hz 高通滤波连续波形中拾取 P 、 S 波到时, 拾取阈值设为 0.3 s, 检测到 22.1 万个 P 波和 22.7 万个 S 波到时。震相关联(REAL)设置为至少 5 个 P 波和 4 个 S 波, $P+S$ 波震相之和大于 10, 且至少有 4 个台站同时拾取 P 和 S 波震相。一般 S 波到时要比 P 波更难拾取, 但我们发现在本研究中约束事件误检率时 S 波到时拾取数量至关重要, 故设定了较高的 S 波到时数阈值, 走时残差阈值设为 0.4 s。搜索区间以最早 P 波到时的台站为中心, 水平方向搜索范围为 $\pm 0.2^\circ$; 搜索间隔为 0.02° ; 深度方向搜索范围为 0–20 km, 搜索间隔为 2 km。构建走时表使用一维速度结构来自叶秀薇等(2017)。

对震相关联结果使用 VELEST 进行绝对定位, 舍弃了台站方位角间隙较大($> 300^\circ$)事件。为获取较精确地震位置, 采用双差重定位算法(HypoDD)开展相对定位, 获得 2013–2014 年 21818 次地震事件。为进一步提高地震定位精度以揭示更为准确的发震构造, 我们利用波形互相关方法 FDTCC-GrowClust (Liu 等, 2022)重定位。对事件波形进行 1–30 Hz 滤波再分别取 P 、 S 波到时前 1 s 至后 1 s 时窗进行互相关计算, 保留互相关系数大于 0.7 的事件对, 生成波形互相关到时差, 最终获得 2013–2014 年新丰江地区地震目录, 包含 16312 次地震事件。

2.2 地方性震级公式估算

新丰江地区地震台网对于所获得的高精度地震目录震中距均小于 45 km, 且地震震级偏小, 故采用地方性震级来描述地震相对大小。目前确定地方性震级的国家标准使用震中距最高分辨率为 5 km 的量规函数, 而非专门为近距离监测台站设计, 倾向于高估震中距较短台站的地方震级, 可能导致震级计算出现较大偏差。故需要对新丰江水库地区的地方性震级计算公式进行重新标定, 以修正小震中距情况下可能出现的震级高估问题。我们基于美国南加州地方震级计算公式(Hutton 和 Boore, 1987)的一般形式开展标定工作:

$$M_L = \log(A(D)) + a \cdot \log(D/100) + b \cdot (D-100) + c \quad (1)$$

1 式中 $A(D)$ 为震源距 D 的台站所记录最大速度振幅(模拟 Wood-Anderson 地震仪测量的 S 波速度振幅), a 、 b 和 c 分
2 别表示几何扩展系数、衰减系数和基准水平系数, 需根据研究区域进行相应调整。对公式(1)重新排列, 对第 i 个
3 地震事件:

$$\log(A_{i,j}) = M_{Li} - a \cdot \log(D_{i,j}/100) - b \cdot (D_{i,j} - 100) - c \quad (2)$$

4 其中 $A_{i,j}$ 为第 j 个台站所记录的最大速度振幅, 从观测直接测量, 总数为 $N_e \times N_s$ (N_e 为地震事件总数, N_s 为台站总数)。
5 $D_{i,j}$ 为第 i 个事件到第 j 个台站的震源距。 M_{Li} 为待求取的地方震级, a 、 b 和 c 为待求解系数。公式(2)可构建反演
6 方程 $[y] = [G][x]$, 但 G 矩阵为大型稀疏矩阵, 反演不稳定。我们采用拟合方法求解待定系数 a 、 b 和 c : 首先根据
7 $\log A_{i,j}$ 与 $\log(D_{i,j}/100)$ 的对数关系(3)计算获取斜率 $-a$; 其次, 利用公式(4), 对 $[\log A_{i,j} + a \log(D_{i,j}/100)]$ 与震源距 $D_{i,j}$
8 进行最小二乘线性拟合得到斜率 $-b$; 最后选取中国地震局(China Earthquake Administration, CEA)目录震级的地震,
9 根据公式(5)获取矫正常数 c 。

$$\log(A_{i,j}) = -a \cdot \log(D_{i,j}/100) + M_{Li} - b \cdot (D_{i,j} - 100) - c \quad (3)$$

$$y = \log(A_{i,j}) + a \cdot \log(D_{i,j}/100) = -b \cdot D_{i,j} + M_{Li} + 100b - c \quad (4)$$

$$c = \overline{\{M_{Li}^{CEA} - \text{median}_j [\log(A_{i,j}) + a \cdot \log(D_{i,j}/100) + b \cdot (D_{i,j} - 100)]\}} \quad (5)$$

10 其中, 公式(5)中对不同台站 j 计算中位数获取每个地震事件 i 的未矫正震级; 对所选所有地震未矫正震级和中国
11 地震局震级之间的差异取加权平均得到矫正常数 c , 其中权重因子由中国地震局目录地震级确定(0, 1, 2, 3 和 4 级
12 地震的权重分别对应 10^{-6} , 10^{-5} , 10^{-4} , 0.1, 1.0)。
13

14 2.3 基于高精度地震目录的三维断层识别方法

15 一般认为, 地震主要发生在断层上, 因此可通过微震分布重建地下发震断层的三维几何结构(Ouillon 等,
16 2008)。Truttmann 等(2023)提出 HFI (Hypo-Fault-Imaging)方法, 基于高精度微震目录(如 HypoDD 或 GrowClust 目
17 录等), 利用最近邻算法(Pedregosa 等, 2011)和主成分分析法(Hotelling, 1933)估测发震断层的三维几何形态。该方
18 法不直接使用原始震源位置, 而是根据定位误差范围使用蒙特卡洛算法生成每个地震事件的椭球状随机点云, 以
19 反映位置不确定性。本文采用 GrowClust 重定位目录作为 HFI 方法的输入。GrowClust 算法通过 bootstrap 方法评
20 估了相对定位在水平和垂直方向上的不确定度, 据此设定 HFI 所需椭球点云的三维长度, 进而用于估算优势断层面
21 面的产状。具体流程如下:

22 (1) 对单个地震, 从其定位误差生成的椭球状随机点云中随机抽取一个位置作为该事件的震源位置, 形成重
23 分布震源集;

24 (2) 划定局部分析单元并提取近邻。在每次迭代生成的重分布震源集中, 将空间邻近且包含不少于 7 个地震
25 事件的采样点群定义为一个"局部子集"。对于每个子集, 计算其几何中心(即子集内所有采样点坐标的算术平均
26 值), 并选取最靠近此中心的事件作为中心事件; 以此中心事件为基准, 使用最近邻算法提取其在设定搜索半径与
27 时间范围内的相邻事件(条带状地震簇搜索半径取 100 m, 团簇状地震簇取 200 m; 时间范围取 17520 小时, 覆盖 2
28 年数据观测时间);

29 (3) 当相邻事件大于等于 5 个时, 采用主成分分析法拟合断层面(Shakarji, 1998), 求解数据点集空间协方差矩
30 阵的特征方程可确定断层产状。特征值 λ_1 、 λ_2 和 λ_3 对应的特征向量分别为断层走向、倾向线方向和法向。为保障

拟合质量, 设置 λ_2 及 λ_2/λ_3 阈值以筛选有效平面;

(4) 开展 1000 次蒙特卡洛地震位置抽样(在定位误差椭球随机抽取一个位置为震源位置), 生成重分布震源集, 获得每条断层的产状估计分布。

(5) 使用满足 von Mises-Fisher 分布的分配混合算法(Banerjee 等, 2005), 将各地震事件断层面法向投影到极坐标, 根据优势分布确定主断层面及其产状。

2.4 中小地震震源机制解反演

震源机制解数据集是反演构造应力场、判断识别断层错动类型和研究断层带结构等研究的数据基础(Michael, 1984; Yin 和 Rogers, 1995; Hardebeck 和 Hauksson, 2001)。对于新丰江水库附近 4 级以上地震, 我们采用 Cut-and-Paste (CAP)方法(Zhu 和 Ben-Zion, 2013)反演震源机制解。针对 4 级以下小地震, 我们利用新丰江 14 个固定宽频带地震台站的 P 波初动极性和 S/P 振幅比, 使用 HASH 程序(Hardebeck 和 Shearer, 2002, 2003)反演震源机制解。为提高 P 波初动极性拾取效率, 我们使用 DiTingMotion 方法(Zhao 等, 2023)进行自动化拾取, 并构建了一套反演中小地震震源机制目录的工作流程: (1)利用 PhaseNet 震相拾取 P 波和 S 波到时数据, 结合 GrowClust 地震目录, 选择 P 波震相时窗从 Z 分量连续波形数据中截取 P 波信号数据; (2)对 P 波信号数据应用 DiTingMotion 方法自动化拾取 P 波初动极性; (3)人工对 DiTingMotion 拾取极性进行纠正, 获取较准确的 P 波初动极性数据集; (4)截取 P 波和 S 波震相时窗($[T_P - 0.2, T_P + 1]$ s, $[T_S - 0.2, T_S + 2]$ s)计算平均 P 波和 S 波振幅, 计算 S/P 振幅比; (5)利用 HASH 程序反演震源机制。

2.5 基于震源机制解的局部应力场反演

基于库仑破裂准则, 可利用断层上系列震源机制解来估计该断层周围的构造应力场水平。常用方法由 Michael (1984)、Gephart 和 Forsyth (1984)提出, 随后由 Lund 和 Slunga (1999)、Hardebeck 和 Michael (2006)、Arnold 和 Townend (2007)、Maury 等(2013)等修正扩展的应力场反演方法。该方法基于区域震源机制解的应力场反演方法通常假定: (1)构造应力在区域内是均匀(同质); (2)地震发生在具有不同取向的先存断层上; (3)滑动矢量指向断层上的剪切应力方向(即 Wallace-Bott 假设, Wallace, 1951; Bott, 1959)。该假设下应力反演方法能够确定应力张量四个参数: σ_1 、 σ_2 和 σ_3 三个主应力方向, 及应力比 $R = (\sigma_2 - \sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1)$ (Gephart 和 Forsyth, 1984)。基于 Wallace-Bott 假设, 应力反演需要先确定主断层面, 而震源机制解的两个节平面解无法确定发震断层面。Vavryčuk (2014)提出了一种利用断层不稳定性参数 I 来确定主断层面的方法, 其范围从 0 (最稳定)到 1 (最不稳定)。

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - 1)}{\mu + \sqrt{1 + \mu^2}} \quad (6)$$

μ 为摩擦系数, τ 和 σ 分别代表沿断层平面的剪切牵引力和有效法向牵引力:

$$\sigma = n_1^2 + (1 - 2R) \cdot n_2^2 - n_3^2 \quad (7)$$

$$\tau = \sqrt{n_1^2 + (1 - 2R)^2 \cdot n_2^2 + n_3^2 - \left[n_1^2 + (1 - 2R)^2 \cdot n_2^2 - n_3^2 \right]^2} \quad (8)$$

R 为应力比。单位向量 n 表示在主应力方向坐标系中断层的法线方向。最不稳定的断层($I = 1$)为最优取向断层, 将其认定为发震断层。最终通过迭代收敛反演得到最佳应力场信息。

3 结果

3.1 2013–2014 年新丰江地区地震目录

利用新丰江宽频带台网 2013–2014 年连续波形数据, 我们检测重定位获得 16312 次地震, 是中国地震局地震目录地震个数 2 倍左右(图 2–3)。利用 PhaseNet 逐台检测然后用 REAL 方法关联多台震相获得 24620 个事件。震相关联 P 波和 S 波震相分别为 22.1 万个和 22.7 万个, 其走时-距离曲线的线性关系明显(图 2D)。采用 VELEST-HypoDD 方法流程对 REAL 目录进行初步重定位, 获得 21818 次地震的初步位置, 但分布较为弥散(附图 S3B)。基于波形互相关的 FDTCC-GrowClust 算法流程极大地缓解了震相拾取和速度模型带来的误差问题, 该定位方法流程对输入模型的依赖较小, 最终获得 16312 次地震的精定位目录。

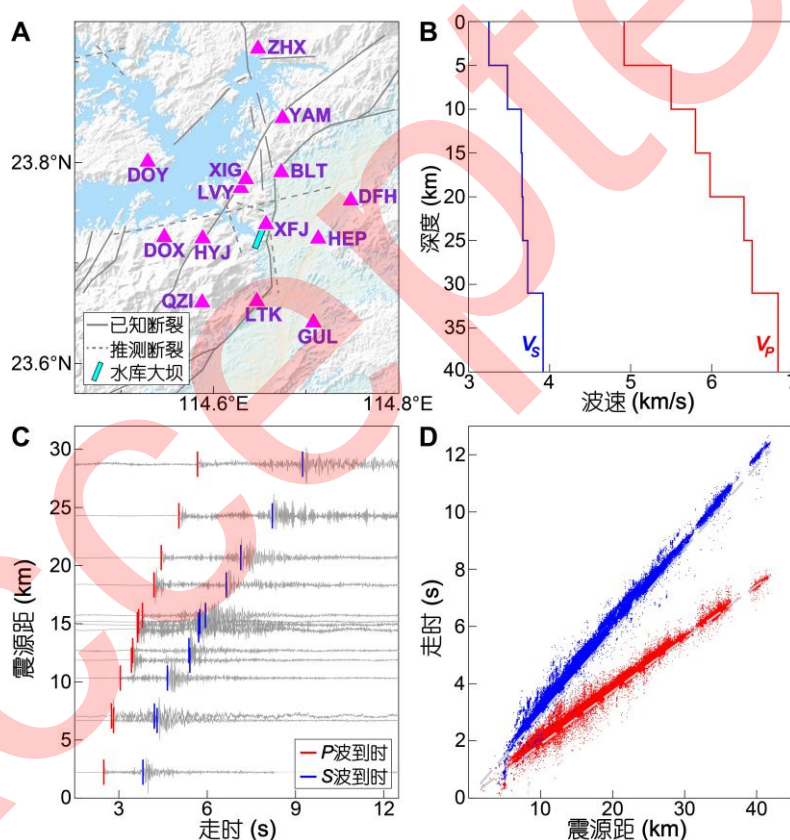


图 2 本文所用数据台站分布及震相拾取关联结果。(A) 台站分布。(B) 一维速度模型(叶秀薇等, 2017)。(C) REAL 震相关联示例: 垂直分量原始波形, 红色和蓝色短线标注 PhaseNet 拾取 P 波和 S 波到时。(D) 震相关联 24620 次地震 P 波(红)和 S 波(蓝)到时, 灰虚线为一维速度结构预测走时曲线

根据地方震级估计方法(2.2 节), 使用重定位目录与中国地震局目录共有的 7535 次地震数据, 拟合得到 a 、 b 和 c 分别为 1.1023、0.0052 和 3.24, 故新丰江水库地区地方震级公式为 $M_L = \log(A) + 1.1023\log(D/100) + 0.0052(D - 100) + 3.24$, 接近美国南加州地方震级计算公式(Hutton 和 Boore, 1987) (附图 S2D)。在数据拟合中, 我们发现台站 HEP 记录波形信号异常低频且振幅偏大, 故在震级公式估算和震级计算中均舍弃 HEP 台站数据。基于该计算公式得到的地方震级与中国地震局目录给定的震级相差较小(附图 S2C)。

本研究检测重定位地震目录与中国地震局目录的总体空间分布较为一致，补充了高频度震区周缘的地震分布，地震总数量增加一倍(图 3)。中国地震局目录和检测重定位地震目录完备性震级分别为 0.1 和 0.2，但本研究目录检测到了远超于中国地震局目录的海量-2 到 2 级微震，地震发生率 a 值从 3.86 增至 4.25。检测重定位 Growclust 目录 b 值为 1.05，略高于中国地震局目录的 0.91 (附图 S3)。

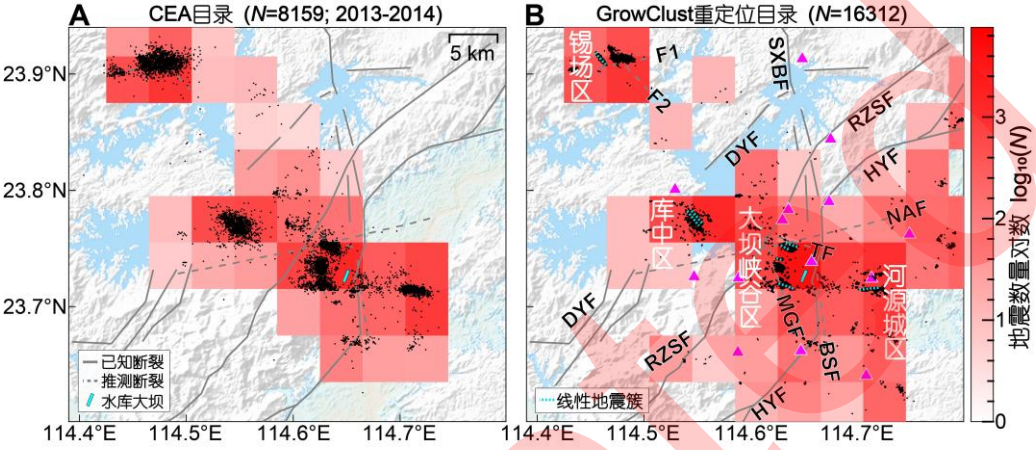


图 3 新丰江水库地区 2013–2014 年地震目录对比。(A) 中国地震局(CEA)地震目录和(B) GrowClust 重定位目录。图背景为 $4.5\text{ km} \times 4.5\text{ km}$ 地震数量对数，青虚线为线性分布地震簇

2013–2014 年重定位地震目录更清晰地揭示了一些新地震簇(图 3B)。例如，库西北锡场区沿 NW-SE 走向的条带状地震簇；库中区 NNW-SSE 走向的两条平行地震簇；大坝峡谷区从北至南一系列近 W-E 向地震簇；河源城区 W-E 走向的狭长状地震簇。对于已检测到的地震簇，GrowClust 重定位提高了地震活动分布的线性度，例如，大坝峡谷区沿 NWW-SEE 走向的地震簇，与汤耙寨断层(TF)呈平行关系。总体上，GrowClust 目录在新丰江库区检测到的地震数量和质量上都有所提高。

2013–2014 年新丰江地区重定位 GrowClust 目录的地震深度呈现出 3 个明显的峰值分布(图 4)。采用高斯函数拟合得到平均深度为 5.9 km (标准差 0.97 km), 8.8 km (标准差 0.55 km)和 12.0 km (标准差 0.84 km)。不同地震活跃区块地震簇深度分布有显著差异，其中库西北锡场区、库中区和河源城区显示为单一高斯分布：库西北锡场区震源深度最深，集中在 11.9 km 左右；库中区震源深度最浅，集中在 6.2 km；河源城区震源主要特征深度为 8.6 km，且在空间上与大坝峡谷最南侧的地震簇纬度相近，可能是其在东侧的水平延伸。地震活动最频繁的大坝峡谷区深度直方统计含 4 个高斯分布，深度分别集中在 5.6 km、6.5 km、9.4 km 和 12.8 km；空间分布上从南至北，震源深度逐渐加深，指示可能存在一系列相互连接或者互相平行的断裂带。

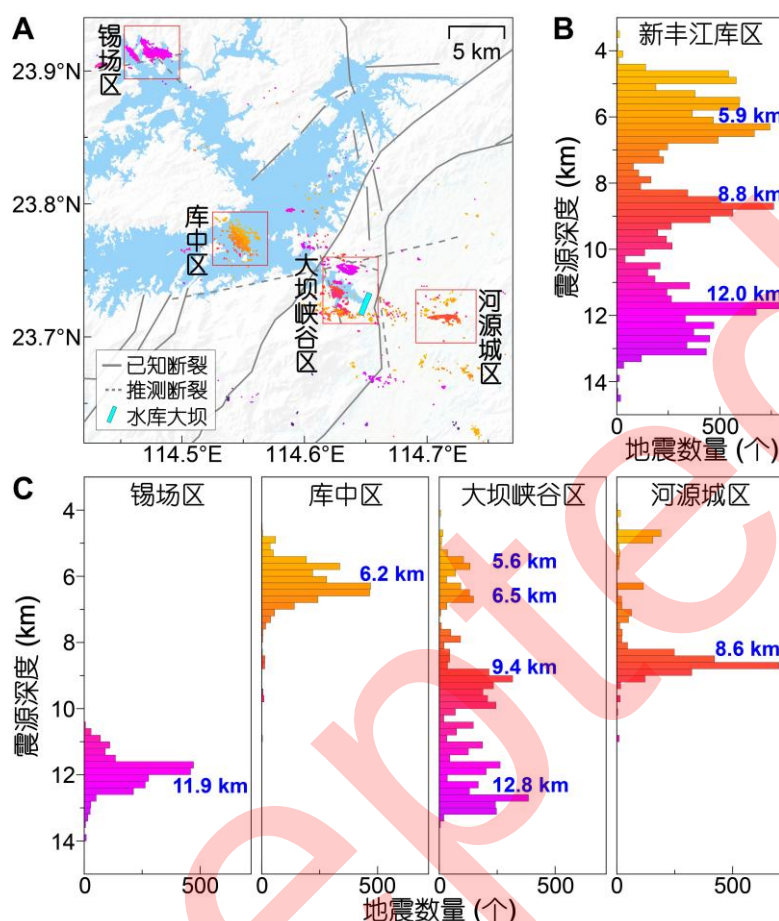


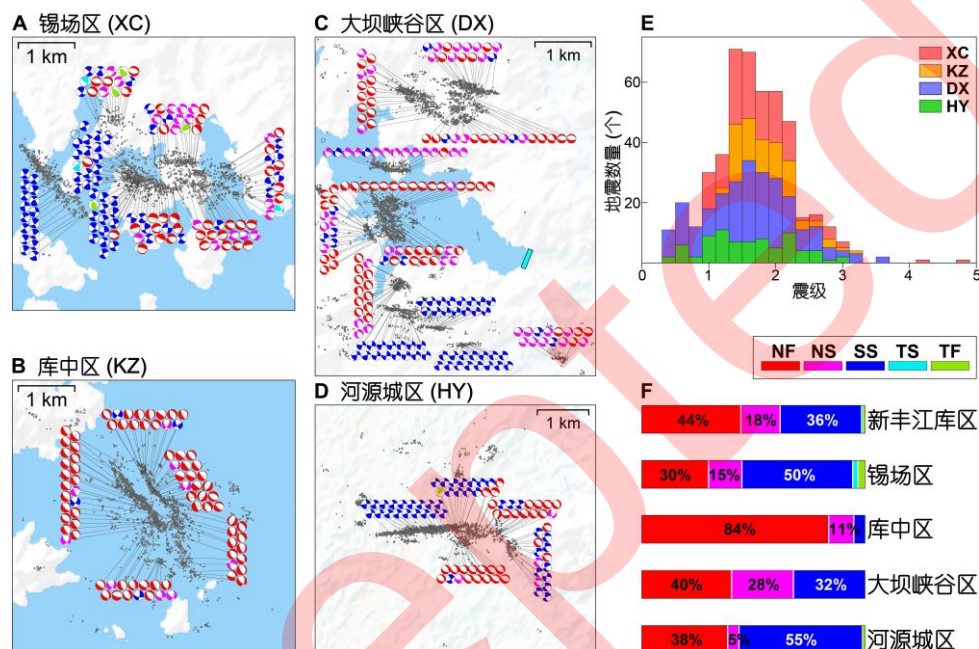
图 4 2013–2014 年新丰江水库地区和各个区域高精度地震目录分布特征

诱发地震深度一般较浅，较少出现深度超过 10 km，而我们检测到新丰江地区 2013–2014 年约三分之一地震深度较深。地震绝对深度定位强烈依赖于所使用速度模型，这里我们对同区域相对深度进行了验证，附图 S4 展示 3 个子区域浅、中和深三类地震事件波形。这些事件 P 波、 S 波震相起跳都非常明显，且对不同震源距 P 波、 S 波到时基本上分布在一条走时曲线，到时差 $T_S - T_P$ 随震源深度系统增加的趋势说明相对深度的可靠性，证实了新丰江地区较深地震的存在。

3.2 中小地震震源机制解

基于 2013–2014 年地震活动空间分布，我们粗略将新丰江水库地震划分为 30 个震群。从各震群分别选取震级最大的 15 个地震及周边弥散分布的 2 级以上地震开展震源机制解反演，共获得 471 个中小地震震源机制解(网络版附表 S1–S4; 附图 S5–S8)，以 1–2 级地震为主(图 5)。锡场区、库中区和大坝峡谷区有少量 3 级以上地震参与反演，而大坝峡谷区和河源城区则包含较多 0–1 级地震。依据主应力轴的倾角，将震源机制分成正断层型(NF)、正走滑型(NS)、走滑型(SS)、逆走滑型(TS)和逆断层型(TF) (Zoback, 1992)。整个新丰江水库地区以正断层型地震为主(44%)，走滑型占 36%，正走滑型为 18%，逆断层型及逆走滑型合计仅约 2% (图 5F)，与前人结果基本一致(林纪曾等, 1980; 魏柏林等, 1991; 邵叶等, 2016; He 等, 2018; 姜喜姣等, 2022)。其中库西北锡场区以走滑型为主，其次为正断层型；库中区以正断层型占绝对优势，伴有少量正走滑型与走滑型；大坝峡谷区正断层型和走滑型分别占总数的 40% 和 32%，混合正走滑型 28%；河源城区则以走滑型(55%)和正断层型(38%)为主(附图 S9)。位于库水下方的库中区以

1 倾滑错动型地震为主,可能与水体载荷或渗透作用有关。向东南至大坝峡谷区,走滑型地震显著增多;远离库区
2 的河源城区,走滑型占比超过一半。类似地,向西北至锡场区,走滑型比例也明显上升。锡场区和河源城区为 2012
3 年之后新活跃震区,以走滑地震为主指示其发震机制可能主要受区域构造背景控制;而大坝峡谷区作为库中区到
4 河源城区的过渡带,可能同时受库水作用和区域构造共同影响。



6
7 **图 5** 区域震源机制解。(A-D) 锡场区(XC)、库中区(KZ)、大坝峡谷区(DX)和河源城区(HY)的震源机制解, (E)
8 和(F) 分别为震级分布统计直方图和不同区域震源机制类型统计, 其中 NF、NS、SS、TS 和 TF 分别为正断、正
9 走滑、走滑、逆走滑和逆断型震源机制

12 3.3 地下三维发震断层分布与局部应力场分析

13 基于本研究高精度地震目录, 我们使用 HFI 方法开展了地下三维断层识别, 在库西北锡场区(XC)、库中区
14 (KZ)、大坝峡谷区(DX)和河源城区(HY)分别拾取 8、5、12 和 5 条发震断层(图 6, 7, 附表 S5)。深部剖面(附图 S10-
15 S13)显示各断层中小地震机制解节面基本沿着识别断层线, 进一步验证了基于高精度地震目录识别断层产状的准
16 确性。根据每条发震断层和每个区域的震源机制解, 我们分别反演了每个断层周围的局部应力场(附表 S5)和区域
17 平均应力场(附表 S6)。

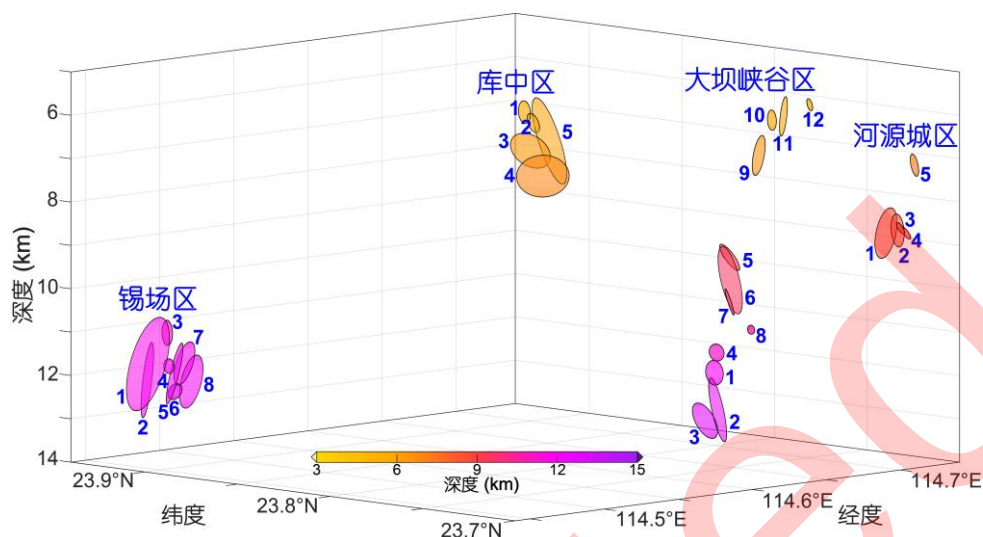


图 6 基于 2013–2014 年新丰江水库地区地震目录所识别断层的三维视图

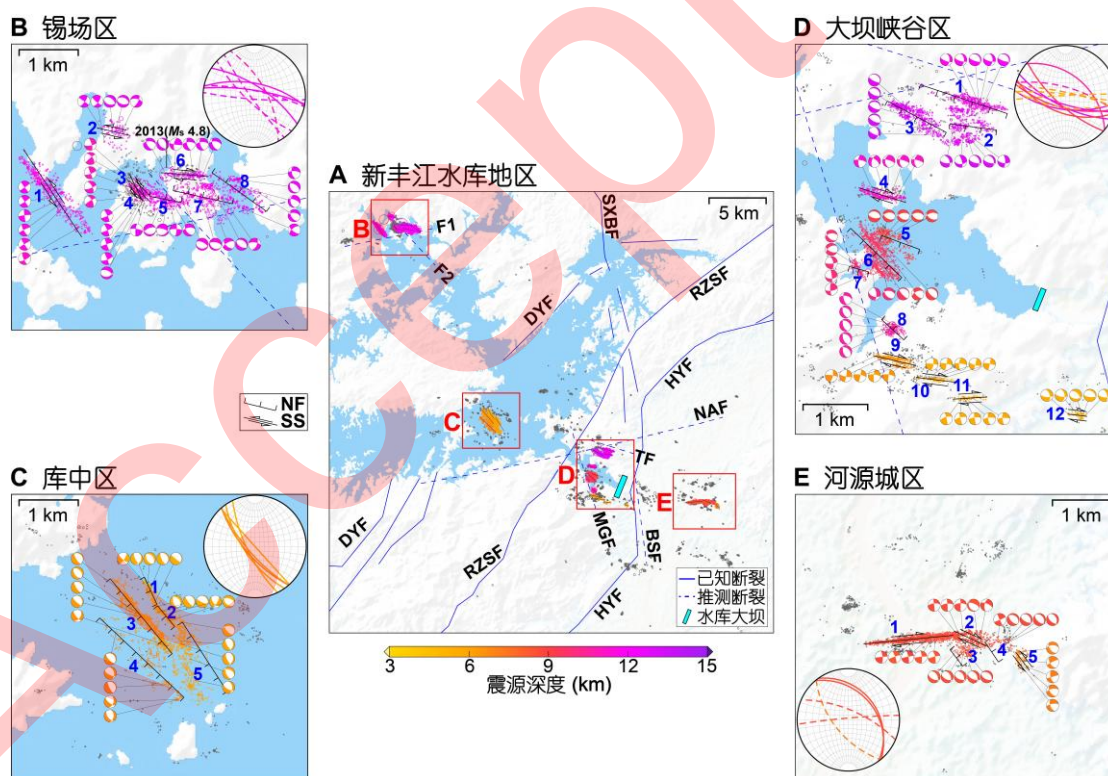


图 7 新丰江水库地区 2013–2014 年地震活动、所识别断层和中小地震震源机制解分布。(A–E) 新丰江水库整体区域、锡场区、库中区、大坝峡谷区和河源城区地震断层簇以及断层面产状 Wulff 网投影(实线和虚线分别为倾滑和走滑断层)

3.3.1 库西北锡场区

我们在库西北锡场区识别了 8 条主要发震断层(图 6, 7B), 断层长度 0.5–1.7 km, 深度分布在 10.4–12.7 km (附表 S5, 附图 S10)。从走向上可分为三组: NW-SE 走向断层 XC01/04/08, 近 W-E 走向断层 XC02/05/06/07, 和 NWW-SEE 走向 XC03 断层。断层倾角上, XC03/07/08 倾角稍低(62° – 68°), 其余断层均为 70° 以上高倾角。倾向上,

1 既有南倾(XC06)和南西倾(XC01/04)断层, 也有北倾(XC02/05/07)、北东东倾(XC03)和北东倾断层(XC08)。各断层
2 中小地震震源机制类型显示(附图 S9A), XC01/03/04 为左旋走滑型断层, XC02 是兼有正断层和左旋走滑型的正走
3 滑断层, XC06 为右旋正走滑断层, XC05/07/08 断层上同时有正断型和走滑型地震, 总体以正断层地震为主, 故判
4 定为倾滑正断层。

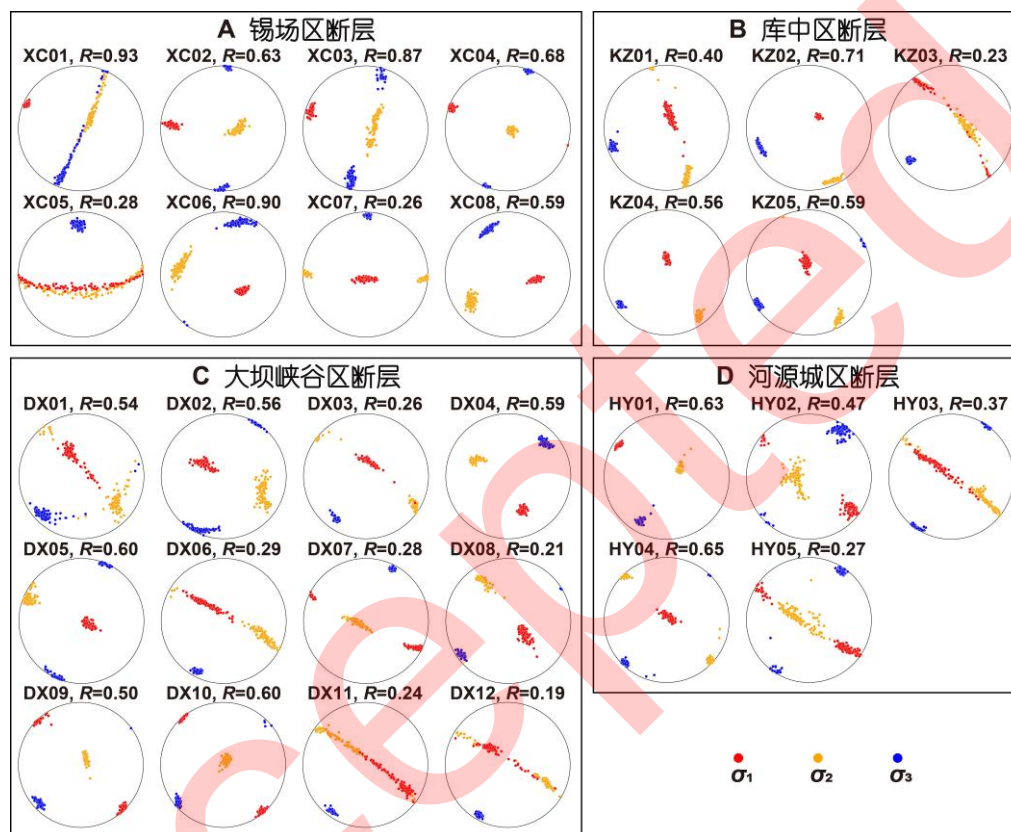


图 8 基于震源机制解的锡场区、库中区、大坝峡谷区和河源城区断层应力场反演结果

锡场区震源机制解反演得到区域应力场 σ_1 的走向/倾角为 $281^\circ/5^\circ$ 。对每条断层的局部应力场反演结果显示(图 8A, 9A), 断层 XC01/02/03/04/06 所受局部应力场与锡场区 NWW-SEE 向最大主应力一致, 断层不稳定性系数 I 值高(0.90–0.96), 指示这 5 条断层地震活动为背景应力场主控。断层 XC05 的 R 值较小(0.28, 附表 S5), 说明中间主应力 σ_2 更接近最大主应力 σ_1 , 该断层在 σ_1 - σ_3 面和 σ_2 - σ_3 面均存在较大剪应力, 与该断层含倾滑分量兼具走滑分量的特征相吻合, 故 XC05 是背景应力场主控。断层 XC07 最大主应力近垂直(84°), 中间主应力 σ_2 (走向/倾角= $272^\circ/1^\circ$)接近锡场区区域应力场; R 值(0.26)较小, 说明 σ_2 更接近最大主应力 σ_1 , 这些指示 XC07 断层主要受控于浅层水库流体作用, 同时也受到背景应力场影响, 与该断层相对靠近库中区的分布一致。XC08 断层最大主应力中等倾角(55°), 且应力走向与区域应力场一致, 指示 XC08 同时受背景应力场和流体作用的共同控制。

邵叶等(2016)基于 2009–2015 年精定位地震目录反演获得锡场区 NEE 向(F1)和 NW 向(F2)两条相交近垂直走滑断层, 并认为 2012 年 2 月 16 日 M_s 4.8 走滑地震和 2013 年 2 月 22 日 M_s 4.8 正走滑型地震分别位于 NEE 向 F1 断层和 NW 向 F2 断层上。我们重定位地震目录看到了更丰富地震活动性分布, 提供了更精细的断层展布细节(图 7B), 结果显示 2013 年 M_s 4.8 地震位于 W-E 向的 XC06 断层而非 NW 向 F2 断层。2012 年 4.8 级地震不在我们地震目录范围, 根据该 4.8 级地震的震源机制解(strike/dip/rake = $349.65^\circ/83.70^\circ/-24.25^\circ$; $82.47^\circ/65.91^\circ/-173.12^\circ$; 邵叶等, 2016)及相对位置(2013 年 4.8 级地震西侧), 我们推断该次地震发生在断层 XC03 或者断层 XC04。

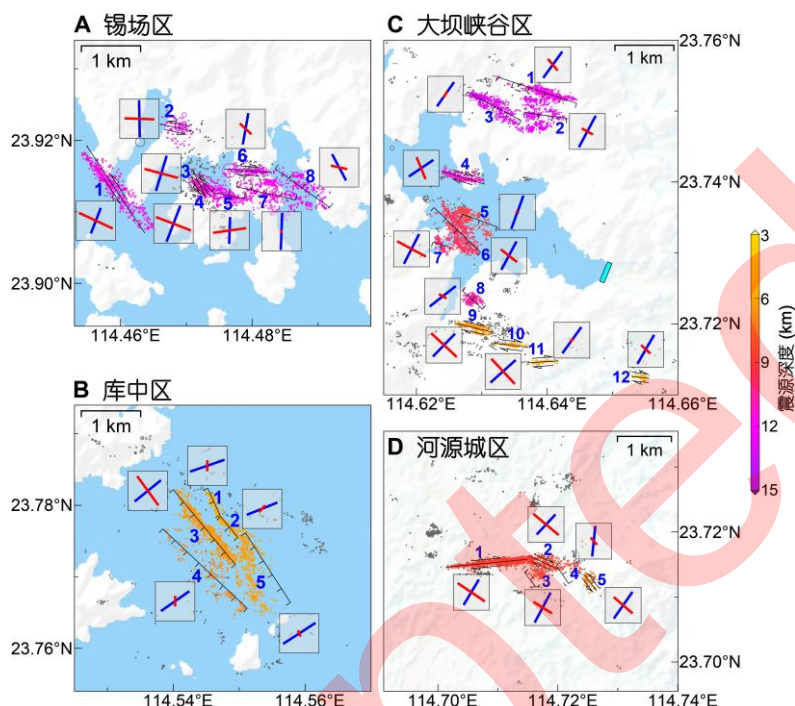


图 9 锡场区、库中区、大坝峡谷区和河源城区断层局部应力场。红线和蓝线分别表示最大和最小主应力轴的水平投影，震源点颜色表示震源深度

3.3.2 库中区

库中区识别出 5 条发震断层(图 6, 7C), 断层长度为 0.4–1.7 km, 深度范围为 5.3–7.6 km (附表 S5, 附图 S11)。该区断层具有较统一的走向、倾向和倾角(附表 S5): KZ01 断层为 NNW-SSE 走向(倾向南西西), KZ02/03/04/05 为 NW-SE 走向断层(倾向南西); KZ05 断层倾角 66°稍低, KZ01–KZ04 均为高于 70°高倾角断层。震源机制类型(附图 S9B)显示库中区断层上正断型地震绝对主导, 故这 5 条断层为倾滑为主的正断层。

库中区小地震震源机制解反演得到区域应力场 σ_1 走向/倾角: 15°/73°。每条断层上局部应力场反演结果显示(图 8B, 9B, 附表 S5): 断层 KZ01/02/04/05 最大主压应力轴均为高倾角近垂直(大于 67°), 与正断层地震机制一致; 断层 KZ03 最大主应力呈近水平 NW-SE 向, R 值较小(0.23), 近垂直中间主应力 σ_2 (走向/倾角: 83°/72°)亦起到重要作用。所以, 库中区断层均为垂向应力主控, 与浅层水库流体密切相关。

3.3.3 大坝峡谷区

大坝峡谷区识别出 12 条发震断层(图 6, 7D), 断层长度分布为 0.3–1.0 km, 深度范围为 5.3–13.2 km, 断层深度北到南逐渐变浅(附图 S12)。总体呈现三组分布: 北侧 DX01/02/03 断层深度较深(11.5–13.2 km), 走向约 110°, 南南西倾, 倾角 62°–73°; 主要发育正断层地震; 中间 DX04/05/06/07/08 断层位于水库下方, 其中 DX05/06/07 为南西/南南西倾正断层(倾角 54°–70°), 深度 8.7–10.3 km 略浅于两侧 DX04 和 DX08 断层(10.4–11.5 km), DX04 为北东倾正走滑型断层(倾角 69°), DX08 为北东倾相对低倾角(44°)正断层; 南侧相对远离库区的 DX09/10/11/12 为近 W-E 走向雁列式排列的高倾角右旋走滑断层。

大坝峡谷区小地震震源机制解反演得到区域应力场最大主应力走向/倾角为 115°/63°。对每条断层的局部应力

场反演结果显示(图 8C, 9C, 附表 S5): 断层 DX01/02/03/05/08 最大主应力方向倾角较大(55°–82°), 主要为垂向应力作用, 可能与浅部流体作用有关; 断层 DX06/07 的 R 值较小, 指示地震活动既受垂向流体作用, 也受水平向背景应力场影响; 右旋正走滑断层 DX04 最大主应力走向接近 NW-SE 向背景应力场, 最大主应力和中间主应力方向为中等倾角(34°; 51°)且具有中等程度 R 值(0.59), 地震活动的主要控制因素尚不清晰, 可能亦受到区域复杂的地形起伏影响; 右旋走滑断层 DX09/10 最大主应力近水平, 应力走向 133°–137° 接近背景应力场方向, 指示地震活动受背景应力场控制; 右旋走滑断层 DX11/12 最大主应力近垂直, 但 R 值较小(0.19–0.24), 暗示地震活动受到水平背景应力场和垂向应力共同作用。

3.3.4 河源城区

河源城区识别出 5 条断层(图 6, 7E), 断层长度 0.2–1.4 km, 深度分布 6.9–9.3 km (附图 S13)。其中 HY01/02 和 HY05 分别为右旋和左旋走滑断层, 从西到东断层走向从 W-E 向渐变为 NW-SE 向, 断层倾角逐渐降低(86°/68°/59°), 断层深度逐渐变浅(8.7 km/8.6 km/7.2 km); NW-SE 走向北东倾低角度(30°–34°)正断层 HY03/04 位于断层 HY02 南侧和 HY02/05 中间。走滑断层 HY01/02/05 的最大主应力呈近水平 NW-SE 走向(图 8D, 9D, 附表 S5), 与背景应力场一致, 受背景应力场控制。应力走向在局部发生微小的系统性旋转, R 值逐渐变小(0.63/0.47/0.27), 指示其地震活动可能受 NWW-SEE 向应力的影响增强。正断层 HY03/04 最大主应力为中高倾角(39°–68°), 应力走向均接近 NW-SE 向背景应力场, 为背景应力场主控。在 4.1 节会讨论河源城区可能存在 Riedel 剪切构造模型, 进一步推测 HY03/04 可能受右旋走滑断层拉张区影响而表现为正断层。所以, 河源城区断层均为背景应力场主控。

4 讨论

我们基于 2013–2014 年地震目录, 刻画出 30 条发震断层并得到断层产状。震源机制解反演获得的各断层局部应力场指示大坝峡谷区和库中区主要发震断层与流体作用密切相关, 而河源城区和锡场区主要断层受控于背景应力作用。为厘清现今新丰江水库地区地震的发震机制, 我们尝试计算断层激活所需的超额流体压力, 以及地震活动和水位变化的时空关联, 分析各个区域地震活动与流体诱发间的关系。同时通过 Riedel 剪切构造分析来剖析河源城区的断层活动与背景应力场间的关系。

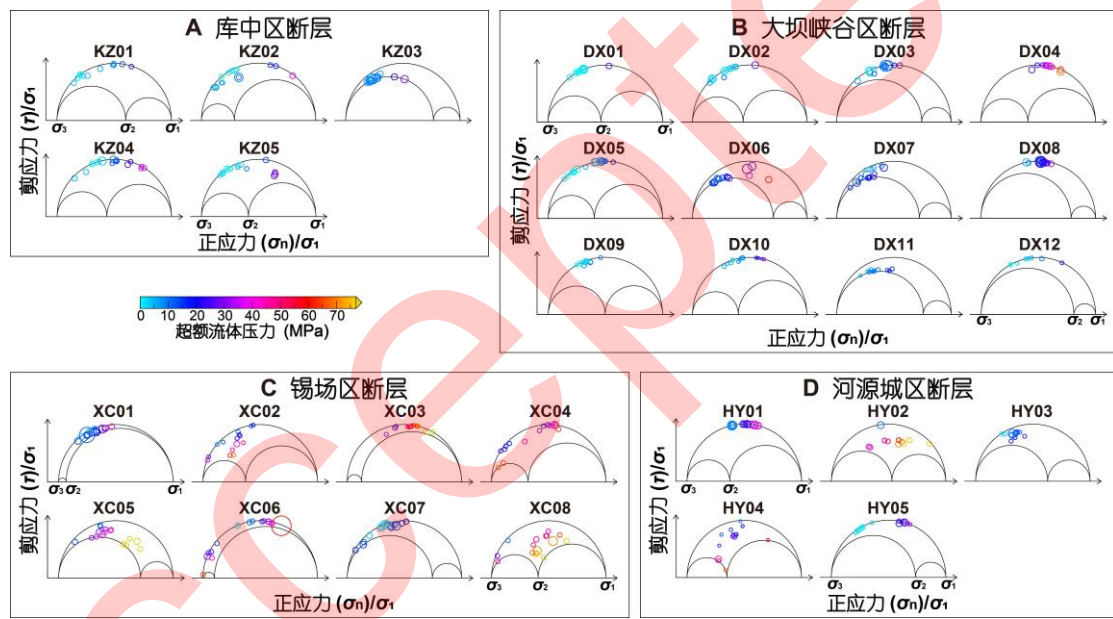
4.1 与断层激活相关的超额流体压力分析

为探究流体对新丰江地区断层地震活动的影响, 本研究基于震源机制层析成像方法(Focal Mechanism Tomography, FMT) (Terakawa 等, 2010), 计算了断层激活所需的超额流体压力 ΔP (Excess Fluid Pressure), 其定义为促使断层破裂所需的孔隙流体压力 P_f 与静水压力 P_h 之差($\Delta P = P_f - P_h$)。FMT 方法的核心假设包括: (1)地震滑动沿先存断层面的剪切应力方向发生; (2)断层强度服从采用恒定摩擦系数($\mu = 0.6$, Byerlee, 1978)的库仑破裂准则; (3)在区域应力场中处于最优取向的断层在静水压力 P_h 下处于临界破裂状态。FMT 方法将震源机制的空间变化解释为断层地震被触发所需的超额流体压力 ΔP 不同造成的; 易被触发的断层, 对应的超额流体压力较小。FMT 方法中断层强度 τ_0 表示为:

$$\tau_0 = \mu [\sigma_n - P_f] = \mu [\sigma_n - (P_h + \Delta P)] \quad (9)$$

其中 σ_n 为断层面的正应力, P_f 为孔隙流体压力, ΔP 为超额流体压力。我们利用震源机制解计算应力比 R ($R = (\sigma_2$

1 $-\sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1))$, 并引入上述假设(3), 以及"水平破裂面上的正应力等于上覆岩层压力(即静岩压力 P_L)"的约束条件
 2 (Terakawa 等, 2010; Tan 等, 2023), 联立方程组求解得到三个主应力, 并在三维应力莫尔圆中确定各震源机制解对
 3 应的发震断层面的正应力(σ_n)和剪应力(τ) (附图 S14-S17)。结合莫尔-库仑断层线, 确定触发该地震的孔隙流体压
 4 力 P_f , 其与静水压力 P_h 之差即为所求的 ΔP 。计算中设定岩石和水的密度分别为 2500 kg/m^3 和 1000 kg/m^3 。在发
 5 震断层面选取方面, 优先采用几何产状与前述微震识别断层产状最接近的节面; 若两个节面均与所识别断层产状
 6 差异显著, 则以断层不稳定性参数 I 作为判别依据, 选用不稳定性较高的节面作为发震断层节面。图 10 展示了新
 7 丰江水库地区 30 条已识别断层上 469 次地震事件发生所需的超额流体压力 ΔP 。超额流体估算结果显示, 超过 90%
 8 的地震事件所需的 ΔP 小于 50 MPa (图 11); 4 个构造区地震发生所需超额流体压力 ΔP 中值依次为: 库中区<大坝
 9 峡谷区<河源城区<锡场区, 指示地震活动被触发程度由易到难, 对应流体对不同区域断层强度不同的调控作用。



11 图 10 基于震源机制解计算所得超额流体压力 ΔP 。(A-D) 库中区、大坝峡谷区、锡场区和河源城区所识别断层
 12 考虑超额流体压力 ΔP 的莫尔圆投影
 13
 14

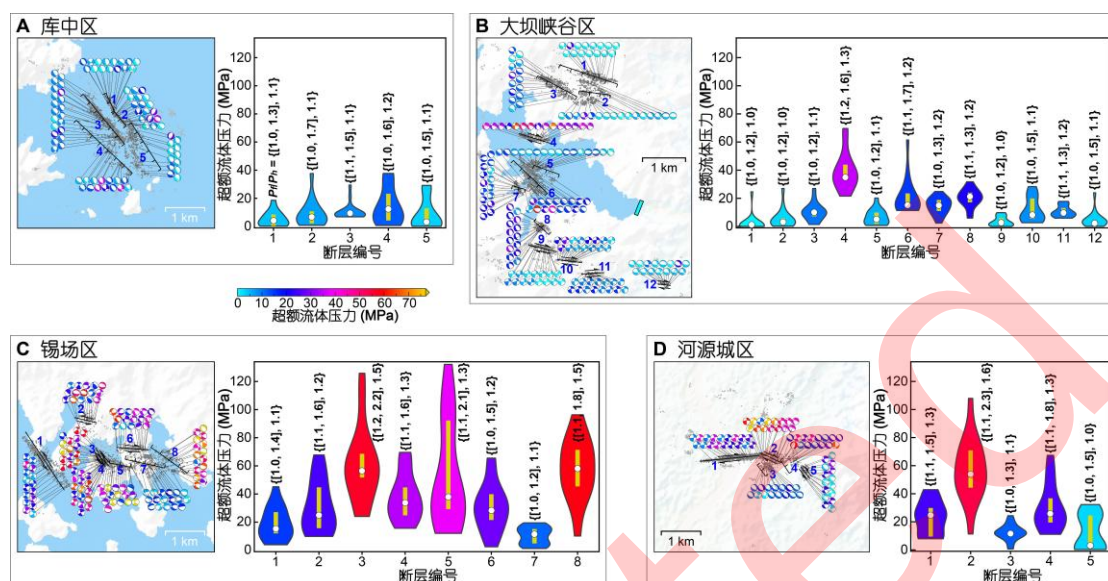


图 11 超额流体压力 ΔP 分布。(A–D) 库中区、大坝峡谷区、锡场区和河源城区超额流体压力 ΔP 。图中数字为每个断层孔隙流体压力 P_f 与静水压力 P_h 之比，对应不同震源机制解得到的{[最小值, 最大值], 中位数}

库中区断层微震活动所需超额流体较小, $\Delta P \leq 13.5$ MPa (图 11A)。速度结构反演成像结果指示库中区下方存在近垂直的流体运移通道(Dong 等, 2022; He 等, 2018, 2025; Huang 等, 2024)。库中区断层分布最浅且完全位于水库下, 与水库水体间可能存在直接的流体运移通道。断层均为正断型, 垂向主应力为主, 断层强度亦相对较低。据此我们推测, 由于流体运移通道的存在, 库中区断层孔隙压力升高导致有效正应力降低, 对流体压力扰动较为敏感, 易被流体直接触发。

大坝峡谷区断层分布较广, 结构复杂, 但地震活动所需超额流体压力总体较小(除 DX04 断层外; 图 11B)。北部(DX01/02/03)与南部(DX09/10/11/12)断层地震活动的超额流体压力 ΔP 极低(≤ 5 MPa), 中部逐渐升高, DX04 断层达到最大值(超额流体压力 ΔP 约 35 MPa)。北部断层深度约 12 km, 南部断层深度约 6 km, 孔隙流体压力和静水压力之比 P_f/P_h 接近 1 (图 11B), 表明轻微流体压力扰动即可激活这些断层。速度结构成像发现自西北库中浅层沿人字石断裂向东南下渗的流体通道(Dong 等, 2022; He 等, 2025), 为库水渗透至北部断层(DX01/02/03)提供了条件。DX04 断层空间上孤立, 推测其周围存在低渗透体阻碍流体直接作用弱化断层, 从而地震活动需较高的流体压力。大坝峡谷区南侧超额流体压力 ΔP 呈南东东-北西西向递增, 震源深度呈现南浅北深。南部 DX12 断层邻近河源断裂, 可能与之存在构造联系。据此推断, 一条自东南河源断裂向西北下倾、依次经 DX12、DX11、DX10、DX09 和 DX08 断层的流体通道可能延伸至 DX05/06 断层, 其深部延伸在 DX04 断层附近受低渗透体阻挡。大坝峡谷区南部(DX09–DX12 断层)地震活动所需的超额流体压力极低, 但其与库体的水平距离较远, 且与北部和中部断层在深度和取向上不连续, 暗示其流体来源或补给路径可能有所不同。河源断裂沿线发育多处温泉与热水井(Tannock 等, 2020), 指示了该断裂带为一个深部流体运移通道。结合该区域地下水循环模式(如 Qiu 等, 2018; Tannock 等, 2020; Huang 等, 2025), 我们推测, 河源断裂可能构成了一个独立的深部流体循环系统, 大气降水或地下水通过该断裂带深部循环并被加热, 局部与浅部裂隙网络连通, 从而对大坝峡谷区南段的断层孔隙压力产生辅助调节作用。因此, 大坝峡谷区地震活动可能受到库区流体的直接渗透与区域深部断层带流体系统的共同影响, 但相对贡献大小及相互作用机制, 需结合流体地球化学、更高分辨率孔隙压力监测或耦合的水文-力学模型验证。

锡场区断层地震活动所需的超额流体压力较高,且变化范围较大(除靠近库中的 XC07 断层;图 11C)。XC07 断层超额流体压力 ΔP 较低(中位数 11.4 MPa),可能与来自东南库中区的流体通道(Dong 等, 2022; Zhang 等, 2024) 连接,故断层已被弱化,地震活动所需超额流体压力较小。但其东侧、北侧和西侧可能受低渗透体(He 等, 2025) 阻挡,未被流体广泛渗透,断层(XC08/06/05)强度较高,故需较高的超额流体压力来激发断层地震活动。2012 年之前,锡场区鲜有 3 级以上地震记录,2012–2013 年 M_s 4.8 地震序列之后该区地震活动显著增强,于 2014 年达到过去 20 年的峰值(Huang 等, 2024; He 等, 2025)。我们推断此前长期地震平静可能源于 XC07 断层附近的低渗透体阻碍了来自库中区的流体扩散;经数十年压力累积,低渗透体逐渐被弱化且应力水平接近岩石强度,故诱发 XC07 断层的地震活动。破裂形成新的渗透性通道,流体快速运移,其压力脉冲传递至周边处于临界状态的先存断层(XC05/06/08),降低了其稳定性并触发新一轮破裂。徐健(2025)在长宁页岩气开发区亦发现,低渗透率凹凸体前缘孔隙压力累积可弱化断层面并触发地震活动。这种“低渗透体阻流-压力累积-断层破裂”的孕震模式(Cappa 等, 2022),是导致锡场区诱发地震发生时间显著滞后的关键机制。随着锡场区流体通道逐步打开,流体压力进一步往西传递,触发了主要受背景应力控制的 XC01/02/03/04 断层的破裂活动。

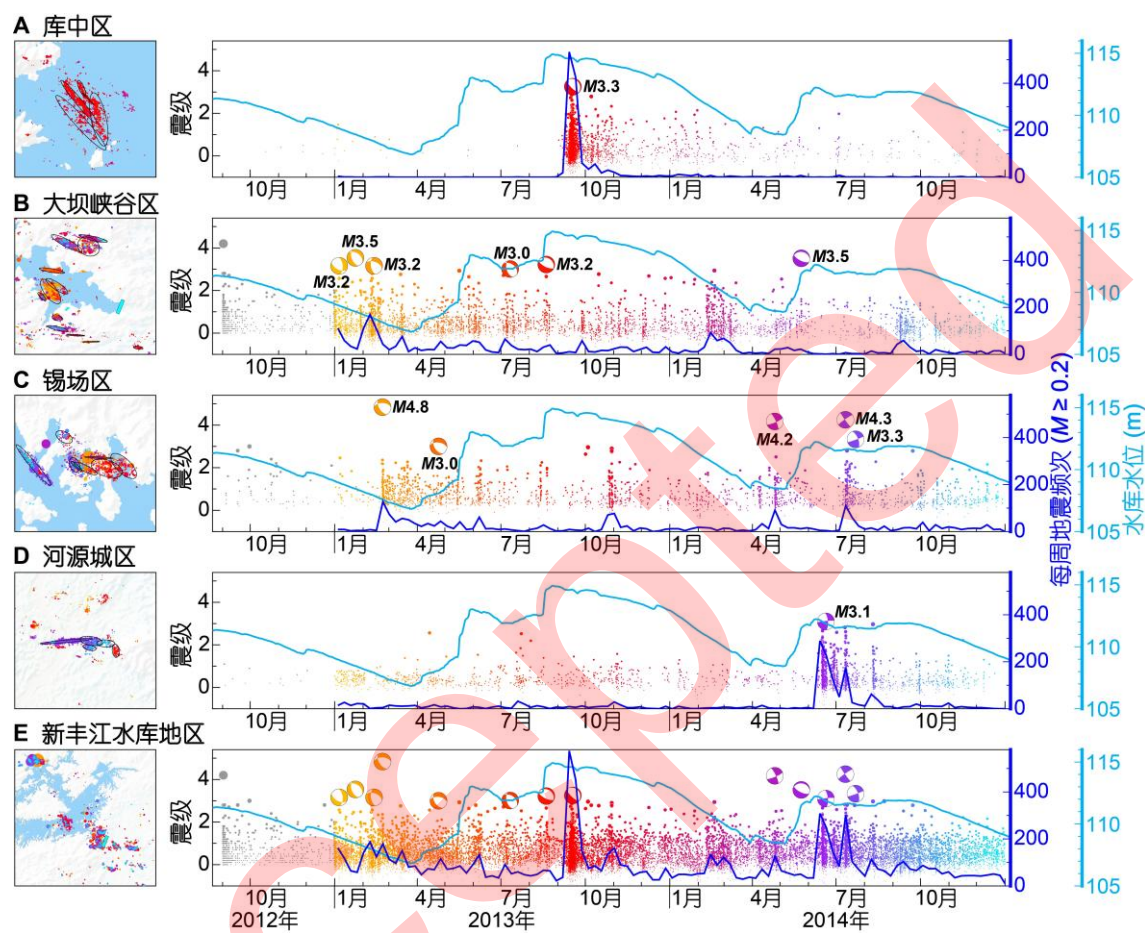
河源城区远离水库及河源断裂,缺乏与库区水体及深部地下水循环系统连通的直接流体通道。该区微震发生所需的超额流体压力(ΔP)在空间上呈现显著不均一性:北部 HY02 断层区域 ΔP 极高,而南侧 HY03/05 断层则处于极低水平。这一分布模式难以通过流体压力扩散机制合理解释,故我们推测该区地震活动主要受区域背景应力控制。

4.2 地震活动与水库水位的时空关联

由降雨引起的库水季节性变化被认为可能通过改变孔隙流体压力与库水载荷,进而影响区域应力状态,而此类水文变化是否与水库诱发地震活动之间存在显著时空关联,其内在的物理机制与动态响应关系仍是当前水库诱发地震研究的争议焦点(Talwani, 1997; Gupta, 2002)。因此,我们利用 2013–2014 年高精度地震目录,对新丰江地区地震活动和水库水位的时空关联展开了初步分析(图 12)。库中区地震集中分布于水库水体下方,表现出典型的流体诱发特征(图 12A):一段地震平静期后地震频度于 2013 年 8 月 26 日(即 2013–2014 水文年最高水位日)开始显著上升,并在 22 天后(9 月 17 日)达到峰值。由于水位上涨引起的重力载荷响应为瞬时过程,故其并非地震延迟的主因;而伴随水位上升所产生的孔隙压力,受限于流体在通道中的扩散速率,需经一定时间才能传递至深部断层并诱发地震。所以,库中区的延迟诱发符合流体渗透诱发模式,并与 4.1 节中关于水体长期作用促使断层区域临界状态、孔隙压力升高最终触发地震的推论相一致。

大坝峡谷区的地震频度在全年分布较为均匀(图 12B),与水库水位变化直接关联性不显著。这一特征可能反映了其驱动机制的复杂性,部分区域(如南部)的地震活动可能叠加了区域深部流体背景的调节作用(见 4.1 节讨论)。锡场区东侧地震活动起始于发生在 XC06 断层的 M_s 4.8 地震,其对周围断层造成较强的应力扰动;XC07 断层因靠近流体通道断层强度较低故其地震活动性活跃,累积的高压流体得以进一步传递并激活 XC08 断层及周边断层,而发生在 XC06 断层且库区水位较低时的 M_s 4.8 主震与流体间的时空关联性尚不清楚(图 12C),一种可能性是库水卸载在库区周边引起差应力,从而引发地震。河源城区地震活动除发生在 2014 年 6 月 3.1 级地震序列外背景地震活动相对较弱,未呈现与水库水位的相关性(图 12D)。值得关注的是,在锡场、库中和大坝峡谷这三个受水体作用影响明显的区域,时空演化分析显示有超过半数的 3 级以上地震发生于库水卸载阶段(图 12E)。该现象可能是以下两种机制的协同作用:(1)孔隙压力在传递过程中存在显著延迟,当其峰值经过较长路径最终抵达断层时,库

1 区已进入卸载阶段; (2)水位下降导致水体载荷移除, 使断层正应力降低, 库仑破裂应力相应增大, 从而促进断层
2 发生破裂(Talwani, 1997; Zhang 等, 2018)。



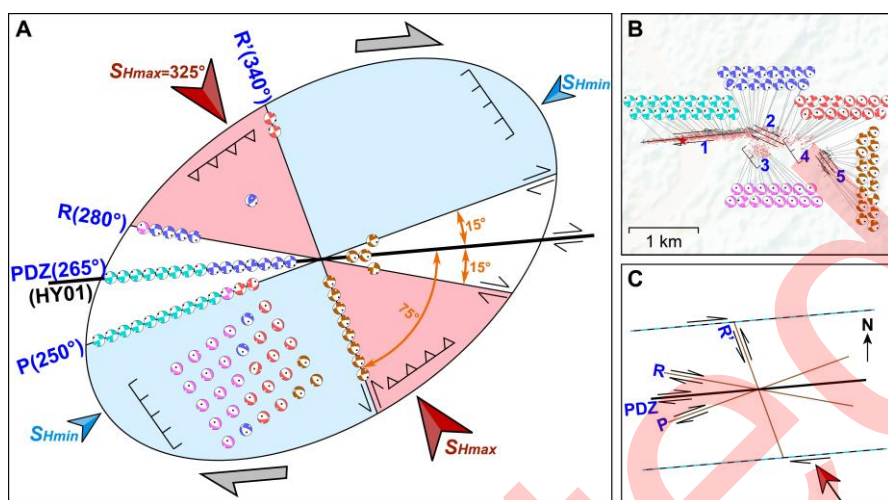
3
4 图 12 新丰江水库及邻近区域地震活动与水库水位的关系。(A-E) 库中区、大坝峡谷区、锡场区、河源城区和
5 新丰江水库地区的地震活动时空演化, 其中 2012 年 9–12 月地震信息来自中国地震局目录(灰点), 2013–2014 年地
6 震信息来自本文, 震源点颜色代表发震时刻。震源球为 3 级以上地震。水库水位相对大坝底部(数据来自 He 等,
7 2018)

9 4.3 河源城区 Riedel 剪切构造分析

10 河源城区远离水库, 其地震活动可能主要受控于构造背景。该区 78 个震源机制解 P 轴优势方位($107.3^{\circ}\sim139.3^{\circ}$
11 或 $287.3^{\circ}\sim319.7^{\circ}$)与新丰江地区受菲律宾海板块向北漂移所产生的 NW-SE 向挤压背景应力场吻合。我们基于此数
12 据集反演得到水平最大主应力方向 S_{Hmax} 为 $145^{\circ}\sim325^{\circ}$; 可近似为新丰江水库地区的背景应力场。河源城区地震活
13 动以走滑为主, 呈现出典型的 Riedel 剪切构造(Riedel Shear Structures, RSS)特征。

14 典型 Riedel 剪切构造通常包括主变形带(PDZ)、一组共轭断层(R 构造与 R'构造)和 P 剪切构造(Riedel, 1929;
15 Tchalenko, 1968)。PDZ 走向通常与水平主剪切应力方向 S_{Hmax} 呈 $45\pm5^{\circ}$ (Bartlett 等, 1981)。R 与 P 剪切面相对于
16 PDZ 表现出同向剪切特性, R'剪切面则表现出反向剪切特性。P 构造与 R 构造相对于 PDZ 呈对称分布。R、P 和
17 R'构造分别相对于 PDZ 走向呈 $\varphi/2$ 、 $-\varphi/2$ 和 $90^{\circ}-\varphi/2$ 关系, 其中 φ 为岩石内摩擦角(Davis 等, 2000; Ahlgren, 2001)。
18 Riedel 剪切构造分析是解析走滑断层系统运动学属性的经典研究方法, 其不仅能有效刻画断层发育初期的展布规
19 律, 亦能系统揭示成熟期断层的内部结构、位移方向及相关的拉张与挤压构造(Katz 等, 2004; Rao 等, 2011), 故可

1 用来分析河源城区发震断层几何特征。



2
3 **图 13** 河源城区 Riedel 剪切构造(RSS)模型与断层空间分布。(A) 基于震源机制节面拟合 RSS, 粉色/浅蓝色表示
4 挤压/拉张区。 S_{Hmax} 和 S_{Hmin} 分别为水平最大和最小主应力方向。(B) 河源城区所识别断层与震源机制解, 红五角
5 星对应 2014 年 6 月 19 日 3.1 级地震, 灰、红数据点分别为该次地震前和之后地震(2013–2014 年)。(C) Riedel 剪
6 切构造示意图

7
8 我们基于震源机制解的断层节面走向反演河源城区 Riedel 剪切的几何构型。选取内摩擦角 $\varphi = 30^\circ$ (对应摩擦
9 系数 $\mu = 0.6$), 通过网格搜索确定主变形带(PDZ)最优走向为 265° (附图 S18), 我们构建了 PDZ 走向 265° 的 RSS
10 模型(图 13A)。将河源城区 5 条主要发震断层的震源机制解投影至该 RSS 模式图, 我们发现 17 个、6 个、10 个和
11 14 个类走滑(NS 或 SS 或 TS)震源机制可分别对应 PDZ、R、R' 和 P 构造, 30 个正断型震源机制与拉张裂隙有关, 1
12 个逆断型震源机制可能与挤压构造发育相关。结合发震断层产状, 我们发现河源城区最主要的发展断层(HY01)对
13 应 PDZ, 连接走滑断层的正断层(HY03/04)位于 RSS 的拉张象限内, 受水平拉张作用, 而非垂向应力扰动。
14 HY03/04 应为 RSS 中主变形带(HY01)周围伴生的拉张构造。HY02 断层位于 HY01 与 HY03/04 断层的过渡区, 其
15 错动类型涵盖 R 型、PDZ 型剪切和正断型、逆断型, 指示其内部可能存在次级 Riedel 剪切构造。在背景剪切应力
16 加载下, Riedel 剪切构造在发育早期 R 剪切构造先出现并占主导, 随后是 P 构造发生滑动, 共轭剪切构造 R' 发育,
17 在成熟期 PDZ 形成并成为位移主体(Tchalenko, 1968; Bartlett 等, 1981)。根据上述 Riedel 剪切构造的经典发育序列,
18 HY01 作为一条连续笔直、集中了主要走滑位移的主断层, 表明河源城区断层系统已处于以 PDZ 为主导的 Riedel
19 剪切构造成熟期。

20 河源城区地震活动主要受背景应力控制, 但其时空演化(图 12D, 13B)亦展现出显著的地震间相互作用。该区
21 最大地震(M3.1)发生于 HY01 断层, 其后的余震序列呈现自西向东的迁移, 并相继激活了 HY02、HY03 和 HY04
22 断层。M3.1 级地震产生的库仑应力扰动在 Riedel 剪切系统内的临近断层上产生了正的应力加载, 从而促进了失稳
23 滑动。综上所述, 背景应力加载与地震间相互作用共同构成了河源城区这一典型构造地震区的发震机制。

24 5 结论与展望

25 采用 2013–2014 年新丰江水库周围 14 个固定宽频带台站连续波形数据, 基于机器学习方法微震检测和重定
26 位, 构建了该区较为完备的高精度地震目录, 包括 16312 次地震。基于该地震目录, 结合 P、S 波到时差, 我们发
27 现地震集中分布于 6 km、9 km 和 12 km 三个深度范围, 可能对应不同的发震机理。对锡场区、库中区、大坝峡

谷区和河源城区分别开展了基于空间主成分分析的三维断层识别和中小震震源机制解自动反演。识别出 30 条发震断层, 其三维空间分布与产状信息, 与 471 个中小地震的震源机制解反演基本一致。综合分析断层局部主应力与背景应力场之间的异同、超额流体压力、地震活动与水位变化的关联性以及 Riedel 剪切构造等, 系统性地厘清了新丰江水库地区现阶段不同构造单元不同的发震机制(图 14)。库中区发震断层分布最浅且与流体通道连通, 断层强度较低, 以正断层型地震为主, 易受流体扰动直接触发地震。大坝峡谷区断层结构复杂, 北部地震活动与库区下方流体的渗透通道相关; 结合较低的超额流体压力及邻近河源断裂带存在深部流体活动迹象, 大坝峡谷区南部可能还受到区域深部地下水循环的潜在影响。锡场区远离大坝断层, 整体地震活动起始于蓄水 53 年后, 地震深度较深, 呈现"低渗透体阻流-流体压力累积-断层破裂"的延迟触发机制。河源城区地震活动主要受区域 NW-SE 向挤压背景应力场控制, 2013–2014 年地震序列受背景应力加载和库仑应力扰动共同驱动, 是典型构造地震区。综上, 新丰江水库地区地震成因具有明确分区特征: 库中区、大坝峡谷区及锡场区断层受水库流体作用诱发, 分别为流体直接渗透触发、流体通道渗透和低渗透延迟触发作用; 河源城区主要受区域构造应力控制。

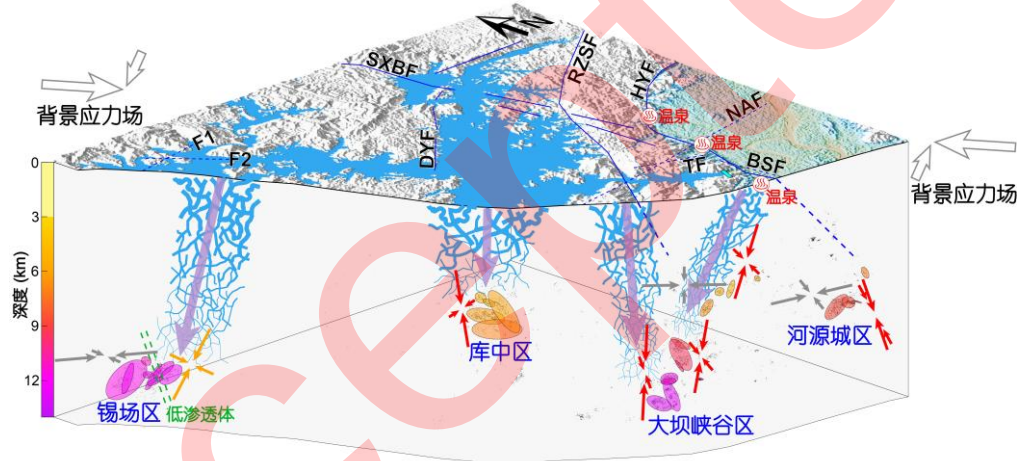


图 14 新丰江水库地区发震构造和应力场分布以及推测的流体渗透加压模式。灰/红/橙色箭头表示接近背景应力场/接近垂向应力/两者中间应力状态, 长/短箭头为最大/最小主压应力方向。蓝虚线为河源断裂与人字石断裂地下延伸。浅蓝裂隙为可能的流体通道, 绿虚线为可能的低渗透体, 红圈为地表温泉或热水井位置(数据来自 Tannock 等, 2020)

本研究基于 2013–2014 年连续高质量观测数据阐明了新丰江水库地区不同发震机制受流体与构造加载的差异调控, 揭示了新丰江水库现阶段微震活动的精细特征与空间分布模式, 为理解构造-流体作用与地震活动演化提供了重要约束, 深化了对水库诱发地震物理机理的认识。受限于观测资料的长度与方法本身的特性, 本研究的认识存在一定的时空局限性。首先, 受限于观测数据, 本研究聚焦于 2013–2014 年这一特定活跃时段(新丰江水库地区蓄水 50 余年后)的发震模式, 水库蓄水初期(如 1962 年 6.1 级主震序列)发震机理和断层活动特征有所不同, 不能提供直接约束。其次, 在空间探测能力上, 本研究方法依赖于观测期内断层段是否有微震活动。如图 1A 所示, 1970 年以来的中强震记录揭示了一条自大坝峡谷区经库中延伸至锡场的北西向地震条带, 指示该区可能存在的隐伏重要构造, 但在 2013–2014 年该条带恰处于微震活动平静期, 因而未能直接刻画该发震构造。断层地震活动在时间上的不均匀性与空间上的分段性需要长时间连续高质量观测, 基于微震活动的断层成像和应力水平估计只能研究观测期内发生地震活动的断层, 而那些处于闭锁、未破裂或流体压力累积阶段的区段未被直接记录。此

外,在台站覆盖相对稀疏的锡场区,地震定位精度仍可能受台站方位角间隙的影响。本研究结果为构建该水库地震长期完整演化模型提供了现阶段的关键数据;未来,若能整合更长时间序列的高精度监测数据、高分辨率地壳形变观测及多期地球物理探测,有望系统揭示新丰江水库地震的时空演化规律与深层机理。

致谢 感谢主编和审稿人的宝贵意见,使论证和表述更加严谨清晰。感谢广东省地震局提供地震波形数据。本研究得到了国家自然科学基金项目(编号:42474077)和广东省“珠江人才计划”(编号:2021QN02G106)的资助。

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

- 程惠红,张怀,朱伯靖,等. 2012. 新丰江水库地震孔隙弹性耦合有限元模拟. 中国科学:地球科学, 42(6): 905–916.
- 邓远立,何萍. 2016. 广东新丰江水库区地震活动 b 值时空分布特征研究. 华南地震, 36(3): 61–67.
- 丁原章,曾宪译,陈益明. 1982. 新丰江水库区诱发地震的余震活动. 地震地质, 4(1): 23–30.
- 丁原章,潘建雄,肖安予,等. 1983. 新丰江水库诱发地震的构造条件. 地震地质, 5(3): 63–74.
- 丁原章,王仁,孙荀英,等. 1992. 深层构造新活动性的影响——新丰江水库区构造的三维数学模拟计算. 中国科学 B 辑, 1992, B(2): 194–205.
- 冯锐. 1977. 新丰江 6.1 级水库地震前后的波速比变化. 地球物理学报, 20(3): 211–221.
- 龚鸿庆. 1982. 关于新丰江水库地震的成因问题. 华南地震, 2(3): 72–78.
- 姜喜姣,林庆西,龚萱,等. 2022. 2012 年以来新丰江水库区地震震源机制解及构造应力场时空变化特征. 地震, 42(3): 64–80.
- 李敬,杨建安,李志军,等. 2014. 新丰江水库大坝地震反应专用台阵介绍. 中国西部科技, 13(7): 22–24.
- 李亚林,颜玉定. 2005. 新丰江水库诱发地震极限深度的实验研究. 华南地震, 25(4): 62–65.
- 林纪曾,梁国昭,赵毅,等. 1980. 东南沿海地区的震源机制与构造应力场. 地震学报, 2(3): 245–257.
- 林庆西,姜喜姣,梁明. 2023. 利用谱聚类方法研究新丰江库区的震源机制解. 中国地震, 39(3): 502–515.
- 刘特培,邵叶,杨选,等. 2017. 利用高精度小震资料确定新丰江水库大坝区北西向发震断层. 地震学报, 39(1): 23–33.
- 邵叶,刘特培,刘吉平. 2016. 2012 和 2013 年广东新丰江锡场 2 次 M_s 4.8 地震发震构造的确定. 地震, 36(2): 132–140.
- 罗振暖,谢明富. 1989. 新丰江水库地区 b 值的研究. 华南地震, 9(3): 79–85.
- 沈崇刚,陈厚群,张楚汉,等. 1974. 新丰江水库地震及其对大坝的影响. 中国科学, 2: 184–205.
- 王永芳,杨马陵. 2011. 新丰江水库地震序列的分段研究. 华北地震科学, 29(4): 27–33.
- 王妙月,杨懋源,胡毓良,等. 1976. 新丰江水库地震的震源机制及其成因的初步探讨. 中国科学, 1: 85–97.
- 魏柏林,陈庞龙,李富光,等. 1991. 新丰江地震震源机制解及构造应力场. 地震学报, 13(4): 462–470.
- 徐健. 2025. 长宁页岩气开发区水力压裂诱发地震特征及控制因素研究. 博士学位论文. 合肥: 中国科学技术大学.

1–149.

杨选, 康英, 林向东. 2012. 新丰江 2012 年 02 月 16 日 ML 5.2 级地震前的波速比变化及地震类型探讨. 华南地震, 32(增刊): 64–72.

杨卓欣, 刘宝峰, 王勤彩, 等. 2013. 新丰江库区上地壳三维细结构层析成像. 地球物理学报, 56(4): 1177–1189.

叶秀薇, 黄元敏, 胡秀敏, 等. 2013. 广东东源 M_s 4.8 地震序列震源位置及周边地区 P 波三维速度结构. 地震学报, 35(6): 809–819.

叶秀薇, 邓志辉, 黄元敏, 等. 2017. 新丰江水库中上地壳 P 波三维速度结构特征及库水的渗透影响. 地球物理学报, 60(9): 3432–3444.

臧绍先. 1983. 水的渗透作用及新丰江水库地震的特点和机制. 地震地质, 5(2): 59–69.

Ahlgren S G. 2001. The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstone. J Struct Geol, 23(8): 1203–1214.

Arnold R, Townend J. 2007. A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data. Geophys J Int, 170(3): 1336–1356.

Banerjee A, Dhillon I S, Ghosh J, et al. 2005. Clustering on the unit hypersphere using von Mises-Fisher distributions. J Mach Learn Res, 6(9): 1345–1382.

Bartlett W L, Friedman M, Logan J M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics, 79: 255–277.

Bott M H P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geol mag, 96(2): 109–117.

Byerlee J. 1978. Friction of rocks. Pure Appl Geophys, 116: 615–626.

Cappa F, Guglielmi Y, Nussbaum C, et al. 2022. Fluid migration in low-permeability faults driven by decoupling of fault slip and opening. Nat Geosci, 15(9), 747–751.

Davies R, Foulger G, Bindley A, Styles P. 2013. Induced seismicity and hydraulic fracturing for the recovery of hydrocarbons. Mar Pet Geol, 45: 171–185.

Davis G H, Bump A P, García P E, et al. 2000. Conjugate Riedel deformation band shear zones. J Struct Geol, 22: 169–190.

Dong S X, Li L, Zhao L F, et al. 2022. Seismic evidence for fluid-driven pore pressure increase and its links with induced seismicity in the Xinfengjiang Reservoir, South China. J Geophys Res Solid Earth, 127(3): e2021JB023548.

Duan L F, Zhao C P, Zhou L Q, et al. 2024. Unraveling the dynamics of seismicity in the Baihetan Reservoir area with AI-based catalog. Tectonophysics, 896: 230601.

Gephart J W, Forsyth D W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. J Geophys Res Solid Earth, 89(B11): 9305–9320.

Gupta H K. 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. Earth Sci Rev, 58: 279–310.

Hardebeck J L, Hauksson E. 2001. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics. J Geophys Res Solid Earth, 106(B10): 21859–21882.

Hardebeck J L, Shearer P M. 2002. A new method for determining first-motion focal mechanisms. Bull Seismol Soc Am, 92(6): 2264–2276.

Hardebeck J L, Shearer P M. 2003. Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes.

- Bull Seismol Soc Am, 93(6): 2434–2444.
- Hardebeck J L, Michael A J. 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *J Geophys Res Solid Earth*, 111: B11310.
- He L P, Sun X L, Yang H F, et al. 2018. Upper crustal structure and earthquake mechanism in the Xinfengjiang Water Reservoir, Guangdong, China. *J Geophys Res Solid Earth*, 123(5): 3799–3813.
- He L P, Guo Z, Luo B, et al. 2025. Long-time delays in induced earthquakes caused by low-permeability bodies: Insights from the Xinfengjiang Reservoir, China. *J Geophys Res Solid Earth*, 130: e2024JB030579.
- Hotelling H. 1933. Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *J Educ Psychol*, 24(6): 417–441.
- Huang R Q, Sun X L, Zhang P, et al. 2024. Seismicity migration and the upper crustal structure in the Xinfengjiang Reservoir. *Seismol Res Lett*, 95(5): 2833–2843.
- Huang X X, Xie L J, Li Y, et al. 2025. Hydrochemical characteristics of carbonated waters and non-carbonated thermal waters of the Heyuan deep fault zone in Guangdong, Southern China. *Geothermics*, 131: 103390.
- Hutton L K, Boore D M. 1987. The ML scale in southern California. *Bull Seismol Soc Am*, 77(6): 2074–2094.
- Katz Y, Weinberger R, Aydin A. 2004. Geometry and kinematic evolution of Riedel shear structures, Capitol Reef National Park, Utah. *J Struct Geol*, 26: 491–501.
- Kissling E, Ellsworth W L, Eberhart-Phillips D, et al. 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J Geophys Res Solid Earth*, 99(B10): 19635–19646.
- Kuang J, Qi S H, Hu X Y, et al. 2022. Mechanism of reservoir-induced seismicity in the Xinfengjiang Reservoir area, Guangdong, China. *Nat. Hazards*, 111: 2059–2076.
- Liu M, Li H, Li L, et al. 2022. Multistage nucleation of the 2021 Yangbi Ms 6.4 earthquake, Yunnan, China and its foreshocks. *J Geophys Res Solid Earth*, 127: e2022JB024091.
- Lund B, Slunga R. 1999. Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: Application to Ölfus in southwest Iceland. *J Geophys Res Solid Earth*, 104(B7): 14947–14964.
- Maury J, Cornet F H, Dorbath L. 2013. A review of methods for determining stress fields from earthquakes focal mechanisms: Application to the Sierentz 1980 seismic crisis (upper rhine graben). *Bull Soc G éol France*, 184(4–5): 319–334.
- Michael A J. 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. *J Geophys Res Solid Earth*, 89(B13): 11517–11526.
- Ouillon G, Ducorbier C, Sornette D. 2008. Automatic reconstruction of fault networks from seismicity catalogs: Three-dimensional optimal anisotropic dynamic clustering. *J Geophys Res Solid Earth*, 113: B01306.
- Pandey A P, Chadha R K. 2003. Surface loading and triggered earthquakes in the Koyna–Warna region, western India. *Phys Earth Planet Inter*, 139(3–4): 207–223.
- Pedregosa F, Varoquaux G, Gramfort A, et al. 2011. Scikit-learn: Machine learning in Python. *J Mach Learn Res*, 12: 2825–2830.
- Qiu X L, Wang Y, Wang Z Z, et al. 2018. Determining the origin, circulation path and residence time of geothermal groundwater using multiple isotopic techniques in the Heyuan fault zone of Southern China. *J Hydrol*, 567: 339–350.
- Rao G, Lin A M, Yan B, et al. 2011. Co-seismic Riedel shear structures produced by the 2010 Mw 6.9 Yushu earthquake, central Tibetan Plateau, China. *Tectonophysics*, 507: 86–94.

- 1 Riedel W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Zentral-blatt fur Mineralogie. Geol Pal äont B: 354–
2 368.
- 3 Shakarji C M. 1998. Least-squares fitting algorithms of the NIST algorithm testing system. J Res Natl Inst Stand Technol,
4 103(6): 633–641.
- 5 Talwani P. 1997. On the Nature of reservoir-induced seismicity. Pure Appl Geophys, 150: 473–492.
- 6 Tan Y Y, Qian J W, Hu J, et al. 2023. Tomographic evidences for hydraulic fracturing induced seismicity in the
7 Changning shale gas field, southern Sichuan Basin, China. Earth Planet Sci Lett, 605: 118021.
- 8 Tannock L, Herwegh M, Berger A, et al. 2020. The effects of a tectonic stress regime change on crustal-scale fluid flow
9 at the Heyuan geothermal fault system, South China. Tectonophysics, 781: 228399.
- 10 Tchalenko J S. 1968. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays.
11 Tectonophysics, 6(2): 159–174.
- 12 Terakawa T, Zoporowski A, Galvan B, et al. 2010. High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region
13 inferred from earthquake focal mechanisms. Geology, 38(11): 995–998.
- 14 Trugman D T, Shearer P M. 2017. GrowClust: A hierarchical clustering algorithm for relative earthquake relocation, with
15 application to the Spanish Springs and Sheldon, Nevada, earthquake sequences. Seismol Res Lett, 88(2A): 379–391.
- 16 Truttmann S, Diehl T, Herwegh M. 2023. Hypocenter-based 3D imaging of active faults: Method and applications in the
17 Southwestern Swiss Alps. J Geophys Res Solid Earth, 128: e2023JB026352.
- 18 Vavryčuk V. 2014. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. Geophys J Int, 199(1):
19 69–77.
- 20 Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the
21 northern Hayward fault, California. Bull Seismol Soc Am, 90(6): 1353–1368.
- 22 Wallace R E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. J Geol, 59(2): 118–130.
- 23 Yin Z M, Rogers G C. 1995. Rotation of the principal stress directions due to earthquake faulting and its seismological
24 implications. Bull Seismol Soc Am, 85(5): 1513–1517.
- 25 Zhang L F, Li J G, Sun X D, et al. 2018. A possible mechanism of reservoir-induced earthquakes in the Three Gorges
26 Reservoir, central China. Bull Seismol Soc Am, 108(5B): 3016–3028.
- 27 Zhang M, Ellsworth W L, Beroza G C. 2019. Rapid earthquake association and location. Seismol Res Lett, 90(6): 2276–
28 2284.
- 29 Zhang M, Liu M, Feng T, et al. 2022. LOC-FLOW: An end-to-end machine learning-based high-precision earthquake
30 location workflow. Seismol Res Lett, 93(5): 2426–2438.
- 31 Zhang P, Sun X L, Zong J Y, et al. 2024. Microseismicity detection and spatial-temporal migration in the Xinfengjiang
32 reservoir, Guangdong, China. Phys Earth Planet Inter, 355: 107245.
- 33 Zhao M, Xiao Z W, Zhang M, et al. 2023. DiTingMotion: A deep-learning first-motion-polarity classifier and its
34 application to focal mechanism inversion. Front Earth Sci, 11: 1103914.
- 35 Zhu L P, Ben-Zion Y. 2013. Parametrization of general seismic potency and moment tensors for source inversion of
36 seismic waveform data. Geophys J Int, 194(2): 839–843.
- 37 Zhu W Q, Beroza G C. 2019. PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method. Geophys J Int,
38 216(1): 261–273.
- 39 Zoback M L. 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. J Geophys
40 Res Solid Earth, 97(B8): 11703–11728.