中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 3 期： 1154–1170
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

青藏高原东南缘震源机制解数据库汇编及区域地壳应力场研究

李柏聪[1]，何骁慧[1,2*]，张逸鹏[1,2]，王洋[1,2]，张培震[1,2]

1. 中山大学地球科学与工程学院，广东省地球动力作用与地质灾害重点实验室，广州 510275
2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海)，珠海 519082
* 通讯作者，E-mail：hexiaoh5@mail.sysu.edu.cn

2025-04-28收稿，2025-11-06修回，2025-12-09接受，2026-02-05网络版发表
国家重点研发计划项目(2023YFC3007301)和国家自然科学基金项目(42474070、42030301)资助

摘要 青藏高原东南缘位于印度-欧亚板块碰撞带东南侧的斜向汇聚区，新生代以来壳-幔物质交换活跃、构造-岩浆活动强烈、现代震源机制复杂，具有垂向分层、横向分块的地壳结构。因此，系统建立青藏高原东南缘震源机制解数据库，有助于揭示区域断裂活动的应力场特征，为区域地震危险性评价和防震减灾规划提供可靠的地质证据。本研究系统收集了1950–2023年川滇及周边地区的地震资料，通过数据清洗与整合，汇编建立了包含9902条高质量震源机制解的综合数据库。基于该数据库，采用阻尼应力反演方法，获得了1°×1°及0.2°×0.2°网格划分的区域应力场结果。研究结果显示：(1) 震源机制类型呈现显著空间分异：走滑型地震占主导，逆冲型集中于龙门山断裂带，正断型多见于川滇块体西边界，四川盆地内部机制类型复杂且不确定性较高。(2) 大尺度应力场特征与前人研究一致，主压应力轴自北向南呈现系统性顺时针旋转，清晰反映了印度-欧亚板块持续碰撞的远程构造响应。(3) 高分辨率反演揭示了应力场的多尺度空间特征；在区域尺度上，主压应力轴水平方向具有良好空间连续性，该特征支持了青藏高原东南缘挤压构造应力场在长期内保持稳定的认识；同时，川滇块体东、西边界及滇南地区最大主应力轴三维复杂度较强，特别是以丽江-小金河断裂为界，块体内部南北应力场呈现明显梯度分异。本研究详细刻画了青藏高原东南缘的应力场特征，清晰地揭示了次级块体、断裂相互作用和深部构造活动共同调制下区域应力场的复杂空间分布特征与变化规律，为理解大陆强震孕育过程提供了更为坚实和精细的应力场基础约束。

关键词 青藏高原东南缘，震源机制解，区域应力场，阻尼应力反演，联合迭代应力反演

1 引言

地震活动本质上是地壳应力积累与释放的动态过程，其发生机制直接受控于区域构造应力状态，同时地震事件本身又会显著改变原有应力场分布(Hardebeck和Michael，2006)。作为地震波辐射的源头，震源破裂过程蕴含着丰富的地球动力学信息，其激发的地震波不仅携带了震源区介质结构和应力状态的关键参数，更为我们认识地球内部动力过程提供了独特窗口。震源机制解作为定量描述震源破裂的数学表达，通过断层面走向、倾角和滑动角等核心参数，刻画了地震断层的几何特征和运动方式，这些参数对于揭示地震成因机制和区域构造应力特征具有重要意义。从动力学角度而言，区域构造应力场不仅决定了地震孕育的力学环境，更从根本上控制了潜在发震断层的活动特征，因此地壳应力场研究是解析地壳变形机制、理解构造演化规律的重要途径。

青藏高原东南缘作为欧亚板块与印度板块碰撞挤压的前缘构造带，其东侧受稳定的华南块体阻挡，西侧承受着印度板块持续东北向推挤所导致的青藏高原物质东向运移。该区域是中国南北地震带南段的重要组成部分，

中文引用格式：李柏聪, 何骁慧, 张逸鹏, 王洋, 张培震. 2026. 青藏高原东南缘震源机制解数据库汇编及区域地壳应力场研究. 中国科学: 地球科学, 56(3): 1154–1170, doi: 10.1360/SSTe-2025-0120
英文引用格式：Li B, He X, Zhang Y, Wang Y, Zhang P. 2026. Compilation of a focal mechanism solution database and investigation of the regional crustal stress field in the southeastern margin of the Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 69(3): 1118–1134, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1800-4

© 2026《中国科学》杂志社

第四纪以来主要表现为大规模剪切变形伴随强烈隆升运动(邓起东等，2002；徐锡伟等，2003a，2005)。区域内发育一系列具有不同活动性质的大型断裂系统，包括龙门山断裂带、鲜水河-小江断裂带、安宁河-则木河断裂带和金沙江-红河断裂带等，这些断裂将地壳分割为多个具有显著差异性的活动块体。根据构造特征差异，可划分为巴颜喀拉块体、川滇菱形块体、滇西南块体(包含印支块体和滇缅泰块体)以及华南块体等一级构造单元(图1)。基于GNSS观测、地震活动性、速度结构、重力异常及地质调查等多源数据，这些一级块体可进一步细分为多个次级构造单元。例如，巴颜喀拉块体包含阿坝和龙门山次级块体；川滇菱形块体可划分为川西北和滇中次级块体，其中川西北次级块体又可细分为雅江和香格里拉次级块体；滇西南块体则包含保山、景谷和西盟三个次级块体(徐锡伟等，2003a；张培震等，2003；Shen等，2005；程佳等，2012；骆佳骥等，2012；孙晓等，2024)。这种多级块体划分方案为理解青藏高原东南缘复杂的构造变形过程提供了重要框架。

复杂的构造环境和强烈的板块相互作用使得青藏高原东南缘成为中国大陆地震活动最频繁的区域之一。根据国家地震科学数据中心(http://data.earthquake.cn)的统计，1970年1月至2024年12月期间，该区域共记录到3级以上地震11300余次，其中包括110余次6级以上强震。这些地震事件具有显著的构造控制特征，主要沿主要块体边界断裂带分布，如2008年汶川M_S8.0地震、2010年玉树M_S7.1地震、2013年芦山M_S7.0地震、2017年九寨沟M_S7.0地震和2022年泸定M_S7.2地震等典型事件。强烈的地震活动性使该区域成为研究大陆地震孕育机制、岩石圈变形过程和板块构造动力学的理想天然实验室。同时，该区域的高地震危险性也使其成为中国防震减灾工作的重点监测区域，相关研究成果对区域地震危险性评估和灾害预防具有重要的科学指导意义。

基于青藏高原东南缘丰富的地震活动资料，众多学者通过不同方法对区域应力场开展了系统性研究，并取得了较为一致的认识：区域应力场具有明显的空间分异特征，主压应力方向自北向南呈现系统性顺时针旋转(张致伟等，2022)。早期的开创性研究中，阚荣举等(1977)利用1933–1972年间51个地震震源机制解和10个强震破裂带资料，首次系统揭示了我国西南地区现代构造应力场的分区特征，并发现川滇菱形块体存在向SSE方向的相对运动趋势。此后，成尔林(1981)、许忠淮等(1987)、徐纪人(1995)、谢富仁等(1993，2001，2004)、程万正等(2003)、吴建平等(2004)以及崔效锋等(2006)相继通过震源机制解分析，结合多种地球物理观测数据，从不同

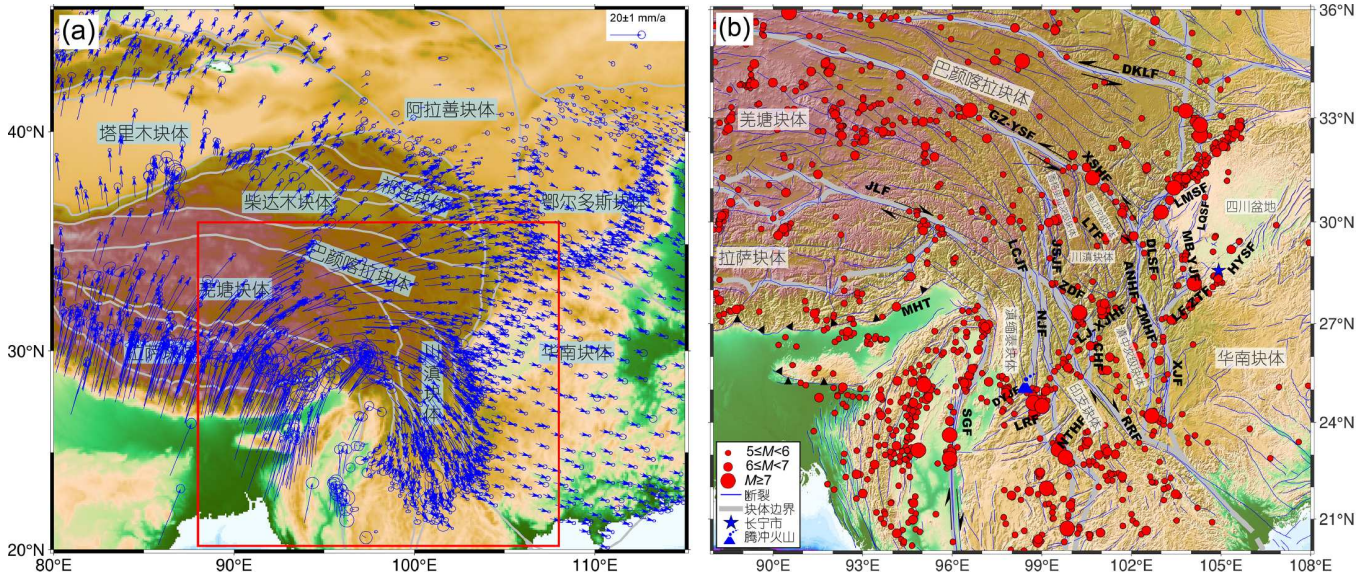

图1 青藏高原东南缘构造背景及地震活动分布。(a) 基于Wang和Shen(2020)数据的中国大陆及邻区GNSS水平速度场(参考框架为欧亚板块)，红色方框标示研究区位置；(b) 青藏高原东南缘主要构造单元与地震活动分布。其中，红色实心圆表示1970–2024年中国地震台网记录的$M\geq5.0$地震(数据来源：http://data.earthquake.cn)，灰色粗线为一级块体边界(据张培震等，2003)，蓝色细线标注主要活动断裂，包括DKLF(东昆仑断裂)、LMSF(龙门山断裂)、LQSF(龙泉山断裂)、ANHF(安宁河断裂)、ZMHF(则木河断裂)、XJF(小江断裂)、RRF(红河断裂)、GZ-YSF(甘孜-玉树断裂)、XSHF(鲜水河断裂)、LTF(理塘断裂)、DLSF(大凉山断裂)、MB-YJF(马边-盐津断裂)、LF-ZTF(莲峰-昭通断裂)、HYSF(华蓥山断裂)、LJ-XJHF(丽江-小金河断裂)、CHF(程海断裂)、ZDF(中甸断裂)、LCJF(澜沧江断裂)、NJF(怒江断裂)、JSJF(金沙江断裂)、JLF(嘉黎断裂)、DYJF(大盈江断裂)、LRF(龙陵-瑞丽断裂)、NTHF(南汀河断裂)、SGF(实皆断裂)和MHT(喜马拉雅主逆冲断裂带)

角度深入研究了该区域的构造应力场特征和动力学过程。随着地震观测技术的进步和反演理论的发展，近年来学者们获得了更为精确和丰富的震源机制解数据。Zhao等(2013)、罗钧等(2014)、郭祥云等(2014)、Xu等(2016)、Tian等(2019)、Su等(2024)采用CAP波形反演方法获取了大量高质量震源机制解，并基于阻尼应力反演技术得到了云南地区不同空间分辨率的应力场分布特征。张致伟等(2022)基于727次M_L≥4.0地震的震源机制解，深入探讨了川滇地区现今应力场的时空演化特征，为理解该区域构造变形机制提供了新的约束。

基于震源机制解的应力场反演研究显示，区域内震源机制解数据的数量和质量直接影响应力场反演的精度和可靠性(Hardebeck和Michael，2006)。然而，目前研究区地壳应力场研究仍存在以下关键问题：首先，在大尺度区域应力场研究中，普遍存在震源机制解数据不足或分布不均的现象，导致应力场结果分辨率较低，部分地区出现明显的应力空区或较大的误差范围；其次，在小尺度高分辨率研究中，部分关键构造带如东构造结收缩构造与走滑构造转换区(怒江断裂带中部和金沙江断裂等区域附近)的应力场特征仍存在显著偏差和学术争议(田建慧和高原，2024)。这些问题的存在，既反映了复杂构造环境下应力场反演的技术挑战，也凸显了建立更完备的震源机制解数据库的必要性。

研究区丰富的地震资料以及前人研究中已有的大量震源机制解数据为精细化区域地壳应力场结果提供了有力支撑(邵翠茹，2009；Zhao等，2013；罗钧等，2014；Xu等，2016；王晓楠等，2018；崔子健等，2019；Tian等，2019；Su等，2024)。本研究通过系统收集了青藏高原东南缘1950–2023年的地震资料，通过数据去重、异常事件复核和地震目录比对补缺等，得到含9902条高质量震源机制解的综合数据库(网络版附录2)；在评估了传统的阻尼应力反演法(Hardebeck和Michael，2006)和新型联合迭代反演法(Vavryčuk，2014)适用性的基础上，最终获得了0.2°×0.2°网格的高分辨率应力场结果，不仅揭示了青藏高原东南缘应力场的空间异质性特征，还将为深入理解陆-陆碰撞带斜向汇聚区的地震孕育环境及其应变分配的动力学转变过程提供约束。

2　数据和方法

2.1　震源机制解数据

本研究通过系统收集和严格质量控制汇编建立了青藏高原东南缘高精度震源机制解数据库。数据预处理过程包括以下关键步骤：首先，采用时空一致性标准(发震时刻相差≤10 s且震中距≤0.25°)识别重复事件；其次，基于Kagan角(Kagan，1991)定量评估不同来源机制解的一致性程度，并采用分级处理策略：(1) 对于差异较小的地震(Kagan角小于15°)，优先选用波形反演结果；(2) 对差异显著(Kagan角大于50°)的中强震(M≥4)重新进行波形反演(CAP方法)验证；(3) 中等差异事件则计算震源机制中心解作为最优解。通过与中国地震台网目录交叉验证，并辅以文献调研和补充波形反演，最终建立了包含9902个高质量机制解的综合数据库。

本研究汇编的震源机制解数据库整合了多源数据，主要包括：(1) 国际公开数据库：全球地震矩张量目录(Global CMT Project，https://www.globalcmt.org/)、中国国家地震科学数据中心(http://data.earthquake.cn/)等权威机构发布的标准化数据集；(2) 已发表的学术成果：通过检索收录在期刊及学位论文中的震源机制解研究成果。经初步收集整理，共获得1931–2023年间研究区12078个震源机制解记录，各数据源的具体分布情况详见表1。本研究进行震源机制解反演所使用的原始波形数据均来自中国地震科学数据中心(http://esdc.ac.cn/)的三分量宽频带地震记录(所使用到的台站及CAP反演得到的震源机制解分布如附图S1)，每个事件均至少有8条波形记录参与反演(2008年2月至2023年12月)。

2.2　震源机制解反演

CAP(Cut and Paste)方法(Zhao和Helmberger，1994；Zhu和Helmberger，1996)是一种基于波形拟合的震源机制反演技术，其核心思想是将地震波形分解为不同震相进行独立反演。该方法的具体实施流程包括：(1) 对每个台站的三分量记录进行波形分割，提取径向和垂向的Pnl体波以及径向、垂向和切向的面波信号；(2) 采用频率-波数法(Zhu和Rivera，2002)计算精确的格林函数；(3) 在参数空间进行全局网格搜索，寻找理论合成波形与实际观测最佳匹配的解。CAP技术通过分离处理体波和面波信号，有效降低了地壳速度结构横向不均匀性带来的误差，采用差异加权策略平衡Pnl波和面波的贡献，避免了大振幅面波主导反演结果；引入距离权重因子优化了台站空间分布的均衡性(陈伟文等，2012)。基于上述优势，CAP方法已成为中强震震源机制反演的标准工具之一，被广泛应用于震源参数反演和区域构造应力场研究(易桂喜等，2012；Zhao等，2013；陈平光等，2023)。

本研究采用CAP方法反演震源机制解时，使用震中距400 km范围内且方位角分布均匀的台站记录，同时剔除信噪比低或数据不完整的波形。反演过程中采用

表1　震源机制解数据库构成(1931–2023)

	数据来源	区域	时间范围	方法	个数
已有目录/数据集	GlobalCMT	18°–47°N 70°–110°E	1976–2023	长周期全波形反演	1880
	郭祥云等，2022	22°–45°N 77°–111°E	2009–2021	CAP、HASH等	1994
	国家地震科学数据中心	22°–47°N 89°–111°E	1931–2008	未注明	194
	郑勇等，2020	20°–33°N 97°–110°E	2009–2017	CAP	634
	中国地震局地震预测研究所地震中长期基础数据库	20°–34°N 94°–109°E	2010–2019	CAP、HASH等	5728
期刊/学位论文	邵翠茹，2009	27°–31°N 94°–96°E	2007–2008	P、SV振幅比	115
	Zhao等，2013	22°–28°N 97°–105°E	2008–2011	CAP	174
	罗钧等，2014	25°–30°N 99°–106°E	2007–2012	CAP	24
	王晓楠等，2018	27°–31°N 92°–98°E	2015–2017	CAP	72
	Tian等，2019	24°–29°N 97°–105°E	2011–2018	CAP	453
	崔子健等，2019	21°–40°N 96°–107°E	2009–2017	CAP	173
	Su等，2024	21°–33°N 97°–108°E	2009–2021	CAP	498
	本项目反演	23°–41°N 82°–107°E	2009–2022	CAP	139
总计					12078

CRUST2.0地壳速度模型，对Pnl波和面波分别施加0.05–0.12 Hz和0.05–0.09 Hz的带通滤波，并设置Pnl波与面波的权重比为2:1。为保障反演质量，最终仅保留满足以下条件的解：参与反演的台站数不少于8个，波形拟合优度良好(参见附图S2)。

2.3　震源机制中心解计算

不同震源机制解反演方法对同一地震事件的计算结果往往存在差异。为量化这种差异程度，Kagan(1991)提出了基于震源机制解P、T、B轴空间取向差异的空间旋转角(Kagan角)计算方法。万永革(2019)发展了一套多震源机制解中心解的迭代算法：首先以各来源的机制解作为初始解，通过迭代计算寻找使目标函数(即所有解与中心解之间Kagan角平方和)最小的最优解。该中心解能够有效表征多个反演结果的整体特征，而且为不同方法得到的震源机制解提供了一个参考基准(田优平等，2020；万永革等，2023)。本研究采用该方法来整合多源震源机制数据、提高结果可靠性。

2.4　应力场反演方法

震源机制解是获取区域应力场的重要数据源，其应力张量反演方法主要分为两类：基于P波初动极性的直接计算法(许忠淮等，1979，1987；Abers和Gephart，2001)和基于震源机制解的反演法。传统应力反演技术建立在两个基本假设基础上：(1) 研究区域应力场具有空间均匀性；(2) 断层滑动方向与应力张量在断层面上的剪切应力分量方向一致(Wallace，1951；Bott，1959)。在反演算法方面，非线性反演方法(如网格搜索法(Gephart和Forsyth，1984；Angelier，1984；Arnold和Townend，2007))通过全局优化获得与观测数据最佳匹配的应力张量解；而线性反演方法(如最小二乘法(Michael，1984；Hardebeck和Michael，2006))则凭借计算效率优势被广泛应用于大规模应力场反演研究。

2.4.1　阻尼应力反演

基于Michael(1984)提出的线性反演理论框架，Hardebeck和Michael(2006)引入了阻尼因子约束机制，发展出

区域阻尼应力反演方法(Damped regional-scale stress inversion)。该方法通过最小化相邻网格点间应力张量分量的差异，在保持数据驱动的应力场空间变化特征的同时，显著提高了反演结果的平滑性和连续性，同时有效降低了应力方向估计的不确定性。通过选取合适的阻尼系数，在保留局部应力异常和实现区域平滑之间取得了良好平衡。该技术已成为区域应力场研究的标准方法之一，被广泛应用于区域应力场反演。

本研究采用阻尼应力反演方法对研究区(88°–108°E，20°–36°N)的构造应力场进行系统反演。在反演策略上，我们采用多尺度网格划分方案：(1) 对研究区整体采用1°×1°的粗网格进行区域应力场特征分析；(2) 对重点关注的川滇块体及周边区域(96°–108°E，20°–36°N)则采用0.2°×0.2°的高分辨率网格进行精细反演。在数据选取方面，我们在保证最小网格重叠的前提下搜索得到各网格点尽可能多的震源机制解参与反演(公式(1)，附图S3a)，并选择合适的阻尼系数(附图S3)。

$$X^2 + Y^2 = (2R)^2 \tag{1}$$

其中，X、Y分别为经、纬度方向上相邻两网格点间的距离，R表示格点搜索机制解半径，由于本文在进行应力场反演时网格划分采取了经纬度上的均分(即X=Y)，因此每个格点的搜索半径为$R = \sqrt{2}X/2$。应力场反演的置信度水平设置为95%，并通过1000次bootstrap重采样方法估计应力结果的不确定性。我们对比测试了网格内震源机制解数量最小值分别设置为1和3的方案。结果显示，在机制解数量≥3的网格点上，两种方案的反演结果高度一致。为最大程度地保证应力场空间分布的完整性，最终结果及后续讨论分析均基于网格内震源机制解数量最小值设置为1的反演结果呈现。

2.4.2　联合迭代应力反演

Vavryčuk(2014)基于Michael(1984)应力反演方法开发了联合迭代应力反演方法。该方法首先通过初始反演获得主应力方向和形状因子R值，继而基于断层失稳准则判定优势断层面，并将该信息反馈至下一次迭代计算，直至应力解收敛。与阻尼应力反演方法随机选择一个节面为发震断层面有所不同，联合迭代应力反演方法通过迭代确定其中一个使得断层失稳可能性更大的节面为断层面，因此能够得到较为准确的R值(孔维林等，2021)。虽然该方法已在多个局部构造区研究中得到成功应用(Vavryčuk，2014；段梦乔等，2021；徐志国等，2021；Güvercin等，2022；吕苗苗等，2022；Verdecchia等，2022；Nouri等，2023)，但在大尺度区域应力场反演方面仍缺乏系统验证(郭祥云等，2024)。本文针对单个网格以及区域应力反演全面评估了两种方法的适用性。采取联合迭代应力反演方法计算时，网格划分及各网格点所用震源机制解与阻尼应力反演法一致，同时设置1000次随机噪声估计应力结果不确定性。

3　震源机制解数据库汇编

3.1　数据清洗与整合

本研究对收集的初始震源机制解数据进行了系统的质量控制和数据整合。首先剔除了存在明显深度、震级等参数错误的异常数据，并合并了不同来源但结果完全相同的重复数据。通过设定严格的空间时间匹配标准(发震时刻相差≤10 s，震中位置相差≤0.25°)，共识别出694组重复地震事件。针对每组重复事件，采用Kagan角作为量化指标评估不同来源机制解的一致性：对于具有三个及以上来源的事件，计算所有可能的两两Kagan角，保留差异最小的两组结果(如表2所示案例事件1中，本研究的反演结果和Zhao等(2013)的结果Kagan角最小，为8.29°)。

通过对694组重复地震事件的震源机制解对比分析，发现不同反演方法所得结果的差异程度与地震震级存在显著相关性(图2)。统计结果显示，这些重复事件中Kagan角小于15°(差异较小)的占42%(291个)，15°–50°(差异中等)的占32%(222个)，大于50°(差异较大)的占26%(181个)(详见附图S4)。大部分事件为深度小于20 km的浅源地震，Kagan角随深度的分布特征(图2a–2c)显示各深度区间的差异程度分布基本一致，表明震源深度对机制解差异的影响不明显。相比之下，Kagan角与震级的关系呈现显著特征，差异较小的结果主要来自4级以上地震(约占80%)，而差异较大的结果中4级以下地震占比显著增加(图2d–2f)，表明震级大小是影响不同方法所得震源机制解一致性的关键因素，特别是对于小震(<4级)的反演结果差异更为显著，这可能与小震信号信噪比较低、波形记录质量较差等因素有关。

为核实差异较大地震事件(M≥4.0)的震源机制解，本研究采用CAP方法对70个事件进行了重新反演。结果显示(图3)，经过CAP方法重新反演后，其机制解与他人结果的吻合度有所提高：在70个地震中，有31个事件的Kagan角降至15°以下，占比约44.3%。表明CAP反演结果具有较高的可靠性。对于这些事件，选取CAP重新反演结果作为最终参考解。对未核实的重复事件，分别按照以下原则选取了事件参考解：(1) 对于Kagan角<15°的差异较小事件，优先选用波形反演结果(M3–M6地震优先采用CAP结果)；(2) 对差异中等事件及未核实的大差异事件

表2　重复事件及多组结果的Kagan角计算示例

事件序号	发震时刻 (年-月-日，时-分-秒)	位置	震源机制解节面参数 (走向/倾角/滑移角)	来源	Kagan角(°)
1	2009-04-14，04:37:10	99.79°E，25.99°N	40°/44°/−24°	Zhao等，2013	8.29
	2009-04-14，04:37:10	99.79°E，25.99°N	39°/50°/−19°	本项目反演	
	2009-04-14，04:37:14	99.78°E，25.98°N	33°/40°/−41°	郑勇等，2020	
2	2008-03-21，20:36:59	97.50°E，24.55°N	348°/82°/179°	GCMT	25.56
	2008-03-21，20:36:55	97.67°E，24.58°N	253°/66°/−11°	Zhao等，2013	
3	2009-04-14，10:29:21	99.72°E，25.94°N	28°/50°/−48°	郑勇等，2020	88.61
	2009-04-14，10:29:21	99.73°E，25.96°N	220°/67°/−19°	Zhao等，2013	

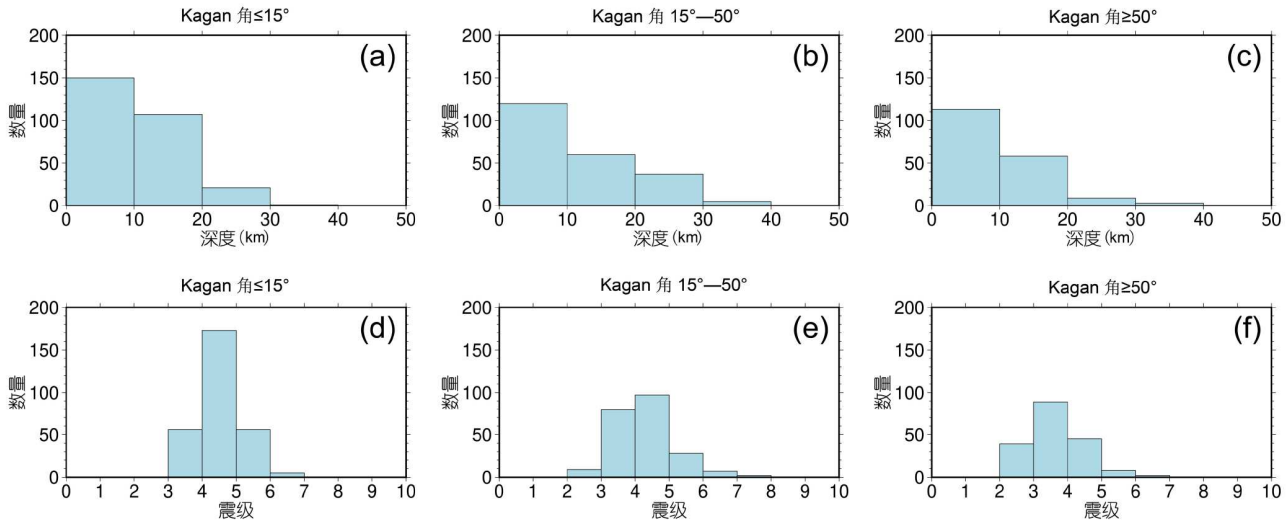

图2　震源机制解差异(Kagan角)随地震参数的统计分布图。(a–c) Kagan角在不同深度区间的分布；(d–f) Kagan角随震级的分布

(*M*<4.0)，通过计算震源机制中心解确定参考解(附录4)。值得注意的是，尽管中心解能够有效地减小与各原始输入解之间的差异，对表征各不同解之间的“共解”有一定的参考意义，其结果可靠性仍然需要进一步采用更科学严谨的方法进行验证确定(后续考虑参考郭畅等(2025)的方法，基于高分辨率三维速度模型(SWChinaCVM-2.0)和地形起伏的谱元法，重新计算格林函数库，并进行波形反演)。基于审慎性原则同时为保障应力场反演结果质量，考虑到去除中心解后各网格仍然具有相对足够多的机制解参与反演(附图S6)，因此本研究在后续进行应力场反演时去除了这部分中心解。同时我们在数据库中仍然保留了所计算中心解，以便读者各取所需。

3.2　对照地震目录查漏补缺

初始机制解数据库经去重整合后，经统计，数据库中*M*4.0以上地震机制解相对较少。由于数据限制，因此仅将数据库与研究区2008年之后的*M*4.0以上地震目录进行对比，发现有923个*M*4.0以上事件缺乏机制解。基于地震活动空间分布特征(图4a)，通过文献查阅和CAP波形反演方法，重点补充了295个*M*4.5以上及部分关键*M*4.0–*M*4.5地震的震源机制解(图4b，附表S1，其中主要为汶川地震的余震序列)，为研究区应力场分析提供了更完备的数据基础。

3.3　机制解数据库分布特征

本研究通过系统收集、整合和校验，汇编建立了青藏高原东南缘(20°–36°N，88°–108°E)1950–2023年的震源机制解综合数据库，共包含9902条数据(附录2)，其中以*M*2–*M*4级地震为主(附图S5a)。深度分布统计显示该区地震主要发生在上地壳20 km以内(附图S5b)。万永革(2024)提出了一种基于应变花面应变的地震震源机制分类方法，避免了不确定型机制解的出现。采用该分类标准，机制解数据库包含以下5种类型：走滑型(SS，46%)、正断型(NF，14%)、逆冲型(TF，17%)、正断兼走滑型(NS，11%)、逆冲兼走滑型(TS，12%)(图5、附图S5c)。空间分布特征表明(图6)：整个川滇地区以走滑

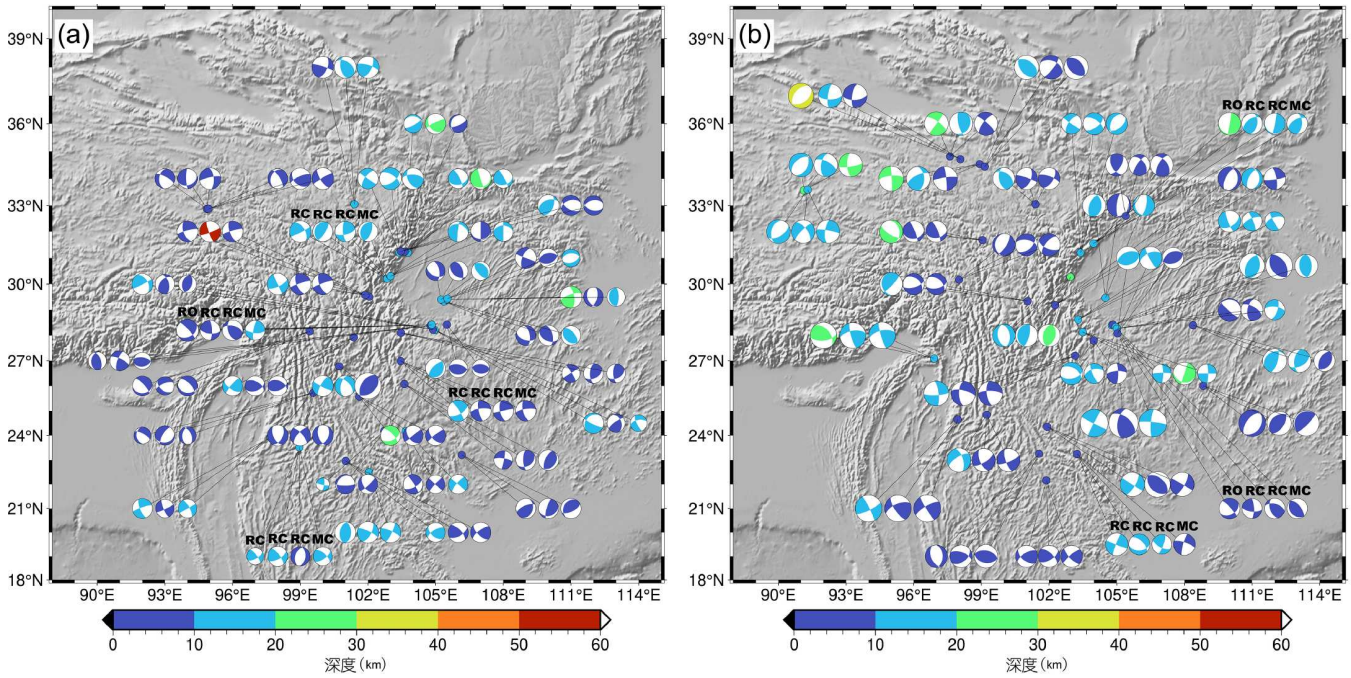

图 3　*M*≥4.0异常地震事件的震源机制解验证结果对比。(a) *M*4.0–*M*4.5地震；(b) *M*≥4.5地震。图中各组震源球颜色表示震源深度，同时以下列方式区分不同来源解：他人采用传统方法(如HASH等)的反演结果(RO表示)、他人CAP反演结果(RC表示)以及本研究CAP反演结果(MC表示)；三个震源球为一组从左至右依次为：RO、RC、MC。四个震源球为一组则已在图中震源球上方标记

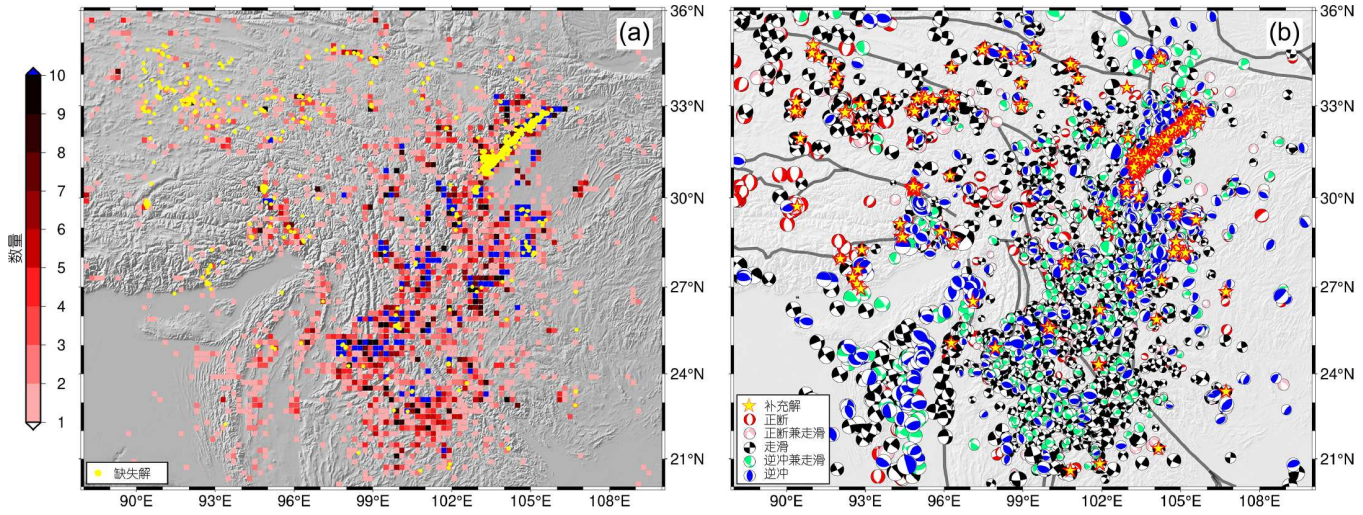

图 4　研究区震源机制解数据库的完备性分析及数据补充情况。(a) 经过去重处理后的现存机制解空间分布(背景色块)与缺失事件分布(黄色圆点)；(b) 新补充的295个事件(黄色五角星)，图中震源机制解分类同图5

型地震为主；块体边界呈现复杂类型组合；正断型地震集中在怒江-金沙江-中甸断裂交汇区和鲜水河断裂东南段；逆冲型地震主要分布在龙门山断裂带，多为汶川地震序列；喜马拉雅东构造结表现出类型多样性，反映其构造复杂性(陈平光等，2023)；四川盆地虽然数据较少但类型复杂，暗示其特殊的地震成因(张致伟等，2022)。

为进一步分析研究区的震源机制解空间分布特征，结合Zhang等(2025)的块体划分方案将研究区划分为若干个区域，统计各块体分区内震源机制的P轴、T轴方位角。根据P轴、T轴方位角的一致性将研究区划分为A、B、C、D四个应力大区(图7)。A区(滇缅块体和喜马拉雅东构造结)P轴方位角优势方向近NE向，喜马拉雅东构造结表现出复杂的多向应力状态；B区(掸邦高原)呈现NNE向优势挤压；C区(川滇块体南部)以NS向挤压为主；D区(川滇

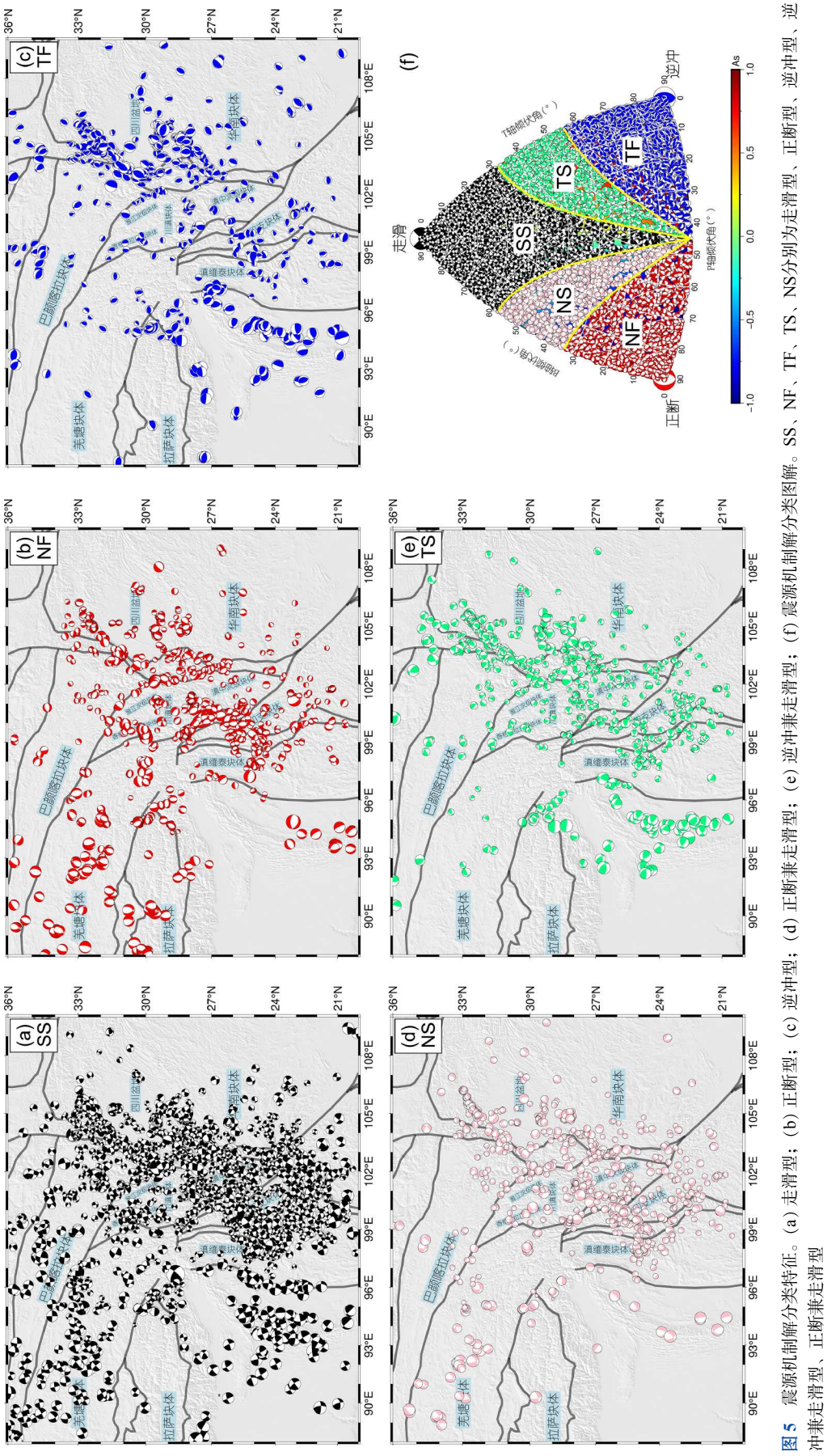

图 5 震源机制解分类特征。(a) 走滑型；(b) 正断型；(c) 逆冲型；(d) 正断兼走滑型；(e) 逆冲兼走滑型；(f) 震源机制解分类图解。SS、NF、TF、NS分别为走滑型、正断型、逆冲型、逆冲兼走滑型、正断兼走滑型

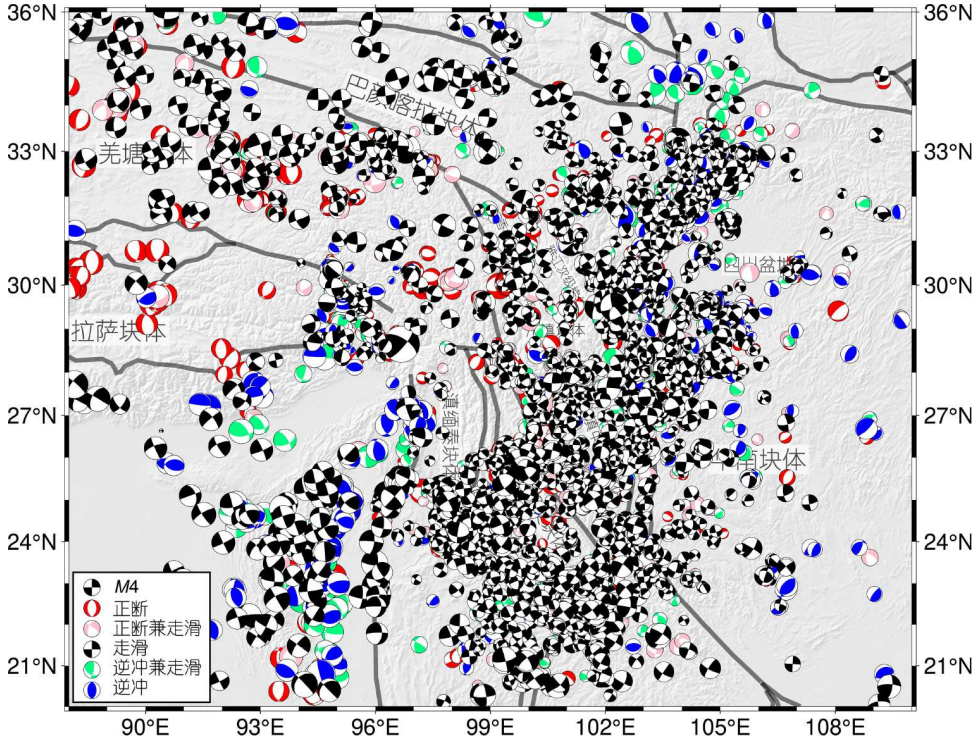

图 6　震源机制解数据库分布特征。图中不同颜色表示不同类型机制解，震源球大小区分震级

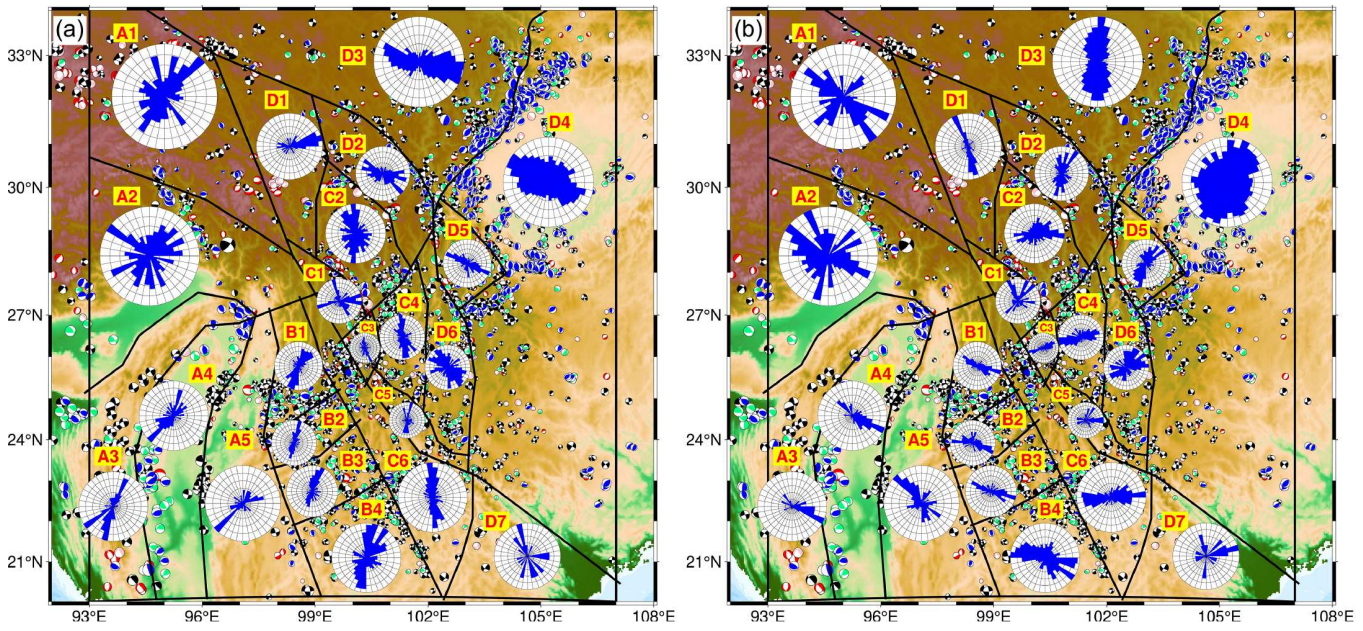

图 7　构造应力场分区特征。(a) P轴方位角玫瑰花图；(b) T轴方位角玫瑰花图。图中黑色边界线表示主要活动块体划分，玫瑰图长度表示方位角集中程度

北部及邻区)则显示从EW向(D1，香格里拉次级块体)到NW向(D2，雅江次级块体)的递变特征，巴颜喀拉块体(D3)至华南块体(D4、D5)处也存在一定的顺时针偏转。川滇块体南部(C2–C5)及掸邦高原(B1–B4)内部PT轴分布特征较一致，P轴方位角由滇南的NS向逐渐过渡为滇西南的NNE向。研究区震源机制解分布有明显的空间非均匀性，显示出北部地区以EW向挤压及NS向拉张为主，而南部则以NS向挤压及EW向拉张为主的应力格局，PT

轴方位角由北向南呈现顺时针旋转，与印度板块向北推挤、青藏高原物质东南向运移受到稳定的华南块体抵挡、缅甸板块拖曳的共同作用下的背景构造应力相一致。

4 地壳应力场反演结果与讨论

4.1 应力场反演方法的选择

阻尼应力反演方法和联合迭代应力反演方法均是在Michael(1984)提出的线性反演框架基础上发展起来的应力场反演技术。这两种方法的主要区别在于断层面确定机制：阻尼应力反演方法通过随机选取震源机制解的两个节面之一作为发震断层面，而联合迭代应力反演方法则采用迭代算法，选择使断层失稳概率更大的节面作为断层面。当前通过多网格划分的区域应力场研究中，阻尼应力反演方法应用较为广泛，而联合迭代应力反演方法的独立使用相对较少。本研究基于研究区震源机制解数据，系统比较了这两种方法在单个网格尺度和区域尺度上的应力反演结果差异。

首先对两种方法分别进行了单个网格独立反演(图8a–8f，附图S7)。当网格内震源机制解具有较高一致性时(图8a，附图S7a)，两种方法均能获得稳定性良好且不确定性较小的应力反演结果(图8b、8c，附图S7b、S7c)；而当网格内震源机制解存在显著非均匀性时(图8d，附图S7d)，两种方法的反演结果均表现出较大的不确定性区间(图8e、8f，附图S7e、S7f)。在区域尺度应力反演比较中(图8g–8h)，1°×1°网格反演结果表明，联合迭代应力反演在青藏高原中心地带及滇缅块体区域表现出较大的应力不确定性，这与该区域震源机制解数据量较少有关。值得注意的是，无阻尼应力反演结果与联合迭代反演结果具有高度一致性(图8g、8h)，而阻尼应力反演仅在四川盆地附近表现出显著的应力方向不确定性。同时我们定量比较了两种方法的反演结果。结果显示二者在大部分网格σ_1方位角的差异较小(附图S9a)，近80%的网格二者σ_1方位角的差异小于30°，而R值分布差异较大(附图S9bc)，同时阻尼应力反演法中80%以上的网格σ_1不确定性小于30°，联合迭代应力反演法只有不到60%的网格σ_1不确定性小于30°，相对而言，整体上阻尼应力反演方法σ_1及R值的不确定较小(附图S8b、S10)。

综合比较结果显示，阻尼应力反演方法能更稳定地反映区域应力场变化特征，特别是在刻画相邻网格间应力变化方面表现优异。同时考虑到前人关于川滇地区应力场的研究基本都是采取阻尼应力反演方法计算，为便于参考前人结果并进行对比，本研究最终采用阻尼应力反演方法作为研究区应力场计算的标准方案。

4.2 应力场反演结果

本文将研究区分别划分为1°×1°及0.2°×0.2°大小网格，通过阻尼应力反演方法反演得到各网格主应力轴方向特征及应力型因子R($R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$)。同时根据安德森断层参数$A_\varnothing$(Simpson，1997)量化背景应力场(图9a、附图S11b)。

$$A_\varnothing = (n + 0.5) + (-1)^n \times (R - 0.5) \tag{2}$$

其中，n=0、1、2分别代表正断、走滑、逆冲断层(根据各网格σ_1、σ_3轴的倾角确定；附表S2)。通过计算得到$A_\varnothing$的值区分各网格应力类型，0–1为正断型应力，1–2为走滑型应力，2–3为逆冲型应力。

4.2.1 1°×1°网格应力场结果

基于汇编的震源机制解数据库，本研究采用阻尼应力反演方法获得了研究区1°×1°网格尺度的应力场分布(图9、附图S8；附录3)。我们对1°分辨率的应力场反演采用了更严格的数据质量控制策略，即，对每个网格，如有超过50个地震，则保留震级最大的50组数据参与反演。统计结果表明，研究区内85%以上的网格单元在反演过程中采用了至少5个震源机制解数据，通过1000次bootstrap重采样计算得到的95%置信区间显示，绝大多数网格单元的最大主应力轴方向不确定性小于30°(附图S8)。值得注意的是，四川盆地周边区域的反演结果表现出显著较高的不确定性，这一现象可能与该区域复杂的震源机制复杂性相关。

应力场反演结果显示(图9)，区域整体以走滑型应力状态为主(σ_1和σ_3均近水平)，但在不同构造单元呈现显著差异。龙门山断裂带及四川盆地周缘表现为典型的逆冲型应力(σ_1近水平，σ_3近垂直)，与青藏高原东缘挤压背景相符(张致伟等，2022)；而澜沧江断裂、怒江断裂、金沙江断裂、理塘断裂和中甸断裂附近区域则表现为正断型应力状态(σ_1近垂直，σ_3近水平)，与区域内的裂谷发育和地壳伸展活动一致(Zhao等，2013；Xu等，2016；Tian等，2019)。嘉黎断裂附近区域也表现为明显的正断型应力，与羌塘地块和川滇块体碰撞导致的区域拉张环境有关(易桂喜等，2017)。主压应力方向呈现系统性空间变化：整体来说，区域主压应力(σ_1)方向自北向南呈现顺时针旋转；鲜水河-小江断裂带由北段WNW向渐变为南段NW向，龙门山断裂、华南块体、滇中次级块体、滇南地区、滇西地区则分别呈现近EW向、NW向、NNW向、近NS向、ENE向的递变特征。同时沿着青藏高原物质东南向运移方向，大致以川滇菱形块体为界，应力型因子R呈现分区特征：川滇菱形块体处R值小于0.5，中间主应

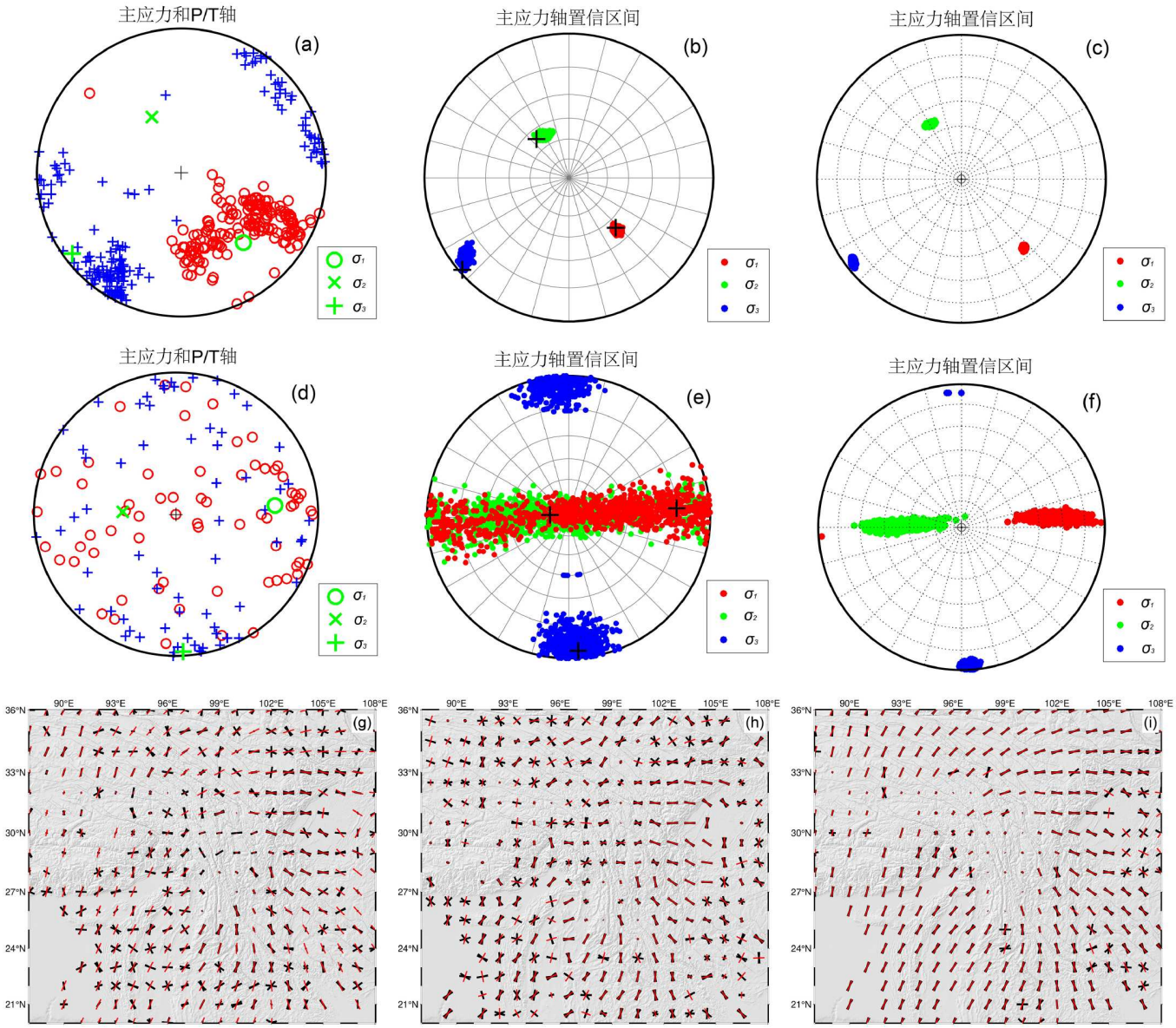

图 8　应力反演结果对比。(a–f)为单个网格应力反演结果对比；(g–i)为研究区1°×1°区域应力反演结果对比。(a，d)为反演所用的机制解的PT轴分布；(b，e)为采用MSATSI对应的“0D”反演结果，即单一网格反演结果；(c，f)为联合迭代应力反演结果。(g) 无阻尼应力反演结果；(h) 联合迭代应力反演结果；(i) 阻尼应力反演结果。红色线条为最大主应力轴，黑色线条表示重采样过程产生的应力方向不确定度的边界。(a–c)为联合迭代应力反演程序STRESSINVERSE中的测试数据，即Vavryčuk(2014)中West Bohemia区域的机制解数据(167个解)，(d–f)为本文研究区1°×1°应力场反演中心点位于(99°E，30°N)的网格所用到的机制解(67个解)

力接近主张应力，与区域走滑应力为主的背景应力场相符；其东北方向龙门山断裂及西南方向滇缅泰块体等强烈挤压区域*R*值大于0.5，中间主应力接近主压应力。这一大尺度应力格局与前人研究具有很好的一致性(郭祥云等，2014；李君等，2019；张致伟等，2022)，清晰地反映了青藏高原东南缘在印度板块与欧亚大陆持续碰撞挤压作用下的构造响应特征，同时为后续的细分网格应力场反演提供了重要的约束条件。

4.2.2　0.2°×0.2°网格精细化应力场结果

基于震源机制解空间分布特征，进一步对川滇地区(96°–108°E，20°–36°N)开展了0.2°×0.2°高分辨率网格化应力场反演，成功获取了应力场的精细分布特征(图10、附图S11；附录3)。在川滇菱形块体内部、龙门山断裂带附近以及滇西南地区，大部分网格都采用了5个以上的震源机制解参与反演(附图S11a)，确保了结果的可靠性。与1°×1°大尺度应力场结果相比，高分辨率反演不仅保持

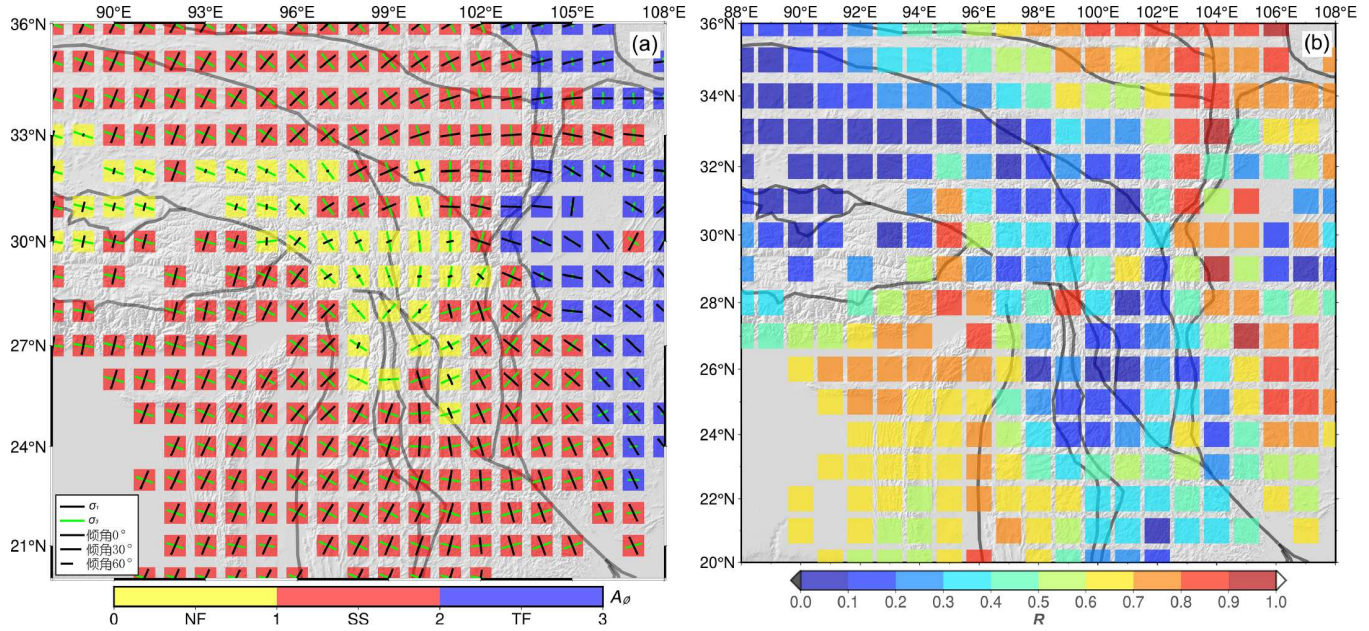

图9 1°×1°应力场反演结果。(a) 最大主应力轴σ_1(黑色线条)及最小主应力轴σ_3(绿色线条)；线段长短表示应力倾伏角大小(长度越短，倾角越大)，底图颜色表示各网格的应力类型。(b) 应力型因子R值分布，底图颜色表示R值大小

了区域主应力方向的宏观一致性，还清晰刻画了局部构造单元的应力场细微变化特征。

本研究采用两种定量分析方法评估了应力场的空间变化特征。通过计算各网格点最大主应力轴(σ_1)与周围8个相邻网格点的方向差异，定义了“应力场变化复杂度”指标：方法1基于σ_1轴水平投影方向的绝对差值平均，方法2则采用σ_1轴三维空间方向夹角的算术平均。尽管反演过程中已经引入了阻尼因子以平滑应力场变化，但在震源机制解数据充足的网格区域，该指标仍能有效反映局部应力场的复杂程度。结果显示：(1) 水平方向上，川滇地区应力场呈现较好的连续性，主压应力轴方向变化较小，反映了印度板块持续向北推挤导致的区域稳定挤压环境一致；(2) 三维空间上，应力场复杂性显著升高的区域(变化率>30°)主要沿金沙江断裂、澜沧江断裂、中甸断裂、丽江-小金河断裂等主要构造边界分布，特别是在断裂交汇部位(如滇西南块体边界)呈现明显的应力扰动特征，反映了断裂活动对局部应力场的调控作用。

四川盆地及周边区域呈现较为复杂的构造应力格局。龙门山断裂带整体表现为典型的逆冲型应力状态(σ_1近水平、σ_3近垂直；图10a、11a区域A)，R值大于0.5，表现出强烈挤压环境，沿断裂走向由西南至东北段σ_1方向呈现EW-WNW-EW-NNW的变化，与杨宜海等(2021)基于密集台阵数据获得的龙门山断裂带分段应力模式一致，σ_1方向的这一变化可能是与在龙门山断裂中段剪应力发生的变化有关：越往东北剪应力倾向分量逐渐减小而走向分量逐渐增大(苏培臻等，2025)，反映了断裂带在调节高原物质东向扩展过程中的非均匀变形特征。盆地西北缘龙泉山断裂带附近存在显著的应力偏转现象(图10a、11a区域B)，σ_1方向由NNW向转变为近NS向，深部地球物理证据表明这一弧状应力偏转区可能与刚性基底阻挡、地壳厚度突变(西侧43.7 kmvs东侧39.0 km)以及深部物质拆沉导致的垂向剪切作用密切相关(Fu等，2014)。四川盆地内部展现出更为复杂的应力格局。华蓥山断裂带呈现NS向σ_1，与华南块体NW向区域背景场明显不同，其右旋走滑性质及地震震源机制表明可能受到盆地拉分作用影响(程佳，2008；罗钧等，2014)。盆地南部构造背景复杂(图10a、11a区域C)，是页岩气和盐矿开采的重要场所，川南地区自古生代以来经历了多期构造演化运动，构造应力场复杂(王适择，2014)。戴坤等(2023)的研究揭示了2019年长宁M_S6.0地震主震是由长期流体注入导致断层强度减弱引发的，且可能是震后多孔弹性应力传递引发的余震。高桂云等(2023)发现长宁地区在诱发地震发生前后区域应力场发生了偏转。本研究的反演结果同样显示出四川盆地南部应力场的复杂性，在盆地南部边缘、马边－盐津断裂带东部地区主要为逆冲型应力，σ_1分布较为凌乱，长宁地区附近应力方向变化显著增强，σ_1轴整体优势方向为NW向，靠近华蓥山断裂的区域σ_1轴近NS向。四川盆地内部较为复杂的应力格局与该地区复杂的地震成因有关(张致伟等，2022)，一定程度上反映了四川盆地对于青藏高原东南向物质运移的应力吸收作

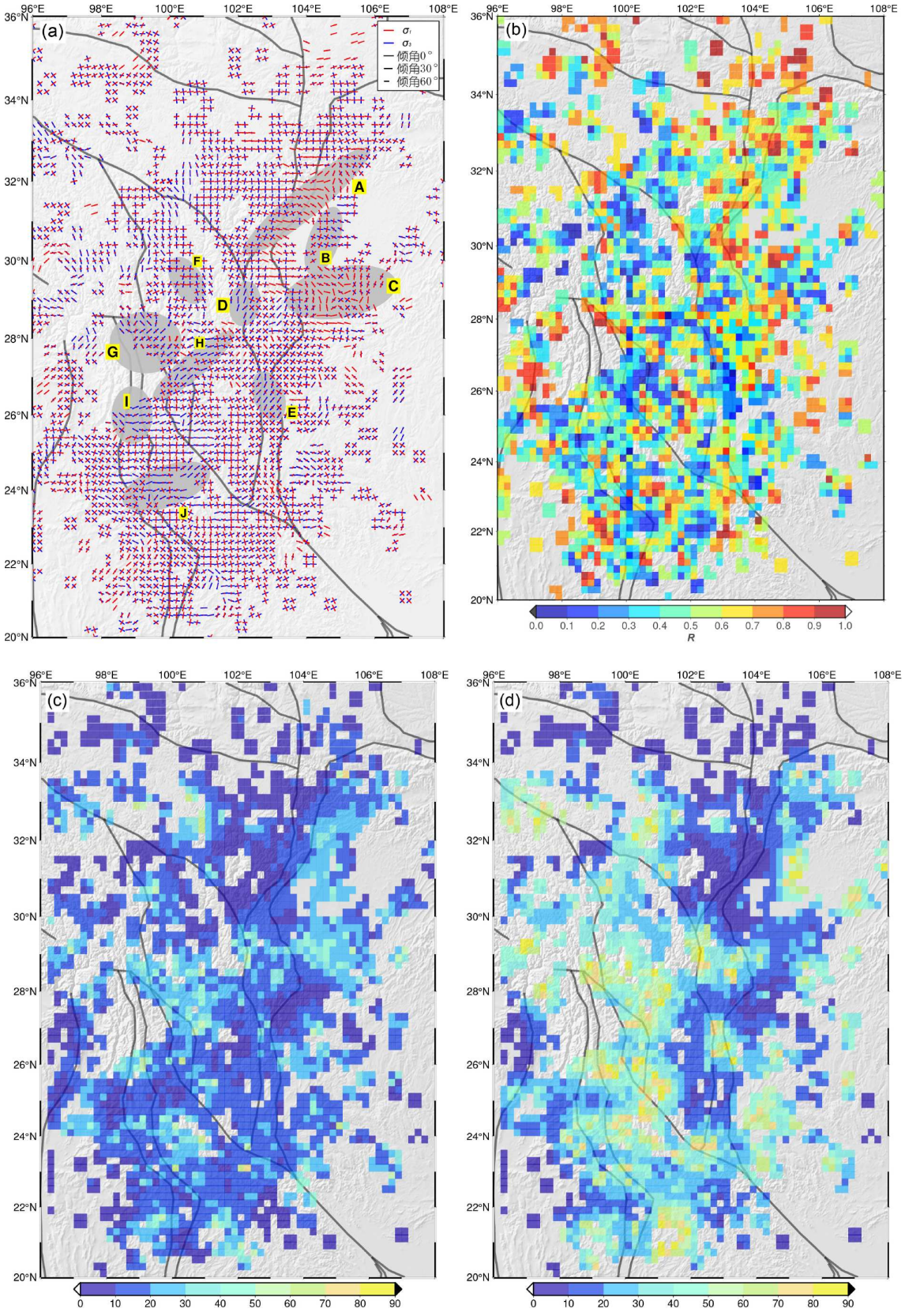

图 10　0.2°×0.2°应力场反演结果。(a) 最大主应力轴σ_1(红色线条)及最小主应力轴σ_3(蓝色线条)；(b) 应力型因子R值分布；(c) 最大主应力轴变化复杂程度图，计算方式为最大主应力轴水平夹角；图中色标单位为度；(d) 同(c)，但计算方式为最大主应力轴空间夹角。图(a–d)底图中黑色粗线为块体边界。(a)中的不同字母及其所标注的灰色区域表示本文重点关注的区域

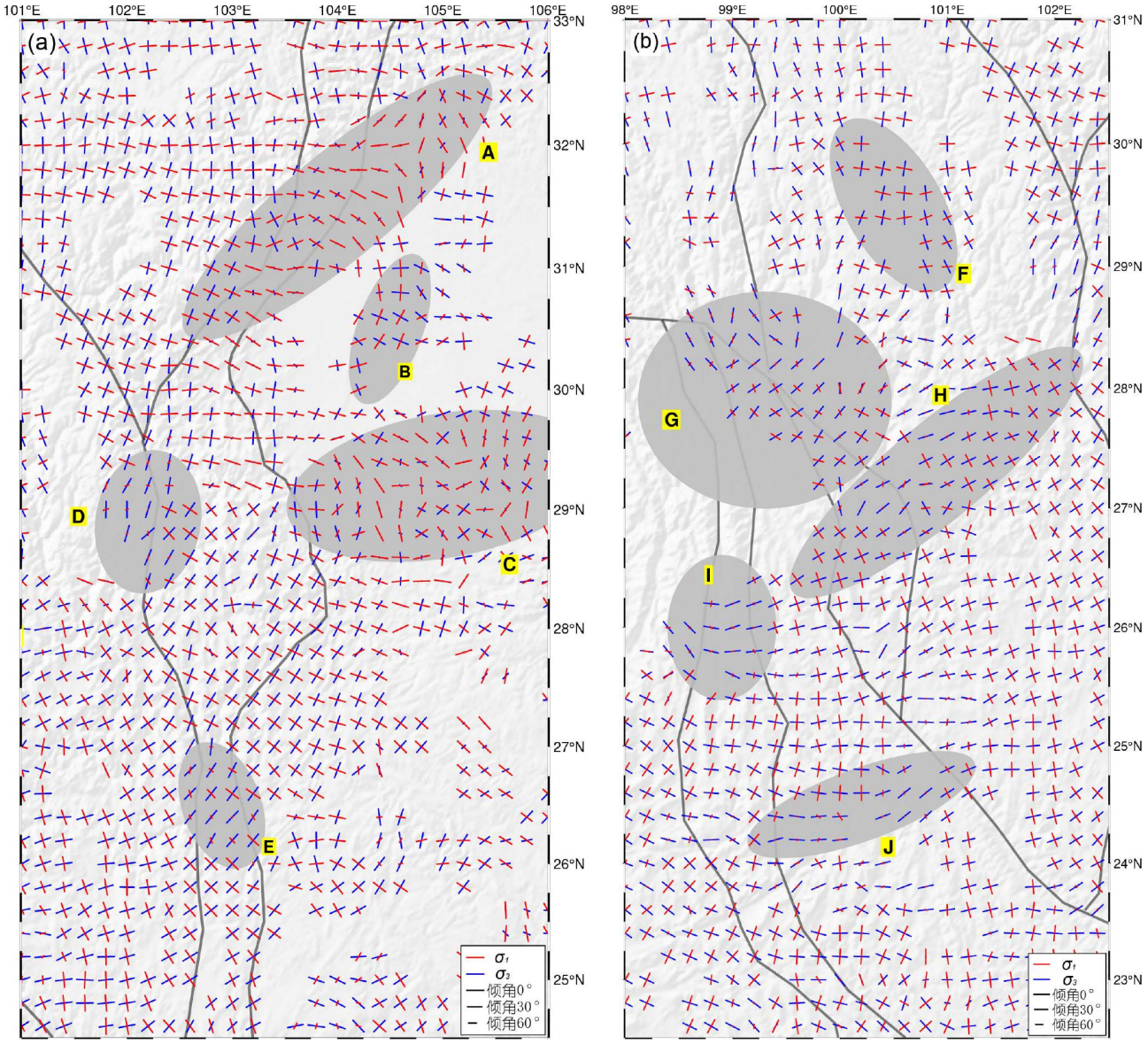

图 11　0.2°×0.2°应力场局部放大图(图10a标记区域放大图)

用。这种复杂的应力格局既反映了青藏高原东南向物质运移在扬子克拉通刚性基底上的非均匀响应，也体现了多期构造叠加和人类工程活动(张致伟等，2022)的共同影响。

川滇菱形块体东、西边界展现出显著的应力转换特征(图10)。东边界构造带由甘孜-玉树断裂、鲜水河断裂、大凉山断裂、安宁河断裂、泽木河断裂及小江断裂共同构成(骆佳骥等，2012)，形成一条明显的应力梯度带。鲜水河断裂以左旋走滑运动为主，西北段经历伸展运动(王阎昭等，2008)，安宁河断裂以左旋走滑为主伴有少量逆冲分量(徐锡伟等，2003a)，小江断裂主要以左旋走滑为主，伴有少量逆冲和正断分量(He等，2002)。滇中块体内部σ_1轴以NNW向为主，向东逐渐转变为NW向，向西则转为NNE向。鲜水河断裂东南段与马边-盐津断裂带附近表现为正断型应力(图10a、11a区域D)，R值小于0.3，反映了局部张应力的作用，σ_1在水平方向和三维空间上都表现出较大的复杂度变化。鲜水河断裂中段至东南段有着最大剪应力及强烈的地壳缩短形变，造成了锁定较弱处的地震活动及断层蠕滑并在此过程中释放应力(苏培臻等，2025)，该过程可能在断裂几何转折区(康定地区)引发局部应力旋转与卸载进而产生张性阶区(Li等，2022)。此外，GPS观测数据揭示，鲜水河断裂在康定地区呈现明显的伸展变形特征(Gan等，2007)，这一伸展环境与断裂东南段的正断型应力状态相吻合。类似

地，安宁河断裂南段和小江断裂带附近也表现出显著的正断型应力特征(图10a、11a区域E)。这些沿川滇块体东边界出现的局部正断型应力状态及其伴随的三维应力场复杂度增强现象，很可能与断裂带局部区段的伸展变形有关。

与东边界局部应力特征相比，川滇块体西边界整体表现出更为复杂的应力状态。与东边界处的断裂带以左旋走滑运动为主相反，金沙江断裂以右旋走滑运动为主，兼具显著的垂向滑动分量(徐锡伟等，2005)，红河断裂带由早期的左旋走滑运动转变为现今右旋走滑为主(Tapponnier等，1990)。红河断裂带西侧存在明显的低波速异常区，指示可能存在地幔上涌过程(郝天珧等，2005)，同时深部地球物理观测显示，红河断裂带下方莫霍面持续抬升(汪健等，2021)，反映了该区域复杂的深部动力学过程。在金沙江及中甸断裂附近区域(图10a、11b区域G)，前人不同网格反演得到的结果均认为该区域附近的应力类型为正断型(Zhao等，2013；Xu等，2016；Tian等，2019；张致伟等，2022；盛书中等，2022)，仅在应力方向上有细微的差异，整体上为NNW向至NS向，同时盛书中等(2022)通过去除无阻尼与阻尼反演差异较大的网格得到的高精度应力场结果揭示该区域的R值小于0.3，反映了局部强烈的拉张作用，与本文研究结果一致。腾冲火山附近(图10a、11b区域I)及红河断裂带南部附近区域(图10a、11b区域J)同样出现明显的正断型应力，腾冲火山区局部拉张型应力可能源自腾冲火山岩浆囊的作用(Tian等，2019)，而红河断裂带处的正断应力则可能是由于红河断裂带南北段的块体垂向运动性质差异导致的断裂带拉张变形(李长军等，2018)。

川滇菱形块体内部的应力场也呈现明显的空间分异，以丽江-小金河断裂(图10a、11b区域H所指处)为界，应力复杂度自南向北递增；在北部地区，又以理塘断裂(图10a、11b区域F所指处)为界呈现自西向东递减的趋势。σ_1方向在空间上存在系统性变化，西侧的香格里拉次级块体为ENE向，理塘断裂附近转为近EW向，至雅江次级块体则变为WNW向。金沙江断裂北部与理塘断裂一带的地震活动主要受近SN向拉张作用控制(罗钧等，2014)。而在丽江-小金河断裂带，正断型地震主要集中在西南段靠近中甸断裂区域(图5b)，σ_1由西南部的NNW向至其东北部的近NS向，出现小幅度顺时针偏转；同时西南段R值小于0.3与该区域正断型背景应力场相符，东北段R值则在0.3–0.6左右表现为走滑应力。丽江-小金河断裂将川滇菱形块体分割为北部川西北次级块体(顺时针转动角速度1.4°/Ma，SE向水平滑移速率5 mm/a)和南部滇中次级块体(顺时针转动角速度1.5°/Ma，SE向水平滑移速率3.5 mm/a)，新生代时期，东边界断裂左旋滑动和西边界断裂右旋滑动的速率差异导致滇中块体旋转量累积相对川西北块体更大(徐锡伟等，2003b)。浅层地震勘探和钻探工作表明丽江-小金河断层顶部表现出局部拉张(李环宇等，2020)。北东向丽江-小金河断裂(左旋走滑)与北西向中甸-永胜断裂(右旋走滑)在玉龙雪山北西侧以45°夹角相交，夹持巨甸-九子海三角块体向西位移(速率3.5 mm/a)，导致其东边界(玉龙雪山东麓)承受近EW向拉张(苏生瑞等，2004)。同时Sun等(2023)通过地震波层析成像揭示出丽江-小金河断裂带10–25 km深度存在大规模低速异常，为区域拉张变形提供了深部条件。丽江-小金河断裂西南段正断地震可能是区域块体差异旋转与局部断裂几何(弧形弯曲、分支交汇)耦合的结果。值得注意的是当前数据对小震级拉张事件(M<3)覆盖不足，需要更多观测约束。西边界及滇南地区这种复杂的应力场变化，可能反映了深部地幔物质上涌、岩浆活动以及缅甸板块拖曳作用的共同影响。

本研究揭示的高分辨率应力场分布特征一方面验证了大尺度应力场反演结果的可靠性，更重要的是系统刻画了多尺度构造相互作用产生的次级应力扰动特征，为深入理解青藏高原东南缘的构造变形机制提供了关键观测证据。在印度板块持续推挤(一级构造应力)和区域活动断裂相互作用的复杂背景下，块体边界等局部地区表现出复杂的应力特征，以各块体边界断裂为界呈现出的空间分异特征体现了块体边界对区域应力的调控作用。特别是主要活动断裂带附近观测到的应力方向快速变化现象，可能受到深部构造活动(如地幔上涌、莫霍面起伏)、块体间的差异运动、断裂几何结构的局部变化、介质流变性质的横向不均一性等因素的共同控制，为进一步研究青藏高原东南缘的构造动力学过程提供了重要线索。

5　结论

本研究通过系统收集、整理和校验青藏高原东南缘历史震源机制解数据，汇编建立了目前最完备的区域震源机制解数据库(1950–2023年，9902条数据)，为深入理解区域构造应力演化提供了重要的数据基础。基于该数据库，采用阻尼应力反演方法对区域地壳应力场进行了精细刻画，获得以下主要认识：

(1) 震源机制类型的空间分布特征显著。研究区整体以走滑型地震为主，逆冲型地震集中分布于龙门山断裂带，西边界发育较多正断型地震。四川盆地内部机制解类型多样且不确定性较高，反映了复杂的构造环境和地震成因。

（2）阻尼应力反演通过引入相邻网格应力张量约束，显著降低了重采样过程的不确定性，在区域应力场反演中表现出优于联合迭代方法的稳定性，尤其适用于刻画应力场的空间变化特征。

（3）1°×1°网格反演结果与前人研究高度一致，主压应力轴呈现系统性顺时针旋转，清晰反映了印度-欧亚板块碰撞背景下青藏高原物质东南向挤出的动力学过程。

（4）高分辨率(0.2°×0.2°)反演揭示应力场在整体连续分布的基础上，在川滇块体东边界局部区段、西边界断裂带及滇南地区表现出显著的三维复杂性。特别是以丽江-小金河断裂为界，块体内部应力复杂度呈现明显的南北分异。这些特征表明区域应力场不仅受控于板块边界的一级构造应力，还受到次级块体相互作用、断裂几何结构变化及深部动力过程的强烈影响。

致谢 感谢中国地震局地球物理研究所地震科学国际数据中心(doi:10.11998/IESDC)为本研究提供地震波形数据，感谢万永革教授提供震源机制中心解及震源机制解分类计算程序。衷心感谢三位匿名审稿专家对本文提出的宝贵意见和建设性建议。部分图件由Generic Mapping Tools(GMT)绘制。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(http://earthcn.scichina.com)。

参考文献

陈平光, 何骁慧, 徐树峰, 等. 2023. 喜马拉雅东构造结地震精定位及其区域应力场研究. 地球与行星物理论评(中英文), 54: 667
陈伟文, 倪四道, 汪贞杰, 等. 2012. 2010 年高雄地震震源参数的近远震波形联合反演. 地球物理学报, 55: 2319–2328
成尔林. 1981. 四川及其邻区现代构造应力场和现代构造运动特征. 地震学报, 3: 231–241
程佳. 2008. 川西地区现今地壳运动的大地测量观测研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所
程佳, 徐锡伟, 甘卫军, 等. 2012. 青藏高原东南缘地震活动与地壳运动所反映的块体特征及其动力来源. 地球物理学报, 55: 1198–1212
程万正, 刁桂苓, 吕弋培, 等. 2003. 川滇地块的震源力学机制、运动速率和活动方式. 地震地质, 25: 71–87
崔效锋, 谢富仁, 张红艳. 2006. 川滇地区现代构造应力场分区及动力学意义. 地震学报, 28: 451–461
崔效锋, 胡幸平, 俞春泉, 等. 2011. 汶川地震序列震源机制解研究. 北京大学学报(自然科学版), 47: 1063–1072
崔子健, 陈章立, 王勤彩, 等. 2019. 南北地震带地震震源机制解和现今应力特征. 地震, 39: 1–10
戴坤, 郑勇, 郭汝梦, 等. 2023. 2019年长宁地震序列的震源性质: 来自流体的影响. 中国科学: 地球科学, 53: 1328–1341
邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 2002. 中国活动构造基本特征. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 1020–1030
段梦乔, 赵翠萍, 周连庆, 等. 2021. 2021年5月21日云南漾濞M_S6.4地震序列发震构造. 地球物理学报, 64: 3111–3125
高桂云, 王成虎, 周昊, 等. 2023. 基于多源应力数据的川南地区地应力特征分析. 地下空间与工程学报, 19: 550–559
郭畅, 李俊伦, 吴微微, 等. 2025. 新一代川滇地区历史中强震震源机制解目录: 基于地形起伏高分辨率三维速度模型和波形反演的约束. 中国科学: 地球科学, 55: 4297–4320
郭祥云, 陈学忠, 李艳娥. 2010. 2008年5月12日四川汶川8.0级地震与部分余震的震源机制解. 地震, 30: 50–60
郭祥云, 陈学忠, 王生文, 等. 2014. 川滇地区中小地震震源机制解及构造应力场的研究. 地震工程学报, 36: 599–607
郭祥云, 蒋长胜, 韩立波, 等. 2022. 中国大陆及邻区震源机制数据集(2009–2021年). https://data.earthquake.cn
郭祥云, 房立华, 韩立波, 等. 2024. 川滇菱形块体东边界震源机制与应力场特征. 地震地质, 46: 371
郝天珧, 江为为, 胥颐, 等. 2005. 红河断裂带研究区深部结构特点的地球物理研究. 地球物理学进展, 20: 584–593
阚荣举, 张四昌, 晏凤桐, 等. 1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨. 地球物理学报, 20: 96–109
孔维林, 黄禄渊, 姚瑞, 等. 2021. 川滇地区应力场研究进展. 地球物理学进展, 36: 1853–1864
李环宇, 丁锐, 张世民, 等. 2020. 浅层地震勘探与联合钻孔探测揭示丽江-小金河断裂隐伏段复杂花状构造特征. 中国地震, 36: 1–13
李君, 王勤彩, 崔子健, 等. 2019. 川滇菱形块体东边界及邻区震源机制解与构造应力场空间分布特征. 地震地质, 41: 1395–1412
李长军, 甘卫军, 秦姗兰, 等. 2018. 滇中主要活断层现今活动性研究. 地震研究, 41: 381–389, 488
罗钧, 赵翠萍, 周连庆. 2014. 川滇块体及周边区域现今震源机制和应力场特征. 地震地质, 36: 405–421
骆佳骥, 崔效锋, 胡幸平, 等. 2012. 川滇地区活动块体划分与现代构造应力场分区研究综述. 地震研究, 35: 309–317
吕苗苗, 常利军, 鲁来玉, 等. 2022. 2021年青海玛多M_S7.4地震余震序列震源机制解及其发震构造特征. 地球物理学报, 65: 1991–2005
邵翠茹. 2009. 雅鲁藏布大峡谷地区地震活动性研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地球物理研究所
盛书中, 胡晓辉, 王晓山, 等. 2022. 云南及邻区地壳应力场研究, 地球物理学报, 65: 3252–3267
苏培臻, 罗艳, 赵里. 2025. 川滇地区地壳三维应力场模型的构建. 地球物理学报, 68: 1730–1750
苏生瑞, 王运生, 王士天. 2004. 丽江地震区应力场研究. 地质论评, 50: 57–64
孙晓, 鲁人齐, 张金玉, 等. 2024. 川滇实验场地区活动地块边界新划分参考方案. 地震地质, 46: 1027–1047
田建慧, 高原. 2024. 川滇地区地壳应力场研究现状. 地球物理学报, 67: 3436–3453
田优平, 唐红亮, 康承旭, 等. 2020. 综合震源机制解法反演湖南地区构造应力场的初步结果. 地球物理学报, 63: 4080–4096
万永革, 黄少华, 王福昌, 等. 2023. 2022年门源地震序列揭示的断层几何形状及滑动特性. 地球物理学报, 66: 2796–2810
万永革. 2019. 同一地震多个震源机制中心解的确定. 地球物理学报, 62: 4718–4728
万永革. 2024. 震源机制水平应变花面应变的地震震源机制分类方法及序列震源机制总体特征分析. 地球科学, 49: 2675–2684
汪健, 申重阳, 孙文科, 等. 2021. 红河断裂带北、中段近期重力变化及深部变形. 地震地质, 43: 1537–1562
王适择. 2014. 川南长宁地区构造特征及志留系龙马溪组裂缝特征研究. 硕士学位论文. 成都: 成都理工大学
王晓楠, 唐方头, 邵翠茹. 2018. 南迦巴瓦构造结周边地区主要断裂现今运动特征. 震灾防御技术, 13: 267–275
王阎昭, 王恩宁, 沈正康, 等. 2008. 基于GPS资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 582–597
吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2004. 云南地区中小地震震源机制及构造应力场研究. 地震学报, 26: 457–465
谢富仁, 祝景忠, 梁海庆, 等. 1993. 中国西南地区现代构造应力场基本特

征. 地震学报, 15: 407–417
谢富仁, 苏刚, 崔效锋, 等. 2001. 滇西南地区现代构造应力场分析. 地震学报, 23: 17–23
谢富仁, 崔效锋, 赵建涛, 等. 2004. 中国大陆及邻区现代构造应力场分区. 地球物理学报, 47: 654–662
徐纪人. 1995. 南北地震带南段应力场特征及其与板块运动的关系. 地震学报, 17: 31–40
徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 等. 2003a. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 151–162
徐锡伟, 程国良, 于贵华, 等. 2003b. 川滇菱形块体顺时针转动的构造学与古地磁学证据. 地震地质, 25: 61–70
徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 等. 2005. 川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型. 地震地质, 27: 446–461
徐志国, 梁姗姗, 张广伟, 等. 2021. 2021年5月22日青海玛多M_S7.4地震发震构造分析. 地球物理学报, 64: 2657–2670
许忠淮, 刘玉芬, 张郢珍. 1979. 京、津、唐、张地区地震应力场的方向特征. 地震学报, (2): 121–132
许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等. 1987. 由多个小震推断的青甘和川滇地区地壳应力场的方向特征. 地球物理学报, 30: 476–486
杨宜海, 张雪梅, 花茜, 等. 2021. 龙门山断裂带的分段性特征——来自密集震源机制解的约束. 地球物理学报, 64: 1181–1205
易桂喜, 龙锋, 张致伟. 2012. 汶川M_S8.0地震余震震源机制时空分布特征. 地球物理学报, 55: 1213–1227
易桂喜, 龙锋, 梁明剑, 等. 2017. 2016年9月23日四川理塘M4.9和M5.1地震发震构造分析. 地震地质, 39: 949–963
张培震, 邓起东, 张国民, 等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 12–20
张致伟, 龙锋, 赵小艳. 2022. 川滇地区的震源机制解及应力场特征. 地震地质, 44: 170–187
郑勇, 姚华建, 储日升, 等. 2020. 中国地震科学实验场地区——震源机制解目录. http://cses.ac.cn/sjcp/ggmx/2021/130.shtml
Abers G A, Gephart J W. 2001. Direct inversion of earthquake first motions for both the stress tensor and focal mechanisms and application to southern California. J Geophys Res, 106: 26523–26540
Angelier J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. J Geophys Res, 89: 5835–5848
Arnold R, Townend J. 2007. A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data. Geophys J Int, 170: 1336–1356
Bott M H P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geol Mag, 96: 109–117
Fu G Y, Gao S H, Freymueller J T, et al. 2014. Bouguer gravity anomaly and isostasy at western Sichuan Basin revealed by new gravity surveys. J Geophys Res-Solid Earth, 119: 3925–3938
Gan W, Zhang P, Shen Z, et al. 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. J Geophys Res, 112: 2005JB004120
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, 89: 9305–9320
Güvercin S E, Karabulut H, Konca A Ö, et al. 2022. Active seismotectonics of the East Anatolian Fault. Geophys J Int, 230: 50–69
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, 111: 2005JB004144
He H L, Yasutaka I, Song F M, et al. 2002. Late quaternary slip rate of the Xiaojiang fault and its implication. Seismol Geol, 24: 14–26
Kagan Y Y. 1991. 3-D rotation of double-couple earthquake sources. Geophys J Int, 106: 709–716
Li X R, Hergert T, Henk A, et al. 2022. Contemporary background stress field in the eastern Tibetan Plateau: Insights from 3D geomechanical modeling. Tectonophysics, 822: 229177
Lin X, Dreger D, Ge H, et al. 2018. Spatial and temporal variations in the moment tensor solutions of the 2008 Wenchuan earthquake aftershocks and their tectonic implications. Tectonics, 37: 989–1005
Michael A J. 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. J Geophys Res, 89: 11517–11526
Nouri A, Rahimi B, Vavryčuk V, et al. 2023. Spatially varying crustal stress along the Zagros seismic belt inferred from earthquake focal mechanisms. Tectonophysics, 846: 229653
Shen Z K, Lü J, Wang M, et al. 2005. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 110: 2004JB003421
Simpson R W. 1997. Quantifying Anderson's fault types. J Geophys Res, 102: 17909–17919
Sun Y, Deng S, Liu J, et al. 2023. Hydrothermal activity and metallogenic environment revealed by seismic wave tomography in Yunnan Province. Trans Nonf Metal Soc China, 33: 3476–3486
Su P, Luo Y, Zhao L. 2024. Regional stress field in the SE margin of the Tibetan Plateau revealed by the focal mechanisms of small and moderate earthquakes. Tectonophysics, 885: 230420
Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. Nature, 343: 431–437
Tian J H, Luo Y, Zhao L. 2019. Regional stress field in Yunnan revealed by the focal mechanisms of moderate and small earthquakes. Earth Planet Phys, 3: 243–252
Vavryčuk V. 2014. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. Geophys J Int, 199: 69–77
Verdecchia A, Onwuemeka J, Liu Y, et al. 2022. Depth-dependent crustal stress rotation and strength variation in the Charlevoix seismic zone (CSZ), Québec, Canada. Geophys Res Lett, 49: e2022GL100276
Wallace R E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. J Geol, 59: 118–130
Wang M, Shen Z K. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications. J Geophys Res-Solid Earth, 125: e2019JB018774
Xu Z G, Huang Z C, Wang L S, et al. 2016. Crustal stress field in Yunnan: Implication for crust-mantle coupling. Earthq Sci, 29: 105–115
Zhang Y P, Wang Y, Wang W T, et al. 2025. Active block tectonics and intracontinental deformation within the India-Eurasia oblique convergence zone. Tectonics, 44: e2025TC009029
Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms. Bull Seismol Soc Am, 84: 91–104
Zhao L, Luo Y, Liu T Y, et al. 2013. Earthquake focal mechanisms in Yunnan and their inference on the regional stress field. Bull Seismol Soc Am, 103: 2498–2507
Zhu L P, Helmberger D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. Bull Seismol Soc Am, 86: 1634–1641
Zhu L P, Rivera L A. 2002. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. Geophys J Int, 148: 619–627

（责任编委：邓阳凡）