

李玉丽,李启雷. 2022. 2021年西藏比如  $M_s$  6.1 地震序列发震构造分析[J]. 地震研究, 45(1): 54–65, doi: 10. 20015/j. cnki. ISSN1000–0666. 2022. 0007.

Li Y L, Li Q L. 2022. Preliminary study of the seismogenic structure of the Biru, Tibet  $M_s$  6.1 earthquake[J]. *Journal of Seismological Research*, 45(1): 54–65, doi: 10. 20015/j. cnki. ISSN1000–0666. 2022. 0007.

## 2021年西藏比如 $M_s$ 6.1 地震序列发震构造分析\*

李玉丽, 李启雷\*

(青海省地震局, 青海 西宁 810001)

**摘要:** 利用双差定位方法对西藏比如  $M_s$  6.1 地震序列 141 次  $M_L \geq 2.0$  地震进行重新定位, 采用 CAP 波形反演方法获得主震的震源机制解, 并运用最小空间旋转角方法比较不同机构发布的震源机制解的差异。重新定位后主震震中位置为 (31.924°N, 92.824°E), 靠近余震区中心, 震源深度为 12.8 km; 余震分布沿 NE 向展布, 长约 18 km。沿 NE 向深度剖面结果显示, 在主震右上方存在 5 km × 10 km 的近椭圆形地震破裂空区。主震的震源机制解为正断兼走滑型, 最佳矩心深度为 9.3 km, 矩震级为 5.98。结合重新定位后余震分布、主震与历史地震震源机制解及地质构造背景等分析, 认为具有左旋运动性质的安多南缘断裂可能是该次地震序列的主要发震构造。

**关键词:** 比如  $M_s$  6.1 地震; 双差定位; 震源机制; 发震构造

**中图分类号:** P315.33      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000–0666(2022)01–0054–12

doi: 10. 20015/j. cnki. ISSN1000–0666. 2022. 0007

### 0 引言

地震定位是地震学的最基本问题之一, 精确的地震定位对于地震预警和应急救援至关重要, 地震序列的精确定位有助于认识发震断裂特征和发震构造, 为震后趋势判断提供预测依据和参考。Waldhauser 和 Ellsworth (2000) 提出的双差地震定位法是一种有效的地震相对定位方法, 该方法提出后, 在国内地震重定位研究中得到广泛应用。杨智娴等 (2003) 首先将双差定位法应用于我国中西部地区的地震精确定位, 得到该地区地震活动与更加精细的震源深度分布图像; 李乐等 (2007) 应用双差定位法对首都圈及其邻区的地震进行重定位, 结合人工地震勘探结果分析了首都圈地区的地震震源深度分布及地质构造特征; 陈翰林等 (2009) 将双差定位法与波形互相关技术相结合对龙滩库区地震进行精确定位, 通过对定位结果的比较, 发现引入波形互相关技术的双差

定位法可以提高地震定位的精度和质量; 张广伟等 (2011)、梁姗姗等 (2018) 和刘亢等 (2018) 将双差定位法分别应用于华北地区小震精定位、九寨沟  $M_s$  7.0 强震的余震重定位和阿尔金地震带东段地震的精定位; 易桂喜等 (2019)、刘兆才等 (2019)、徐志国等 (2021) 等也应用该定位法取得了很好的定位结果。

2021年3月19日9时15分, 西藏那曲市比如县 (31.94°N, 92.74°E) 发生  $M_s$  6.1 地震, 震源深度为 10 km。此次地震是继 2020 年 7 月 23 日尼玛  $M_s$  6.6 地震后西藏地区时隔 239 天再次发生的 6 级以上地震, 灾害范围波及比如县、色尼区、索县、聂荣县、巴青县 5 个县 (区), 7 000 余间房屋出现不同程度裂缝。地震发生后, 美国地质调查局 (USGS) 等机构发布了此次地震的震源机制解信息, 但各家机构的结果不尽相同, 且震源机制解得到的 2 个共轭的断层破裂面在震中附近都能找到对应的发震构造, 难以确定哪个节面为发震断层面。此次地震虽然距离安多南缘断裂仅

\* 收稿日期: 2021–06–24.

基金项目: 青海省 2020 年基础研究项目 (2020ZJ–752)、地震科技星火计划 (XH21047Y)、青海省重大科技专 (2019–ZJ–A10) 和青震基金 (2020B03) 联合资助。

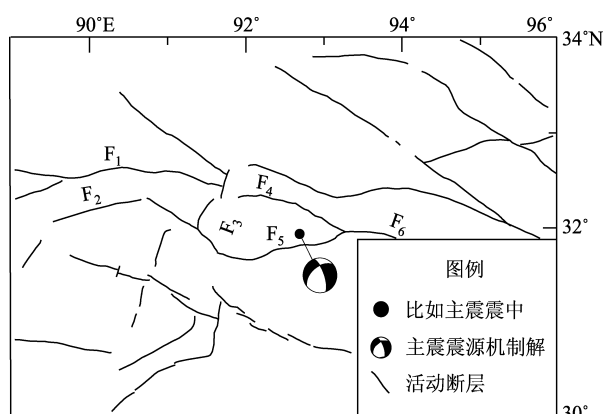
第一作者简介: 李玉丽 (1981–), 高级工程师, 主要从事地震监测和地震学研究. E-mail: 282000724@qq.com.

✉ 通讯作者简介: 李启雷 (1981–), 工程师, 主要从事地震活动性和数字地震学研究. E-mail: 27263836@qq.com.

16 km, 但余震未呈现出明显的优势展布方向, 并且由于震中位于地震监测能力薄弱区, 台网初始定位结果(震源参数)也可能存在一定偏差。为分析此次地震序列的时空分布特征与发震构造, 本文应用双差定位方法对比如地震序列重新定位, 利用 CAP 方法(Zhao, Helmberger, 1994; Zhu, Helmberger, 1996)进行震源机制反演, 并结合重新定位、震源机制、地质构造背景等对比如  $M_s6.1$  地震发震构造和断层形态作初步分析。

## 1 构造背景

比如  $M_s6.1$  地震震中位于安多盆地的东南部。该区域以正断层活动为主, 主要边界断裂包括安多南缘断裂、安多北缘断裂、错那湖东缘断裂和西缘断裂共 4 条第四纪正断层, 其中活动强度最大的断裂为安多北缘断裂, 其次为安多南缘断裂和错那湖东、西两侧边界断裂(吴中海等, 2005), 这些断裂均为全新世活动断裂(图 1)。安多北缘断裂和安多南缘断裂控制形成安多盆地, 错那断裂控制形成错那盆地。安多盆地总体呈 NNE 走向(马保起等, 2003), 附近主要断裂还有怒江断裂带、安多—色哇断裂、错那西南断裂、错那—安多断裂和崩措断裂等(邓启东等, 2002)。震区地质构造复杂, 既有 NW 走向右旋性质的走滑断裂, 也存在 NE 走向的左旋走滑断裂, 还发育了近 SN 向、以正断性质为主的张性断裂。不同类型、不



$F_1$ : 安多—色哇断裂;  $F_2$ : 错那西南断裂;  $F_3$ : 错那—安多断裂;  
 $F_4$ : 安多北缘断裂;  $F_5$ : 安多南缘断裂;  $F_6$ : 怒江断裂

图 1 比如  $M_s6.1$  地震震中及其邻区地质构造图

Fig. 1 Epicenter of the Biru  $M_s6.1$  earthquake and the geological structure in the vicinity

同运动性质的活动断裂密集分布、犬牙交错。由于震中位于高海拔地区, 地形复杂, 地质调查研究程度相对较低, 因此地震学者对于本次地震的发震构造与发震机制存在不同认识。

## 2 数据资料与速度模型

本文使用的地震观测报告为西藏自治区地震台网产出, 观测数据来自于比如  $M_s6.1$  地震震中 400 km 范围内西藏测震台网与青海测震台网内的 13 个地震监测台站(图 2), 其中 100 km 以内台站 1 个(NAQ), 200 ~ 300 km 范围内 7 个, 300 ~ 400 km 范围内 5 个。由于震中所处位置地震监测台网密度较低, 为了保证定位精度的同时又有足够多的观测数据, 从中筛选出有 4 个以上台站记录、6 个以上震相数据的 141 次  $M_L \geq 2.0$  地震事件进行重新定位。重新定位选用的震相共 1 415 条, 其中 Pg 震相 849 条, Sg 震相 566 条, 平均每个地震约有 10 个震相。为检查观测报告中震相数据的可靠性, 我们绘制了直达 P 波和 S 波的震相走时曲线(图 3)。从图 3 可以看出, 震相走时整体上离散度较小, 相同震中距的震相走时误差基本在 5 s 以内; 由于在震中距 100 ~ 200 km 范围内无地震观测台站, 故缺少震相观测数据。

为尽量减小速度模型对重新定位和震源机制反演的影响, 本文借鉴了有关学者在比如地震序列

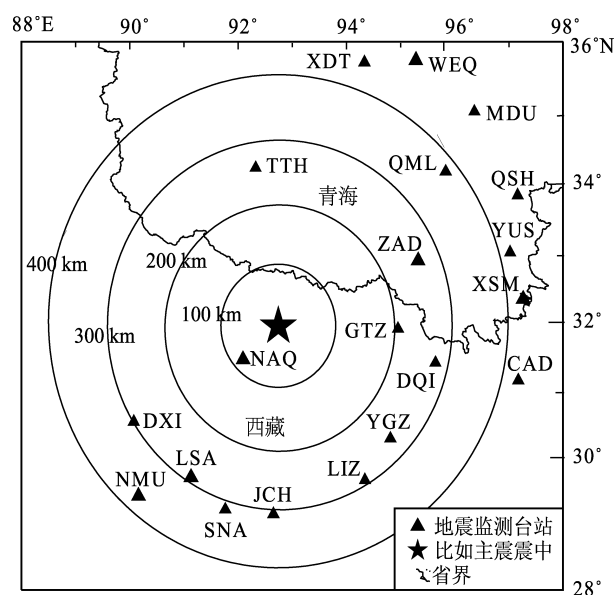


图 2 比如  $M_s6.1$  地震震中与台站分布图

Fig. 2 The epicenter of the Biru  $M_s6.1$  earthquake and the surrounding seismic stations

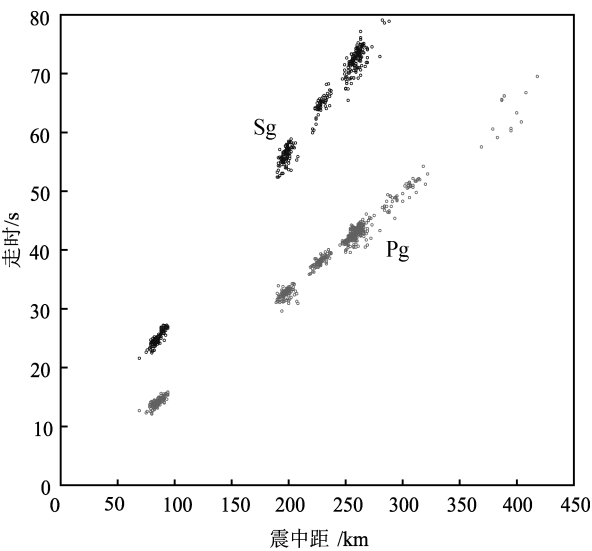


图3 比如  $M_s6.1$  地震序列重新定位使用的 Pg 和 Sg 震相走时

Fig. 3 The travel times of Pg and Sg phases for the relocation of the Biru  $M_s6.1$  earthquake sequence

附近获得的地壳速度结构研究成果。赵文津等 (2004) 通过跨越缝合带的综合地球物理和地质调查研究, 查明了班公湖—怒江缝合带的深部结构和构造, 剖面地壳的速度结构分为 5 层: ①速度小于 5.0 km/s、厚度为 5.0 km 的沉积层; ②速度为 5.3~5.8 km/s、厚度为 4~25 km 的沉积层; ③速度为 5.9~6.3 km/s 的地层; ④速度为 6.5~7.3 km/s、厚度为 30~35 km 的地层; ⑤速度为 8.0 km/s、厚度为 60~70 km 的 Moho 层。李永华等 (2006) 采用接收函数反演方法对拉萨及羌塘块体的地壳厚度与低速层的分布等进行了研究, 结果显示拉萨块体地壳厚度为 70~73 km、羌塘块体地壳厚度为 59~67 km。本文采用的速度模型 1 综合了上述两位学者的研究成果, 见表 1。为进行比较

表 1 本文研究使用的速度模型				
Tab. 1 Two velocity models used in this study				
速度模型 1		速度模型 2		波速比
深度/km	P 波速度/ ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ )	深度/km	P 波速度/ ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ )	
0	5.50	0	4.30	1.72
5	5.70	4.5	5.25	
20	5.90	14.5	5.75	
39	6.70	36.0	6.20	
50	7.10	76.0	6.65	
70	7.80	80.0	7.80	

分析, 速度模型 2 采用刘巧霞等 (2012) 的研究模型。本文采用两种速度模型进行地震序列重定位, 由于模型 1 更接近震源区且定位残差更小, 因此本文在重新定位时主要使用模型 1。

3 地震重新定位

3.1 双差定位法

本文采用 Waldhauser 和 Ellsworth (2000) 提出的 HypoDD 双差定位法进行重新定位。该方法的应用基于两个前提条件: 一是 2 个地震的震源距远小于震中距; 二是震源区的速度结构是基本均匀的。如果条件成立, 2 个地震到同一台站的走时差可归因于其空间位置的高精度偏移量。双差定位方法依据这一事实将同一台站记录到的每两个事件组成一个地震对, 使每个台站、每个地震对的观测和理论走时差的残差最小。因为同时结合了绝对定位和相对定位的优点, 与震相观测目定位结果相比, 双差定位的不确定性改进了一个数量级 (Waldhauser, Ellsworth, 2000)。

本文采用奇异值分解法 (SVD) 求解双差方程, 主要基于以下原因: 一是由于比如  $M_s6.1$  地震震中区域的地震监测能力特别薄弱, 区内地震监测台站分布稀疏且不均匀, 距离震中最近的 NAQ 台震中距超过 80 km, 故区域地震台网采用绝对定位方法得到的震源位置参数精度不够理想, 而 SVD 方法可以提供更为细致、可靠的误差估计 (房立华等, 2013); 二是本次地震序列事件数目较小, 现有计算机硬件配置可以满足计算要求。在重新定位计算时, 设置每个地震事件最大连接数为 141, 每个地震对最小连接数和最小观测数都设为 6, 最大连接数为 50, 地震对之间的最大震源距为 40 km, 事件对到台站的距离小于 400 km。由于 S 波作为续至波, 其到时拾取精度要低于 P 波到时, 计算时 P 波和 S 波分别赋予权重 1 和 0.5。

3.2 重新定位结果

采用 SVD 方法重新定位后得到 106 个地震的震源位置参数, 为原来地震总数的 77.3%, 相对误差为: EW 向 0.6 km、NS 向 0.9 km、UD 向 2.0 km (图 4a)。由于本次地震序列样本数较少, 为更客观分析各个分量定位误差, 利用 bootstrap 方法重新估计定位误差大小。经过 10 000 次重采样, 得到各分量在 95% 置信区间内平均误差为: EW 向

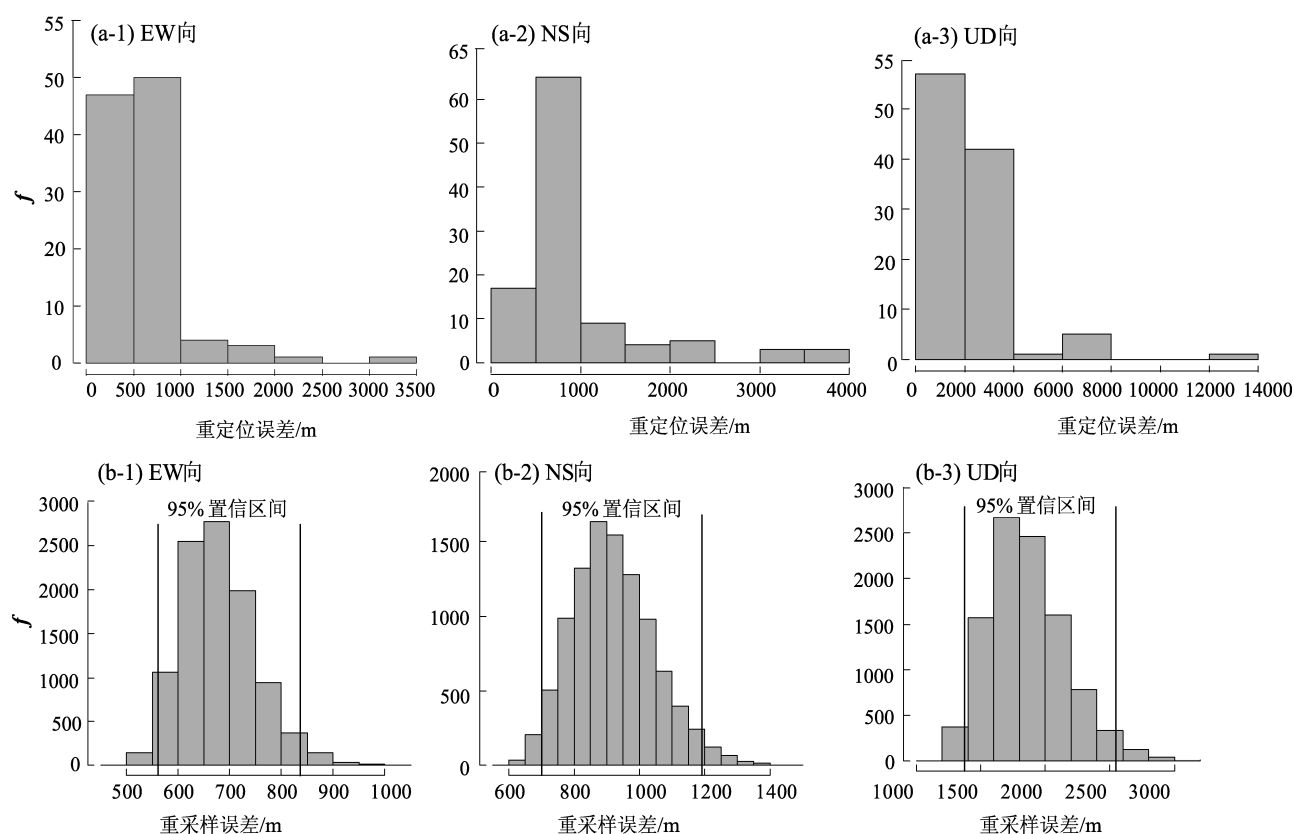


图4 采用 SVD 方法 (a) 及 bootstrap 统计方法 (b) 得到的误差分布与相应区间内的地震频次直方图

Fig. 4 Error distribution after relocation and earthquake frequency histograms in corresponding interval by SVD method (a) and bootstrap statistical method (b)

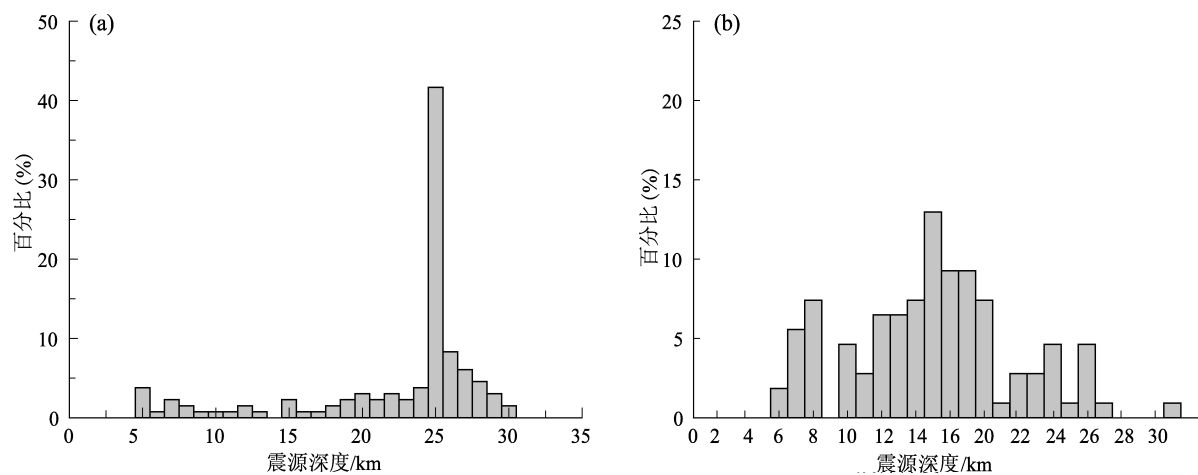


图5 重新定位前 (a) 和重新定位后 (b) 地震震源深度分布

Fig. 5 Histograms of focal depths before (a) and after (b) relocation

0.7 km、NS 向 0.95 km、UD 向 1.96 km (图 4b), 与 SVD 方法得到的误差分析结果基本一致。以上两种方法得到的垂直向的误差水平都远大于水平向。一些学者研究结果也表明,在台站分布相对稀疏、震中距远大于震源深度的情况下,垂直向震源深度误差往往会比水平向大得多(赵云峰等, 2013; 郑

勇, 谢祖军, 2017; Michelini, Lomax, 2004)。

重新定位前, 约 75% 的地震震源深度分布在 25 ~ 30 km, 其中约 42% 的地震震源深度为 25 km, 只有约 10% 的地震震源深度在 15 km 以内; 重新定位后震源深度主要分布在 5 ~ 25 km, 约 62% 的地震震源深度集中在 10 ~ 17 km (图 5)。采用模

型 1 和模型 2 得到的主震的震源深度分别为 12.8 km 和 15.2 km，均与震相报告给出的主震震源深度 29 km 差别较大。为分析本文结果的可靠性，将其与不同机构发布的震源参数进行对比，见表 2。

表 2 不同机构发布的和本文给出的比如  $M_s6.1$  地震震源参数

Tab. 2 The source parameters of the Biru  $M_s6.1$  earthquake from seismic agencies and the author

编号	发震时间		震中位置		震级		震源深度/km	结果来源
	年-月-日	时:分:秒	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	$M_s$	$M_w$		
1	2021-03-19	14:11:26	31.94	92.74	6.1	—	10	CENC
2	2021-03-19	14:11:27	31.92	92.92	—	5.7	8	USGS
3	2021-03-19	14:11:30	31.84	92.92	—	5.8	19.4	GCMT
4	2021-03-19	14:11:27	31.88	92.94	—	5.7	10	EMSC
5	2021-03-19	14:11:27	31.88	92.89	—	5.7	8	GFZ
6	2021-03-19	14:11:26	31.91	92.79	6.1	—	12.8	本文模型 1
7	2021-03-19	14:11:25	31.91	92.82	6.1	—	15.2	本文模型 2

由表 2 可知，中国地震台网中心（CENC）与欧洲—地中海地震台网中心（EMSC）根据震相到时数据测定的主震震源深度均为 10 km，美国地质调查局（USGS）、全球地震矩心矩张量解（GCMT）与德国地学研究中心（GFZ）通过震源机制反演获得的震源深度分别为 11.5 km、19.4 km、8 km。由此可以看出，本文采用两种模型的重新定位结果及其它机构的发布结果中主震震源深度均在 20 km 以内，各家机构震源深度的平均值为 11.9 km，与本文采用速度模型 1 得到的震源深度 12.8 km 接近，因此本文的重定位结果是可靠的。另外，重新定位得到的主震震源深度可作为地震的起始破裂深度，而波形反演可确定主震的矩心深度（李志伟等，2015；

王烁帆等，2019；郑勇，谢祖军，2017）。

重新定位后余震分布比重重新定位前更加丛集（图 6），沿着 NE—SW 向（AA' 剖面）呈条带状分布，长约 18 km，余震展布在主震左侧宽约 15 km、在主震右侧宽约 12 km。重新定位前 BB' 两侧地震数量存在显著差异，重定位后呈不均匀分布，左侧地震更密集，约占地震序列总数的 80%。重新定位后主震震中位置为（31.924°N，92.835°E），相对初始结果向东移动约 12 km。USGS、EMSC 和 GFZ 发布的主震震中位置（表 2）与本文重新定位后的主震震中位置分别相距 7.5 km、11 km、7 km，而与 CENC 正式测定结果分别相距 16.6 km、20 km、15.7 km。从图 6b

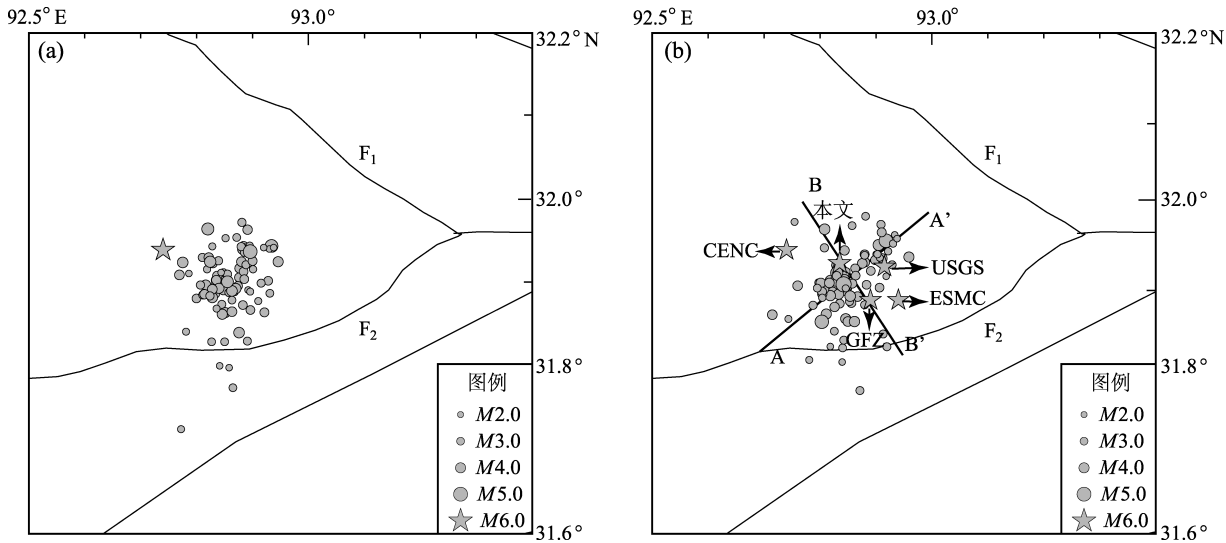


图 6 重新定位前 (a) 及重新定位后 (b) 的地震分布

Fig. 6 The epicenter distribution before (a) and after (b) relocation

可以看出, 本文重定位后的主震位置不仅更加靠近余震区的中心, 也大致处于其它机构测定震中连线所包围区域的中心, 表明本文的重新定位结果可信度较高。

为分析断层在深部的展布形态与发震构造, 分别沿  $AA'$ 、 $BB'$  作 2 条垂直剖面。从图 7a 可以看出, 在主震位置右上方存在约  $5\text{ km} \times 10\text{ km}$  的地震破裂空区 (红色圆角矩形), 在地震空区内可能存在高强度障碍体, 使得地震破裂未穿过障碍体而是绕过它在其周围传播 (吕政, 李吉田, 1989)。地震序列主体发生在障碍体的左下方, 破裂传播未受到阻碍, 地震基本呈均匀分布,  $M_s \geq 3.0$  地震主要集中分布在主震附近。地震破裂区域从 SW 到 NE 方向逐渐缩小, 3 月 23 日  $M_s 4.2$  地震发生在障碍体右上方, 其震源深度约  $6.0\text{ km}$ , 与采用 CAP 反演得到的最佳拟合震源深度  $6.5\text{ km}$  基本相当。岩石压裂实验可以为障碍体存在与否提供参考。根据许昭永和胡毅力 (1997) 的实验结果, 随着所受应力的增加, 障碍体 (硬包体) 周围的破裂增加, 当应力达到最大后, 障碍体的棱角与微破裂减少, 而外围又重现微破裂。

需要指出的是, 由于余震数量较少, 文中描述的空区是否真实存在还需进一步研究考证。

在图 7b 中, 沿着地震优势分布方向作中线  $F$  (倾角约  $52.5^\circ$ ),  $F$  两侧的地震分布略有差异, 在小于  $15\text{ km}$  深度范围内,  $F$  左侧地震分布范围窄且稀疏,  $F$  右侧地震分布范围大且数量更多; 在大于  $15\text{ km}$  深度范围,  $F$  左侧地震分布范围与数量都大于  $F$  右侧。 $F$  两侧震源深度分布范围也存在一定差别, 在其左侧主要集中在  $8 \sim 25\text{ km}$ , 而在其右侧从  $5\text{ km}$  深度延伸到  $18\text{ km}$ , 断距达到  $3\text{ km}$ , 似乎带有正断层的错动活动特征。根据误差分析结果, 震源深度误差达到千米级, 远大于 6 级地震位错的量级。由于重新定位结果受到台网布局、地壳速度模型、震相数量及读取精度等影响, 剖面两侧的深度差不代表上、下两盘的实际位错量。另外, 考虑到当地特殊的盆岭地貌特征 (艾印双, 郑天愉, 1997; 韩同林, 1995; 马保起等, 2003; Taponnier *et al.*, 1981), 比如  $M_s 6.1$  地震发生前断裂两侧可能已存在断层崖或陡坎, 目前位错量可能已叠加了多次历史错动的结果。

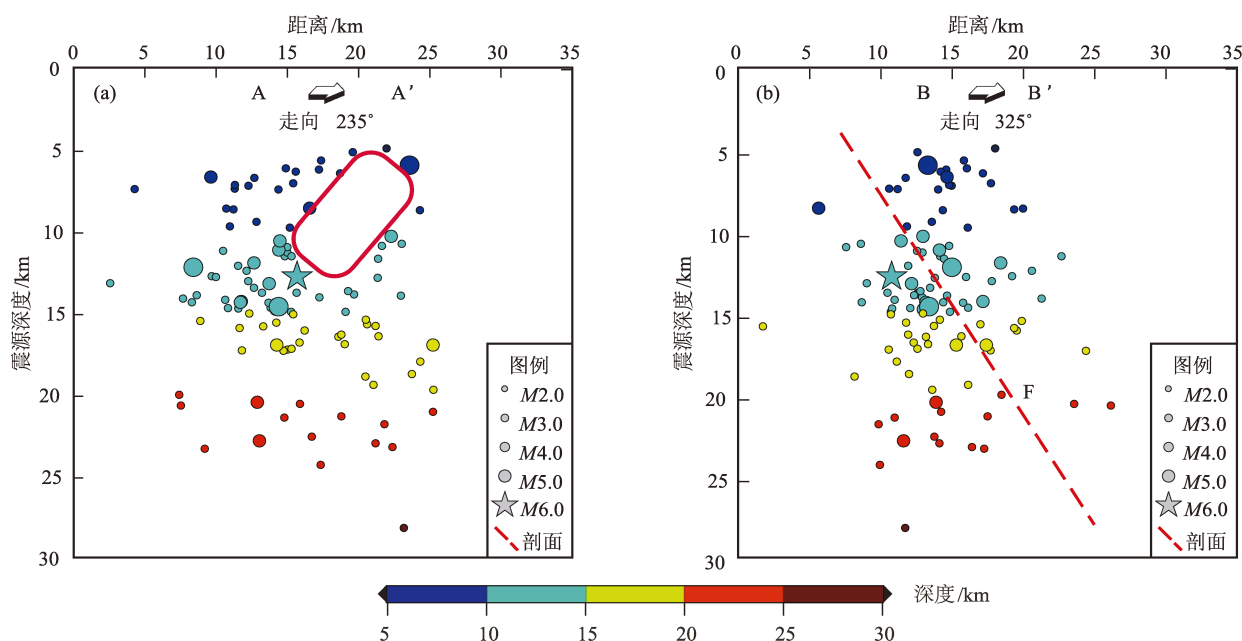


图 7 不同震源深度地震沿  $AA'$  剖面 (a) 和  $BB'$  剖面 (b) 分布

Fig. 7 The focal depths along the cross sections  $AA'$  (a) and  $BB'$  (b)

## 4 震源机制解与构造应力场分析

### 4.1 CAP 方法

CAP (Cut – and Paste) 方法是一种基于区域

台网地震波形记录估计震源参数的全波形地震矩张量解反演方法, 该方法将宽频带地震记录分成体波 (Pnl) 和面波 (Snl) 两个部分, 并赋予不同的权重进行震源机制反演。因为体波部分包含  $sPg$ 、 $sPL$ 、 $sPn$  以及  $sPmP$  等深度震相信息 (罗艳,

2010; 郑勇, 谢祖军, 2017; Dziewonski *et al*, 1981; Ekström *et al*, 2012), 所以使用该方法可获得相对准确的震源矩心深度。由于采用近震拟合, CAP 方法不仅可以提高数据信噪比和反演精度, 还能降低对台站数量和方位角分布的要求 (李志海等, 2014), 同时其反演结果对速度模型和地壳横向变化的敏感性、依赖性也相对较小 (易桂喜等, 2019; 郑勇, 谢祖军, 2017)。本文利用该方法反演比如  $M_s 6.1$  地震序列中  $M_s \geq 3.5$  地震的震源机制解, 并计算震源深度。

#### 4.2 历史地震震源机制解与构造应力场分析

图 8 为 GCMT 网站发布的 1990—2019 年比如地震震中周边地区 33 次  $M_s \geq 4.5$  地震的震中位置与震源机制解, 结果显示有 21 次 (63.6%) 地震震源机制以正断层型为主, 其余以走滑型为主。断层优势走向为近 SN 向或 NE-SW 向, 倾角集中在  $30^\circ \sim 90^\circ$ , 高倾角地震居多, 滑动角主要分布在  $-120^\circ \sim -60^\circ$ 、 $-180^\circ \sim -150^\circ$  和  $-30^\circ \sim 0^\circ$ ; 主压应力  $P$  轴优势方位为 NNE 向, 主张应力  $T$  轴优势方位为近水平的 NWW-SEE 向 (图 9)。从历史地震震源机制结果看, 比如地区断层走向与断层类型比较复杂, 存在多种可能, 但主压应力方向比较明确, 与青藏高原受到的印度洋板块由 SW 向至 NE 向挤压作用一

致, 主张应力方向与区域广泛存在的近 NW 向拉张构造背景吻合, 从 1990 年 6 月 2 日西藏聂荣北  $M_s 5.3$  地震到 2021 年比如  $M_s 6.1$  地震的 31 年间, 区域主张应力与主压力方向未发生明显变化, 说明该区域受到的近 NS 向挤压、近 EW 向拉张的构造应力场是持续且稳定的。

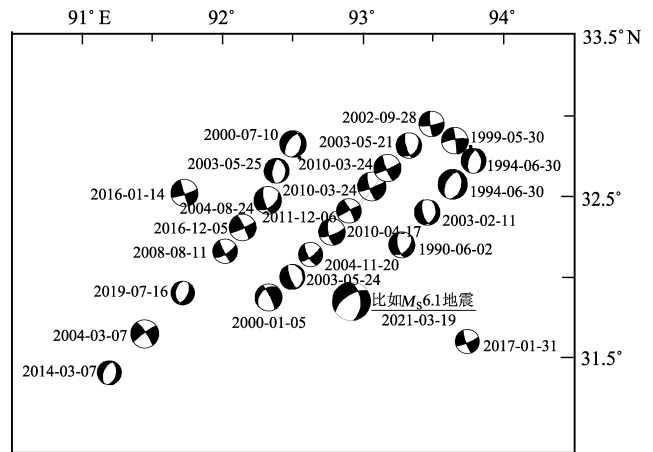


图 8 1990—2019 年比如  $M_s 6.1$  地震周边地区  $M_s \geq 4.5$  地震震源机制解

Fig. 8 The focal mechanisms of the Biru  $M_s 6.1$  earthquake and its surrounding historical earthquakes ( $M_s \geq 4.5$ ) from 1990 to 2019

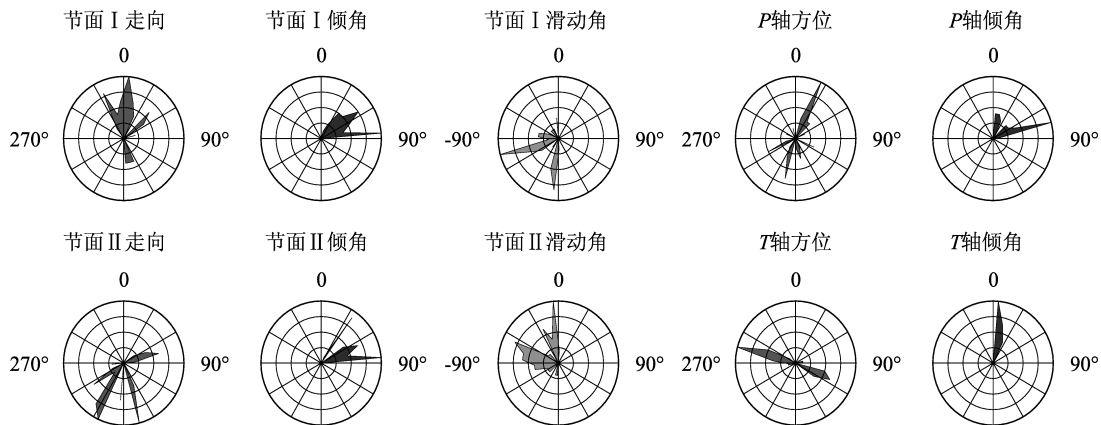


图 9 比如周边历史地震震源机制玫瑰图

Fig. 9 The focal mechanism of the historical earthquakes around the Biru  $M_s 6.1$  earthquake

#### 4.3 震源机制解

利用 CAP 方法反演得到比如  $M_s 6.1$  地震的震源机制解与震源矩心深度 (表 2)。图 10 为比如  $M_s 6.1$  地震的震源机制解随震源深度变化的拟合度分布图。由图可知, 震源深度小于 5 km 时, 震源机制解变化较大; 震源深度为 5 ~ 23 km 时, 震源机制解随深度的变化很小, 反演结果稳定; 当震

源矩心深度为 9.3 km 时, 反演残差达到极小值。图 11 展示了比如  $M_s 6.1$  地震的理论地震图与观测波形拟合图。在 40 个拟合分量中, 95% 的分量相关系数大于 0.7, 80% 的分量相关系数大于 0.8, 二者具有较好的拟合关系。

由于不同机构采用资料和方法不同, 得出的震源机制解是离散的, 尤其以  $T$  轴的不确定性范

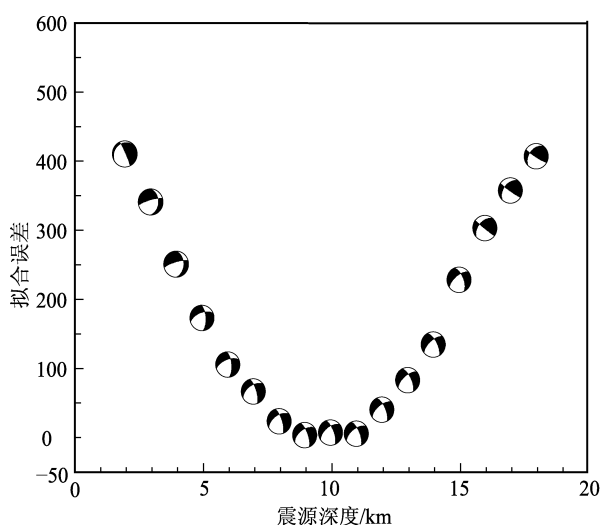


图 10 比如  $M_s6.1$  地震震源机制反演误差随深度分布  
Fig. 10 The variation of inversion error with depth of the focal mechanism of the Biru  $M_s6.1$  earthquake

围为最大 (图 12)。图 12a 中的黑色弧线表示中心震源机制的两个节面, 绿色弧线覆盖区域为其不确定范围; 红色、蓝色和黄色的点表示中心震源机制解的  $P$  轴、 $T$  轴和  $B$  轴, 其周围对应颜色的封闭曲线表示其不确定性范围; 绿点和黑点表示各家机构得到的震源机制的  $P$  轴和  $T$  轴的投影; 紫色弧线表示各机构得到的震源机制节面。图 12b 中的压缩区域和膨胀区域分别用蓝色和红色表示。

为了比较多个震源机制解的离散度和分析本文震源机制解的可靠性, 笔者采用万永革 (2019) 提出的最小三维空间旋转角方法, 将待定震源机制中心解与所有震源机制解的最小空间旋转角的平方和作为目标函数, 分别以各个机构的震源机制解作为初始解, 应用 Levenberg - Marquardt (LM) 算法进行快速迭代寻找最优解, 比较得到标准差最小的解作为多个震源机制解的中心解 (表 3)。

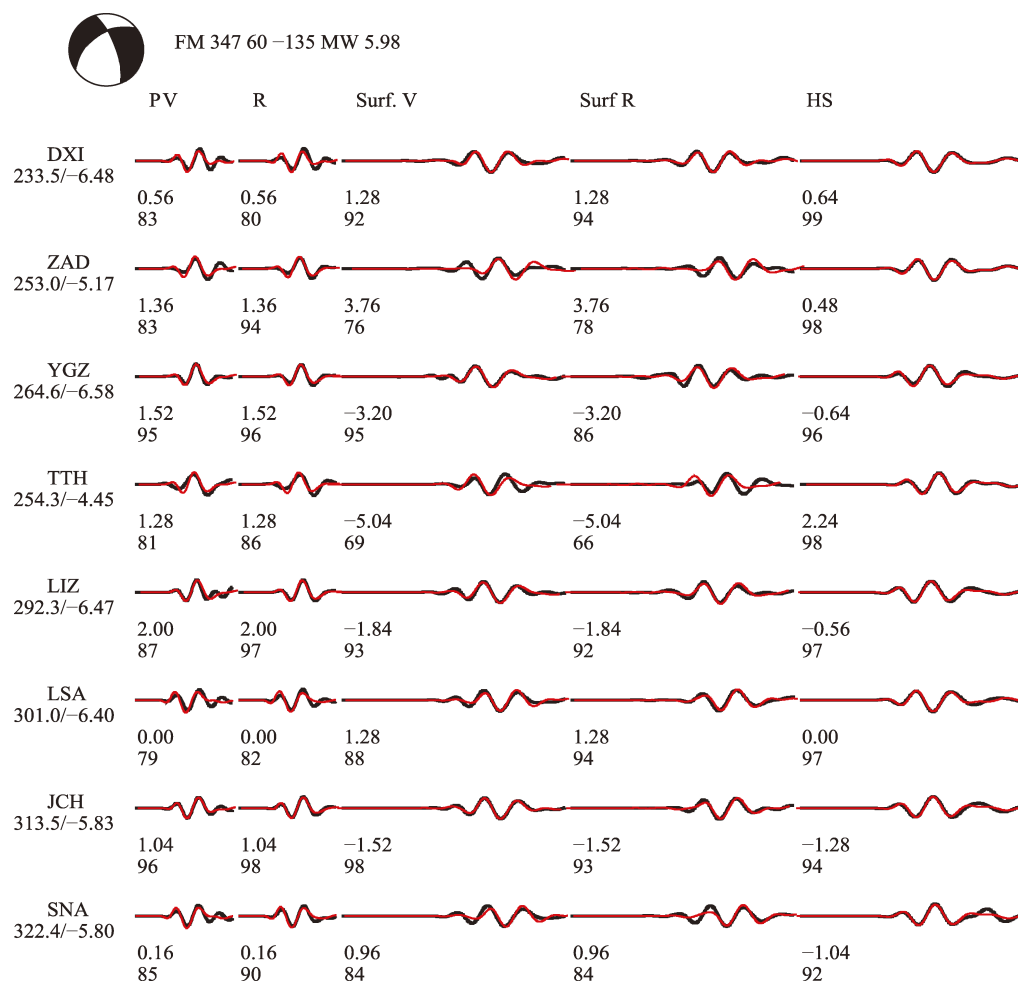


图 11 比如  $M_s6.1$  地震的理论地震图 (红线) 与观测波形拟合图 (黑线)

Fig. 11 The fitting diagram of the synthetic (red line) and the observed waveforms (black line) of the Biru  $M_s6.1$  earthquake



表 3 不同机构和本文给出的比如  $M_s6.1$  地震震源机制反演结果

Tab. 3 The inverted focal mechanisms of the Biru  $M_s6.1$  earthquake from institutions and the author

资料 来源	震中位置		震源		节面I			节面II			P 轴		T 轴		B 轴		标准差
	$\phi_N/$	$\lambda_E/$	深度/ km	$M_w$	走向/ ( $^{\circ}$ )	倾角/ ( $^{\circ}$ )	滑动角/ ( $^{\circ}$ )	走向/ ( $^{\circ}$ )	倾角/ ( $^{\circ}$ )	滑动角/ ( $^{\circ}$ )	方位/ ( $^{\circ}$ )	倾角/ ( $^{\circ}$ )	方位/ ( $^{\circ}$ )	倾角/ ( $^{\circ}$ )	方位/ ( $^{\circ}$ )	倾角/ ( $^{\circ}$ )	
	( $^{\circ}$ )	( $^{\circ}$ )															
USGS	31.924	92.915	11.5	5.69	17	37	-113	225	56	-74	178	73	303	10	36	14	13.237 763
GCMT	31.85	92.92	19.4	5.80	354	50	-142	237	62	-47	199	52	298	7	33	37	13.237 958
GFZ	31.88	92.89	8.0	5.70	358	39	-138	233	64	-58	186	58	301	15	39	28	13.237 735
本文	31.924	92.835	12.8	5.98	347	60	-135	230	52	-39	203	52	107	5	14	38	13.237 727
中心解	—	—	—	—	357.56	45.92	-133.57	231.38	58.64	-54.56	194.83	59.31	296.98	7.12	31.06	29.68	—

注：中心解表示由 USGS、GCMT、GFZ 及本文震源机制解求出的震源机制中心解。

经过计算，以本文震源机制解作为初始解得到的中心震源机制解的标准差最小。压应力  $P$  轴的不确定范围：走向为  $173.12^{\circ} \sim 212.01^{\circ}$ 、倾角为

$50.63^{\circ} \sim 67.76^{\circ}$ ；张应力  $T$  轴的不确定范围：走向为  $284.50^{\circ} \sim 309.50^{\circ}$ 、倾角为  $-3.68^{\circ} \sim 18.05^{\circ}$ ； $B$  轴的不确定范围：走向为  $18.58^{\circ} \sim 43.58^{\circ}$ 、倾角为  $22.78^{\circ} \sim 37.61^{\circ}$ 。

在表 3 列出的不同机构的震源机制解中以本文结果标准差最小，且各节面参数在区域历史地震震源机制解的优势分布范围内，说明本文结果是可靠的，可以作为分析比如  $M_s6.1$  地震发震构造的依据。需要指出的是，LM 算法是一种信赖域算法，迭代计算前必须选定一个接近“真实解”的初始解对目标函数进行建模近似，求取近似最优解；当使用不同的初始值时，得到的结果也存在差别。因此，标准差最小的震源机制解随选取的震源机制样本不同而变化，当选择不同机构的震源机制解进行迭代反演时结果可能会有所改变。

表 4 列出了比如  $M_s6.1$  地震序列中  $M_s \geq 3.5$  余震的震源机制解和震源深度反演计算结果。从表中可以看出这 4 次较大余震的震源机制类型与主震一致，均为正断型地震，部分地震具有少量正断运动分量，走向略有差异，既有 NNE 向，也有 NNW 向。余震震源机制不同反映出区域应力在主震发生后不同时间、不同位置的应力调整变化。

5 发震构造初步分析

安多南缘断裂是安多—错那湖盆地的南部边界，长约 40 km，走向  $NE50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ ，该断裂历史上未有 6 级以上地震记载。吴中海等（2005）根据实地地表调查，未发现晚更新世以来冲、洪积扇所形成的年轻断层崖，认为该断裂的活动主要集中在晚更新世之前。根据重新定位结果，距离比如  $M_s6.1$  地震震中最近的断裂为安多南缘断裂，

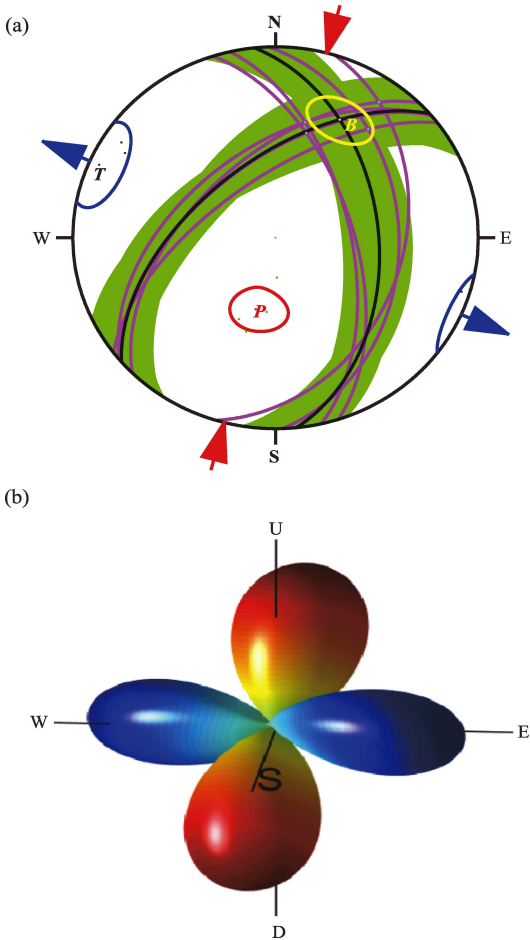


图 12 比如  $M_s6.1$  地震的中心震源机制解 (a) 及空间三维辐射花样 (b)

Fig. 12 The central focal mechanism of the Biru  $M_s6.1$  earthquake (a) and its 3 - D radiation pattern (b)

表4 比如  $M_s 6.1$  地震序列中  $M_s \geq 3.5$  地震的震源机制反演结果Tab. 4 The inverted focal mechanisms of the  $M_s \geq 3.5$  earthquakes in the Biru  $M_s 6.1$  earthquake sequence

$M_s$	发震时间		最佳拟合 震源深度/ km	节面 I			节面 II			P 轴		T 轴		B 轴	
	年-月-日	时:分:秒		走向/ (°)	倾角/ (°)	滑动角/ (°)	走向/ (°)	倾角/ (°)	滑动角/ (°)	方位/ (°)	倾角/ (°)	方位/ (°)	倾角/ (°)	方位/ (°)	倾角/ (°)
4.2	2021-03-23	01:23:34	6.5	349	57	-108	200	37	-65	215	72	92	10	359	15
4.7	2021-04-07	05:48:37	7.5	321	59	-114	182	39	-56	185	67	68	11	334	20
4.0	2021-04-07	05:55:48	9.5	3	23	-109	204	68	-82	127	66	287	23	21	7
3.6	2021-05-17	12:37:28	6.2	334	40	-161	229	78	-51	177	44	291	23	40	37

震中距约 11 km, 大部分余震 (含 3 次  $M_s \geq 4.0$  强余震) 沿 NE55° 分布, 与吴中海等 (2005) 现场考察的安多南缘断裂走向吻合。

重新定位得到主震的震源深度为 12.8 km, CAP 反演得到主震的矩心深度为 9.3 km, 两者深度差异达到 3.5 km。吴忠良等 (2002) 在研究全球 CMT 目录时发现逆冲型和正断型浅源地震的震源起始深度一般大于矩心深度。这个现象可能反映了主震破裂起始于深部然后向浅部发展 (王烁帆等, 2019; 郑秀芬等, 2009)。

本文震源机制解与 USGS、GCMT、GFZ 等机构的震源机制解及不同机构确定的中心解 (表 2) 对比显示, 比如  $M_s 6.1$  地震是 1 次正断兼走滑型地震, 节面 I 为 NNW-SSE 向正断兼右旋走滑断层, 节面 II 为 NE-SW 向正断兼左旋走滑断层。结合重新定位后余震分布、深度剖面及构造背景等分析, 认为安多南缘断裂可能是比如  $M_s 6.1$  地震的主要发震构造, 断层面为节面 II (走向 230°、倾角 52°、滑动角 -39°), 主压应力轴走向为 NE-SW 向 (203°)、倾角 52°; 主张应力轴走向为 NW-SE 向 (107°), 倾角 5°。

## 6 结论

本文采用双差定位方法对比比如  $M_s 6.1$  地震序列中 141 次  $M_L \geq 2.0$  地震进行了重新定位, 利用 CAP 波形反演方法得到主震震源机制解和矩心深度, 初步分析了此次地震的发震构造及断层, 主要得到以下结论:

(1) 1990—2019 年比如周边地区 33 次  $M_s \geq 4.5$  地震的震源机制解结果显示, 近 2/3 的地震震源机制以正断层型为主, 其余地震为兼有正断分量的走滑型, 说明该区域地震活动受到正断层活动断裂带的控制。主压应力  $P$  轴优势方位为 NNE

向, 主张应力  $T$  轴优势方位为近水平的 NNW-SEE 向, 构造应力场呈现近 NS 向挤压、近 EW 向水平拉张的特征。

(2) 重新定位后地震呈现条带状分布特征, 优势展布方向为近 NE 向, 主震震中位置为: (31.924°N, 92.835°E), 震源深度 12.8 km。深度剖面显示, 在主震右上部存在明显的破裂空区, 空区外部的地震沿深度剖面基本呈均匀分布, 并且在震中平面图 BB' 剖面两侧地震分布数量存在显著差异, 初始定位结果中也存在类似现象。推测在空区内可能存在强度较大的障碍物, 阻断了地震破裂向此方向传播, 使得 15 km 深度以内区域地震破裂不均匀。

(3) 通过 CAP 方法反演不同震源深度地震的震源机制, 得到拟合误差最小时主震矩心深度为 9.3 km, 矩震级为 5.98, 震源机制解为节面 I 走向 347°、倾角 60°、滑动角 -135°, 节面 II 走向 230°、倾角 52°、滑动角 -39°, 与区域历史地震震源机制相符。综合重新定位、震源机制及地质构造背景等分析, 认为 2021 年比如  $M_s 6.1$  地震发震构造可能是 NE 走向且具有左旋运动性质的安多南缘断裂, 断层的节面可能为走向 230°、倾角 52°、滑动角 -39°。

本文大部分图件使用了 Wessel 和 Smith 的 GMT 软件绘制, 青海与西藏数字地震台网提供了地震观测资料, 在此表示诚挚的谢意。

## 参考文献:

- 艾印双, 郑天愉. 1997. 青藏高原地震活动及其构造背景[J]. 地球物理学进展, 12(2): 30-40.
- 陈翰林, 赵翠萍, 修济刚, 等. 2009. 龙滩水库地震精定位及活动特征研究[J]. 地球物理学报, 52(8): 2035-2043.
- 邓起东, 张培震, 冉永康, 等. 2002. 中国活动构造基本特征[J]. 中国科学: 地球科学, 32(12): 1020-1030.

- 房立华, 吴建平, 王未来, 等. 2013. 四川芦山  $M_s7.0$  级地震及其余震序列重新定位[J]. 科学通报, 58(20): 1901–1909.
- 韩同林. 1987. 西藏活动构造[M]. 北京: 地质出版社.
- 韩同林. 1995. 关于“对《西藏活动构造》一书中有关问题讨论”的答复[J]. 地质论评, 3: 96–98.
- 李乐, 陈棋福, 陈颢, 等. 2007. 首都圈地震活动构造成因的小震精定位分析[J]. 地球物理学报, 22(1): 34–34.
- 李永华, 吴庆举, 田小波, 等. 2006. 青藏高原拉萨及羌塘块体的地壳结构研究[J]. 地震学报, 28(6): 586–595.
- 李志海, 郑勇, 谢祖军, 等. 2014. 2012 年 6 月 30 日新疆新源—和静  $M_s6.6$  地震发震构造初步研究[J]. 地球物理学报, 57(2): 449–458.
- 李志伟, 黄志斌, 王晓欣, 等. 2015. USGS 地震目录中 4~5 级震源深度异常地震可靠性初步研究: 以南北地震带若干地震为例[J]. 地球物理学报, 58(4): 1236–1250.
- 梁姗姗, 雷建设, 徐志国, 等. 2018. 2017 年四川九寨沟  $M_s7.0$  强震的余震重定位及主震震源机制反演[J]. 地球物理学报, 61(5): 2163–2175.
- 刘亢, 李海兵, 王长在, 等. 2018. 基于小震定位与震源机制解信息的阿尔金断裂带东段构造转换研究[J]. 地球物理学报, 61(11): 4459–4474.
- 刘巧霞, 杨卓欣, 莘海亮, 等. 2012. 玉树  $M_s7.1$  级地震部分余震重新定位及发震构造分析[J]. 地球物理学报, 55(1): 146–154.
- 刘兆才, 万永革, 黄骥超, 等. 2019. 2017 年精河  $M_s6.6$  地震邻区构造应力场特征与发震断层性质的厘定[J]. 地球物理学报, 62(4): 1336–1348.
- 吕政, 李志田. 1989. 唐山地震的震源过程——可能存在的障碍体[J]. 东北地震研究, 5(1): 43–52.
- 罗艳. 2010. 中小地震震源参数研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 5–10.
- 马保起, 苏刚, 侯治华, 等. 2003. 西藏安多北断裂晚第四纪活动的基本特征[J]. 地壳构造与地壳应力文集, (1): 38–44.
- 万永革. 2019. 同一地震多个震源机制中心解的确定[J]. 地球物理学报, 62(12): 4718–4728.
- 王烁帆, 曾祥方, 王向腾, 等. 2019. 发生在新生断裂上的云南景谷地震震源深度及与脆韧性转换带关系探讨[J]. 科学通报, 64(4): 474–484.
- 吴中海, 赵希涛, 吴珍汉, 等. 2005. 西藏安多—错那湖地堑的第四纪地质、断裂活动及其运动学特征分析[J]. 第四纪研究, 25(4): 490–502.
- 吴忠良, 黄静, 周公威. 2002. 震源深度与矩心深度的分布特征及其与震源机制类型之间的关系[J]. 中国地震, 18(4): 337–337.
- 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[J]. 地球物理学报, 64(8): 2657–2670.
- 许昭永, 胡毅力. 1997. 含硬包体试样微破裂图象演变过程的实验研究[J]. 地震学报, 19(3): 317–322.
- 杨智娟, 陈运泰, 郑月军, 等. 2003. 双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用[J]. 中国科学: 地球科学, 33(B04): 129–134.
- 易桂喜, 龙锋, 梁明剑, 等. 2019. 2019 年 6 月 17 日四川长宁  $M_s6.0$  地震序列震源机制解与发震构造分析[J]. 地球物理学报, 62(9): 3432–3447.
- 张广伟, 雷建设, 谢富仁, 等. 2011. 华北地区小震精定位及构造意义[J]. 地震学报, 33(6): 699–714.
- 赵文津, 刘葵, 蒋忠惕, 等. 2004. 西藏班公湖—怒江缝合带: 深部地球物理结构给出的启示[J]. 地质通报, 23(7): 623–635.
- 赵云峰, 王卫东, 祝意青, 等. 2013. 双差地震定位法误差定量分析[J]. 地震研究, 36(2): 178–184.
- 郑秀芬, 欧阳飏, 张东宁, 等. 2009. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑[J]. 地球物理学报, 52(5): 1412–1417.
- 郑勇, 谢祖军. 2017. 地震震源深度定位研究的现状与展望[J]. 地震研究, 40(2): 167–175.
- Dziewonski, A. M., Chou T. A., Woodhouse J. H. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity[J]. Journal of Geophysical Research, 86(B4): 2825–2852.
- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A. M. 2012. The global CMT project 2004–2010: Centroid–moment tensors for 13, 017 earthquakes[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 200–201: 1–9.
- Michelin A., Lomax A. 2004. The effect of velocity structure errors on double–difference earthquake location[J]. Geophysical Research Letters, 31(9): L15614.
- Tapponnier P., Mercier J. L., Armijo R. 1981. Field evidence for active normal faulting in Tibet[J]. Nature, 294(3): 410–414.
- Waldhauser F., Ellsworth W. L. 2002. A double–difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(6): 1353–1368.
- Zhao L. S., Helmberger D. V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(1): 91–104.
- Zhu L. P., Helmberger D. V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(5): 1634–1641.

## Preliminary Study of the Seismogenic Structure of the Biru, Tibet $M_s6.1$ Earthquake

LI Yuli, LI Qilei

(*Qinghai Earthquake Agency, Xining 810001, Qinghai, China*)

### Abstract

The Double – difference location method is used to relocate the Biru, Tibet  $M_s6.1$  earthquake sequence, and the optimized focal parameters of the mainshock and the distribution characteristics of the aftershocks are obtained; the epicenter of the mainshock is located at  $31.924^\circ\text{N}$ ,  $92.824^\circ\text{E}$ , and the focal depth is 12.8 km. The aftershocks are mainly distributed along the NE direction, with a length of 18 km or so. The depth profile in NE direction shows that there is an obvious seismic gap on the upper right part of the mainshock's source, and the earthquakes outside the gap evenly distribute along the depth profile. This may be due to the obstacles in the seismic gap, which block the propagation of seismic ruptures in this direction. By using the CAP (Cut and Paste) waveform inversion method, the following parameters of the Biru earthquake are got: the depth of the optimal moment center of the main shock is 9.3 km. The moment magnitude  $M_w = 5.98$ , and the focal mechanism solutions of the main shock—Nodal plane I has a strike of  $347^\circ$ , an inclination of  $60^\circ$ , a sliding angle of  $-135^\circ$ . Nodal plane II has a strike of  $230^\circ$ , a dip of  $52^\circ$ , a sliding angle of  $-39^\circ$ . P-axis has a strike of  $203^\circ$ , a dip of  $52^\circ$ . T-axis: strike =  $107^\circ$ , inclination =  $5^\circ$ . The difference between the focal depths obtained by the relocation method and the CAP waveform inversion method may reflect that the rupture of the mainshock starts in the deep and then develops to the shallow. The relocated aftershocks' distribution, the focal mechanism solutions of mainshock, the historical earthquakes and geotectonic settings reveal that the normal, left-lateral, and strike-slip fault along the southern margin of the Anduo Basin may be the main seismogenic structure of the Biru  $M_s6.1$  earthquake, and the seismogenic fault plane is nodal plane II.

**Keywords:** the Biru  $M_s6.1$  earthquake; the Double-difference relocation; focal mechanism; seismogenic structure