

滇中主要活断层现今活动性研究^{*}

李长军^{1,2}, 甘卫军^{2♣}, 秦姍兰¹, 郝明¹, 宋尚武¹

(1. 中国地震局第二监测中心, 陕西 西安 710054; 2. 中国地震局地质研究所, 北京 100029)

摘要: 为研究滇中地区主要断层的活动特征, 利用 1999—2007 年和 2011—2017 年 2 期 GPS 观测资料以及地质资料, 基于 Okada 位错模型反演了研究区域主要断层的滑动速率和闭锁深度。结果表明: (1) 红河断裂带的走滑速率为 $(1.5 \pm 1.6) \sim (4.7 \pm 1.5)$ mm/a, 倾滑速率为 $(-3.6 \pm 1.6) \sim (1.9 \pm 2.4)$ mm/a, 断裂南段的活动性更强; (2) 无量山断裂和南华—楚雄—建水断裂的走滑速率为 $(4.0 \pm 1.6) \sim (5.6 \pm 1.5)$ mm/a 和 $(4.8 \pm 1.4) \sim (6.6 \pm 1.6)$ mm/a, 倾滑速率分别为 $(-0.7 \pm 1.5) \sim (0.2 \pm 1.4)$ mm/a 和 $(-5.8 \pm 1.5) \sim (1.7 \pm 1.8)$ mm/a; (3) 红河断裂带元江—元阳段和洱源—弥渡段、无量山断裂带和南华—楚雄—建水断裂带西段处于震间闭锁状态, 闭锁深度分别为 6.8 km, 7 km 和 7.2 km。

关键词: 断层滑动速率; 闭锁深度; GPS; 断层活动性

中图分类号: P315.725

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2018)03-0381-09

0 引言

滇中地区发育有 3 条主要活动断裂带, 分别为红河断裂带、无量山断裂带和南华—楚雄—建水断裂带。对这 3 条断裂带之间的相互关系、运动学特征、变形机制、应变分配特征及其地震危险性的研究, 对于认识青藏高原隆起及周边地壳和块体间变形的运动学和动力学特征, 具有重要的理论和实际意义。

近年来, 大地测量等地球物理技术与方法的发展和完善, 为进一步认识红河断裂带及其周缘区域的变形特征提供了新的契机。基于大地测量资料的研究结果表明, 红河断裂带现今处于弱滑动或强闭锁状态, 其活动速率约为右旋 (0.4 ± 1.6) mm/a, 正断分量为 (1.5 ± 1.3) mm/a (王阎昭等, 2008; Leloup *et al.*, 1993, 1995)。刘耀辉等 (2015) 基于块体模型 (McCaffrey *et al.*, 2005, 2007, 2009) 得到红河断裂带的右旋走滑速率, 北、中、南段分别为 (5.9 ± 1.2) mm/a, (4.8 ± 0.6) mm/a 和 (4.3 ± 0.4) mm/a, 且分别存在 3.3 mm/a, 2.6 mm/a 和 2.3 mm 的速率亏损。王阎昭等 (2008) 的研究结果受观测资料分辨率

所限, 很难给出比较确切的结果; 刘耀辉等 (2015) 受模型的限制, 得到的反演结果与地质上 2 mm/a 的滑动速率相差较大。

为了分析探讨红河断裂带、无量山断裂带和南华—楚雄—建水断裂带现今运动学特征和应变分配状态, 本文以红河断裂带及其周边断裂附近 1999—2007 年和 2011—2017 年 2 期 GPS 速度场为基础资料, 结合断层位错模型 (Okada, 1985; Gan *et al.*, 2000), 反演了上述 3 条主要活动断裂带现今滑动速率和锁定深度。

1 研究区域概况

红河断裂带位于青藏高原横向挤出变形的前缘, 是连接青藏高原东南缘和南海扩张的一级构造。该断裂带在陆—陆碰撞作用的形成和演化过程中, 具有举足轻重的作用。红河断裂带的演化可分为 3 个阶段: 上新世之前以左旋走滑运动为主, 上新世活动方式开始从左旋向右旋转变, 第四纪以来主要是右旋滑动 (Allen, Han, 1984; Zhu *et al.*, 2009; Tapponnier *et al.*, 1990; Leloup *et al.*, 1993, 1995; Schoenbohm *et al.*, 2006; 常祖峰等, 2015)。

* 收稿日期: 2018-04-20.

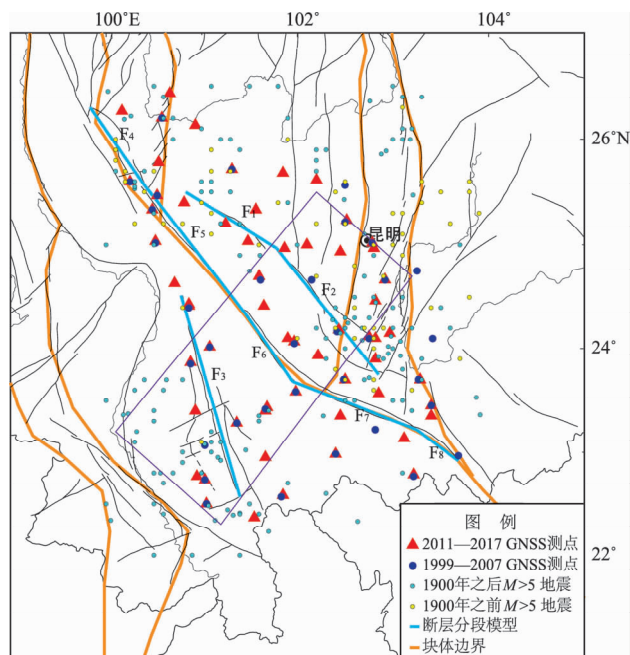
基金项目: 中国地震局地震星火项目 (XH18069) 资助.

♣ 通讯作者: 甘卫军 (1964-), 研究员, 主要从事 GPS 处理和地壳形变研究. E-mail: wjgan@gps.gov.cn.

地球物理研究结果表明,红河断裂两边存在显著的结构差异,断裂带下插到地幔以下 (Wang *et al.*, 2014), 是一条重要的深大边界断裂, 此外, 断裂带底部存在低速异常, 表明介质属性较弱 (Sun *et al.*, 2014)。该断裂带第四纪以来的活动速率约为 2 mm/a (Wang, 1998; 虢顺民等, 2013), 断裂 NW 段包含小部分正断分量, 而在东段有较小的逆冲分量, 总体表现为顺时针旋转和缓慢滑动。古地震研究结果表明, 红河断裂带自晚第四纪以来存在活动, 并伴随有古地震发生, 其北段发生了包括 1652 年弥渡 7 级地震和 1925 年大理 7 级地震在内的 9 次 6.0 级以上地震; 南段存在全新世中、晚期活动的证据 (李西等, 2016); 中段 500 年以内缺少强震, 形成了红河地震空区。现代地震活动性研究表明, 自 1970 年以来红河断裂带中部小震活动性较弱 (Wen *et al.*, 2016), 处于低 b 值高应力区域 (谢卓娟等, 2015)。

在红河断裂带的东西两侧, 发育 2 条第四纪以来比较活跃的断裂带, 即无量山断裂带和南华—楚雄—建水断裂带。无量山断裂带位于红河断裂带以西的兰坪—思茅盆地内, 断裂带由多条断裂组成, 由东至西主要包括磨黑断裂、宁洱断裂、普文断裂和景谷—云仙断裂。该断裂带表现为明显的右旋走滑性质, 历史上发生了 10 次 6 级以上强震及 20 次 5~5.9 级地震, 构成了一条 NW 向地震活动带 (虢顺民等, 1999; 常祖峰等, 2016)。其中, 磨黑断裂的滑动速率为 $1.6 \sim 2.5 \text{ mm/a}$, 宁洱断裂的滑动速率为 $2.5 \sim 2.8 \text{ mm/a}$, 普文断裂的滑动速率为 $1.0 \sim 2.0 \text{ mm/a}$, 景谷—云仙断裂的滑动速率为 $1.3 \sim 1.4 \text{ mm/a}$ 。

南华—楚雄—建水断裂带是由楚雄—南华断裂、曲江断裂和石屏—建水断裂构成的一组斜列的右旋走滑为主的活动断裂带。其中, 楚雄—南华断裂的滑动速率为 $1.6 \sim 2.0 \text{ mm/a}$ (常祖峰等, 2015), 石屏—建水断裂的平均水平滑动速率为 $3.0 \sim 3.6 \text{ mm/a}$ (韩新民等, 1982) 或 $2.8 \sim 5.3 \text{ mm/a}$ (王怡然等, 2015), 曲江断裂晚第四纪以来的水平滑动速率为 $2.3 \sim 4.0 \text{ mm/a}$ (王洋等, 2015; 闻学泽等, 2011)。目前, 红河断裂带主断裂南段地震活动性较低, 而地震活动主要集中在石屏—建水断裂和通海—曲江断裂这一区域附近 (图 1), 比如 1970 年 $M_s 7.7$ 通海地震。



F₁: 南华—楚雄—建水断裂北段; F₂: 南华—楚雄—建水断裂南段; F₃: 无量山断裂带; F₄: 红河断裂北段; F₅: 红河断裂中段; F₆、F₇、F₈: 红河断裂南段

图 1 滇中主要活断层、GPS 观测站点和历史地震分布及断层模型

Fig. 1 Main active faults, GPS stations, historic earthquakes and fault models of the central Yunnan province

2 数据和方法

2.1 GPS 数据及其处理方法

国家重大科技基础设施建设项目“中国地壳运动观测网络” (简称“网络工程”) 和“中国大陆构造环境监测网络” (简称“陆态网络”) 的实施, 为本文提供了较密集的 GPS 观测资料。由于“陆态网络”项目的观测时间从 2009 年开始, 同时为了减小汶川地震的影响, 将观测资料分为 2 段, 第一段为“网络工程”项目的 40 个点 (图 1), 观测时间为 1999—2007 年; 第二段为“网络工程”和“陆态网络”2 个项目总计 50 个点 (图 1), 观测时间为 2011—2017 年。此外, 在进行数值模拟时, 剔除了观测噪声较大的点。数据处理采用 GAMIT/GLOBK 软件 (Herring *et al.*, 2010), 首先利用 GAMIT 获得 GPS 测站坐标、卫星轨道及台站对流层天顶延迟等参数及其方差—协方差矩阵的单日松弛解。为避免因框架和模型的差异所

引起的定位结果差异混同于真实的形变信息，同期的全球 IGS 站及网基准站数据，采用相同的模型和方法进行统一的处理。然后利用 GLOBK 软件（卡尔曼滤波）进行多时段综合解算，以获得网平差结果。在进行 GLOBK 综合解算时，把区域站单日松弛解和全球 IGS 站单日松弛解捆绑在一起，并选取全球均匀分布的 90 多个稳定站（GAMIT/GLOBK 软件提供）为基准点，将区域站速度场固定到 ITRF2008 框架下。最后利用 Altamimi 等（2011）提供的 ITRF2008 框架下欧亚板块欧拉极，获取研究区域相对稳定欧亚板块的水平运动速度场（图 4a，图 5a 中的红色箭头）。

GAMIT 软件处理时采用的处理策略和模型如下：采用轨道的松弛模式，在估算测站位置的同时，允许卫星轨道（IGS 精密星历）和地球自转参数（Bull_ A）有微量的调整；同时参数估计卫星天线的 Z - 偏差。数据处理中涉及到的地球重力场、固体潮和极潮分别采用 EGM08 模型、IERS03

固体潮模型和 IERS10 规范的平均地极模型。海潮引发的测站地壳形变改正采用最新的全球海潮模型 FES2004（Lyard *et al*, 2006），此外，还顾及了海潮导致的地球质心变化。对流层干分量的天顶延迟由 GPT 模型（Boehm *et al*, 2007）计算获得，同时，每个测站每 1 小时估计 1 个参数以改正湿分量导致的天顶延迟，映射函数采用 VMF1（Boehm *et al*, 2006）。考虑了大气的不均匀性，对每个测站的东西向和南北向各附加 1 个大气水平梯度参数。数据误差为卫星截止高度角的函数，函数系数由数据验后残差拟合确定。

2.2 小震活动性资料

为准确给定各断层的锁定深度，在 P、S 波成像确定上述主要活断层深部结构的基础上（Chen *et al*, 2013; Lei *et al*, 2014; Sun *et al*, 2014; Hu *et al*, 2018），笔者还参考了小震精定位的结果（Fang *et al*, 2015），如图 2 所示最终给定的断层深度参数为 20 km。

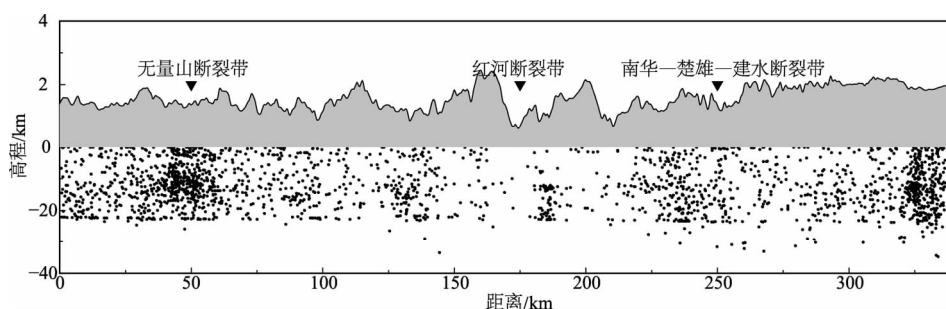


图 2 跨滇中区域的地形高程和小震剖面

Fig. 2 Topography and small earthquakes profile crossing the central Yunnan province

2.3 模型及反演方法

跨断层 GPS 剖面结果表明（图 3），横跨红河断裂带、无量山断裂带和楚雄—南华—建水断裂带速度场平行于断层分量整体呈现出 5 ~ 6 mm/a 的右旋滑动。其中，横跨无量山断裂带和建水断裂带存在明显的震间反“S”型曲线（图 3b）。垂直于断层方向分量的离散度比较大，难以确定速度场整体差异，但在横跨红河断裂带和建水断裂带存在 2 ~ 3 mm/a 的速度差异（图 3b）。

Okada（1985）提出了各向同性弹性半无限空间位错理论，即弹性体内一矩形几何面发生滑动（走滑、倾滑）所引起某一点的位移，与滑动面的滑动量成正比关系，比例系数由该点与滑动面的相对位置、滑动面的几何尺度、倾角、深度和弹性介质性质所确定。若地下有多个矩形滑动

面，则在某一点所引起的位移，就是这些矩形几何面各自滑动所引起的该点位移的叠加，具体计算公式参考 Okada（1985）的研究。在实际应用 Okada 断裂位错模型时，通常将实际断裂带分解成一系列上部断层面闭锁、下部断层面“无限”延伸并自由错动的断层段矩形面的组合。每个断层段矩形面不仅尺度和倾角可以互不相同，闭锁深度、错动量和错动方式也可各有差异。其中，下部断层面无限延伸，即所谓的“深断裂位错模型”（Savage *et al*, 1999; Gan *et al*, 2000, 2007），主要是为了消除有限深度的断层面可能产生的不真实的边界效应。“深断裂位错模型”将错动矩形面看做无限向下延伸，可在某种程度上等价体现深部大范围粘弹性差异拖曳的效果。

在反演过程当中，将各断层段的运动参数向

量作为未知数，断层的锁定深度、走向和倾角给定先验值，以 GPS 观测值作为约束，利用最小二乘原理，使 GPS 速度场的拟合达到最佳，即残差平方和最小，从而确定断层的滑动量。此外，为了确定最优的锁定深度，利用遗传算法，给定不同的闭锁深度先验值，利用残差平方和最小原理，确定最优锁定深度。

本文首先以红河断裂带、无量山断裂带和楚

雄—南华—建水断裂带的空间几何展布为基础，将 3 条断裂带简单地进行分段处理，其中红河断裂分为 5 段，楚雄—南华—建水断裂分为 2 段，无量山断裂未分段（图 1）。其次，基于断层的弹性半空间位错模型（Okada, 1985），利用 1999—2007 年和 2011—2017 年 2 期速度场反演了各断层段的滑动速率（表 2）。其中，断层倾角、滑动速率和断层锁定深度均先验给定（表 1）。

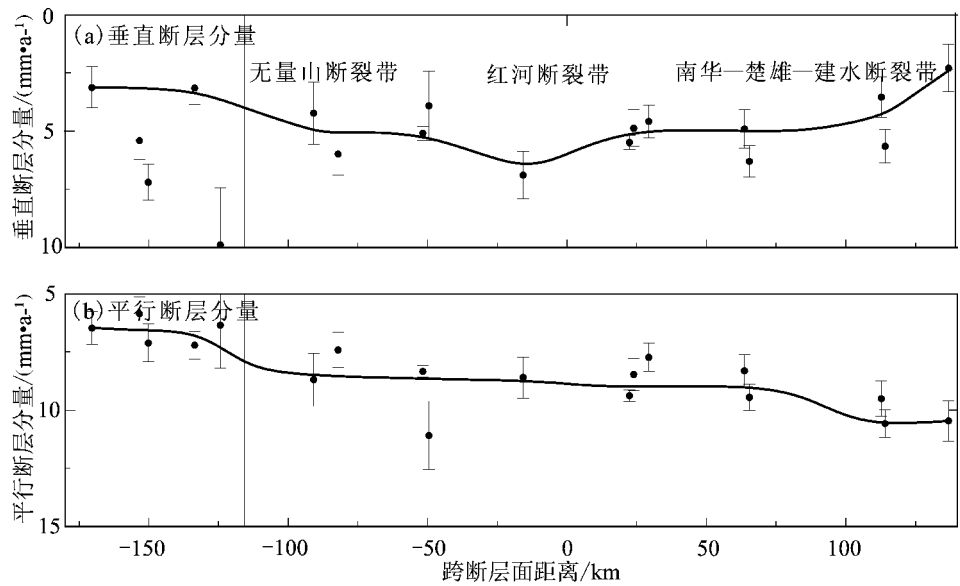


图 3 跨主要断裂的 GPS 观测剖面（基于 2011—2017 速度场结果，1 σ 置信水平）

Fig. 3 Profile of the GPS observation during 2011 – 2017 crossing several main active faults, with 1 σ confidence level

表 1 滇中主要活断层运动学参数

Tab. 1 Kinematic parameters of the main faults in central Yunnan province

编号	断层名称	走滑速率/ ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	倾滑速率/ ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	倾角/ ($^{\circ}$)	数据来源
F ₁	建水断裂带（西）	4.5	2.5	70	王怡然等, 2015; 闻学泽等, 2011
F ₂	建水断裂带（东）	4.5	2.5	70	徐锡伟等, 2005; 常祖峰等, 2015
F ₃	无量山断裂	6.4 ~ 8.7	—	65 ~ 85	虢顺民等, 1999; 常祖峰等, 2016
F ₄	红河断裂带（北）	1.6 ~ 2.6	-1.4 ~ -1	70	
F ₅	红河断裂带（中）	2.4 ~ 3.1	-0.6 ~ -0.17	70	虢顺民等, 2013
F ₆	红河断裂带（南 1）	2.4 ~ 3.2	-0.6 ~ -0.11	70	Wang <i>et al.</i> , 1998
F ₇	红河断裂带（南 2）	2.4 ~ 3.2	-0.6 ~ -0.11	70	(F ₄ ~ F ₈)
F ₈	红河断裂带（南 3）	2.4 ~ 3.2	-0.6 ~ -0.11	70	

注：逆冲为正，拉张为负；右旋为正，左旋为负。

3 反演结果与讨论

2 期速度场的反演结果如表 2 和图 4, 5 所示，其中，图 4a 和图 5a 为 2 期速度场观测值和模型

值，图 4b 和图 5b 为拟合残差。图 4 和图 5 表明，除了红河断裂带北段接近鹤庆—洱源段的少数点之外，其它点的速度场资料在 1 σ 误差范围内均得到很好地拟合。表 2 为 2 期速度场反演的各断层走滑和倾滑速率以及闭锁深度，结果表明，无量山

断裂、南华—楚雄—建水断裂和红河断裂总体以右旋走滑为主，并伴随有较小的正倾滑分量。其中，南华—楚雄—建水断裂带和无量山断裂带的活动性要明显强于红河断裂带。

表2 滇中主要活断层滑动速率模拟结果
Tab.2 Modeled slip rates of the active faults in central Yunnan province

编号	走滑分量/ (mm · a ⁻¹)		倾滑分量/ (mm · a ⁻¹)		2 期平均闭锁深度/km
	1999—2007	2011—2017	1999—2007	2011—2017	
F ₁	4.8 ± 1.4	6.4 ± 1.4	1.7 ± 1.8	-1.3 ± 1.8	10
F ₂	6.6 ± 1.6	6.3 ± 1.5	-2.0 ± 1.6	-5.8 ± 1.5	4.3
F ₃	5.6 ± 1.5	4.0 ± 1.6	-0.7 ± 1.5	0.2 ± 1.4	7
F ₄	2.5 ± 1.9	2.1 ± 1.4	-1.6 ± 1.9	-0.8 ± 2.0	3
F ₅	1.5 ± 1.6	2.7 ± 1.5	-3.6 ± 1.6	-2.6 ± 1.6	10
F ₆	1.7 ± 1.4	3.7 ± 2.0	-1.3 ± 1.6	-3.5 ± 1.5	4
F ₇	3.3 ± 1.7	4.7 ± 1.5	0.5 ± 2.0	-0.7 ± 1.8	12
F ₈	3.2 ± 2.4	4.4 ± 2.5	1.9 ± 2.4	0.1 ± 2.6	5

注：逆冲为正，拉张为负；右旋为正，左旋为负。

3.1 红河断裂带

红河断裂带作为一条深大的边界断裂 (Wang *et al*, 2014)，与金沙江断裂一起构成了川滇菱形块体的西南边界。本文研究结果表明，整体而言，红河断裂带南段 (哀牢山山前断裂和中谷断裂) 的活动性要强于中、北段。北段的 2 期资料反演的右旋走滑和倾滑速率分别为 (单位: mm/a): (2.5 ± 1.9) (2.1 ± 1.4) 和 (-0.7 ± 1.5) (0.2 ± 1.4); 中段的 2 期右旋走滑和拉张速率分别为 (单位: mm/a): (1.6 ± 1.5) (3.2 ± 1.8) 和 (-2.5 ± 1.6) (-3.0 ± 1.6); 南段的 2 期右旋走滑和拉张速率分别为 (单位: mm/a): (3.3 ± 2.0) (4.5 ± 2.0) 和 (1.2 ± 2.2) (-0.3 ± 2.2)。红河断裂带新活动地貌地质证据表明，早更新世以来，红河断裂带北段、中段、南段的水平速率分别为 (单位: mm/a): 1.6, 3.1, 2.6; 中更新世以来的水平活动速率分别为 (单位: mm/a): 1.6 和 2.6 和 3.2; 晚更新世以来的速率分别为 (单位: mm/a): 2.6, 2.4 和 2.4。垂直活动速率为 (单位: mm/a): 早更新世北段、中段、南段的位错速率分别为 (单位: mm/a): 1.6, 0.17 和 0.11; 中更新世速率分别为 (单位: mm/a): 1.08, 0.23 和 0.15; 晚更新世速率分别为 (单位: mm/a): 1.4, 0.6 和 0.6 (虢顺民等, 2013)。本文的结果与地质上和其它研究成果基本一致 (虢顺民等, 2013; 王阎昭等, 2008)。GPS 垂向速度场结果表明 (Pan, Shen, 2017)，红河断裂带北边位于川滇块体西南部的区域以约 1 mm/a 的速率抬升，而

红河断裂带南部块体以大约 1 mm/a 的速率下沉，上述运动可能形成了红河断裂带约 2 mm/a 的拉张变形。

3.2 无量山断裂带

受青藏高原隆起影响，滇西南块体向南运动，中下地壳广泛存在的低速层为块体运动提供了有利条件，但刚性的临沧花岗岩体对其南西运动起着顶托作用，使得东、西两侧块体运动出现差异，且块体运动方向与无量山断裂带呈小角度相交，在此背景下，无量山断裂带表现为水平右旋走滑运动，起着滑动分解应变的作用 (常祖峰等, 2016)。无量山断裂带晚第四纪以来活动特别明显，孕育了 2007 年普洱 6.4 级和 2014 年景谷 M_s6.6 等强震。基于 2 期速度场资料，本研究获得的无量山断裂带右旋走滑速率和倾滑速率分别为 (单位: mm/a): (5.6 ± 1.5) (4.0 ± 1.6) 和 (-0.7 ± 1.5) (0.2 ± 1.4); 与活动构造的 6.4 ~ 8.7 mm/a 总滑动速率 (虢顺民等, 1999; 常祖峰等, 2016) 及其它研究成果得到的 (4.3 ± 1.1) mm/a 基本一致 (王阎昭等, 2008)。

3.3 南华—楚雄—建水断裂带

南华—楚雄—建水断裂带在几何展布上与红河断裂带近乎平行，前人将该断裂带作为哀牢山—红河断裂带中南段的重要分支 (常祖峰等, 2015)，与红河断裂带共同构成了川滇菱形块体的西南边界。断裂带内孕育了 1680 年楚雄 6¼ 级和 1970 通海 M_s7.7 地震等，表明该断裂带现今活动性比较强。本文基于 2 期速度场资料给出其平均右

旋滑动和倾滑速率分别为（单位： mm/a ）： (5.7 ± 1.5) (6.4 ± 1.4) 和 (-0.2 ± 1.7) (-3.5 ± 1.7) ；与地质上的 $2.3 \sim 4.0 \text{ mm/a}$ 的右旋滑动和 $0.6 \sim 1.1 \text{ mm/a}$ 的构造抬升（王洋等，2015），

以及约 4.5 mm/a 的大地测量资料研究结果（王阎昭等，2008；闻学泽等，2011）基本一致。与红河断裂带的活动性相比，南华—楚雄—建水断裂带的活动性明显更强，这与红河断裂带中南段近

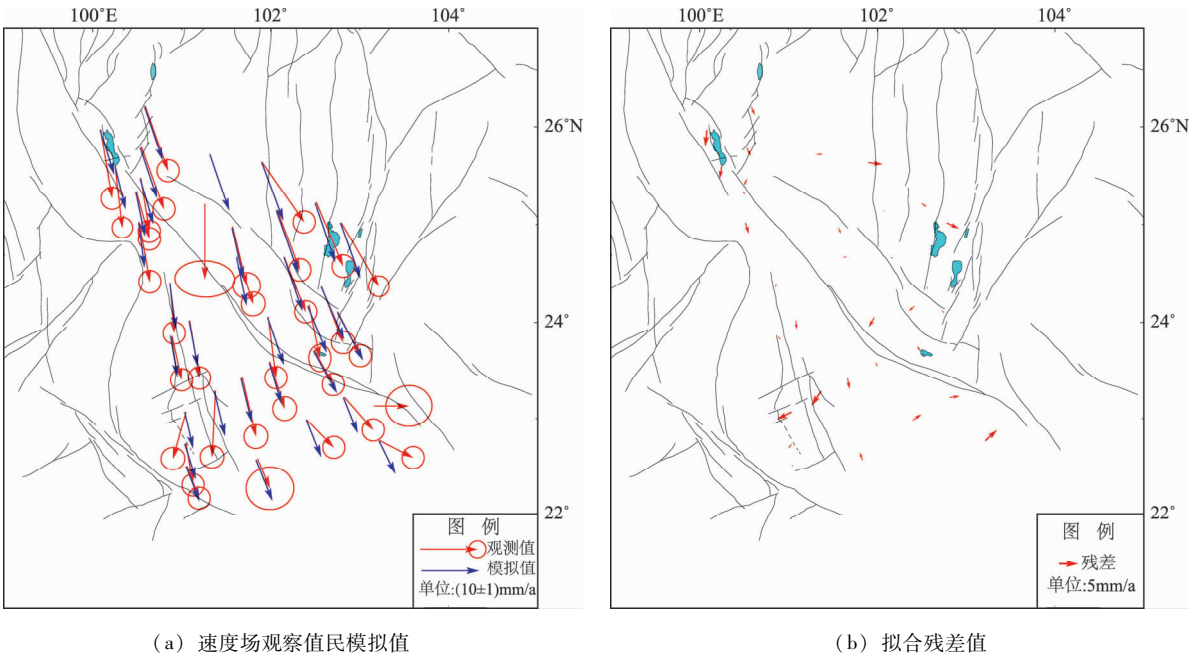


图 4 1999—2007 速度场反演结果（相对于欧亚参考框架，取 1σ 误差椭圆）
Fig. 4 Inversion results from 1999—2007 GPS observations (relative to Eurasia Reference Frame with 1σ confidence level)

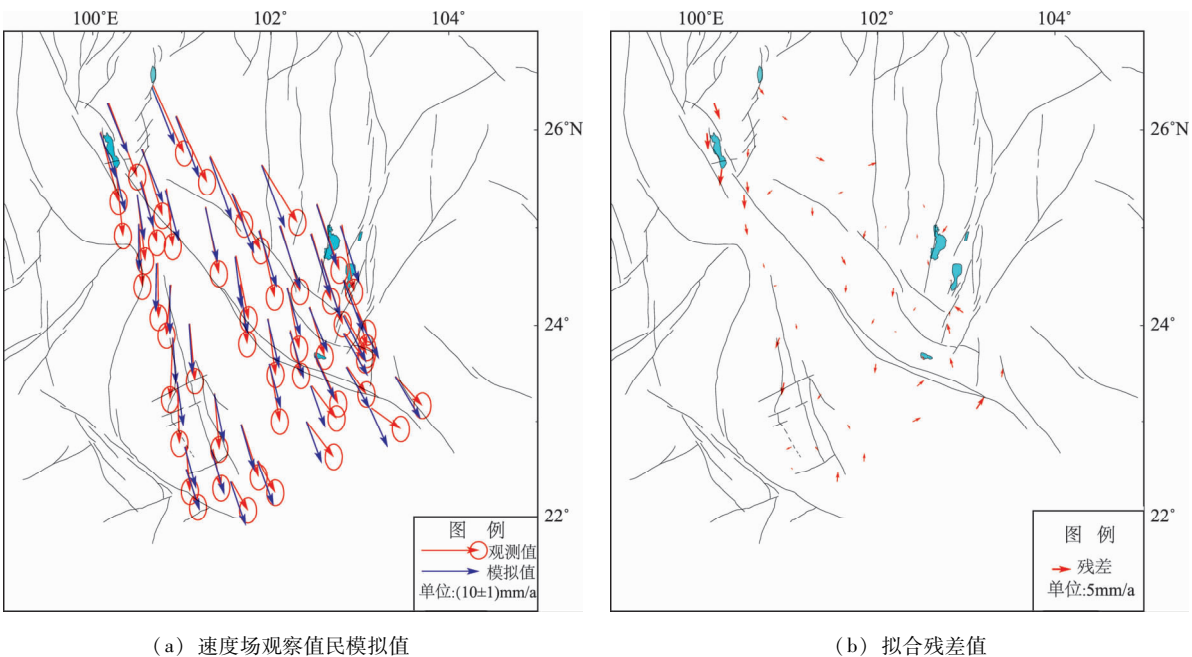


图 5 2011—2017 速度场反演结果（相对于欧亚参考框架，取 1σ 误差椭圆）
Fig. 5 Inversion results from 2011 – 2017 GPS observations (relative to Eurasia Reference Frame with 1σ confidence level)

期的低地震活动性和南华—楚雄—建水断裂带的较强地震活动性现状完全吻合。前人研究认为,位于小江和普渡河断裂西侧的地壳在运动过程中不断发生近东西向的冲断、逆掩,造成地壳的隆升和水平缩短。由于这种构造作用的转换,小江断裂带西盘(川滇块体)的主动向南运动对建水断裂带具有长期强烈的作用,建水断裂带以右行走滑/剪切—横向缩短/逆冲变形的方式吸收与转换小江断裂带西盘的向南运动,从而导致了小江断裂带靠近红河段活动性的骤减和南华—楚雄—建水断裂带的活动性增强(Wang, *et al*, 1998; 闻学泽等, 2011)。

3.4 断层锁定深度

利用2期资料,反演得到红河断裂带的平均闭锁深度为6.8 km,闭锁程度最强的区域为元江—元阳段(F_6)和洱源—弥渡段(F_3),与M7圈定的地震危险区和Wen等(2016)的结果相符。南华—楚雄—建水断裂带的平均闭锁深度为7.2 km,断裂北段(F_1)的闭锁深度要高于断裂南段(F_2);无量山断裂带的平均闭锁深度为7 km。

3.5 讨论

基于1999—2007年和2011—2017年2期GPS速度场观测资料,反演了滇中地区主要活断层现今滑动速率和平均闭锁深度。反演结果中,2期资料的结果存在一定的差异,主要原因可能来自于观测数据和大地震的影响。为减小汶川地震对反演结果的影响,笔者将数据分成了2段,剔除了汶川地震之后一年的观测数据。因此,这种差异可能主要来自于数据质量和观测点的空间分布,图4a, 5a给出了研究区域的观测站点分布,红河断裂带西北—中段100 Km范围内缺少观测数据,很难准确地约束断裂带的震间和细部变形特征。作为M7(2016—2025地震危险区划图)圈定的主要地震危险区,要进一步研究红河断裂带的地震危险性及其与周边断裂带之间的应变特征,还需要布设更详细的近断层观测剖面。

感谢匿名审稿人对本文提供的指导,本文使用的画图软件为GMT,在此对研发团队表示感谢。也感谢中国地震局第二监测中心和地质所各位老师 and 师兄的指导和帮助。

参考文献:

- 常祖峰,常昊,李鉴林,等. 2015. 楚雄—南华断裂晚第四纪活动与1680年楚雄6 $\frac{1}{2}$ 级地震[J]. 中国地震, 31(3): 492–500.
- 常祖峰,陈晓利,陈宇军,等. 2016. 景谷 M_s 6.6 地震同震地表破坏特征与孕震构造[J]. 地球物理学报, 59(7): 2539–2552.
- 魏顺民,向宏发,计凤桔,等. 2013. 云南红河断裂带地质图: 1:50000 [M]. 北京:地震出版社: 1–21.
- 魏顺民,向宏发,周瑞琦,等. 1999. 滇西南龙陵—澜沧断裂带——大陆地壳上一条新生的破裂带[J]. 科学通报, 44(19): 2118–2121.
- 韩新民,柴天俊,肖九安,等. 1982. 石屏—建水断裂中段的新活动与地震[J]. 地震研究, 5(2): 220–225.
- 李西,冉勇康,陈立春,等. 2016. 红河断裂带南段全新世地震活动证据[J]. 地震地质, 38(3): 596–604.
- 刘耀辉,李金平,王刘伟,等. 2015. 红河断裂带闭锁程度和滑动亏损分布特征研究[J]. 测绘工程, 24(8): 20–22.
- 王闯昭,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[J]. 中国科学: 地球科学, 38(5): 582–597.
- 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[J]. 地震地质, 27(3): 446–461.
- 王洋,张波,侯建军,等. 2015. 曲江断裂晚第四纪活动特征及滑动速率分析[J]. 地震地质, 37(4): 1177–1192.
- 王怡然,李有利,司苏沛. 2015. 石屏—建水断裂水平错断河流的几何特征与断层活动性研究[J]. 第四纪研究, 35(1): 100–108.
- 闻学泽,杜方,龙锋,等. 2011. 小江和曲江—石屏两断裂系统的构造动力学与强震序列的关联性[J]. 中国科学: 地球科学, 41(5): 713–724.
- 谢卓娟,李山有,吕悦军,等. 2015. 滇西南地区主要活动断裂的b值空间分布特征[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 40(10): 1755–1766.
- Allen C R, Han Y. 1984. Study of the quaternary activities of the red river fault (II) – its features of activity, slip rate and recurrence intervals of earthquakes[J]. Journal of Seismological Research, 41(1): 170–177.
- Altamimi X, Collilieux X, Metivier L. 2011. ITRF2008: An Improved Solution of the International Terrestrial Reference Frame[J]. Journal of Geodesy, 85(8): 457–473.
- Boehm J, Heinkelmann R, Schuh H. 2007. Short Note: A global Model of Pressure and Temperature for Geodetic Applications[J]. Journal of Geodesy, 81(10): 679–683.
- Boehm J, Werl B, Schuh H. 2006. Troposphere Mapping Functions for GPS and Very Long Baseline Interferometry from European Centre for Medium – Range Weather Forecasts Operational Analysis Data [J]. J Geophys Res, 111(B2): 1–9.
- Chen Y, Zhang Z, Sun C, *et al*. 2013. Crustal anisotropy from Moho converted Ps wave splitting analysis and geodynamic implications beneath the eastern margin of Tibet and surrounding regions[J]. Gond-

- wana Research, 24(3-4): 946-957.
- Fang L, Wu J, Wang W, *et al.* 2015. Aftershock observation and analysis of the 2013 $M_s 7.0$ Lushan earthquake [J]. Seismological Research Letters, 86(4): 1135-1142.
- Gan W, Svarc J L, Savage J C, *et al.* 2000. Strain accumulation across the Eastern California Shear Zone at latitude $36^{\circ}30'N$ [J]. J Geophys Res, 105(B7): 16229-16236.
- Gan W, Zhang P, Shen Z K, *et al.* 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements [J]. J Geophys Res, 112(B8): 582-596.
- Herring T A, King R W, McClusky S C. 2010. GAMIT Reference Manual, Release 10.4 [M]. Cambridge: Mass. Inst. of Technol.
- Hu J, Badal J, Yang H, *et al.* 2018. Comprehensive crustal structure and seismological evidence for lower crustal flow in the southeastern margin of Tibet revealed by receiver functions [J]. Gondwana Research, 55: 42-59.
- Lei J, Li Y, Xie F, *et al.* 2014. Pn anisotropic tomography and dynamics under eastern Tibetan plateau [J]. J Geophys Res, 119(3): 2174-2198.
- Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, *et al.* 1993. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan [J]. J Geophys Res, 98(B4): 6715-6743.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, *et al.* 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina [J]. Tectonophysics, 251(1-4): 3-10.
- Lyard F, Lefevre F, Letellier T, *et al.* 2006. Modelling the Global Ocean Tides: Modern Insights from FES2004 [J]. Ocean Dynamics, 56(5): 394-415.
- McCaffrey R, Qamar A I, King R W, *et al.* 2007. Fault Locking, Block Rotation and Crustal Deformation in the Pacific Northwest [J]. Geophys J Int, 169(3): 1315-1340.
- McCaffrey R. 2005. Block Kinematics of the Pacific-North America Plate Boundary in the Southwestern US from Inversion of GPS, Seismological, and Geologic Data [J]. J Geophys Res, 110(B7): 1-27.
- McCaffrey R. 2009. Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia [J]. Geophys Res Lett, 36(36): 2497-2502.
- Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 75(2): 1018-1040.
- Pan Y, Shen W B. 2017. Contemporary crustal movement of southeastern Tibet: Constraints from dense GPS measurements [J]. scientific Reports, 7.
- Savage J C, Svarc J L, Prescott W H. 1999. Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area [J]. J Geophys Res, 104(B3): 4995-5002.
- Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Liang Z C. 2006. Propagation of surface uplift, lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau [J]. Geology, 34(10): 813.
- Sun X, Ban X, Xu M, *et al.* 2014. Crustal structure beneath SE Tibet from joint analysis of receiver functions and Rayleigh wave dispersion [J]. Geophys Res Lett, 41(5): 1479-1484.
- 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 [J]. Nature, 343(6257): 431-437.
- Wang E. 1998. Late cenozoic Xianshuihe/Xiaojiang and Red River fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China [J]. Special Paper of the Geological Society of America, 327: 1-108.
- Wang W, Wu J, Fang L H, *et al.* 2014. S wave velocity structure in southwest China from surface wave tomography and receiver functions. J Geophys Res, 119(2): 1061-1078.
- Wen X Z, Ma S L, Du F, *et al.* 2016. Fault Activity, Seismicity and GPS Deformation of the Seismic Gap along the Red River Fault Zone (RRFZ) in Yunnan, China [C]//EGU General Assembly Conference Abstracts, 18: 3202.
- Zhu M, Graham S, Mchargue T. 2009. The Red River Fault zone in the Yinggehai Basin, South China Sea [J]. Tectonophysics, 476(3-4): 397-417.

Present – day Activity of the Main Active Faults in Central Yunnan Area

LI Changjun^{1,2}, GAN Weijun², QIN Shanlan¹, HAO Ming¹, SONG Shangwu¹

(1. *The Second Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Xi'an 710054, Shaanxi, China*)

(2. *Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*)

Abstract

To analyze characteristics of the main active faults in the central Yunnan province, we inverted slip rates and lock depths of the main fault zones according to Okada's fault dislocation model based on GPS observations during 1999 – 2007, 2011 – 2017 and geologic slip rates. Our results are as follows: (1) the strike – slip rate of the Red River fault is about $(1.5 \pm 1.6) \sim (4.7 \pm 1.5)$ mm/a and the dip – slip rate is $(-3.6 \pm 1.6) \sim (1.9 \pm 2.4)$ mm/a, while the southern segment is more active than other parts. (2) the strike – slip rates of the Nanhua – Chuxiong – Jianshui fault and the Wuliangshan fault are $(4.8 \pm 1.4) \sim (6.6 \pm 1.6)$ mm/a and $(4.0 \pm 1.6) \sim (5.6 \pm 1.5)$ mm/a, respectively. And the dip – slip rates are $(-5.8 \pm 1.5) \sim (1.7 \pm 1.8)$ mm/a and $(-0.7 \pm 1.5) \sim (0.2 \pm 1.4)$ mm/a, respectively. (3) the Yuanjiang – Yuanyang and Eryuan – Midu segments of the Red River fault, the Wuliangshan fault zone, and the western part of the Nanhua – Chuxiong – Jianshui fault are locked, with locking depths of 6.8 km, 7 km, and 7.2 km, respectively.

Keywords: fault slip rates; locking depth; GPS; fault activity