论 文

2008年8月30日攀枝花 $M_s6.1$ 地震序列深度及震源区应力特征

罗艳^{1*}, 赵里², 田建慧¹

1. 中国地震局地震预测研究所, 地震预测重点实验室, 北京 100036;

2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

* 通讯作者, E-mail: luoyan.wind@gmail.com

收稿日期: 2018-07-01; 收修改稿日期: 2019-06-23; 接受日期: 2019-07-10; 网络版发表日期: 2019-10-16

中国地震局地震预测研究所基本科研业务费专项项目(编号: 2015IES010302)、国家自然科学基金项目(批准号: 41104032)和大地测量与地球动力学国家重点实验室开放基金项目(编号: SKLGED2018-4-3-E)资助

摘要 对2008年8月30日攀枝花 $M_s6.1$ 地震序列发震层深度以及震源区及其周围应力特征进行了研究. 利用近震深度震相sPL测定了24个3级以上攀枝花地震序列的震源深度, 并使用近震波形反演方法测定震源区周围232个地震震源深度. 主震的震源深度~12km, 大多数3级以上余震分布在12~18km深度范围, 发生在脆性上地壳. 使用面波和体波三分量波形拟合方法分析了攀枝花地震序列震源区周缘3.0级以上地震, 共得到232个可靠的震源机制解, 其结果显示震源区以走滑型地震为主, 但在块体交界带的局部地区震源机制表现出多样复杂性. 在震源区开展基于震源机制解的二维构造应力场反演, 研究结果表明, 在震源区所处的滇中块体内部应力分布较为一致, 应力性质主要为走滑型, 方向SE, 与当地GPS地表形变速度场方向基本吻合. 而滇中块体边界以及块体外部地区, 应力性质和应力方向与块体内部存在一定差异. 整个研究区域从NE到SW, 无论是最大主压应力方向还是最小主压应力方向都存在顺时针方向的偏转. 研究结果表明, 研究区构造应力场主要受控于青藏高原物质东移受阻而转向南移动, 导致滇中次级块体向SE方向平移和顺时针转动. 攀枝花地震受SE向水平挤压、NE向水平拉张作用, 在~12km深部发生破裂, 做走滑运动.

关键词 2008年攀枝花地震序列, 深度震相, 震源机制解, 构造应力场

1 引言

研究区位于青藏高原东南缘的川滇菱形块体南部地区, 主要包括滇中次级块体大部、印支块体东北部以及滇东块体西北部. 块体边界发育着规模巨大的一级活动断裂, 包括小江断裂带、红河断裂带, 以及众

多类型丰富的次级活动断裂(如图1所示). 区内的红河断裂带、怒江断裂带、澜沧江断裂带、程海断裂带、金沙江断裂带等均为超壳深断裂. 不同走向的多条断裂带(包括安宁河断裂带、则木河断裂带、小江断裂带、红河断裂带以及丽江-小金河断裂带)围限了滇中次级块体. 滇中次级块体内部还发育有元谋-绿汁江断

中文引用格式: 罗艳, 赵里, 田建慧. 2020. 2008年8月30日攀枝花 $M_s6.1$ 地震序列深度及震源区应力特征. 中国科学: 地球科学, 50: 404–417, doi: [10.1360/N072018-00186](https://doi.org/10.1360/N072018-00186)

英文引用格式: Luo Y, Zhao L, Tian J. 2020. The focal depths of the 2008 Panzhihua earthquake sequence and the stress field in the source region. Science China Earth Sciences, 63: 439–451, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9441-6>

图 1 历史地震活动分布及区域构造背景

插图显示研究区在青藏高原构造区域的位置. 黑色三角表示台站位置, 圆圈表示1976年以来大于 $M_{3.5}$ 历史地震分布, 圆圈颜色代表震源深度, 圆圈大小表示震级大小. 白色粗线代表块体边界, 红色细线条表示活动断裂, 红色五角星表示攀枝花地震序列主震位置

裂、易门断裂和普渡河断裂等, 这些断裂走向近南北, 活动性较弱(徐锡伟等, 2003). 元谋-绿汁江断裂是一条晚更新世-全新世活动断裂, 晚第四纪以来表现为左旋走滑兼挤压逆冲性质, 元谋断裂带中段的昔格达-红格一带, 隐伏于新近系下, 断层面倾角 73° (刘明富, 2008). 该地区构造运动复杂、构造变形强烈、地震活动频繁.

2008年8月30日16时30分在四川攀枝花市与会理县交界处发生 $M_s 6.1$ 地震(以下简称攀枝花地震), 紧接着于2008年8月31日16时31分又发生 $M_L 5.6$ 地震, 截至2010年11月2日, 攀枝花主震区内已发生余震1860次, 其中2.0~2.9级200次、3.0~3.9级26次、4.0~4.9级4次、5.0~5.9级2次. 余震主要沿着SN向展布, 余震密集区长度约30km. 攀枝花地震是自2008年5月12日汶川8级大地震之后发生在云南四川地区又一次重要的地震事件, 主震就发生在滇中次级块体内元谋断裂带中段

的昔格达-红格一带, 为我们研究地震序列、发震层深度、发震断层性质、构造应力背景提供了一个良好的契机.

国内外对此次地震序列已有一些研究成果, 张瑞青等(2008)利用sPn震相研究了这次主震的震源深度, 确定了该次主震的震源深度为17km, 龙锋等(2010)使用CAP(Cut and Paste)方法得到了7个4级以上地震的震源机制解, 确定主震的深度为10km, Wang等(2011)使用sPL近震深度震相测定了7个4级以上地震的震源深度, 确定主震深度为11km, 中国地震台网中心CENC(<http://www.csndmc.ac.cn/newweb/index.jsp>)确定的主震深度19km, 而USGS(http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000gg000/scientific_summary)和GCMT(<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)测定的主震深度分别为17和24km, 各项研究所得到的主震震源机制解差异不大, 但是震源深度还存在较大分歧.

本文针对这次主震及其余震序列,开展中小地震震源深度、机制解等参数研究工作,并进一步探讨震源区及周围区域构造应力分布特征。

大地震的孕育和发生是在一个大区域内应力长期积累并最终在应力集中区导致应变能突然释放的结果(张培震等, 2009),因此地震的震源机制和断层的属性可以很好地约束震源区周围的应力场。我们的目标是对攀枝花地震序列发震层深度、震源区以及周边地区的震源机制解、区域构造应力分布做一个系统分析,从地震学的角度为该区构造环境和构造演化提供更多约束。

2 深度震相测定震源深度

地震深度是描述震源的一个重要参数,可靠的震源深度能更好地约束地震震源位置和发震时刻(Saikia等, 2001);此外,震源深度对判定地震发震断层和探讨发震断层的几何形态也极其重要。但是目前常用的走时方法测定的震源深度,由于受台网密度以及速度结构复杂性和精确性影响较大,在台网稀疏条件下测量精度相对较低,除非有近台的走时数据(震中距和震源深度相当)。而使用地震深度震相来测定震源深度是一种高精度测定震源深度的波形反演方法,利用深度震相与其相应的参考震相走时差对震源深度变化敏感的特性,可以得到较高精度的震源深度。

近震深度震相sPL以及相应的参考震相Pg有时在近震记录上清晰可见,二者走时差对震源深度变化非常敏感,能很好地约束震源深度。sPL震相是上行S波在地表以全反射形式转换而成的P波,基本沿着地表传播(图2a中的红色射线路径)。在实际观测地震图上,sPL震相可能包含了P波在浅部多次转换波及散射波,具有长周期低频特性。sPL震相一般在震中距较近(一般小于70km)台站发育良好,到时介于P波和S波之间,只在径向和垂直向出现,由于沿地表传播,通常径向分量要大于垂直分量。崇加军等(2010)研究表明,在70km震中距内利用单台的sPL震相就可以比较准确地确定震源深度。由于在近距离上发育,sPL是研究小地震震源深度的最有效手段之一。国内已开展大量使用sPL震相测定震源深度的研究工作(罗艳等, 2010, 2011; Wang等, 2011; 李志伟等, 2015)。

攀枝花台站(PZH)距离主震37km,记录到了主震

以及大量余震的地震波形,其中有24个地震($M3.1\sim M6.1$)能观测到清晰的近震深度震相sPL。我们使用FK方法(Zhu和Rivera, 2002)计算了不同深度上双力偶源的三分量格林函数,匹配对应的震源机制解、台站方位角、震中距、震级来计算不同深度上对应的理论波形,并与实际观测波形对比,拟合深度震相sPL,从而获取震源深度。图2b展示了使用sPL近震深度震相测定两个余震2008-08-30, 17:37:46($M3.1$)和2008-09-09, 15:40:23($M3.4$)震源深度的实例。图2b上框图为PZH台站实际观测的三分量波形记录,从图中可以清晰地看到sPL震相出现在径向和垂直分量,表现出长周期低频特性,而切向分量振幅很弱,径向分量的能量比垂直分量强。图2b下框图表示实际波形的径向分量(红色)与不同深度对应的理论波形径向分量(黑色)拟合深度震相sPL。使用FK方法计算1~20km深度对应的理论地震图,如黑线所示,sPL与P波到时差随深度增加近似线性增大。红线代表实际观测波形,震源深度13km(2008-08-30, 17:37:46)和16km(2008-09-09, 15:40:23)对应的理论波形深度震相sPL与实际观测波形拟合最好,而且由图可见,理论波形震源深度在最佳深度上下变化1km,其深度震相sPL明显偏离了实际观测波形的sPL震相,综合考虑模型等其他因素的影响,使用sPL深度震相测定的震源深度误差在2km左右(崇加军等, 2010)。使用相同的方法,测定了攀枝花地震序列中大于 $M3.0$ 的24次地震的震源深度。

沿主震发震断层元谋-绿汁江断裂带走向作一剖面,将重定位前后的地震震源深度进行比较。如图3所示,空心圆圈表示重定位前CENC的深度,实心圆圈表示sPL震相重定位之后的深度,二者的深度差异十分明显。使用sPL波形拟合测定的主震震源深度为12km,使用近震波形反演得到的主震震源深度是11km,与sPL深度震相拟合测定的震源深度接近。我们的研究结果显示,攀枝花地震序列大多数3级以上余震分布在12~18km深度范围(图3)。

3 波形反演震源机制解和震源深度

震源机制解反映了区域应力状态,是研究区域构造应力的基础。震源机制解反演方法有P波初动法和波形反演方法。P波初动法是根据P波初动四象限分布特征,利用分布在不同方位角的台站P波初动信息来

图 2 sPL震相路径以及使用sPL波形拟合测定震源深度实例

(a) 红色代表sPL射线路径, 虚线代表S波, 实线代表P波, 黑色线段代表sPL参考震相直达P波. 绿色代表另一深度震相sPg. (b) PZH台站观测到两个余震2008-08-30, 17:37:46(左图)和2008-09-09, 15:40:23(右图)的sPL波形, 上框图是三分量实际观测波形记录, 黑色表示垂直分量, 红色表示径向分量, 绿色表示切向分量; 下框图是径向分量的理论波形与实际波形sPL震相拟合图, 黑色代表不同深度对应的原理论波形. 对于2008-08-30, 17:37:46事件, 震源深度为13km的理论sPL与实际观测的sPL震相拟合最佳, 而对于2008-09-09, 15:40:23事件, 震源深度为16km的理论sPL与实际观测的sPL震相拟合最佳

确定震源机制解, 需要大量不同震中距和方位角且P波初动清晰的地震记录才能得到比较可靠的结果. 而波形反演方法能够以较少的台站记录得到可靠的震源信

息, 因此, 波形反演方法目前使用更加广泛.

CAP方法是利用近震体波和面波三分量波形反演双力偶震源机制解和震源深度的波形反演方法(Zhao

图3 重定位前后震源深度对比

绿色圆圈为重定位之前CENC测定的深度, 震源深度比较分散, 红色圆圈表示用sPL震相重定位之后的深度, 震源深度集中分布在12~18km

和Helmberger, 1994; Zhu和Helmberger, 1996), 该方法即使在台站方位分布不是很均匀、速度模型不是很准确的情形下也能得到比较可靠的震源机制解反演结果, 在中小地震震源机制解反演中应用广泛。此外, CAP方法在确定震源深度方面也有一定优势, 其一, 体波波形中包含的近震深度震相(如sPmP、sPg、sPn等)本身就可以很好地约束震源深度; 其二, 体波与面波振幅的相对强度也可用于限制震源深度, 因此使用CAP方法也可以较好地确定震源的质心深度。

我们使用CAP方法反演了攀枝花地震序列大于3.0级以上余震的震源机制解, 以及震源区周围 $3^\circ \times 5^\circ$ 范围内自2007年8月至2016年12月共232个3.0级以上地震震源机制和震源深度。图4是攀枝花主震震源机制解和震源深度反演实例。速度模型使用从攀西地区人工地震测深剖面资料的二维速度模型(熊绍柏等, 1993)中提取出的一维层状模型(图4a)。反演中使用的台站分布如图1中黑色三角形所示, 由于攀枝花地震发生在云南与四川交界, 我们使用了云南和四川台网的波形数据。使用FK方法计算1~25km深度的理论地震图, 并在给定的走向、倾角、滑动角的空间范围进行网格搜索, 与观测波形进行拟合, 拟合误差最小的深度即为最佳的震源深度, 如图4b所示主震震源深度拟合误差, 当震源深度为11km时, 理论波形与观测波形的拟合误差最小, 从而确定了主震的震源深度为11km。11km震源深度对应的波形拟合见图4c, 体波部分的垂直分量和径向分量的波形拟合相关系数超过75%才被选用, 面波部分的相关系数除YOS和HLT两个台外, 其余的分量相关系数都超过了90%, 波形拟合效果好, 说明反演结果可靠。主震震源机制解反演结果

显示, 其中一个节面的走向 189° 、倾角 80° 、滑动角 1° 、震源深度11km、地震矩震级 $M_w5.9$, 是一个发生在上地壳典型的走滑型地震, 断层几何参数与元谋-绿汁江断裂带上的断层的几何形态吻合。

图5a显示了我们确定的这232个地震的震源机制解以及51个GCMT震源机制解分布, 滇中次级块体内部地震主要以走滑为主, 但是在块体外部和块体边界附近局部地区出现与块体内部不同的机制类型。楚雄-建水断裂带北端, 则木河断裂带南东段, 小江断裂带北段, 丽江-小金河断裂带西南段以及红河断裂带都出现正断型机制。这可能是由于块体边界的活动断裂不同力学性质和运动特征以及块体间的差异运动, 导致块体边界震源机制类型多样性和复杂性, 而块体内部则作为一个整体运动。其他的一些研究结果也得到相似的分佈格局(贾科和周仕勇, 2012; Xu等, 2010; Zhao等, 2013; 吴建平, 2004)。

图5b显示了这232个地震的震源深度分布, 大多数地震分布在12~18km深度范围。梁尚鸿等(1986)对攀西地区1971~1983年间79个地震研究结果显示, 震源深度总体在5~15km内, 最大不超过20km。朱艾澜等(2005)对该攀枝花地震序列的重新定位研究也表明, 震源深度主要分布在0~15km的上地壳, 这与我们的结果基本吻合。

4 构造应力场反演

整个区域构造应力反演。为了解攀枝花地震震源区及周边区域构造应力场分布, 我们开展了由震源机制解反演区域构造应力场的研究。震源机制解的来源有两部分, 其一是我们使用体波和面波三分量波形反演得到的232个地震震源机制解; 其二来源于GCMT目录51个震源机制解(图5a)。首先采用LSIB方法(Mitchell, 1984, 1987), 使用整个区域共283个震源机制解来反演该区域整体的构造应力。该方法有三个假设: (1) 在观测时段待求解应力张量应力状态均匀不变; (2) 断层面上应力张量切向作用力(tangential traction)方向和断层滑动方向(slip vector)平行; (3) 地震是发生在已有断层上的剪切位错。该方法的优点在于无需选择震源机制解两个共轭面中哪一个是实际破裂面, 在应力场反演过程中分别独立反演两个共轭面, 根据最优应力张量解来选择实际破裂面; 并通过Bootstrap重采样统计方法, 根据每次Bootstrap采样反演的最佳应

图4 攀枝花主震震源机制解反演

(a) 计算理论波形使用的一维速度模型, 蓝色表示S波速度, 红色表示P波速度; (b) 震源深度拟合误差, 震源球上方的数字表示 M_w 震级, 波形拟合误差在震源深度为11km时达到最小; (c) 最优震源深度对应的理论波形与观测波形拟合图, 红线代表理论波形, 黑线代表观测波形, 左边一列是台站名及相应的震中距, 波形下方的数字分别表示理论波形和观测波形之间的时间平移和波形拟合相关系数

力张量解分布定义置信区间来估计结果不确定性。 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 (最大、中间和最小主压应力) 轴的方向和相对应力大小 $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ 则通过搜索与观测数据震源机制解对应最好的应力张量来确定。最佳应力张量解与观测数据之间的偏差用 β 角定义, β 反映了预测的滑移矢量(slip vector)与观测到的滑移矢量之间的平均差异, 还可以表征应力场不均匀性的水平, 应力场均匀程度越高, 平均偏差 β 越小(Michael, 1991)。Michael(1991)研究表明, $\beta \approx 33^\circ$ 表征应力场空间分布均匀性和非均匀性达到一个平衡, 误差小于 10° , $\beta > 33^\circ$, 表明应力场分布不均匀。

我们反演结果显示, 最大主压应力 σ_1 的方向

143.7°, 仰角21.0°; 中间主压应力 σ_2 的方向320.8°, 仰角69.0°; 最小主压应力 σ_3 几乎水平, 方向53.3°, 仰角1.0°。 σ_3 在95%置信区间非常集中分布在最小主压应力轴走向周围, 如图6a蓝色圆点所示。而 σ_1 和 σ_3 在95%置信区间虽然也分布在各自应力轴走向的周围, 但沿走向比较离散, 如图6a红色和绿色点所示。最大主压应力和中间主压应力绝对值相对大小 R 分布如图6b所示, $R=0.87$ 表明最大主压应力 σ_1 和中间主压应力 σ_2 的绝对值相差不大。整个研究区表现为走滑断层应力性质。平均误差 $\beta \approx 28^\circ$, 比较接近但仍小于 $\beta \approx 33^\circ$ 的值, 表明该地区应力分布较接近均匀与非均匀的平衡状态, 震源机制解滑动角误差 $<10^\circ$ 。

图5 使用近震波形反演震源机制解和震源深度结果

(a) 震源机制解分布. 震源球颜色代表不同机制类型, 红色为正断型, 黑色为走滑型; 白色线段表示块体边界, 灰色线段表示活动断裂; 红色五角星表示攀枝花主震位置. (b) 震源深度分布

为进一步理解该区域应力场局部分布特征, 我们通过计算该区域网格点上的应力张量和主压应力轴水平投影来分析. 计算应力张量划分网格点的方法有很多(Hardebeck和Michael, 2006; Yang和Hauksson, 2013), 我们使用了DRSSI方法(Hardebeck和Michael, 2006)划分网格. 该方法在LSIB基础上发展起来, 不仅考虑了应力场的时空变化, 还在反演过程中引入了阻尼参数, 在观测数据和模型长度之间取折衷, 即要使理论和观测数据的拟合误差尽可能小, 又要使相邻网格点之间的应力张量变化不太剧烈. 根据震源机制解

数量和空间分布, 将研究区划分为 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 网格, 并以网格点为中心, 10km半径范围内所有地震参与该网格点的应力张量计算, 并要求每个格点在此半径范围内至少有5个以上震源机制解, 该格点才会有应力张量计算结果输出.

首先设定一系列阻尼值(如图7a中曲线上的数字), 计算每个阻尼值对应的模型长度和数据拟合误差, 均取其对数, 可得数据拟合误差与模型长度空间的阻尼值变化的折衷曲线, 如图7a所示, 曲线曲率最大处对应最佳的阻尼值. 图7b表示不同阻尼值与曲率

图 6 整个研究区构造应力场反演结果

(a) 反演得到的整个区域构造应力水平投影, 红色点为最大主压应力分布, 蓝色点为最小主压应力分布, 绿色点为中间主压应力分布。方框表示最佳最大主压应力轴水平投影, 圆圈表示最佳最小主压应力轴水平投影, 三角表示最佳中间主压应力轴水平投影; (b) 最大主压应力 σ_1 与中间主压应力 σ_3 绝对值的相对大小分布, $R=0.87$ 频次最高

之间的关系曲线, 最大曲率对应最优的阻尼值。在本研究中选取的阻尼参数为0.4。

图8显示了二维区域应力场反演结果, 图8a表示最大主压应力 σ_1 和最小主压应力 σ_3 水平投影。总体而言, 整个研究区构造应力性质主体以走滑为主, 最大主压应力方向SE向, 与当地GPS地表运动速度场方向基本一致, 最小主压应力方向NE向, 应力主轴接近水平。以小金河-丽江断裂带、红河断裂带、小江断裂带和则木河断裂带围成的滇中次级块体内部构造应力场分布比较一致, 应力性质为走滑型。而滇东次级块体外部和块体边界附近地区, 不仅应力方向发生改变, 应力性质也发生了改变。滇东次级块体西北边界的小金河-丽江

断裂带附近的盐源一带, 应力性质以正断型为主, 最大主压应力SE向挤压, 最小主压应力NE向水平拉张。而小金河-丽江断裂带以西至中甸一带, 应力性质表现为正断及走滑兼正断类型。丽江以南至宾川以西区域, 应力性质既有走滑型又有正断型以及走滑兼正断型, 走滑型 σ_1 方向比起周围的SE向更偏向SSE近SN向。滇东次级块体西南边界红河断裂带以西, 在漾鼻、永平、云龙一带, 应力性质主要以正断型为主, 表现为近垂直的挤压。而该地区 σ_3 方向比起滇东块体内部的NE向更偏向NEE向。而滇东次级块体东边界的小江断裂带附近在会泽、巧家以西的块体边界地区表现出正断、混合类型的应力性质, 在宣威以北, 昭通以东的区域表现为近垂直的正断挤压。而大致在则木河断裂带以东地区, σ_3 方向发生明显偏转, 由滇东块体内NE向偏转至滇中次级块体内NNE向。总体而言, 无论是最大主压应力 σ_1 还是最小主压应力 σ_3 都存在顺时针方向的旋转。

反演结果的可靠性用2000次Bootstrap方法估算(Hardebeck和Michael, 2006), 图8b显示了区域构造应力反演结果的不确定性分布。由图所示, 大部分格点的最大主压应力反演结果的变动范围 $<20^\circ$, 但是有些局部地区如宾川、丽江以及泽木河断裂带边界地区的变动范围较大, 说明这些地区的区域构造应力均匀程度和数据拟合度相对较低。

5 讨论

攀枝花地震发生在川滇菱形块体内部的元谋-绿汁江断裂带上, 其地震序列沿SN向元谋断裂展布。研

图 7 阻尼值的确定

(a) 十字上面对应的数字为阻尼值, 横坐标为数据拟合误差的对数, 纵坐标为模型长度的对数; (b) 阻尼值与曲率关系曲线, 当阻尼值为0.4时(a)图中曲率最大, 此时0.4即为最优阻尼值

图 8 二维区域构造应力反演结果及误差估计

(a) 最大和最小主压应力 σ_1 、 σ_3 水平投影, 线段方向代表最大主压应力方向, 线段长度代表应力轴水平投影大小, 线段颜色代表不同应力性质, 黑色线段代表应力性质为走滑型(σ_2 仰角 $>55^\circ$), 蓝色代表应力性质为正断型(σ_1 仰角 $>55^\circ$), 绿色线段代表应力性质为混合型, 橙色圆点代表地震位置, 白色线段是最小主压应力 σ_3 水平投影. (b) 反演结果可靠性检验, 用2000次Bootstrap重采样方法, 黑色线段代表每次采样反演的最大主压应力水平投影, 红色线段代表最大主压应力的最优解

究结果显示攀枝花主震震源机制解走向 189° , 倾角 80° , 滑动角 1° , 断层倾向西, 断层倾角 80° , 震源深度 $\sim 12\text{km}$,

$M_w5.9$, 是一个发生在脆性上地壳的典型走滑型地震. 而GCMT测定的机制解走向 190° , 倾角 90° , 滑动角 4° ,

震源深度24km, M_w 6.0. 虽然机制解近似, 但本文反演的80°倾角更接近元谋断裂带中断昔格达-红格一带隐伏断层的断裂面倾角73°. 其他余震震源机制与主震比较相近, 但是倾向分两组, 一组倾向西, 一组倾向东, 这可能是对于近直立断层, 波形反演对断层倾向不太敏感造成的.

使用近震深度震相sPL测定的主震震源深度为12km, 与使用三分量波形拟合方法确定的11km接近. 使用近震深度震相sPL测定的震源深度反映的是地震破裂的矩心深度, 与走时方法测定的破裂起始深度不同, 对于近似直立的攀枝花主震 M_w 5.9, 主震破裂长度~8km, 因此, 破裂尺度约在8km×8km的矩形面上(Lay和Wallace, 1995), 主震破裂面的下边界可能延伸到16km左右, 震级比较大的几次余震(震级大于 $M3.0$)震源深度分布在12~18km范围, 主要分布在12km附近(8次发生在12~13km)和16km附近(8次发生在16~17km), 位于主震破裂的矩心位置和下边界, 这可能是主震在矩心位置应力释放不完全, 而后续的较大余震发生在矩心位置附近和破裂面的下边界. Wang等(2011)对7个4级以上余震震源深度的研究也得到相似的研究结果. 已有的研究结果也显示该地区的震源深度主要分布在15km以浅, 最深不超过20km(梁尚鸿等, 1986; 朱艾澜等, 2005), 这与我们的结果相吻合. 本文得到的最大震源深度为18km, 该断裂近似直立, 深部至少切割到18km的深大断裂.

从地震成因来讲, 发震层深度反映了介质的流变性质, 震源深度是确定地壳脆性-韧性的重要指标, 是研究发震机制的关键(Stein和Wiens, 1986). 川西地区人工地震探测(朱介寿等, 1984)和地震层析成像(王椿镛等, 2003)结果表明, 川西高原在上地壳下部或中地壳普遍存在一厚度变化在5~15km的低速层, 一种可能的解释是上地壳底部塑性变形层, 推测其可能与青藏高原物质东移和块体转动有关(朱艾澜等, 2005). 由于低速层比较软弱, 很难积累应变能发生地震, 所以地震发生的最大深度有可能对应于低速层的上边界. 我们的研究结果显示, 攀枝花地震序列深度最深到18km, 说明该地区18km深度依然属于上地壳脆性层范围, 可以孕育地震, 而低速层的上界面在这个地区至少要超过这一深度.

对于主震深度, USGS使用体波波形拟合确定的震源深度17km和GCMT使用面波波形拟合确定的震源

深度24km, 与我们使用近震体波和面波三分量波形拟合确定的震源深度11km和使用sPL深度震相确定的12km存在较大差异. USGS和GCMT无论是使用体波还是面波波形, 都使用全球模型计算理论地震图, 误差较大. 而且波形拟合主要使用长周期波形, 而长周期波形对深度的分辨率不高(Chen等, 2013), 此外, 李志伟等(2015)研究表明, USGS确定的震源深度精度在南北地震带存在较大误差. 因此, 我们使用近震波形相对更高频的波形数据, 对震源深度有更高的分辨, 而且深度震相sPL对深度变化非常敏感, 使用sPL波形拟合可以得到更高精度的震源深度, 因此我们的结果应该更可靠. 速度模型参考误差对sPL测定震源深度有一定影响, 崇加军等(2010)研究表明, 对于震源深度为10km的地震, 速度模型扰动10%, 所引起的深度误差约1km左右.

攀枝花地震序列震源区位于川滇菱形块体内部的滇中次级块体, 周围几条活动能力强的断裂带构成块体的边界. 各边界活动断裂带为有一定倾滑分量的走滑断裂, 表明它们的整体运动包含着平移、转动和隆升等3类构造运动. 西北边界NE向的小金河-丽江断裂带、东边界则木河断裂带、小江断裂带、南边界红河断裂带北段属于走滑型边界断裂(徐锡伟等, 2003), 因此, 在这些边界断裂带上发生的地震震源机制解与当地的地震断层力学性质和几何特征相符. 但是由于各边界断裂的力学性质和滑动习性不同, 其地震机制也各有特点. 滇中次级块体内部与其周边块体的应力分布存在较大差异, 块体内部应力性质以走滑为主, σ_1 和 σ_3 近水平, σ_1 方向为SE, 大致与滇中次级块体整体平移方向一致, 表现出SE方向的挤压, NW方向的拉张. 由于青藏高原物质东移受到扬子块体的阻挡, 从而转向南部移动, 引起川滇菱形块体被迫作顺时针转动和向145°方向平移(徐锡伟等, 2003), 因此滇中次级块体的动力可能来源于青藏高原的物质东移, 滇中次级块体内部近水平向的最大主压应力, 平均方向约144°的应力分布与块体运动特征相符合. 而滇中块体边界断裂带以及附近区域应力性质复杂, 在以走滑型为主的应力背景下, 出现有正断型、混合型多种应力性质, 块体内部最大主压应力方向与块体外部的最大主压应力方向也有一定偏转. 红河断裂带作为滇中块体的西南边界, 是一条大型右旋走滑断裂带, 也是一条重要的力学分界线(徐锡伟等, 2003). 印度板块向北东方向

的移动以及对Sagaing断裂带东侧块体施加的挤压作用分量,使红河断裂带以西地区各级块体做顺时针转动(徐锡伟等, 2003),这种动力作用可能也是形成该地区复杂应力分布的动力来源,红河断裂带以西的局部地区如漾鼻、永平一带应力性质为正断型和混合型,最大主压应力方向从红河断裂段以东的SE向偏转到以西的SSE或近NS向。滇中块体东边界的巧家、会泽地区出现正断型应力性质,这种局部地区的不均匀性可能由滇中块体与滇东块体的差异运动引起的。

整体而言,二维区域构造应力场的研究结果(图9黑色线段)与GPS地表运动速度场(图9红色箭头)有较好的一致性。尤其是滇中次级块体内部,最大主压应力场方向几乎与GPS地表运动速度场方向平行。最大主压应力方向与当地GPS地表运动速度场方向相吻合,表明该地区反映深部的震源机制解反演的区域构造应力与GPS所反映的地表运动速度场有很好的一致性,可能说明滇中次级块体内部受SE向挤压,NE向拉张的背景构造应力作用下作为一个整体运动,活动断裂浅部和深部运动性质相近。此外,在某些区域使用断层滑动速率、水压致裂等方法测定的地表应力(崔效锋

等, 2006; 谢富仁等, 2007)与我们构造应力反演结果也有很好的一致性。程佳等(2012)研究也认为,川滇块体内部的各次级块体均受到相邻块体的作用,相邻块体的边界断裂带也呈现出相应的挤压或拉张的活动特征,各次级块体的运动速率也有差异。因此本文认为,受青藏高原东部物质向东滑移受阻转向南移动的力源作用下,滇中次级块体内部作为一个整体运动,深浅部运动方式相近,而块体外部与块体边界地区,由于次级块体之间,块体边界断裂的差异运动,造成块体边界复杂的应力分布格局。

地壳介质各向异性一般解释为在最大水平主压应力作用下含流体裂隙的优势张开定向排列,因此快剪切波偏振方向与当地最大水平主压应力方向一致(Crampin等, 1980)。但是在一些大型走滑断裂带附近的台站,往往表现出快剪切波偏振方向受控于当地构造,平行于断裂带走向。此外,古应力残留特征的矿物定向排列及沉积层分层都有可能引起地壳介质的各向异性(Audet, 2015; Rasendra等, 2014; Boness和Zoback, 2006; Shi等, 2012)。Shi等(2012)在云南地区地壳剪切波分裂的研究结果表明(图9黄色箭头),楚雄、大姚、

图9 二维区域构造应力场反演结果与GPS地表运动速度场及剪切波分裂结果对比

黑色线段表示本研究结果最大主压应力轴水平投影,线段方向代表最大主压应力方向,线段长度代表最大主压应力轴水平投影;黄色线段表示剪切波分裂分析计算的快波偏振方向(Shi等, 2012),红色箭头表示在稳定欧亚参考框架下云南地区GPS水平速度矢量(Zhao等, 2015)

洱源、团山几个地区快波偏振方向与我们最大主压应力方向比较一致, 说明这些地区的剪切波快波偏振方向可能受区域构造应力主导. 但是在一些台站如易门台(YiM)、禄劝台(LuQ)、东川台(DoC)快波偏振方向即不与附近的活动断裂带走向一致, 也不与当地最大主压应力方向一致, 说明这些区域的剪切波快波偏振方向并不完全受控于当地的构造应力, 可能受多种因素共同作用.

地壳介质各向异性特征也可以通过面波方位各向异性反演得到. Yao等(2010)反演面波方位各向异性显示, 中上地壳的面波方位各向异性较弱, 但在10km深度面波方位各向异性分布模式与当地的GPS地表位移十分相似, 方位各向异性偏振方向从北NW-SE向往南逐渐过渡到NS向, 有一个顺时针旋转模式. 但是在25km以下的深度, 面波各向异性变得很复杂. 中下地壳各向异性主要是由于各向异性晶体定向排列造成的, 所以上地壳与中下地壳方位各向异性的差异可能反映上地壳和中下地壳存在不同的形变模式. 而我们所得到的最大主压应力方向是由震源机制解反演而来, 该地区地震大多发生在15km以浅的深度范围, 因此由这些地震震源机制解反演得到的构造应力场仅能反映上地壳的应力状态, 大致对应于Yao等(2010)10km深度面波方位各向异性分布, 其各向异性方位分布与我们最大主压应力方向分布大致相当. 这种相似性可能说明了在这个尺度上, 上地壳各向异性介质主要受区域构造应力作用. 而使用震源机制解反演不同尺度区域构造应力结果(许忠淮等, 1987, 1989, 2001; Xu等, 2010; Zhao等, 2013)在可对比区域大致相当.

6 结论

本文对2008年8月30日攀枝花 $M_s6.1$ 地震序列发震层深度以及震源区及其周围应力特征开展研究, 得到如下一些研究结果.

(1) 利用近震深度震相sPL测定24个3级以上攀枝花地震序列的震源深度, 主震的震源深度~12km, 大多数3级以上余震分布在12~18km深度范围, 主要发生在主震矩心位置附近和破裂面的下边界, 攀枝花地震序列发生在脆性上地壳.

(2) 使用体波和面波三分量波形反演方法测定了攀枝花地震序列3.0级以上余震的震源机制解和震源

深度, 以及攀枝花震源区 $3^\circ \times 5^\circ$ 范围内共232个3.0级以上地震震源机制解和震源深度. 研究结果显示, 此次攀枝花地震是一个典型的走滑型地震, 方位角 189° , 倾角 80° , 滑移角 1° , 与元谋-绿汁江断裂带断层的几何分布及区域构造应力有很好的一致性. 滇中块体内部的震源机制主要是走滑型, P、T轴分布整体呈现为NE向拉张NW向挤压的水平运动. 而滇中块体边界断裂带以及附近区域呈现震源机制解的多样性和复杂性.

(3) 以攀枝花地震震源区为中心, 周围 $3^\circ \times 5^\circ$ 范围内反演构造应力场, 整个区域平均最大主压应力 σ_1 方向 143.7° , 仰角 21.0° , 中间主压应力 σ_2 方向 320.8° , 仰角 69.0° , 最小主压应力 σ_3 轴几乎水平, 方向 53.3° , 仰角 1.0° . 整个区域受控于SE向挤压、NE向拉张的走滑型兼少量正断分量的应力场控制. 平均 $R=0.87$, 表明最大主压应力 σ_1 与中间主压应力 σ_2 绝对值相差不大. 2D构造应力场反演结果表明, σ_1 和 σ_3 的方向整体存在顺时针方向的旋转. 滇中块体内部的应力性质主要是走滑型, σ_1 方向SE, 与GPS地表运动速度场方向基本吻合.

(4) 通过对攀枝花地震序列的震源深度、震源机制解以及震源区构造应力场的综合研究, 初步探讨了攀枝花地震发震断裂系统基本形态以及背景构造应力特征: 攀枝花地震的发震断层是元谋-绿汁断裂, 该断裂近似直立, 是一条至少切割到18km深的深大断裂, 在受SE向水平挤压、NE向水平拉张作用下, 在~12km深部发生破裂, 做走滑运动. 在垂直方向, 主震在矩心深度应力释放不完全, 较大的余震主要集中在矩心深度12km附近和破裂面下边界16km附近发生. 攀枝花地震序列位于滇中次级块体, 由于青藏高原物质东移受阻而转向南移动, 导致滇中次级块体向SE方向平移和顺时针转动, 块体内部区域构造应力沿SE向挤压(大致与块体SE向平移方向一致), 沿NE向拉张的作用下, 震源区所在的滇中次级块体作为一个整体运动. 而由于次级块体之间、块体边界断裂的差异运动, 造成滇中次级块体外部和边界地区复杂的区域构造应力格局和震源机制解的多样性. 我们认为, 研究区应力场不完全受控于印度板块和欧亚板块碰撞使青藏高原物质东流产生的动力源, 也受控于块体间差异运动、块体与断裂带相互作用产生的区域性动力作用.

致谢 审稿人、编委和主编提出了许多修改意见和建议, 对本文进一步改善起到了很大的作用, 在此深表感谢.

参考文献

- 程佳, 徐锡伟, 甘卫军, 马文涛, 陈为涛, 张勇. 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
- 崇加军, 倪四道, 曾祥方. 2010. sPL, 一个近距离确定震源深度的震相. *地球物理学报*, 53: 2620–2630
- 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
- 贾科, 周仕勇. 2012. 西南地区1900~1970年历史地震震源参数推断及结果的不确定性分析. *地球物理学报*, 55: 2948–2962
- 李志伟, 黄志斌, 王晓欣, 韩立波, 陈伟文, 包丰. 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. *地球物理学报*, 58: 1236–1250
- 梁尚鸿, 束沛镒, 李幼铭, 朱碇定, 张立敏. 1986. 攀西地区地震分布和构造应力场特征. *地球物理学报*, 29: 557–566
- 刘明富. 2008. 四川盐边红格温泉成因研究. *中国煤炭地质*, 20: 45–48
- 龙锋, 张永久, 闻学泽, 倪四道, 张致伟. 2010. 2008年8月30日攀枝花-会理6.1级地震序列 $M_L \geq 4.0$ 事件的震源机制解. *地球物理学报*, 53: 2852–2860
- 罗艳, 倪四道, 曾祥方, 谢军, 陈颢, 龙锋. 2011. 一个发生在沉积盖层里的破坏性地震: 2010年1月31日四川遂宁-重庆潼南地震. *科学通报*, 56: 147–152
- 罗艳, 倪四道, 曾祥方, 郑勇, 陈棋福, 陈颢. 2010. 汶川地震余震区东北端一个余震序列的地震学研究. *中国科学: 地球科学*, 40: 677–687
- 王椿镛, 吴建平, 楼海, 周民都, 白志明. 2003. 川西藏东地区的地壳P波速度结构. *中国科学D辑: 地球科学*, 33: 181–189
- 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, 陈群策, 崔效锋, 李宏, 杨树新, 郭启良, 陈连旺, 许忠淮, 张彦山, 窦淑芹, 赵建涛, 张周术, 刘长义, 王刚军. 2007. 中国大陆地壳应力环境基础数据库. *地球物理学进展*, 22: 131–136
- 熊绍柏, 郑晔, 尹周勋, 曾晓猷, 全幼黎, 孙克忠. 1993. 丽江-攀枝花-者海地带二维地壳结构及其构造意义. *地球物理学报*, 36: 434–444
- 徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 马文涛, 宋方敏. 2003. 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
- 许忠淮, 汪素云, 黄瑜蕊, 高阿甲, 金小锋, 常向东. 1987. 有多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
- 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 高阿甲. 1989. 由大量的地震资料推断我国大陆构造应力场. *地球物理学报*, 32: 636–647
- 许忠淮. 2001. 东亚地区现今构造应力图的编制. *地震学报*, 23: 492–501
- 张培震, 闻学泽, 徐锡伟, 甘卫军, 王敏, 沈正康, 王庆良, 黄媛, 郑勇, 李小军, 张竹琪, 马胜利, 冉勇康, 刘启元, 丁志峰, 吴建平. 2009. 2008年汶川8.0级特大地震孕育和发生的多单元组合模式. *科学通报*, 54: 944–953
- 张瑞青, 吴庆举. 2008. 四川攀枝花2008年8月31日 $M_s5.6$ 地震震源深度的确定. *国际地震动态*, 12: 1–5
- 朱艾澜, 徐锡伟, 周永胜, 尹京苑, 甘卫军, 陈桂华. 2005. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义. *地球物理学报*, 48: 629–636
- 朱介寿, 曹家敏, 刘舜化, 蒋国芳, 余敏, 蒋华琳. 1984. 用人工地震初探川西地区的地壳结构. *成都地质学院学报*, 3: 111–122
- Audet P. 2015. Layered crustal anisotropy around the San Andreas fault near Parkfield, California. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 3527–3543
- Boness N L, Zoback M D. 2006. Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California. *Geology*, 34: 825–828
- Chen W W, Wang D C, Wei S J. 2013. A study on the uncertainties of the centroid depth of the 2013 Lushan earthquake from teleseismic body wave data. *Earthq Sci*, 26: 161–168
- Crampin S, McGonigle R, Bamford D. 1980. Estimating crack parameters from observations of *P*-wave velocity anisotropy. *Geophysics*, 45: 345–360
- 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: B11310
- Lay T, Wallace T C. 1995. *Modern Global Seismology*. San Diego: Academic Press
- Michael A J. 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. *J Geophys Res*, 89: 11517–11526
- Michael A J. 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *J Geophys Res*, 92: 357–368
- Michael A J. 1991. Spatial variations in stress within the 1987 Whittier Narrows, California, aftershock sequence: New techniques and results. *J Geophys Res*, 96: 6303–6319
- Rasendra N, Bonnin M, Mazzotti S, Tiberi C. 2014. Crustal and upper-mantle anisotropy related to fossilized transpression fabric along the Denali Fault, northern Canadian Cordillera. *Bull Seismol Soc Am*, 104: 1964–1975
- Saikia C K, Woods B B, Thio H K. 2001. Calibration of the regional crustal waveguide and the retrieval of source parameters using waveform modeling. *Pure Appl Geophys*, 158: 1301–1338
- Shi Y T, Gao Y, Su Y J, Wang Q. 2012. Shear-wave splitting beneath Yunnan area of Southwest China. *Earthq Sci*, 25: 25–34
- Stein S, Wiens D A. 1986. Depth determination for shallow teleseismic earthquakes: Methods and results. *Rev Geophys*, 24: 806–832

- Wang Z J, Chong J J, Ni S D, Romanowicz B. 2011. Determination of focal depth by two waveformbased methods: A case study for the 2008 Panzhihua earthquake. *Earthq Sci*, 24: 321–328
- Xu Y, Herrmann R B, Koper K D. 2010. Source parameters of regional small-to-moderate earthquakes in the Yunnan-Sichuan region of China. *Bull Seismol Soc Am*, 100: 2518–2531
- Yang W Z, Hauksson E. 2013. The tectonic crustal stress field and style of faulting along the Pacific North America Plate boundary in Southern California. *Geophys J Int*, 194: 100–117
- Yao H J, van der Hilst R D, Montagner J P. 2010. Heterogeneity and anisotropy of the lithosphere of SE Tibet from surface wave array tomography. *J Geophys Res*, 115: B12307
- Zhao B, Huang Y, Zhang C H, Wang W, Tan K, Du R L. 2015. Crustal deformation on the Chinese mainland during 1998–2014 based on GPS data. *Geodesy Geodyn*, 6: 7–15
- 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, Luo Y J. 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: 1631–1641
- 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

(责任编辑: 郑勇)