

傅莺、龙锋, 2015, 2008 年攀枝花 6.1 级地震序列精定位, 中国地震, 31(1), 56 ~ 64。

2008 年攀枝花 6.1 级地震序列精定位

傅莺 龙锋

四川省地震局, 成都市人民南路三段 29 号 610041

摘要 利用四川和云南区域数字地震台网震相到时资料, 并结合 Hypo2000 + HypoDD 对 2008 年 8 月 30 日攀枝花 M_s 6.1 地震序列进行了定位。定位结果表明, 地震序列的震中在空间上呈近 SN 向展布, 余震密集区长度约为 30km, 主震震源深度约为 14km。序列深度的分布范围主要为 0 ~ 4.5 ~ 20km, 而 4 ~ 5km 范围显示为明显的少震层。沿序列长轴的深度剖面显示, 余震区中段存在 1 个不规则的少震的“空区”, 为 1955 年 $6\frac{3}{4}$ 级地震的破裂区, 该地震发生在空区的南端。分析认为, 2008 年 8 月 30 日攀枝花 M_s 6.1 地震是因汶川 8.0 级地震后的应力调整造成未破裂的小凹凸体发生破裂所致。余震密集分布区沿垂直于破裂长轴的两个剖面则显示了在其北端地震震源分布更深, 且断层面面向 NW 倾斜, 与已知的红格断裂的倾向一致。

关键词: 攀枝花地震 精定位 Hypo2000 HypoDD

[文章编号] 1001-4683(2015)01-0056-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震定位是地震学中需解决的最基本的问题之一, 而对含有丰富余震的地震序列进行定位则具有更为深刻的意义。已有研究表明, 地震序列的空间分布与发震构造(赵卫明等, 1992; Waldhauser, 2000)、破裂尺度(Yielding et al, 1989; 龙锋等, 2006)以及应力状态(Wiemer et al, 1999; Bayrak et al, 2004)等都有直接关系。更有研究指出, 余震序列的精确定位是研究强震发生的深部构造和过程的最直接方式(陈九辉等, 2009)。

2008 年 8 月 30 日发生在四川省攀枝花市仁和区与凉山州会理县交界处的 M_s 6.1 地震(本文中称之为 2008 年攀枝花 M_s 6.1 地震)是汶川 8 级地震后发生在四川省境内的第 1 次 6 级以上强震。据中国地震台网中心提供的定位结果, 此次地震的主震震中为 26.2°N 、 101.9°E , 震源深度约 10km。地震的极震区烈度为 VIII 度, 长轴呈南北分布, 长度约为 39km, 短轴长 19km, 极震区面积为 628km^2 ^①。结合等震线和初步定位的余震区长轴分布以及由波形反演得出的主震震源机制解(龙锋等, 2010), 可判定此次地震是由红格断层左旋错动

[收稿日期] 2014-07-16; [修定日期] 2014-08-03

[项目类别] 国家自然科学基金项目(40674040、41074062)、中国地震局“芦山 7.0 级地震科学考察项目”和中国地震局测震台网青年骨干培养专项(20150422)共同资助

[作者简介] 傅莺, 女, 1982 年生, 硕士, 工程师。主要研究方向: 地球物理、地震定位。E-mail: 11381018@qq.com

① 四川省地震局, 2008, 2008 年 8 月 30 日四川攀枝花市仁和区、凉山彝族自治州会理县交界 6.1 级地震灾害直接损失评估报告。

所致。

由于定位方法、模型选择和地震目录保存格式等诸多问题,该序列的初步定位结果不够理想,图 1 为该地震序列的初定震中分布图。由图 1 可见,在 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 的背景范围内,震中分布相对“粗糙”(呈“葫芦串”状)。此外,绝大部分余震并没有给出震源深度,这限制了对该地震序列的三维空间特征的分析。因此,为了获得对该地震序列的全面认识,对其进行高精度的定位是必不可少的。

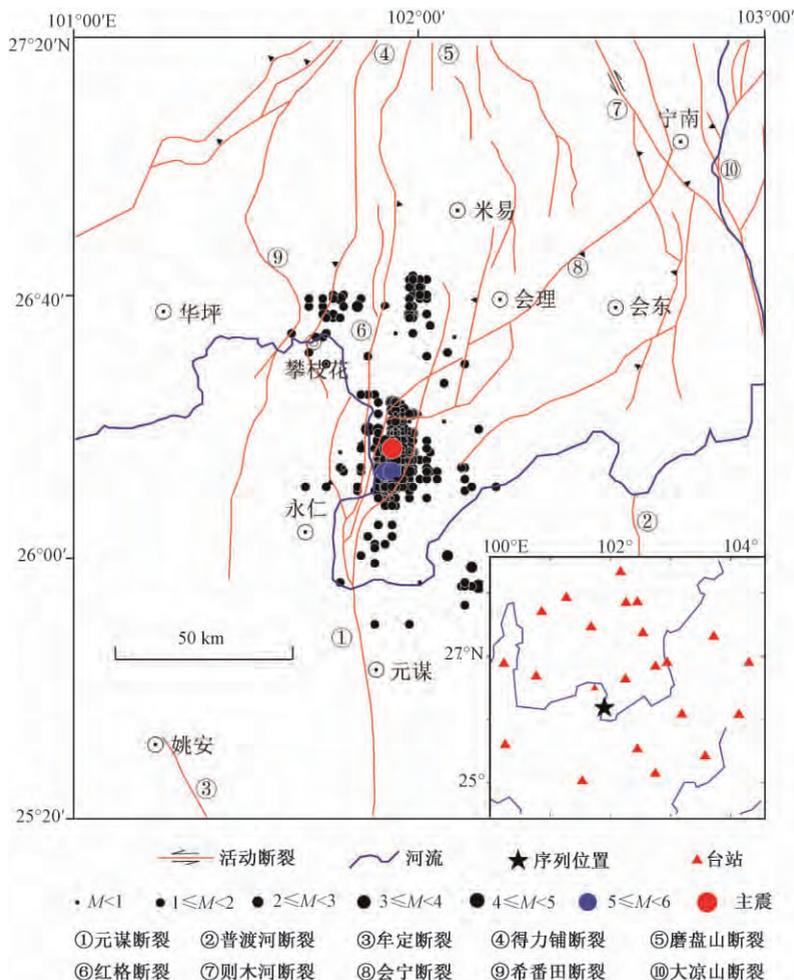


图 1 2008 年攀枝花 6.1 级地震序列的初定震中分布图

1 地震序列的精确定位

1.1 基本原理

考虑到初步定位结果的震源参数不完备(绝大多数地震无震源深度),并不适合将该结果直接用双差法(Waldhauser, 2000)或其他相对定位法进行重新定位。为此,我们先用绝对定位法获得该序列中每个地震较为准确的初始位置,再采用相对定位法对该结果进行精定

位。本文中采用的绝对定位法为 HYPOINVERSE-2000 方法 (Klein, 2002); 相对定位法采用的是目前国际上广泛应用的 Double-Difference Algorithm 方法, 又称“双差定位法” (Waldhauser, 2000)。

HYPOINVERSE 方法源于 Geiger (1912) 提出的经典方法, 即设 n 个台站的观测到时为 t_1, t_2, \dots, t_n , 求震源 (x_0, y_0, z_0) 及发震时刻 t_0 , 使目标函数

$$\phi(t_0, x_0, y_0, z_0) = \sum_{i=1}^n r_i^2 \quad (1)$$

最小。其中 r_i 为到时残差

$$r_i = t_i - t_0 - T_i(x_0, y_0, z_0) \quad (2)$$

其中, T_i 为震源到第 i 个台站的计算走时。使目标函数取极小值也即

$$\nabla_{\theta} \phi(\theta) = 0 \quad (3)$$

其中, $\theta = (t_0, x_0, y_0, z_0)^T$; $\nabla_{\theta} = \left(\frac{\partial}{\partial t_0}, \frac{\partial}{\partial x_0}, \frac{\partial}{\partial y_0}, \frac{\partial}{\partial z_0} \right)$ 。可通过求解式 (3) 获得最终的模型参数 $\hat{\theta}$ 。

与其他的绝对定位法相比, HYPOINVERSE-2000 方法最大的特点在于分区域多速度模型的工作方式 (Klein, 2002), 即通过指定不同速度模型的影响范围及权重, 有效地减小由于速度模型的差异带来的走时误差, 这在台站分布区域的地下介质速度不均匀时十分有用。

双差定位法 (Waldhauser, 2000) 的基本原理是: 设两事件 i, j 在台站 k 上双差的定义为

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)_{\text{obs}} - (t_k^i - t_k^j)_{\text{cal}} \quad (4)$$

式中, t 为地震波走时, 下标 obs 和 cal 分别表示观测和理论走时。假如两震源间的距离与震中距及速度非均匀性的尺度相比足够小, 则式 (4) 可表示为

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (5)$$

$\Delta m(\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta \tau)$ 为模型参数的扰动量, 式 (5) 可展开为

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j \quad (6)$$

将所有事件对在所有台站上的双差方程联立, 得到线性方程组

$$\mathbf{W} \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{W} \mathbf{d} \quad (7)$$

其中, \mathbf{G} 为偏导数矩阵; \mathbf{m} 为模型参数的扰动量; \mathbf{W} 为一对角加权矩阵; \mathbf{d} 为双差向量。通过求解式 (7) 可得到最终的模型参数 $\hat{\mathbf{m}}$ 。

1.2 数据及定位结果

本文的研究区域为 $101^{\circ}00' \sim 103^{\circ}00' \text{N}$, $25^{\circ}25' \sim 27^{\circ}20' \text{E}$, 我们收集了该地区自主震发生后 (含主震) 至 2009 年 1 月底共计 1864 次 $M_L > 0$ 可定位地震 (要求至少有 3 个台站记录到 P、S 波到时) 的震相记录, 其中 $M_L 5.0 \sim 5.9$ 地震 2 次, $M_L 4.0 \sim 4.9$ 地震 4 次。在定位资料的选择上, 由于地震发生在川滇两省交界, 四川地震台网对其南部发生的地震监测能力较弱。为此, 加入了云南地震台网的观测报告, 以期获得更高精度的定位结果。最后, 我们共收集了 8809 组 P-S 震相数据, 使选择的地震台站构成的地震观测网对震区形成了较好的方位覆盖, 提高了地震定位精度。

对于模型的选择,赵珠等(1987)根据震相到时资料反演了四川东部盆地和西部高原的速度结构,结果发现两者间存在明显的差异;面波速度(易桂喜等,2008)和 S 波速度(胥颐等,2009)也显示在这个区域的地壳部分存在显著不同。为了尽可能消除由于不同区域之间速度模型的不同所带来的走时差异,我们在使用 HYPOINVERSE-2000 方法时采用了分区速度模型,具体的分区情况见表 1。其中的 1 号区和 2 号区分别代表四川的西部和东部地区,采用赵珠等(1987)给出的结果。考虑使用了云南北部部分台站的震相资料,我们增加了 3 号区,即以攀枝花地区的速度模型(熊绍柏等,1993)来近似代表川滇交界地区的结构。

表 1 分区速度模型设定表

分区号	分区中心点		影响范围 半径/km	速度模型		来源
	°E	°N		速度/(km/s)	厚度/km	
1	99.12	31.62	500	4.55	0.87	赵珠等,1987
				5.75	1.94	
				5.86	3.46	
				5.90	20.86	
				6.75	12.09	
				7.06	21.85	
				7.84	10.78	
2	106.42	28.42	400	5.81	1.48	赵珠等,1987
				5.82	16.28	
				6.47	22.33	
				8.21	12.71	
3	101.17	25.85	300	8.62	1.95	熊绍柏等,1993
				6.00	1.00	
				6.10	6.00	
				6.20	9.00	
				6.40	6.00	
				6.85	15.00	
				7.00	15.00	
				7.80	20.00	

从 HYPOINVERSE-2000 方法的定位误差分布(图 2)可以看出,利用 HYPOINVERSE-2000 方法初步定位后的水平向误差大多小于 1.5km,平均为 1.38km;垂直向误差则大多小于 4km,平均为 2.78km;走时均方根残差大多小于 0.2s。总体上看,绝大部分定位结果已经达到了 I 类定位精度的要求。

但为了得到更高的定位精度(特别是在深度上),我们采用双差定位法对 HYPOINVERSE-2000 方法得到的结果进行重新定位。由于双差定位法暂不支持多分区模型,因此我们将表 1 中的 3 号分区的速度模型作为整个研究区域的平均模型。此外,由于观测数据量大,我们采用共轭梯度法(LSQR)对整体数据进行反演,而抽取部分数据利用奇异值分解法(SVD)解算,以获得结果的误差及分辨(杨智娴等,2004)。双差定位法的一个显著特点就是需要被定位的地震在空间上“丛集”,通过反复调整一丛集地震中每一个地震与丛集质心的位置来获得准确解。对于那些明显偏离丛集质心的地震,往往会被双差定位法

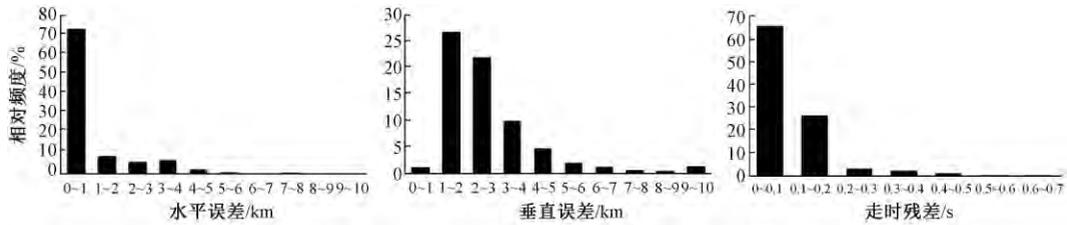


图2 HYPOINVERSE-2000方法定位误差分布

横坐标的取值范围包含上限值,如0~1的范围是 $0 < \text{误差} \leq 1$

在初选的过程中舍弃;另外,某些过于接近地表发生的地震在反演的过程中会出现震源位于地表之上而形成“空震”(Air quake)的现象,而这些“空震”会被双差定位程序删除,这也造成了地震数量的减少。少数地震的缺失对于分析地震序列的空间分布形态可能影响不大,但对于地震活动性分析(特别是某些显著地震的缺失)会产生影响。因此,为了确保地震目录的完整性,对于那些没有双差定位结果的地震,我们直接采用HYPOINVERSE-2000方法的结果。

图3是精定位后的震中分布图(完整目录)。从结果误差看,定位效果比HYPOINVERSE-2000方法有明显的提升,即东西向、南北向误差分别减小到了0.84、0.71km,垂直向的误差也减小到了2.67km。从图3中可以看出,精定位后的地震震中分布比未重新定位前的震中分布(图1)有更高的分辨率,地震沿断裂分布的集中度也更高。

1.3 地震序列的空间分布特征分析

攀枝花地震震中位于红格-元谋断裂北段,该断裂北起四川省境内的红格县新九以北,向南经红格、仁和区鱼鲊乡延入云南境内的盐水井、猴街东、元谋、团山,消失于云南楚雄以东地区。总体呈近SN走向,全长约280km。以新九、龙街为界分为北、中、南等3段,南段(龙街以南)称为元谋断裂(或者绿汁江断裂),北段及中段(龙街以北)称为红格断裂(或者昔格达断裂)。红格断裂全长130km,是川滇北向构造带中的1条重要断裂,在新九以北,断裂存在明显的分岔现象,呈东、西两支近于平行展布而成。从图3中可以看出,攀枝花地震序列的震中主要沿红格断裂呈NE-SW向展布,余震密集区长度约为30km,其北段地震略偏向西。余震密集区往NE向有1条长约20km的地震空段,空段再往NE向则是由少数地震构成的地震丛。由此可见,地震空段的存在是该序列空间分布的显著特征。一般认为,地震“空区”的存在有两种可能的情况:一是凹凸体或孕震空区(Aki, 1984; Wiemer, 1999; 梅世蓉, 1960; Mogi, 1979);二是历史上该区域为前次地震的破裂区(闻学泽等, 2008)。若是前者,则意味着该区域在不久的将来存在发生强震的风险;而若是后者,则说明该地区在较长远未来是安全的。因此,寻找该区域历史强震记录是解决该问题的关键。我们注意到,1955年9月23日在本次地震震中以北曾发生过 $6\frac{3}{4}$ 级强震(中国地震局震害防御司, 1999),极震区烈度为IX度,也呈NE-SW向展布(图3中的阴影部分),与红格断裂走向一致。结合此次地震序列的精定位结果,我们发现此次地震序列主要集中在1955年地震极震区南端的IX度区与VIII度区之间;余震密集区北段走向略偏向西,恰好是沿1955年地震极震区西缘分布;余震分布的空段包含了1955年地震极震区的大部分区域及其EN向的VIII度

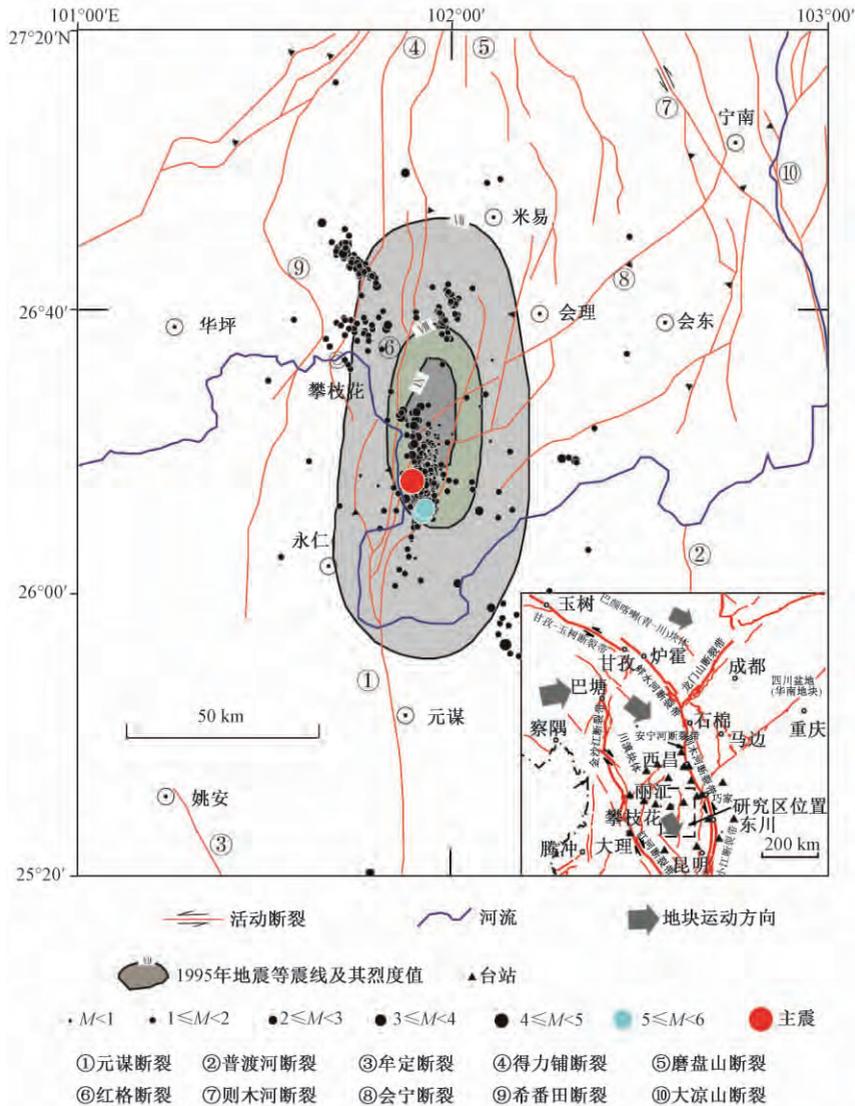


图 3 精定位后攀枝花 6.1 级地震序列震中分布及剖面位置

区;空段东北端的小丛地震位于 1955 年地震的Ⅷ度区与Ⅶ度区之间。该分布特征表明,空段的存在是由于 1955 年地震完全破裂而导致应力充分释放的结果;而此次地震的发生,很可能是 1955 年地震残留的小的凹凸体破裂的结果。

为了更细致了解序列的空间分布特征,我们在该序列的不同部位、按不同方向创建了 3 个剖面。其中剖面 AA'沿序列分布的 SW-NE 长轴方向,剖面 BB'和 CC'都沿 NW-SE 向垂直于 AA'。不同的是 BB'分布于余震区南段,CC'分布于余震区北段,所有剖面的投影宽度皆为 10km,结果如图 4 所示。由图 4 可见,主震震源深度约为 14km,与之前(龙锋,2010)用波形反演得到的 10km 的深度存在一定的差距,但考虑到反演结果都存在一定的误差(特别是在震源深度上),我们认为主震震源深度为 10~14km 都是可接受的。从震源深度上看,序

列主要分布在 0 ~ 4、5 ~ 20km 两个范围内;而 4 ~ 5km 范围显示为明显的少震层,这与四川西部地震震源深度分布的特征类似(朱艾澜,2005)。

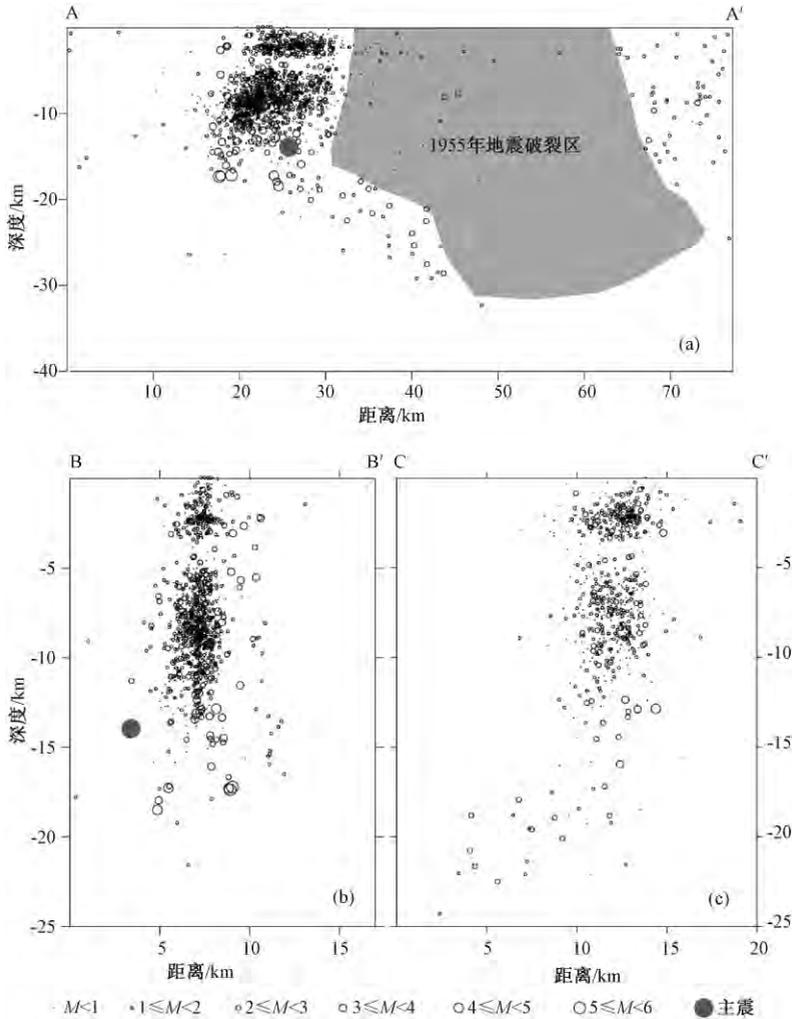


图 4 沿 AA'、BB'、CC'不同剖面的震源深度图

AA'剖面显示 4 级以上余震主要分布在余震密集区底部(15 ~ 20km),余震密集区略向 WS 倾,而其北端则向 EN 倾,向下延伸至 30km 深处。余震密集区和其北东端向下倾斜的余震以及剖面最北端的一小丛地震所围限的不规则区域就是 1955 年地震的完全破裂区。BB'剖面显示余震区南段地震的震源深度分布接近垂直状态,且几乎所有地震的震源深度都小于 20km。CC'剖面则显示余震区北段地震较深,深度一直延续到 25km 左右。深度剖面显示,北段大于 15km 的震源深度也呈垂直状态分布,而在 15km 深度之下的地震则向 NW 倾斜,这与已知的红格断裂的倾向一致。

2 结论

通过精定位,我们发现 2008 年 8 月 30 日四川攀枝花 M_s 6.1 地震序列在空间上呈近 SN 向展布,与其所在的红格断裂走向一致,余震密集区长度约为 30km。通过在序列的不同位置绘制剖面并投影,我们发现序列主要分布在 0~4、5~20km 两个深度范围,而 4~5km 范围显示为明显的少震层。沿序列长轴的深度剖面显示,余震密集区及其北端地震丛之间围限了 1 个不规则的少震的“空区”,即为 1955 年地震的破裂区,这次地震发生在“空区”的南端。分析认为,2008 年 8 月 30 日四川攀枝花 M_s 6.1 地震是由于汶川 8.0 级地震后的应力调整使得上次未破裂的小凹凸体发生破裂所致。余震密集区南段的深度剖面则表明发震断层层面几近垂直,宽度约为 20km,主震略偏向 NW;而北段地震震源分布较深,一直延续到 25km 左右。深度剖面显示北段大于 15km 的震源深度也呈垂直状态分布,而在 15km 深度之下的地震则向 NW 倾斜,这与已知的红格断裂的倾向一致。

致谢:感谢闻学泽研究员在本文构造解释上给予的帮助。本文的两位评审专家提出了宝贵的修改意见和建议使作者受益匪浅,在此一并表示衷心感谢!

参考文献

- 陈九辉、刘启元、李顺成等,2009,汶川 M_s 8.0 地震余震序列重新定位及其地震构造研究,地球物理学报, **52** (2), 390~397。
- 龙锋、闻学泽、徐锡伟,2006,华北地区地震活断层的震级-破裂长度、破裂面积的经验关系,地震地质, **28** (4), 511~535。
- 龙锋、张永久、闻学泽等,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** (12), 2852~2860。
- 梅世蓉,1960,中国的地震活动性,地球物理学报, **9** (1), 1~19。
- 闻学泽、范军、易桂喜等,2008,川西安宁河断裂上的地震空区,中国科学 D 辑, **38** (7), 797~807。
- 熊绍柏、郑晔,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** (4), 434~444。
- 胥颐、黄润秋、李志伟等,2009,龙门山构造带及汶川震源区的 S 波速度结构,地球物理学报, **52** (2), 329~338。
- 杨智娴、陈运泰,2004,用双差地震定位法再次精确测定 1998 年张北-尚义地震序列的震源参数,地震学报, **26** (2), 115~120。
- 易桂喜、姚华建、朱介寿,2008,中国大陆及邻区 Rayleigh 面波相速度分布特征,地球物理学报, **51** (2), 402~411。
- 赵卫明、金延龙,1992,1988 年灵武地震序列的精确定位和发震构造,地震学报, **14** (4), 416~422。
- 赵珠、张润生,1987,四川地区地壳上地幔速度结构的初步研究,地震学报, **9** (2), 154~166。
- 中国地震局震害防御司,1999,中国近代地震目录,1~637,北京:中国科学技术出版社。
- 朱艾澜、徐锡伟、周永胜等,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** (3), 629~636。
- Aki K, 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes, and strong motion prediction, J Geophys Res, **89** (B7), 5867~5872。
- Bayrak Y, Öztürk S, 2004, Serkan spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 Izmit and Duzce earthquakes, Earth Planets Space, **56** (10), 933~944。
- Geiger L, 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from arrival time only, Bull St Louis Univ, **8** (1), 60~71。
- Klein F W, 2002, User's guide to HYPOINVERSE-2000, a fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, CA: USGS, open file report 02-171 revised。
- Mogi K, 1979, Two kinds of seismic gaps, Pure Appl Geophys, **117** (6), 1172~1186。

- Waldhauser F, Ellsworth W L, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull Seism Soc Am*, **90**(6), 1353 ~ 1368.
- Wiemer S, Katsumata K, 1999, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J Geophys Res*, **104**(B6), 13135 ~ 13151.
- Yielding G, Ouyed M, King G C P, et al, 1989, Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains—evidence from aftershocks of the 1980 Elasmam earthquake, *Geophys J Int*, **99**(3), 761 ~ 781.

The 2008 Panzihua $M_s6.1$ earthquake sequence relocation

Fu Ying Long Feng

Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

Abstract The Panzihua $M_s6.1$ earthquake sequence on August 30, 2008, which was relocated by the Hypo2000 + HypoDD method using the phase data from the Sichuan and Yunnan Regional Digital Seismic Network, showed that the epicenters distribute in NS, the length of the dense aftershocks' region is about 30km, and the main shock is about 14km in depth. The sequence is separated in layers of 0 ~ 4km and 5 ~ 20km in depth, then the 4 ~ 5km embodies an apparent earthquake absence layer. The cross-section along the fracture's long axis shows there is a irregular seismic gap in the middle segment of the aftershock region, that is the crack region of the $M6 \frac{3}{4}$ earthquake in 1955, and this earthquake occurred in the south of the gap. We believed that the Panzihua $M_s6.1$ earthquake sequence on August 30, 2008 was a result from the residual asperity cracking forced by the stress adjustment of the Wenchuan $M_s8.0$ earthquake. The other two profiles perpendicular to the long axis show the north segment is more deeper and dips to NW, and this is correspondent to the known Hongge fault.

Key words: The Panzihua earthquake Accurate location Hypo2000 HypoDD