

曾宪伟, 谢祖军, 莘海亮. 2014. 2012年11月20日宁夏永宁 $M_{\text{S}}4.6$ 地震震源机制解与发震构造. 地震学报, 36(5): 790-799. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.05.004.

Zeng X W, Xie Z J, Xin H L. 2014. Focal mechanism and seismogenic structure of the Yongning $M_{\text{S}}4.6$ earthquake on 20 November 2012. *Acta Seismologica Sinica*, 36(5): 790-799. doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.05.004.

2012年11月20日宁夏永宁 $M_{\text{S}}4.6$ 地震震源机制解与发震构造^{*}

曾宪伟¹⁾,^{*} 谢祖军²⁾ 莘海亮³⁾

1) 中国银川 750001 宁夏回族自治区地震局

2) 中国武汉 430077 中国科学院测量与地球物理研究所

3) 中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心

摘要 2012年11月20日在宁夏银川市永宁县与兴庆区交界处发生 $M_{\text{S}}4.6$ 地震, 为了更好地了解此次地震的发震构造, 首先采用 Hypo2000 绝对定位方法得到该地震的震中位置及余震分布; 然后采用 CAP 方法反演了此次地震的震源机制解和震源深度. 反演结果表明, 永宁 $M_{\text{S}}4.6$ 地震是一个带有少量逆冲分量的右旋走滑地震. 该地震矩震级为 $M_{\text{w}}4.3$, 最佳双力偶解为: 节面 I 走向 11° , 倾角 74° , 滑动角 171° ; 节面 II 走向 103° , 倾角 81° , 滑动角 16° . 最佳震源深度为 8 km 左右. 从该地震震中和震源机制解以及震源深度剖面分布来看, 这次地震很可能发生在银川隐伏主断层西侧的次级断层上.

关键词 重新定位 CAP 方法 震源机制解 发震构造

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2014.05.004 中图分类号: P315.3⁺3 文献标志码: A

Focal mechanism and seismogenic structure of the Yongning $M_{\text{S}}4.6$ earthquake on 20 November 2012

Zeng Xianwei^{1),*} Xie Zujun²⁾ Xin Hailiang³⁾

1) *Earthquake Administration of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001, China*

2) *Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China*

3) *Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China*

Abstract: The Yongning $M_{\text{S}}4.6$ earthquake on November 20, 2012 is relocated by using the absolute positioning method (Hypo2000), and distribution of aftershocks is also given. In order to investigate the seismogenic structure of the earthquake, focal mechanism and depth of the earthquake are inverted by using CAP method. The inversion result shows that the Yongning earthquake is of dextral strike-slip faulting with a small amount of thrust component, and the moment magnitude is $M_{\text{w}}4.3$. The best double couple solution is $11^{\circ}/74^{\circ}/171^{\circ}$ for the nodal plane I, and $103^{\circ}/81^{\circ}/16^{\circ}$ for the nodal plane II. The estimated

* 基金项目 地震科技星火计划(XH12054Y)和地震行业科研专项(201208009)联合资助.

收稿日期 2013-09-21 收到初稿, 2014-05-13 决定采用修改稿.

[†] 通讯作者 e-mail: zeng_xw@126.com

focal depth is about 8 km. The earthquake epicenter, focal mechanism solution and cross sections along the focal depth suggest that the earthquake is likely to occur on the secondary fault in the western Yinchuan buried fault zone.

Key words: relocation; CAP method; focal mechanism solution; seismogenic structure

引言

2012年11月20日10时24分在宁夏银川市永宁县与兴庆区交界处发生 $M_s 4.6$ 地震。除震区永宁县外, 周边银川市、贺兰县和灵武市均有明显震感, 宏观震中区(永宁县望远镇)部分商店货架被震倒, 个别房屋砖墙出现轻微裂缝。该地震造成了较大的社会影响。

永宁 $M_s 4.6$ 地震定位结果显示, 震中位于鄂尔多斯地块西缘的银川断陷盆地内, 在区域构造上被东西两侧的贺兰山东麓断裂与黄河—灵武断裂所围限(图1)。银川盆地内发育有两条北北东向断层, 西侧为芦花台隐伏断层, 东侧为银川隐伏断层。宏观震中调查结果和宁夏回族自治区地震局测定震中结果均显示, 该地震震中位于银川隐伏断裂带上。一方面, 银川市活动断层探测(柴炽章等, 2011)结果显示银川隐伏断层结构比较复杂, 如从地

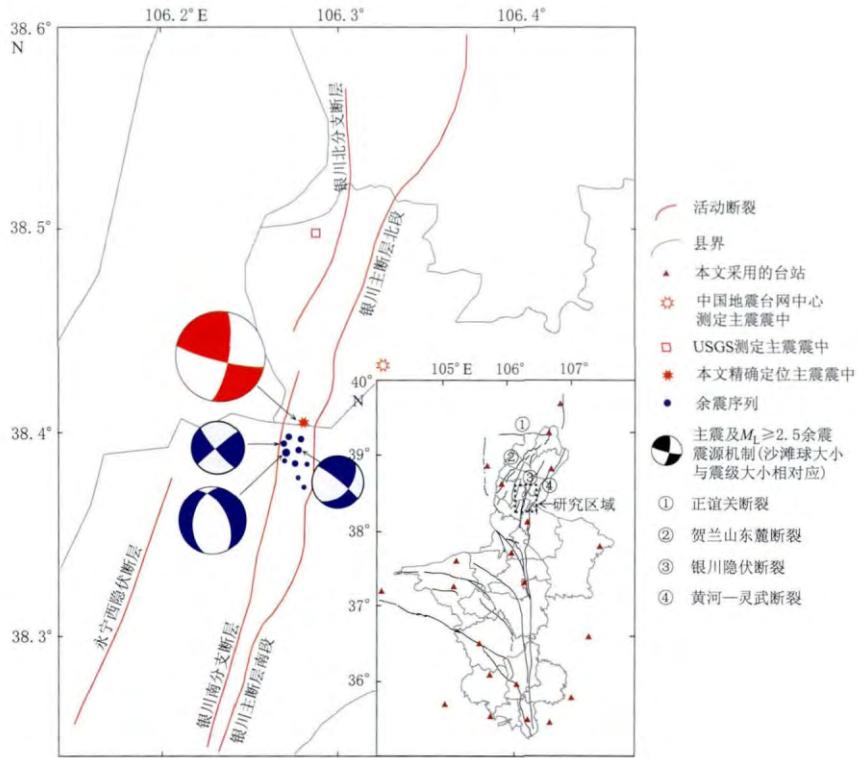


图1 2012年11月20日永宁 $M_s 4.6$ 地震震中及研究区活动断裂分布

右下角小图给出了研究区域的位置及本文所用的台站分布

Fig. 1 The epicenter of Yongning $M_s 4.6$ earthquake on 20 November 2012 and distribution of active faults in the studied area. The inset in the lower right corner gives the location of the studied area and the distribution of stations used in this study

质年代上划分,银川隐伏断层可分为北段全新世活动断层和南段晚更新世活动断层,而从断层规模上划分,银川隐伏断层又分为东侧主断层和西侧分支断层,并且在银川主断层两侧又发育有很多规模较小的次级断层;另一方面,银川隐伏断裂历史上曾发生过1477年银川6.5级地震和1739年银川-平罗8级地震,近代最大的一次地震为1921年银川5.5级地震,1970年以来该断裂带不断有4级地震发生。综上,对永宁地震震中位置以及震源机制解的研究不仅有利于了解该地震的发震构造和孕震机理,也对银川隐伏断层上的地震活动性的认识具有重要的科学意义。

本文通过地震学方法,利用宁夏及周边邻省的区域地震台网记录的近震波形资料,重新确定永宁地震的震中位置并反演其震源机制解;并在此基础上根据区域地质构造特征和区域应力场特征探讨这次地震的可能发震构造。

1 研究方法

1.1 Hypo2000 地震定位方法

为了能够在地震发生后快速测定地震的三要素,目前在地震速报中,地震初始定位一般采用单纯型定位方法。如果台站数量足够并分布较好,该定位方法对水平向定位精度可以控制在5 km范围以内,但深度定位精度要差很多,因此这类定位方法往往无法满足与地震相关的精细分析需求。再有目前宁夏地震台网定位程序中的速度模型选取的是华南地区速度模型,这在很大程度上也影响了定位结果。

本文采用Hypo2000绝对定位方法(Klein, 2007),利用近台波形数据对永宁地震及其余震序列进行重新定位。该定位方法是Klein(2007)在Geiger(1912)定位方法基础上发展起来的一种单时间绝对定位方法,它需要首先给定地下速度模型,然后计算假定震源位置理论到时与观测到时的偏差,并通过迭代搜索以上偏差的最小值来确定震源位置。相对于传统定位方法中只能使用单一的速度模型,该方法最大的优点是可以采用多速度模型,更符合复杂的地下结构和地壳横向不均匀性,可以在很大程度上提高近场定位精度。

1.2 震源机制解反演方法

目前,比较常见的震源机制解的计算方法是P波初动法和波形反演法。然而要想利用P波初动法(Skyes, 1967; Oppenheimer *et al*, 1988)得到较为可靠的震源机制解需要大量的方位角和震中距分布较好的台站,而节面方位角附近地震记录的P波初动很难判断。之后,有人提出利用P波初动和垂直向直达P波、SV波振幅比联合测定震源机制解的方法(Nakamura *et al*, 1999; 陈天长等, 2001)。该方法在很大程度上削弱了对台站布局和大量P波初动的依赖程度,但直达SV波的识别和结构影响的校正是影响该方法可靠性的主要因素。同时,以上两种方法均无法给出地震的震级和深度。而利用波形反演方法则显示出明显的优势,不仅克服了以上缺点,还能得到更加可靠精确的结果。

本文采用剪切和粘贴(cut and paste, 简写为CAP)方法(Zhao, Helmberger, 1994; Zhu, Helmberger, 1996),利用近台记录数据反演震源机制解和震源深度。该方法通过分别计算体波部分(Pnl)和面波部分的合成波形与真实记录的误差函数,搜索最佳震源深度和机制解,并给出地震矩震级。CAP方法具有以下优点(郑勇等, 2009):计算所需的台站较少,反演结果对速度模型和地壳结构横向变化的依赖性相对较小。该方法的主要原理(Zhu, Helmberger, 1996)是:一个双力偶源产生的理论地震位移可表示为

$$s(t) = M_0 \sum_{i=1}^3 A_i(\theta - \phi_s, \delta, \lambda) G_i(t), \quad (1)$$

式中: $i=1, 2, 3$ 时分别对应了 3 种最基本的断层类型(垂直走滑、垂直倾滑和 45°倾滑); A 表示震源辐射花样系数; G 表示格林函数; ϕ_s 表示台站方位角; M_0 表示标量地震矩; θ, δ, λ 分别代表震源机制解的走向、倾角及滑动角参数。

反演过程中, 需要判断合成地震位移与观测地震位移 $u(t)$ 是否一致, 即

$$u(t) = s(t). \quad (2)$$

则我们可以定义一个误差函数来衡量观测位移 s 与理论位移 u 的差别, 即

$$e = \left\| \left(\frac{r}{r_0} \right)^p \right\| \cdot \| u - s \|, \quad (3)$$

式中, r 表示震中距, r_0 表示参考震中距, p 表示指数因子。一般情况下, 体波取 $p=1$, 面波取 $p=0.5$ 。

2 数据选取与计算

2.1 精定位计算

永宁地震发生后, 中国地震台网中心测定的震中位置(38.43°N, 106.33°E)和 USGS 测定的结果(38.498°N, 106.285°E)分别与宁夏回族自治区地震局测定的结果(38.38°N, 106.28°E)相差 8 km 和 13 km。地震观测报告显示, 宁夏回族自治区地震局水平向定位精度为 1 类, 即震中误差控制在 5 km 范围内。因此, 比较 3 个不同的测定结果, 宁夏回族自治区地震局测定的震中位置最优。但水平向定位精度尚无法满足与地震相关的精细分析需求。本文采用 Hypo2000 绝对定位方法(Klein, 2007), 利用穿过宁夏地区的 4 条人工地震测深结果(杨明芝等, 2007)抽取计算所需的地壳速度模型(图 2), 选取了图 1 中所示的 21 个台站的到时数据, 对永宁 M_S4.6 地震进行重新定位。精定位结果显示, 永宁 M_S4.6 地震震中位置为 38.405°N、106.279°E, 误差为 0.37 km; 震源深度为 9 km, 误差为 1.6 km; 拟合到时误差为 0.17 s。

同样, 利用 Hypo2000 主事件定位法对永宁 M_S4.6 地震的余震序列进行了重新定位, 共得到 10 次余震的定位结果(图 1 中黑点所示)。余震水平向定位误差平均为 0.76 km; 深度定位误差较大, 平均为 2.6 km; 平均拟合到时误差也比主震大, 为 0.56 s。为了有助于分析和判断发震断层的几何产状, 本文给出了余震的地表投影分布(图 3a)、震源深度沿断层走向的垂直剖面投影分布(图 3a')和垂直于断层走向的垂直剖面投影分布(图 3b')。

2.2 震源机制解反演计算

本文采用 CAP 方法(Zhao, Helmberger, 1994; Zhu, Helmberger, 1996), 利用穿过宁夏地区的 4 条人工地震测深结果(杨明芝等, 2007)抽取计算所需的地壳速度模型(表 1), 选取图 1 中所示的其中 7 个台站(BYT, TLE, YCH, LWU, ZHW, XSH 和 YCI)的波形数据, 反演了永宁 M_S4.6 地震的震源机制解结果。

表 1 研究区域地壳速度模型

Table 1 The velocity model of the studied area

每层厚度 /km	v_s /(km·s ⁻¹)	v_p /(km·s ⁻¹)	密度 /(kg·m ⁻³)
0—3	2.81	4.80	2.53
3—21	3.49	6.00	2.81
21—34	3.68	6.30	2.86
34—45	3.91	6.80	2.92
45—∞	4.83	8.10	3.5

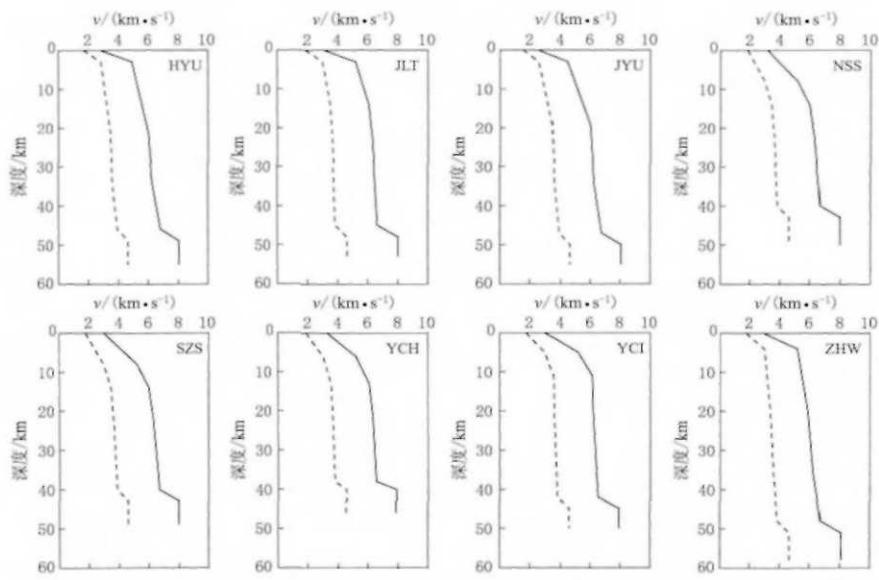


图 2 宁夏部分台站下方地壳速度结构. 虚线和实线分别表示 S 波、P 波速度

Fig. 2 Crustal velocity structures beneath eight seismic stations of Ningxia. The dash lines and the solid lines represent S wave velocity and P wave velocity, respectively

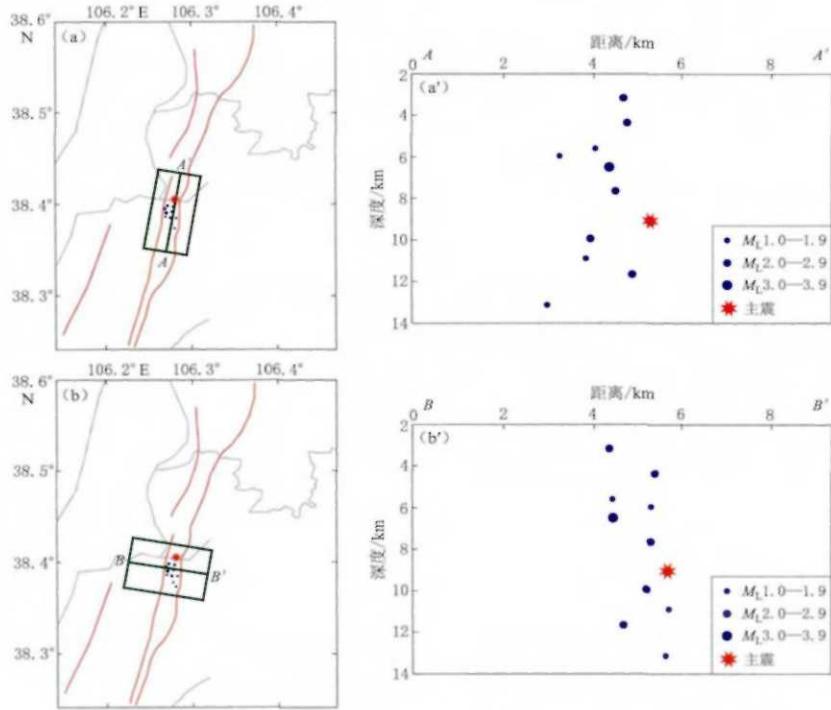


图 3 (a) 沿断层走向的 AA' 剖面位置; (a') 沿断层走向的震源深度剖面分布; (b) 垂直于断层走向的 BB' 剖面位置; (b') 垂直于断层走向的震源深度剖面分布

Fig. 3 (a) Location of the profile AA' along the strike of Yinchuan buried fault; (a') Distribution of focal depths along the strike of Yinchuan buried fault; (b) Location of the profile BB' perpendicular to the strike of Yinchuan buried fault; (b') Distribution of focal depths perpendicular to the strike of Yinchuan buried fault

利用网格搜索方法得到了不同震源深度下的最佳震源机制解, 图 4 中横轴表示震源深度, 纵轴表示不同震源深度下的理论波形与观测波形的误差。可以看出, 震源机制解在深度为 8 km 时的反演误差最小, 即波形拟合最佳深度为 8 km。并且反演得到的震源机制解在深度为 2—18 km 范围内较为稳定, 均以走滑为主, 带有少量逆冲分量。

图 5 为永宁地震在深度为 8 km 时的震源机制解和台站波形拟合图。可以看出, 震源深度为 8 km 时得到的理论地震图与观测地震图吻合得相当好。沙滩球显示该地震震源机制解, 其中节面 I 走向 11° , 倾角 74° , 滑动角 171° ; 节面 II 走向 103° , 倾角 81° , 滑动角 16° ; P , T , N 轴的方位角和仰角依次分别为 236° , 5° , 328° , 17° 和 131° , 72° ; 矩震级为 $M_w 4.3$ 。

为了比较不同方法得到的震源机制解的差异, 本文还采用 P 波初动法和 P 波初动与垂直向直达 P 波、SV 波振幅比联合法计算了永宁 $M_s 4.6$ 地震的震源机制解(图 6)。从图 6 可以看出, 3 种方法得到的震源机制解结果比较接近。

本文利用 P 波初动与垂直向直达 P 波、SV 波振幅比联合法计算了余震序列的震源机制解。由于永宁 $M_s 4.6$ 地震余震震级较小, 仅给出计算误差较小的 3 次 $M_L \geq 2.5$ 地震的震源机制结果(图 1)。

3 结果

3.1 结果可靠性

对于重新定位结果的可靠性问题, 首先将宁夏回族自治区地震局定位与本文 Hypo2000 定位所使用的地壳速度模型进行对比, 后者采用人工地震测深结果, 较前者使用的华南地区地壳速度模型显然更贴近宁夏地区实际的地下结构, 也更利于得到贴近实际的震源位置; 其次宋美琴等(2012)研究表明, 利用 Hypo2000 方法进行重新定位后的走时残差比重新定位前的明显减小, 本文对于永宁 $M_s 4.6$ 地震重新定位后的走时残差为 0.17 s, 已然较小; 再者永宁地震重新定位后的水平向误差(0.37 km)相对于重新定位前(≤ 5 km)已有较大的改善。因此, 通过该绝对定位方法得到的永宁地震震中位置显然比较可靠。只是深度误差稍大(1.6 km), 深度结果作为参考, 可表示为 (9 ± 1.6) km。相对于主震、余震序列的重新定位结果误差偏大一些, 尤其是平均深度定位误差较大, 这与余震序列震级较小导致的重新定位时可使用的记录震相数偏少以及震相清晰度降低有关。

CAP 方法在反演震源机制解和确定震源深度上具有以下优点(韦生吉, 2009; 郑勇等, 2009): ① 该方法将体波部分(P_{nl})与面波分别进行拟合反演, 并允许其在适当的时间变化范围内可以相对移动, 在一定程度上消除了由地壳速度结构不准确带来的影响, 这已通过

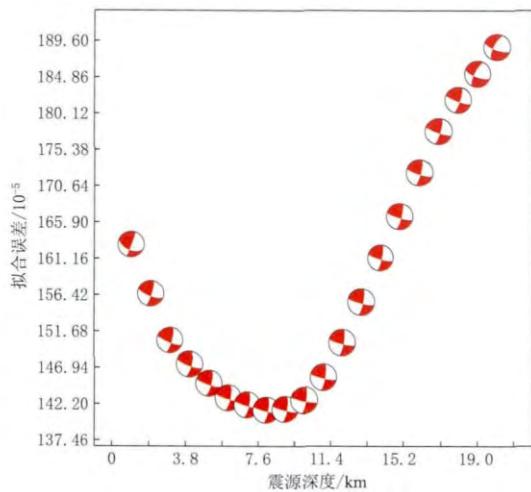


图 4 震源机制解反演误差随深度变化图

Fig. 4 Misfit error as a function of depth in the focal mechanism inversion of the Yongning $M_s 4.6$ earthquake

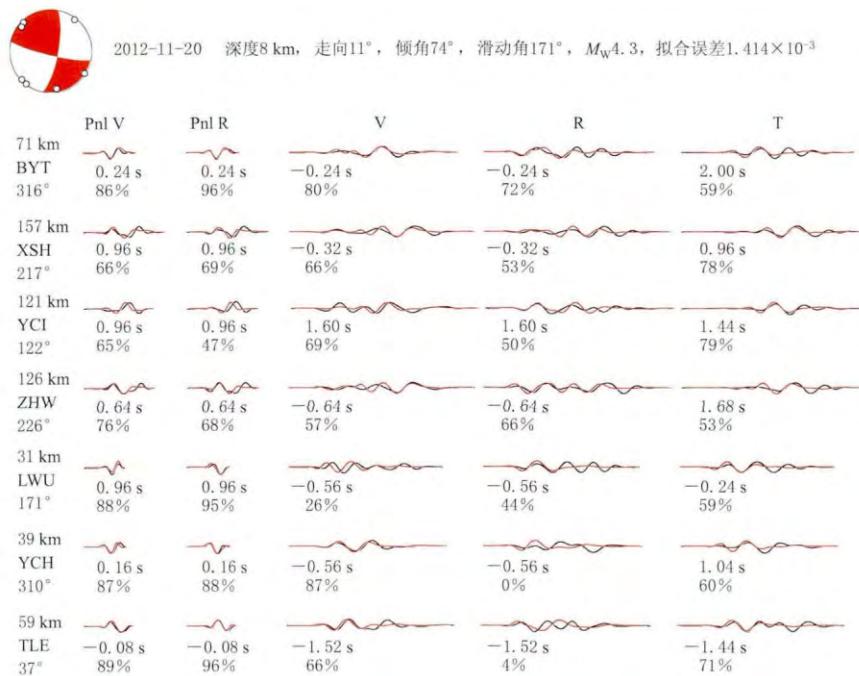


图 5 永宁 $M_s 4.6$ 地震震源机制解及部分台站波形拟合图

图中第一行显示震源机制沙滩球的形状以及发震日期、波形最佳拟合深度、节面 I 的机制解、矩震级和拟合误差；沙滩球采用下半球投影方式绘制，图上的小圆圈为台站位置；黑色和红色曲线分别表示理论地震图与观测地震图；波形下面的第一行和第二行数字分别表示理论地震图相对于观测地震图的移动时间及二者的相关系数；波形左侧自上至下分别表示震中距、台站名称和方位角；右侧 3 列曲线上面的 V, R, T 分别表示 S 波垂向、径向和切向

Fig. 5 The focal mechanism solution of Yongning $M_s 4.6$ earthquake and waveform fittings between synthetic (red) and observed (black) seismograms

The first row in the figure shows beach-ball of focal mechanism, occurrence date, the best focal depth, focal mechanism solution of nodal plane I, moment magnitude and fitting error. The beach-ball is drawn by lower hemisphere projection method, in which the small open circles stand for station locations. The numbers in the first and second rows below the waveform are the time shifts of theoretical seismograms relative to observation seismograms, and correlation coefficients of the two types of seismograms. The texts on the left side of the waveform are epicenter distance, station code and azimuth angle



图 6 永宁 $M_s 4.6$ 地震震源机制解不同方法的结果对比

Fig. 6 Comparison of focal mechanisms of Yongning $M_s 4.6$ earthquake using P wave initial motion, amplitude ratio and CAP methods

对速度模型的敏感性测试得到了充分的证明(韦生吉, 2009; 谢祖军等, 2012); ② 为了避免反演主要受面波信息控制的影响, 通过给体波部分(Pnl)赋予更大的权重并选择适当的

滤波范围来达到对震源深度和机制解更好的约束目的; ③ 最近台站记录对反演会产生重要影响, 通过在误差函数中引入距离影响因子可以很好地避免这种影响因素; ④ 我们在误差定义中使用了绝对振幅, 尤其在台站稀疏的情况下, 能够获取更准确的机制解。以上几点体现了 CAP 方法在反演震源机制解和确定震源深度上的明显优势。已有研究(龙峰等, 2010; 韩立波等, 2012; 谢祖军等, 2012)表明利用 CAP 方法可以得到比较可靠的震源机制解和震源深度。综上, 本文利用该方法给出的永宁地震的震源机制解和震源深度结果是可靠的。另外, 利用 P 波初动和垂直向直达 P 波、SV 波振幅比联合法计算震源机制对台站布局和大量 P 波初动的依赖程度较低, 在震相识别正确的情况下完全可以得到较为可靠的震源机制解结果。

3.2 应力场

现今银川盆地区域水平挤压应力主要来自青藏块体北东向的推挤作用(杨明芝等, 2007), 并造成了宁夏北部北东—北东东向的主压应力。在青藏块体北东向的推挤作用下, 鄂尔多斯块体东移并逆时针旋转, 在银川盆地形成近东西向的拉张作用与近南北走向的具有右旋走滑性质的断层。

图 5 震源机制解显示的主压应力方向为北东向、近水平方向作用, 与青藏块体向北的水平推挤作用基本吻合; 主张应力方向为北西向, 作用力有一定的仰角, 在一定程度上反映了张应力来自地下的可能。该结果与区域应力场方向具有较好的一致性。由于主压应力方向与断层走向有一定夹角, 使永宁地震震源产生了右旋走滑错动, 并带有少量的逆冲错动分量。而这一点与银川盆地主要活动断裂表现为右旋走滑为主兼具张性正断的特征不同。产生这一区别的原因可能有两点: 一是永宁地震震级较小, 单个中小地震的震源机制解并不一定代表主活动构造的错动方式(Mckenzie, 1969; Yamakawa, 1971); 二是该地震可能发生在主断层某一侧较小的次级断层上, 对于一个复杂的断层带, 次级断层上的震源属性与主断层上的震源属性往往存在区别。同时, 永宁地震主震及 3 次余震的震源机制解显示彼此之间存在较大差异, 即地震后震源机制的一致性较差, 正说明了余震是区域应力场调整作用下的结果。倘若有较多的余震震源机制解结果, 或许通过求取余震的平均机制解可以得到更多对本文有益的结果。

3.3 发震构造

银川市活动断层探测(柴炽章等, 2011)结果显示银川隐伏断层规模大、结构复杂。银川隐伏断层分为东侧银川主断层和西侧银川分支断层, 并且在银川主断层两侧又发育有很多规模较小的次级断层。各断层位置见图 1。图中银川主断层北段与南段以银川市兴庆区银古路为界, 北侧断层活动强度较大, 属晚全新世活动断层, 南侧断层活动强度较弱, 属晚更新世末期活动断层, 银川主断层北段和南段倾角分别为 71° 和 66° , 均倾向西; 银川分支断层与南分支断层中间有过渡段, 二者的活动强度也不相同, 前者属于全新世早期—晚更新世末期活动断层, 后者在晚更新世晚期以来再没有发生明显错断活动, 二者倾角分别为 82° 和 76° , 均倾向西, 并且银川南、北分支断层均在地下一定深度与主断层相连。

将永宁 $M_{\text{S}} 4.6$ 地震重新定位后, 结果表明震中位于银川隐伏主断层与银川隐伏分支断层之间。由于银川主断层与分支断层均西倾, 因此该地震发生于银川主断层的可能性更大。然而永宁地震震源机制解中与断层走向一致的节面解结果显示其发震断层东倾, 与银川主断层西倾存在差异, 结合 3.2 节有关发震断层错动类型分析, 有可能该地震发生在主

断层西侧的次级断层上.

永宁地震余震在地表的投影分布(图 3a)显示, 该余震序列大致沿银川主断层的走向分布, 且余震均分布于主震以南; 沿断层方向的震源深度剖面分布(图 3a')显示该余震分布较零散, 且由主震位置分别向浅部和深部发生破裂; 垂直于断层方向的震源深度剖面分布(图 3b')显示该余震略向东倾, 倾角较大, 近乎垂直, 与主震震源机制所反映的结果基本一致.

4 讨论与结论

本文利用宁夏及邻省区域地震台网记录的近震波形, 首先采用 Hypo2000 定位方法对 2012 年 11 月 20 日宁夏永宁 $M_s 4.6$ 地震进行了重新定位, 震中定位结果为 38.405°N , 106.276°E ; 然后采用对速度模型和地壳横向变化依赖性较小的 CAP 方法, 反演了该地震的震源机制解和深度, 反演结果很好地拟合了研究区域的近震波形数据, 因此, 初步认为这次地震震源机制解为: 节面 I 走向 11° , 倾角 74° , 滑动角 171° ; 节面 II 走向 103° , 倾角 81° , 滑动角 16° . 判定这次地震是一次带少量逆冲分量的右旋走滑地震, 矩震级为 $M_w 4.3$. 综合考虑永宁 $M_s 4.6$ 地震重新定位后的深度为 (9 ± 1.6) km, 震源机制解最佳拟合深度为 8 km, 认为该地震的震源深度为 8 km 左右比较可靠.

从永宁地震的震源机制解结果来看, 主压应力方向为北东向, 近水平方向作用, 与青藏块体向北的水平推挤作用基本吻合. 然而该地震震源的错动方式为带有少量逆冲分量的右旋走滑错动, 这一点与银川盆地主要活动断裂表现为右旋走滑为主兼具张性正断的特征不同. 从永宁地震震中位置来看, 震中位于银川隐伏断裂带上. 由于银川隐伏断层规模大、结构复杂, 综合考虑重新定位后的震中位置、余震展布以及节面解和震源深度剖面分布所显示的发震断层东倾的结果, 初步认为 2012 年永宁 $M_s 4.6$ 地震很可能发生在银川隐伏主断层西侧的次级断层上.

在斜向挤压或拉张的活动构造带地区, 构造形变常常分解在两个平行的断裂带上, 一个是产状倾斜的逆冲或倾滑, 另一个是产状垂直的走滑. 永宁 $M_s 4.6$ 地震涉及的构造也可能属于这一类型.

中国科学院测量与地球物理研究所郑勇博士为本文提供了计算软件并给予帮助, 宁夏回族自治区地震局监测中心提供了波形数据, 审稿专家对本文提出了非常中肯、有价值的修改意见. 作者在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 柴炽章, 孟广魁, 马贵仁. 2011. 银川市活动断层探测与地震危险性评价 [M]. 北京: 科学出版社: 121—200.
- Chai C Z, Meng G K, Ma G R. 2011. *Active Fault Surveying and Earthquake Risk Assessment in Yinchuan* [M]. Beijing: Science Press: 121—200 (in Chinese).
- 陈天长, 堀内茂木, 郑斯华. 2001. 利用 P 波初动和短周期 P、S 波振幅测定川滇地区地震震源机制解和应力场 [J]. 地震学报, 23(4): 436—440.
- Chen T C, Shigeki H, Zheng S H. 2001. Earthquake focal mechanisms and stress field in Sichuan–Yunnan area determined using P wave polarity and short period P and S waveform data [J]. *Acta Seismologica Sinica*, 23(4): 436—440 (in Chinese).

- 韩立波, 蒋长胜, 包丰. 2012. 2010年河南太康M_S4.6地震序列震源参数的精确确定[J]. 地球物理学报, 55(9): 2973-2981.
- Han L B, Jiang C S, Bao F. 2012. Source parameter determination of 2010 Taikang M_S4.6 earthquake sequences[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(9): 2973-2981 (in Chinese).
- 龙峰, 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≥4.0事件的震源机制解[J]. 地球物理学报, 53(12): 2852-2860.
- Long F, Zhang Y J, Wen X Z, Ni S D, Zhang Z W. 2010. Focal mechanism solutions of M_L≥4.0 events in the M_S6.1 Panzhihua-Huili earthquake sequence of Aug 30, 2008[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(12): 2852-2860 (in Chinese).
- 宋美琴, 郑勇, 葛粲, 李斌. 2012. 山西地震带中小震精确位置及其显示的山西地震构造特征[J]. 地球物理学报, 55(2): 513-525.
- Song M Q, Zheng Y, Ge C, Li B. 2012. Relocation of small to moderate earthquakes in Shanxi Province and its relation to the seismogenic structure[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(2): 513-525 (in Chinese).
- 韦生吉. 2009. 稀疏台网震源参数方法研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学地球与空间科学学院: 26-28.
- Wei S J. 2009. *Constraining Source Parameters with Sparse Network*[D]. Hefei: School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China: 26-28 (in Chinese).
- 谢祖军, 郑勇, 倪四道, 熊熊, 王行舟, 张炳. 2012. 2011年1月19日安庆M_L4.8地震的震源机制解和深度研究[J]. 地球物理学报, 55(5): 1624-1634.
- Xie Z J, Zheng Y, Ni S D, Xiong X, Wang X Z, Zhang B. 2012. Focal mechanism and focal depth of the 19 January 2011 Anqing earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(5): 1624-1634 (in Chinese).
- 杨明芝, 马禾青, 廖玉华. 2007. 宁夏地震活动与研究[M]. 北京: 地震出版社: 121-200.
- Yang M Z, Ma H Q, Liao Y H. 2007. *Earthquake Research and Activity of Ningxia*[M]. Beijing: Seismological Press: 121-200 (in Chinese).
- 郑勇, 马宏生, 吕坚, 倪四道, 李迎春, 韦生吉. 2009. 汶川地震强余震(M_S≥5.6)的震源机制解及其与发震构造的关系[J]. 中国科学: D辑, 39(4): 413-426.
- Zheng Y, Ma H S, Lü J, Ni S D, Li Y C, Wei S J. 2009. Source mechanism of strong aftershocks (M_S≥5.6) of the 2008/05/12 Wenchuan earthquake and the implication for seismotectonics[J]. *Science in China: Series D*, 52(6): 739-753.
- Geiger L. 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from arrival time only[J]. *Bull St Louis Univ*, 8(1): 60-71.
- Klein F W. 2007. *User's Guide to HYPOINVERSE-2000: A Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes*[R]. U S Geological Survey Open-File Report: 36-40.
- McKenzie D P. 1969. The relationship between fault plane solution for earthquakes and directions of the principal stresses [J]. *Bull Seismol Soc Am*, 59(2): 591-601.
- Nakamura A, Horiuchi S, Hasegawa A. 1999. Joint focal mechanism determination with source-region station corrections using short-period body-wave amplitude data[J]. *Bull Seismol Soc Am*, 89(2): 373-383.
- Oppenheimer D H, Reasenberg P A, Simpson R W. 1988. Fault plane solutions for the 1984 Morgan Hill, California, earthquake sequence: Evidence for the state of stress on the Calaveras fault[J]. *J Geophys Res*, 93(B8): 9006-9007.
- Skyes L R. 1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges[J]. *J Geophys Res*, 72(8): 2131-2153.
- Yamakawa N. 1971. Stress fields in focal regions[J]. *J Phys Earth*, 19(4): 347-353.
- Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. *Bull Seismol Soc Am*, 84(1): 91-104.
- Zhu L P, Helmberger D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms [J]. *Bull Seismol Soc Am*, 86(5): 1634-1641.