

2014年10月2日青海乌兰5.1级地震 震源机制、震源深度的确定^{*}

李国佑¹, 姚家骏²

(1. 青海省地震局, 青海 西宁 810000; 2. 中国地震局地球物理勘探中心, 河南 郑州 450002)

摘要: 利用2014年10月2日青海乌兰5.1级地震震中周边宽频带波形资料, 采用CAP方法反演了该地震的震源机制解和震源深度, 结果表明: 乌兰5.1级地震是一次逆冲型地震, 最佳双力偶解为节面I走向279°、倾角48°、滑动角81°; 节面II走向112°、倾角43°、滑动角100°, 最佳矩心深度为15 km。采用波形互相关方法拾取Pn波, 应用滑动时窗相关法识别sPn震相, 通过sPn与Pn震相之间的走时差进一步确定本次地震的震源深度。

关键词: 乌兰5.1级地震; CAP方法; sPn震相

中图分类号: P315.7

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2017)01-0088-06

0 引言

柴达木盆地的形成和演化过程与印度板块和欧亚板块的陆-陆碰撞有着密切关系(Tapponnier, Molnar, 1976; Clark, Royden, 2000; 尹安, 2001; 宋春晖, 2006), 盆地周边受到阿尔金断裂、大柴旦-宗务隆山断裂、鄂拉山断裂、昆中断裂等大型断裂所围限(张培震等, 2003; 吕宝凤等, 2011)。由于板块运动的影响, 盆地基底刚性程度不一, 内部及边缘构造众多、应力场多变(吕宝凤等, 2011), 近期发生多次 $M_s \geq 6.0$ 强震, 如1962年北霍布逊湖附近6.8级地震、1977年1月19日霍布逊湖6.3级地震、2003年德令哈6.6级地震、2008年大柴旦6.3级地震、2009年大柴旦6.4级地震等, 显示出盆地及周边具有较强的地震活动性。

2014年10月2日青海乌兰(36.4°N, 97.8°E)发生5.1级地震, 该地震位于柴达木盆地东部, 震中周围50 km内历史上无强震记录。根据地震应急人员的现场考察, 该地震造成的地表破裂不明显, 无法从宏观现象判断地震的性质。震源机制解、震源深度是地震的重要参数, 对于研究发震构造、震源破裂等有重要意义, 本文利用近场宽频带波形资料, 采用CAP方法反演本次

地震的震源机制解, 并采用滑动时窗相关法识别sPn震相, 进一步确定了乌兰地震的震源深度。

1 研究方法及结果

1.1 资料选取

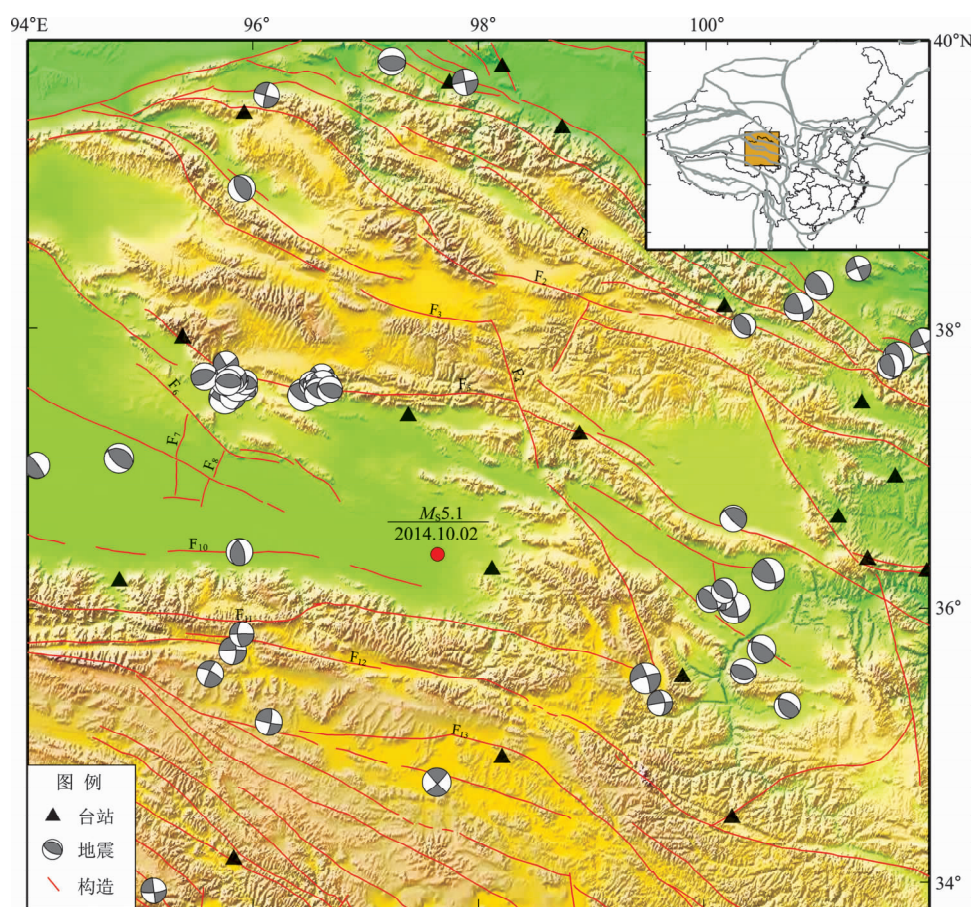
本文所用资料来源于青海“十五”数字地震台网(图1), 地震震中周边的台站比较稀疏, 不过对震中形成了较好的包围, 适合利用CAP方法及sPn深度震相计算该地震震源机制解、震源深度等参数。

1.2 震源机制解反演

目前反演震源机制的常用方法有P波初动法和波形反演法, P波初动法是震源机制解反演的传统方法, 该方法物理基础清晰、结果可靠, 不过需要用大量的P波初动符号, 而且要求台站在震中周边均匀分布, 因此在地震监测能力较弱的地区受到一定限制。随着数字地震学的发展, 地震学家发展了CAP方法来反演震源机制(Zhao, Helmberger, 1994; Zhu, Helmberger, 1996), 利用宽频带近震记录的体波和面波波形记录联合反演矩张量解, 分别拟合体波和面波, 具有所需台站少、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等优点, 并且可给出震源机制反演过程中根据波形拟合得到的最佳震源深度

^{*} 收稿日期: 2015-01-08.

基金项目: 测震台网青年骨干培养专项(20150427)和地震科技星火计划(XH14050Y)联合资助.



F₁: 阴凹槽断裂; F₂: 木里—江仓断裂; F₃: 哈拉湖南山断裂; F₄: 鄂拉山断裂带; F₅: 宗务隆山断裂; F₆: 柴达木北缘断裂;
F₇: 哑西—达东断裂; F₈: 察尔汗断裂; F₉: 达布逊湖—霍布逊湖断裂; F₁₀: 柴达木南缘断裂; F₁₁: 昆中断裂;
F₁₂: 东昆仑断裂; F₁₂: 玛多—甘德断裂 (震源机制解为哈佛矩张量解, 断层数据引自邓起东等 (2002))

图1 乌兰地震震中 (红色实心圆) 及周边台站、断裂分布

Fig. 1 Distribution of stations and faults around the epicenter of the Wulan earthquake

(郑勇等, 2009; 黄建平等, 2009)。该方法近年来得到了广泛的应用, 曾反演了2008年汶川地震余震、2008年8月30日攀枝花—会理6.1级地震、2010年玉树7.0地震、2010年河南太康4.6级地震、2013年中哈交界6.1级地震等中强震的震源机制解 (龙锋等, 2010; 吕坚等, 2011; 韩立波等, 2012; 高朝军等, 2013), 得到了广泛的应用。考虑到该区地壳结构研究尚不详细, 震源机制解反演过程中采用Crust 1.0模型, 该模型在全球尺度上提供了 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 分辨率的地壳速度结构, 分辨精度与结果比较可靠。

操作过程中, 去除观测数据中的仪器响应, 旋转得到径向、切向和垂向的地动位移。为了消除速度结构横向变化的影响, 对Pnl波和面波波形分别通过0.05~0.2 Hz和0.05~0.1 Hz的4阶Butterworth带通滤波器压制噪音。通过频率-波数

法(F-K)计算格林函数, 进而得到理论地震图, 对理论波形采用与观测波形相同的分解、滤波规则。震源参数采用全空间中格点搜索, 对不同的波段数据分别做互相关, 得到不同深度上的震源机制和误差, 再根据误差的大小确定震源深度, 当满足具有最小误差值时对应的断层面解即为最佳震源机制解。

利用上述方法, 得到最佳震源机制解和震源深度, 结果如图2 (采用下半球投影) 所示。图2a为乌兰5.1级地震震源机制解及波形拟合图, 灰色虚线表示理论地震图, 黑线表示实际观测地震, 其下的数字分别表示理论地震图相对观测地震图的相对移动时间和二者的相关系数, 波形左侧的文字分别为震中距、台站名、方位角($^{\circ}$)。由图可见, 波形拟合互相关系数多数在90%以上, 这表明波形Pnl和Sn1部分都有较好的对应关系。

图 2b 为反演误差随深度的变化以及不同震源深度下搜索的机制解所对应的误差, 由图可以看出当深度为 16 km 时误差最小, 此深度以及对应的震源机制解即为所求的解。其中, 节面 I 走向 279°、倾角 48°、滑动角 81°; 节面 II 走向 112°、倾角 43°、

滑动角 100°, 矩震级 M_w 5.05, 最佳矩心深度 15 km, 表现为逆冲性质。对比中国地震局地球物理研究所 (CEA-IGP) 给出的本次 M_s 5.1 主震震源机制解参数 (表 1), 本文获得结果与其比较接近, 说明本文反演结果是比较可靠的。

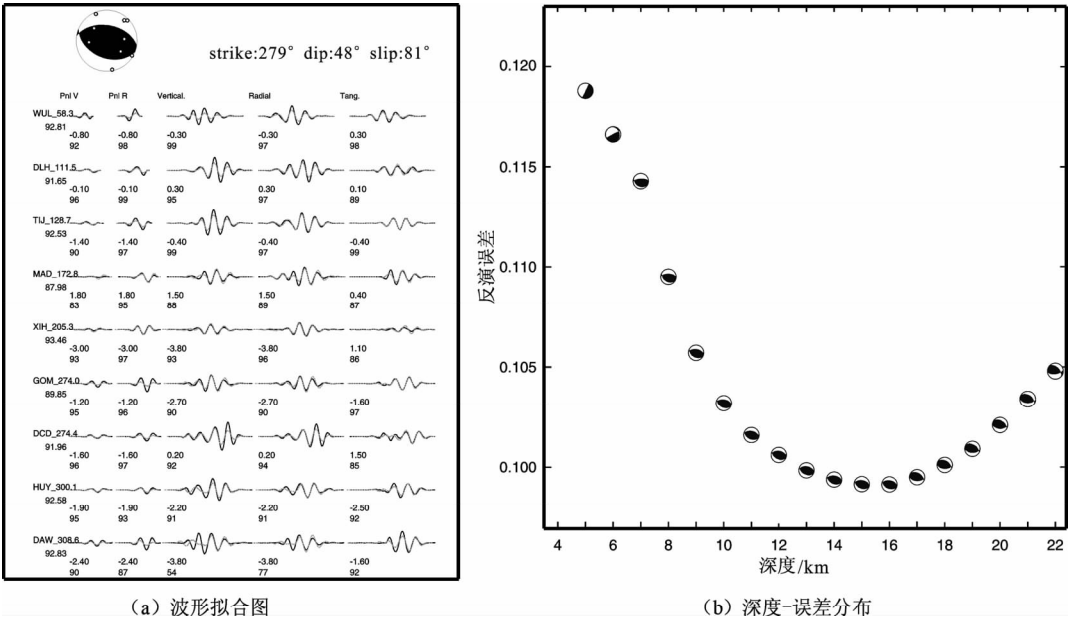


图 2 乌兰 M_s 5.1 地震震源机制解反演结果
Fig. 2 The focal mechanism solution of the Wulan M_s 5.1 mainshock

表 1 不同研究得到的震源机制解参数
Tab. 1 Focal mechanism solution parameters from different sources

结果来源	节面 I			节面 II			P 轴		T 轴		B 轴	
	走向	滑动	倾角	走向	滑动	倾角	方位	倾角	方位	倾角	方位	倾角
CEA-IGP	287°	80°	47°	121°	101°	44°	24°	2°	126°	83°	294°	7°
本文	279°	81°	48°	112°	100°	43°	15°	3°	127°	83°	285°	7°

1.3 采用 sPn 震相确定震源深度

震源深度是震源信息中最不易测准的参数, 地震台站记录越少, 震源深度的误差往往越大。研究表明, 可以利用深度震相来提高震源深度的测定精度 (Langston, 1987, 1994; Saikia, 2000; 韦生吉等, 2009; 崇加军等, 2010; 罗艳等, 2010; 韩立波等, 2012)。谢祖军等 (2012) 利用近震波形资料, 采用 CAP 方法反演了 2011 年 1 月 19 日安徽安庆 M_L 4.8 地震的震源机制解, 然后结合 P、sP、pP 和 sPnP 等深度震相对震源深度进行了精确确定。深度震相 sPn 是测定近距离 ($\Delta < 1\,000$ km) 地震震源深度比较实用的震相之一, 任克新等 (2004) 利用其确定了 2003 年内蒙古 6.0 级地震的震源深

度。张瑞青等 (2008) 首次尝试用滑动时窗相关法识别 sPn 震相, 给出了 2008 年汶川地震后 17 个 $M_s \geq 5.0$ 余震的震源深度, 进一步讨论了龙门山断裂、平武—青川断裂的特征。由图 2b 可知, 震源机制解节面参数在深度范围 13 ~ 17 km 之间偏差较小, 为进一步确认震源深度结果的可靠性, 利用深度震相 sPn 与参考震相 Pn 对深度进行进一步分析。深度震相 sPn 出现在 Pn 与 Pg 震相之间, 主要出现在 300 ~ 800 km 震中距范围内, 其形成的原因为壳内地震原生 S 波的 SV 成分在地表震中附近反射转换为 P 波, 转换后的 P 波入射到莫霍面时, 当入射角为临界角时, 可形成 sPn 波, 其振幅和周期均大于 Pn 波, 若初

动清晰, sPn 波与 Pn 波反向。sPn 与 Pn 波到时差仅随震源深度增加而增加, 并不随震中距变化, 可根据这个特征测定震源深度。我们在震中距为

300 ~ 400 km 的部分台站观察到了清晰的 sPn 波 (图 3), 部分台站因为其它震相淹没或干扰等原因未能准确识别。

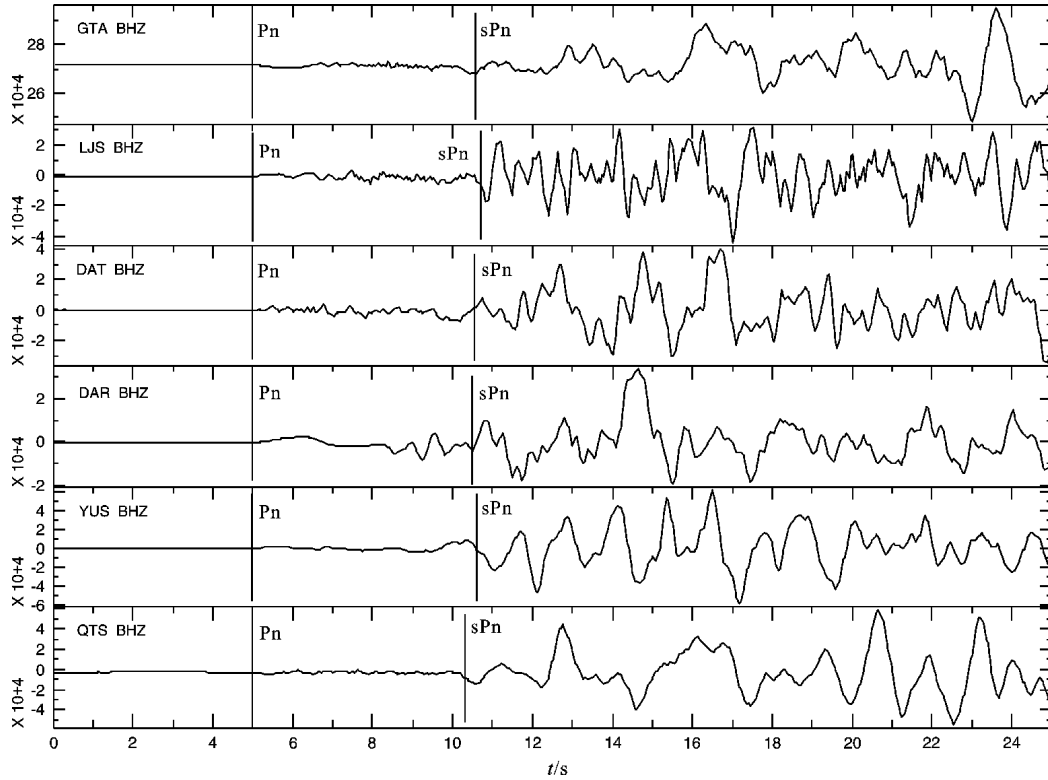


图3 部分台站记录到的 sPn 震相

Fig. 3 Depth sPn phases recorded by some stations

为了提高 sPn - Pn 到时差测定的准确性, 本文利用滑动时窗相关法提取 sPn 震相, 挑选 7 个台站初动一致向上、清晰可辨的垂直向记录, 根据 Pn/sPn 的优势频率, 经过低通滤波, 然后以 0.1 s 为步长, 利用滑动时窗相关法计算两条波形文件的相关系数, 对所有波形文件做两两相关, 将相关系数相加, 最后获取两个相关系数最高的点的时间差, 即我们所需要的 sPn 和 Pn 震相到时差。根据 sPn 和 Pn 震相到时差, 以及相应的区域速度结构, 代入到震源深度计算公式中, 测定出该事件的震源深度。

经过上述处理, 7 个台站 Pn 波初对应的相关系数为 0.99 (图 4)。在 Pn 初至后约 5.3 s, 可明显追踪到一周周期较大、初至向下的震相, 对应的相关系数为 0.90。根据 sPn 波特征及与 Pn 震相之间相同的走时差, 表明此震相即为 sPn 震相, 与手动标注相近, 但更为稳定可靠。

对于一维多层地壳速度模型, sPn 与 Pn 之间

的走时差 (洪星等, 2006) 可表示为

$$h = \frac{1}{\kappa_i} \times \left\{ \Delta t - \sum_{n=1}^{i-1} \left[H_n \times (\kappa_n - \kappa_i) \right] \right\}. \quad (1)$$

$$\kappa_n = \frac{\sqrt{V_{PM}^2 - V_{Sn}^2}}{V_{PM} \times V_{Sn}} + \frac{\sqrt{V_{PM}^2 - V_{Pn}^2}}{V_{PM} \times V_{Pn}}. \quad (2)$$

其中, h 为震源深度, H_n 为第 n 层地壳的厚度, V_{PM} 为莫霍界面的 P 波速度, 震源位于第 i 层内, V_{Pn} 和 V_{Sn} 分别是第 n 层的 P 波和 S 波速度。

利用 sPn 与 Pn 走时差确定震源深度, 其误差主要源自 sPn - Pn 走时差的测定误差和震源附近一维速度模型的误差, 本文的地壳模型主要源自 Crust 1.0 及王有学和钱辉 (2000) 研究成果。利用 Crust 1.0 模型下, 计算的震源深度为 14.73 km; 利用王有学和钱辉 (2000) 的研究成果, 计算的震源深度为 14.83 km, 两者差别仅为 0.1 km, 且与 CAP 反演结果相一致, 进一步验证了 CAP 方法在深度约束上的可靠性。

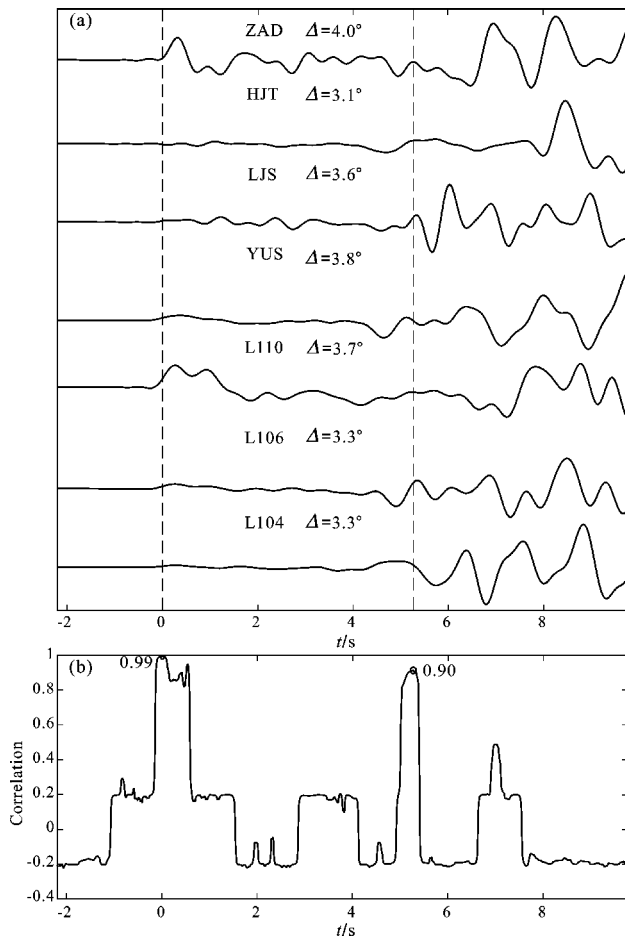


图4 滑动窗口法确定的 sPn 震相
Fig. 4 Depth sPn phases determined
by sliding window method

2 结论

采用 CAP 方法反演得到了 2014 年 10 月 2 日乌兰 5.1 级地震的震源机制解, 节面 I 走向 279° 、倾角 48° 、滑动角 81° ; 节面 II 走向 112° 、倾角 43° 、滑动角 100° , 最佳矩心深度为 15 km, 为逆冲型地震。利用滑动时窗相关法提取 sPn 深度震相, 通过一维多层地壳速度模型计算了本次地震的震源深度, 与 CAP 反演结果相差小于 0.5 km。

本次地震发生在强震记录较少的柴达木盆地东部地区, 该区是东昆仑、祁连山与柴达木盆地基底、共和盆地基底共同作用的构造体系复合部位, 主要由南边的柴达木南缘断裂和北边的柴达木北缘断裂以及它们之间的一系列逆冲推覆构造所组成。研究显示乌兰地震震源机制解两个节面倾角参数均为 45° 左右的, 是一个倾角较高的逆冲

型地震, 该地震余震不丰富, 仅有 10 次左右 $M_L 1 \sim 2$ 小震, 是个典型的孤立型地震。目前缺乏对震中区附近活动构造的详细研究, 周边较大的断裂有柴达木盆地南缘断裂, 其东端距该地震震中约 35 km, 两者的具体关系需要进一步研究。

相关图件用 GMT 绘制, 审稿专家给予了不少指导, 在此表示感谢。

参考文献:

- 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[J]. 地球物理学报, 53(11): 2620–2630.
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 2002. 中国大陆活动构造基本特征[J]. 中国科学: 地球科学, 32(12): 1020–1030.
- 高朝军, 夏爱国, 张琳琳. 2013. 2013 年 1 月 29 日中哈交界 $M_s 6.1$ 地震震源机制解与发震断层研究[J]. 内陆地震, 27(4): 303–310.
- 韩立波, 蒋长胜, 包丰. 2012. 2010 年河南太康 $M_s 4.6$ 地震序列震源参数的精确确定[J]. 地球物理学报, 55(9): 2973–2981.
- 洪星, 叶雯燕, 邵荣平, 等. 2006. 台湾海峡南部一次 5.0 级地震的 sPn 震相分析[J]. 地震地磁观测与研究, 27(3): 26–31.
- 黄建平, 倪四道, 傅容珊, 等. 2009. 综合近震及远震波形反演 2006 文安地震 ($M_w 5.1$) 的震源机制解[J]. 地球物理学报, 52(1): 120–130.
- 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[J]. 地球物理学报, 53(12): 2852–2860.
- 吕宝凤, 张越青, 杨书逸. 2011. 柴达木盆地构造体系特征及其成盆动力学意义[J]. 地质论评, 57(2): 167–174.
- 吕坚, 郑勇, 马玉虎, 等. 2011. 2010 年 4 月 14 日青海玉树 $M_s 4.7$ 、 $M_s 7.1$ 、 $M_s 6.3$ 地震震源机制解与发震构造研究[J]. 地球物理学进展, 26(5): 1600–1606.
- 罗艳, 倪四道, 曾祥方, 等. 2010. 汶川地震余震区东北端一个余震序列的地震学研究[J]. 中国科学: 地球科学, 40(6): 677–687.
- 任克新, 邹立晔, 刘瑞丰, 等. 2004. 用 sPn 计算内蒙地震的震源深度[J]. 地震地磁观测与研究, 25(3): 24–31.
- 宋春晖. 2006. 青藏高原北缘新生代沉积演化与高原构造隆升过程[D]. 兰州: 兰州大学.
- 王有学, 钱辉. 2000. 青海东部地壳速度结构特征研究[J]. 地学前缘, 7(4): 568–579.
- 韦生吉, 倪四道, 崇加军, 等. 2009. 2003 年 8 月 16 日赤峰地震: 一个可能发生在下地壳的地震? [J]. 地球物理学报, 52(1): 111–119.
- 谢祖军, 郑勇, 倪四道, 等. 2012. 2011 年 1 月 19 日安庆 $M_L 4.8$ 地震的震源机制解和深度研究[J]. 地球物理学报, 55(5): 1624–1634.
- 尹安. 2001. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长[J]. 地球学报, 22(3): 193–255.
- 张培震, 邓起东, 张国民. 2003. 中国大陆的强震运动与活动地块[J]. 中国科学: 地球科学, 33(增刊 1): 12–20.

- 张瑞青, 吴庆举, 李永华, 等. 2008. 汶川中强余震震源深度的确定及其意义[J]. 中国科学: 地球科学, 38(10): 1234 – 1241.
- 郑勇, 马宏生, 吕坚, 等. 2009. 汶川地震强余震($M_s \geq 5.6$)的震源机制解及其与发震构造的关系[J]. 中国科学: 地球科学, 39(4): 413 – 426.
- CLARK M K, ROYDEN L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow[J]. Geology, 28(8): 703 – 706.
- LANGSTON C A. 1987. Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms[J]. JGR, 92(B11): 11511 – 11561.
- LANGSTON C A. 1994. An integrated study of crustal structure and regional wave propagation for southeastern Missouri[J]. BSSA, 84(1): 105 – 118.
- SAIKIA C K. 2000. A method for path calibration using regional and teleseismic broadband seismograms: Application to the 21 May 1997 Jabalpur, India earthquake ($M_w 5.8$) [J]. Current Science Bangalore, 79(9): 1301 – 1315.
- TAPPONNIER P, MOLNAR P. 1976. Slip – line field theory and large – scale continental tectonics. Nature 264(5584): 319 – 324.
- ZHAO L S, HELMBERGER D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. BSSA, 84(1): 91 – 104.
- ZHU L P, HELMBERGER D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms [J]. BSSA, 86(5): 1634 – 1641.

The Determination of Focal Mechanism and Focal Depth of the Wulan Earthquake, Oct. 2, 2014

LI Guoyou¹, YAO Jiajun²

(1. Earthquake Administration of Qinghai Province, Xining 810000, Qinghai, China)

(2. Geophysical Exploration Center of Chinese Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, Henan, China)

Abstract

On October 2, 2014, a $M_s 5.1$ earthquake occurred in Wulan, Qinghai province. Using the local broadband waveform data of available stations in regional seismic networks, the focal mechanism and focal depth were determined by the “Cut and Paste” (CAP) method at first. The best double couple solution is 279° , 48° , 81° for strike, dip and slip angles, respectively for one nodal plane, and 112° , 43° , 100° for another nodal plane, the estimated focal depth is about 15 km. In order to better constrain the focal depth, we further refined it with depth sPn phase by using the arrival – time differences between Pn and sPn phases, which were picked by the waveform cross – correlation and sliding – window correlation method. The difference between the two methods was within 0.5 meters.

Keywords: Wulan $M_s 5.1$ earthquake; CAP method; sPn phase