

贺曼秋、倪四道、曾祥方等, 2012, 2008 年来荣昌地区地震重新定位及地震丛集原因初探, 中国地震, 28 (3), 245 ~ 255。

· 研究论文 ·

2008 年以来荣昌地区地震重新定位 及地震丛集原因初探

贺曼秋^{1,2)} 倪四道¹⁾ 曾祥方³⁾ 杨政旭⁴⁾ 魏红梅²⁾

1) 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 安徽省合肥市金寨路 96 号 230026

2) 重庆市地震局, 重庆市渝北红黄路 339 号 401147

3) 中国科学院研究生院, 北京 100049

4) 重庆市荣昌县地震局, 重庆 402046

摘要 通过对荣昌地区地震重新定位, 结合当地注水资料, 对该地区 2008 年以来地震丛集的原因进行初步研究。收集了 2007 ~ 2011 年 6 月间荣昌台记录的 131 个远震, 计算了这些地震的接收函数, 用 H-Kappa 叠加方法得到台站下方及附近的莫霍面深度, 并用线性反演方法反演了该区 S 波速度结构。利用接收函数反演得到的速度结构, 采用双差定位方法对荣昌及其邻区 2008 ~ 2011 年 8 月间 $M_L \geq 1.0$ 地震进行了重新定位, 得到了 408 个地震的精确位置。重定位结果显示地震的水平震中分布与华蓥山断裂走向一致, 另外在通过 2010 年 $M4.7$ 地震震中且垂直于华蓥山断裂的剖面中, 地震分布所勾画的发震断层轮廓显示地震的发震断层倾向为 SE, 倾角约 70° 左右, 这与华蓥山断裂的产状 ($50^\circ \angle 75^\circ$) 较为一致。分析了注水点与地震分布的空间关系及注水量与地震频度的关系, 认为注水井位置距离 2008 年以来的几次 4 级地震震中较远, 震源深度主要分布在 6 ~ 7 km, 且注水量与地震频度的对应关系不显著, 地震丛集性原因尚待更多研究。

关键词: 接收函数 双差定位 诱发地震

[文章编号] 1001-4683 (2012) 03-0245-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

荣昌地区是重庆市的地震多发区, 1993 ~ 2002 年间曾出现 4 ~ 5 级地震集中活动, 在 2003 ~ 2007 年 5 年的平静期后, 2008 年汶川地震以来出现新一轮的 4 级地震活跃期。2003 ~ 2007 年该区仅发生一次 4 级地震, 震级为 $M_L 4.0$; 而 2008 年以来发生 3 次 4 级以上地震, 最小震级为 $M4.0$, 最大为 2010 年 9 月 10 日 $M4.7$ 地震。该 $M4.7$ 地震震中位于重庆荣昌县与四川隆昌县交界, 在荣昌县荣隆镇与安富镇之间, 发震断层位于四川盆地东缘华蓥山构

[收稿日期] 2012-07-17

[项目类别] 中国地震局震情跟踪合同制定向工作任务 (2011020107)

[作者简介] 贺曼秋, 女, 1979 年生, 主要从事地震预报工作。E-mail: hemanqiu@163.com

造的螺观山构造。研究区内主要构造为华蓥山断裂,其北起四川万源,以走向 50° 沿WS方向穿过重庆合川、荣昌一线,再入川经宜宾等地至云南昭通地区。在大地电磁测深剖面中华蓥山断裂具有高角度逆冲力学性质,产状 $50^\circ \angle 75^\circ$ (丁仁杰等,2004)。

研究表明荣昌地区的中小震活动与当地采气注水有一定的关系(丁仁杰等,2004;朱丽霞等,2007)。一般而言,注水诱发的地震主要发生在注水井周围,深度多与注水深度接近,多为浅部沉积盖层(Rogers et al, 1979);而构造地震主要发生在地壳中的脆性层(Scholz, 2002)。我国西部的地震平均深度为 $18 \pm 8\text{km}$ (张国民等,2002),因此地震位置尤其是深度是讨论该区地震发生机制的重要依据。地震定位精度受速度模型影响较大,因此本文首先利用接收函数得到较精确的研究区内S波速度结构。在此基础上,采用双差定位方法对荣昌地区2008~2011年8月间426个 $M_L \geq 1.0$ 地震进行重定位。在精确定位基础上研究这一时段地震活动与研究区内主要构造的关系,同时通过地震震中与注水井距离对比、地震频度与注水量的相关性分析,分析注水井与震群的空间关系、地震活动与注水量的时间相关性,对荣昌地区地震的发震机理进行研究,为发震趋势判定提供依据。

1 荣昌地区速度结构

地震定位的精度受速度模型的影响较大,因此本文首先研究荣昌地区的速度结构。地壳速度结构研究有诸多方法,例如人工地震测深(曹家敏等,1997)、面波体波层析成像(Li et al, 2009;李昱等,2010;孙若味等,1991)、接收函数法(吴庆举等,1998)等。其中人工地震测深方法精度高,但是成本较高,观测条件要求比较严格。因此只在部分测线上开展了工作,其研究工作主要针对地壳中的P波速度结构。体波层析成像方法又可分为远震体波层析成像和近震体波层析成像,由体波层析成像可以得到地壳中的P波、S波速度结构,但是需要较高密度的台站和地震分布。在地震较少和地震台网较为稀疏的情况下,基于远震的接收函数方法,以及基于天然地震或者背景地震噪声的面波法在地壳结构研究中取得了广泛的应用(吴庆举等,1998;Li et al, 2009;李昱等,2010),由这些方法可以得到台站下方或研究区域内地壳的S波速度结构。由于本文研究区域内只有一个永久宽频带台站,因此我们采用接收函数方法进行研究。

1.1 接收函数提取

接收函数是用远震P波波形的垂直分量对径向分量和切向分量作反褶积后得到的时间序列,它主要包括地震台站下方地壳和上地幔速度间断面所产生的转换波及其多次反射波的信息,目前该方法已成为用于研究区域性的壳幔结构的常规数据分析工具(林中洋等,1993;吴庆举等,1998;吴建平等,2001;Ai et al, 2003;罗艳等,2008;贺传松等,2010;龙锋等,2011)。

本文选取了2007年1月~2011年6月间荣昌台(宽频带)记录到的震中距在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 范围内,震级为 $M_w 6.0 \sim 7.0$ 的131个远震波形记录(图1),截取P波初动前10s及后100s数据,该时间窗足以包括来自岩石圈界面的多次反射波震相(李永华等,2009)。考虑到频率域的反褶积算法不稳定(徐强等,2008),本文采用时间域的迭代反褶积方法(Ligorria et al, 1999)得到了径向接收函数和切向接收函数,其中径向接收函数结果如图2所示,5s附近有较为清晰的Ps震相。

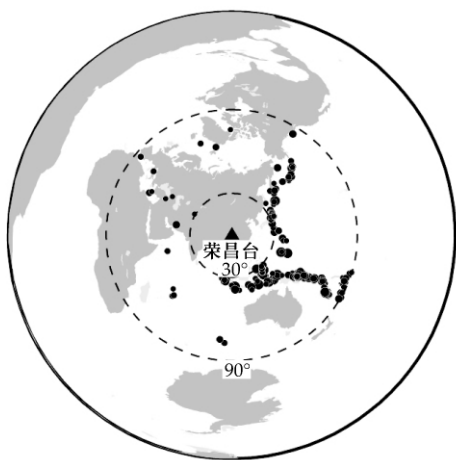


图 1 计算接收函数地震选取震中范围

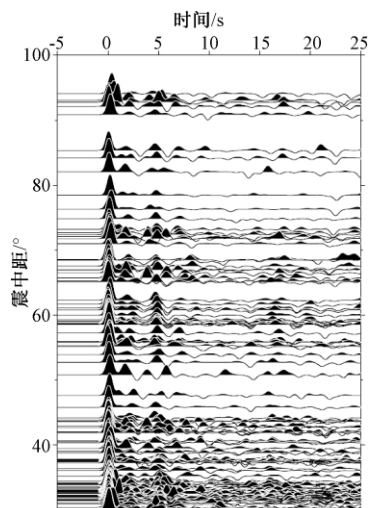


图 2 高斯系数取 2.5 时的接收函数

1.2 莫霍面深度及泊松比

在利用地震波确定莫霍面深度方法中,由于 P 波在莫霍面的转换波 Ps 与 P 波的时间差同时受地壳厚度和波速的影响,因此在反演中存在地壳厚度和壳内速度之间的折衷 (trade-off)。Zhu (2000) 提出 H-Kappa 叠加方法,通过引入 P 波在莫霍面的多次反射转换波 PpPs、PsPs、PpSs 等进行约束,较好地降低了由此带来的误差。图 3 是利用 H-Kappa 方法叠加的结果,表明荣昌台下方莫霍面深度为 41km, v_p/v_s 为 1.72,图中颜色最深的区域是置信度为 95% 的区域,该结果与由布格重力异常反演得到的莫霍面深度相近(胥颐等,2009)。

1.3 S 波速度结构线性反演

利用接收函数进行速度结构反演的方法可以分为线性和非线性两大类。非线性反演方法有模拟退火(高星等,2005)、遗传算法(Shibutani et al, 1996)等,具有对初始模型要求不高、能搜索到全局最优解等优点,但是收敛速度较慢。李永华等(2009)用不同的初始模型对接收函数进行线性反演得到的台站下方壳

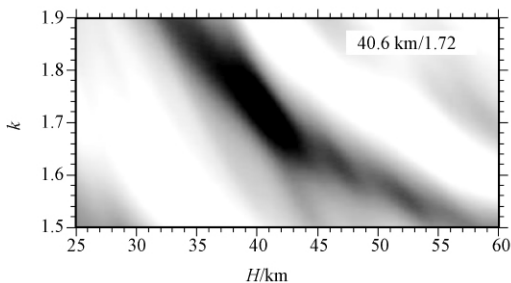


图 3 H-Kappa 叠加结果图

幔结构,尽管其主要结构特征相似,但速度大小不一样。本文采用收敛速度较快的线性反演方法(Herrmann et al,2004),在反演过程中采用 H-kappa 方法获取的台站地壳厚度和 v_p/v_s 结果作为初始模型的相应取值,以提高速度结构的准确度。线性反演方法对 S 初始模型具有很强的依赖(徐强等,2008),所以在选择初始模型时应尽量选择与实际接近的初始模型。本文选取了赵珠等(1987)利用四川台网 50 多个台站记录到的 10 个工业爆破和 100 多个天然地震 P 波走时反演的川东地区 3 层一维模型的研究结果作为参考,进行线性插值,并通过 v_p/v_s 得到反演所需 S 波初始模型(图 4),莫霍面深度为 41km。图 4(b) 给出了接收函数理论波形与实际数据的拟合图(实线为观测的接收函数,虚线为最终模型预测的接收函数),

其中拟合相关系数约为 0.96。另外从分辨矩阵也可以看出(图 5),反演结果分辨较好。从反演后的结果可以看出,荣昌地区地壳速度无明显低速层,速度随深度的增加而增加,在 26~33km 处速度梯度较小,41km 左右处的壳幔界面明显。

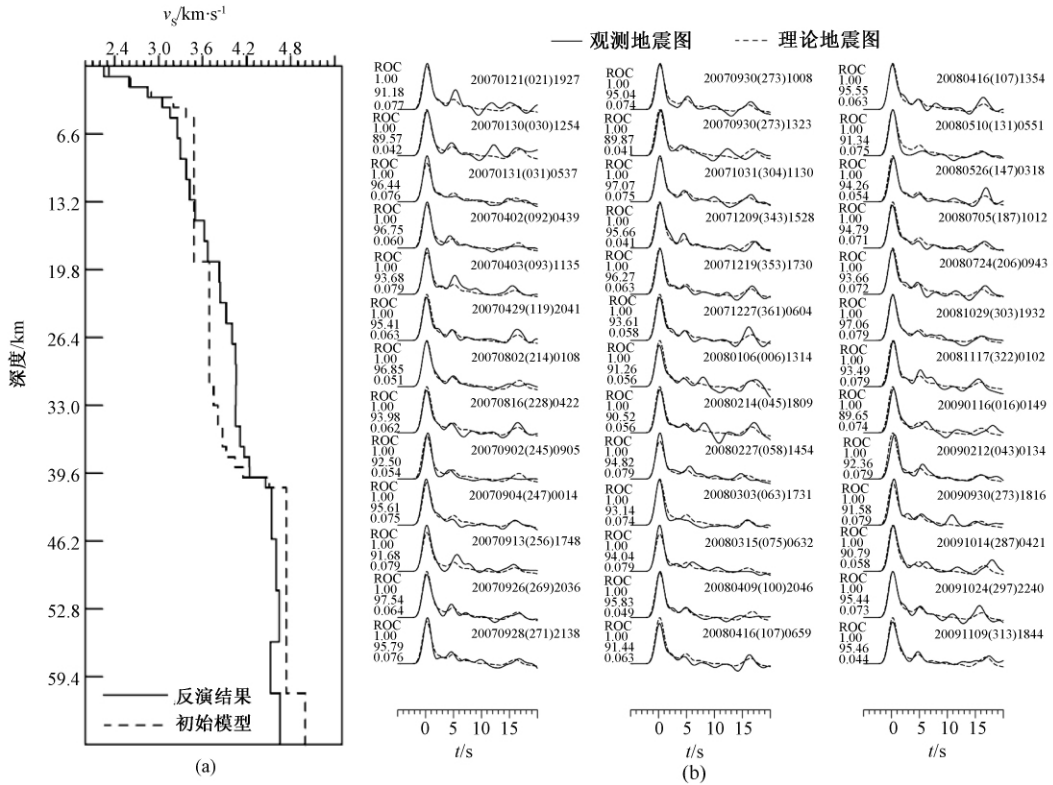


图 4 (a) 初始模型(虚线)与最终模型(实线); (b) 理论(虚线)与实际波形(实线)拟合对比图

2 双差定位结果

Waldhauser 等(2000)提出利用同一个台站上相邻事件间观测残差和理论到时残差作为双残差(Double Difference)确定地震相对位置

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j = dr_k^{ij} \quad (1)$$

式中 dr_k^{ij} 是“双差”,由下式确定

$$dr_k^{ij} = (T_k^i - T_k^j)^{obs} - (T_k^i - T_k^j)^{cal} \quad (2)$$

即第 i 个地震至第 k 个地震台的地震波的走时 t_k^i 与第 j 个地震至第 k 个地震台的地震波的走时 T_k^j 之差的观测值 $(T_k^i - T_k^j)^{obs}$ 与理论计算值 $(T_k^i - T_k^j)^{cal}$ 的残差。由于相邻地震的射线路径非常接近,因此双重残差能够反映两个地震间的相对位置,有效减少速度模型误差引起的定位误差,提高相对定位的精度。该方法不要求明确主事件,可用于较大空间范围的地震精确定位。国内有许多学者应用该方法开展了大量工作(杨智娴等,2003;黄媛等,2006;华

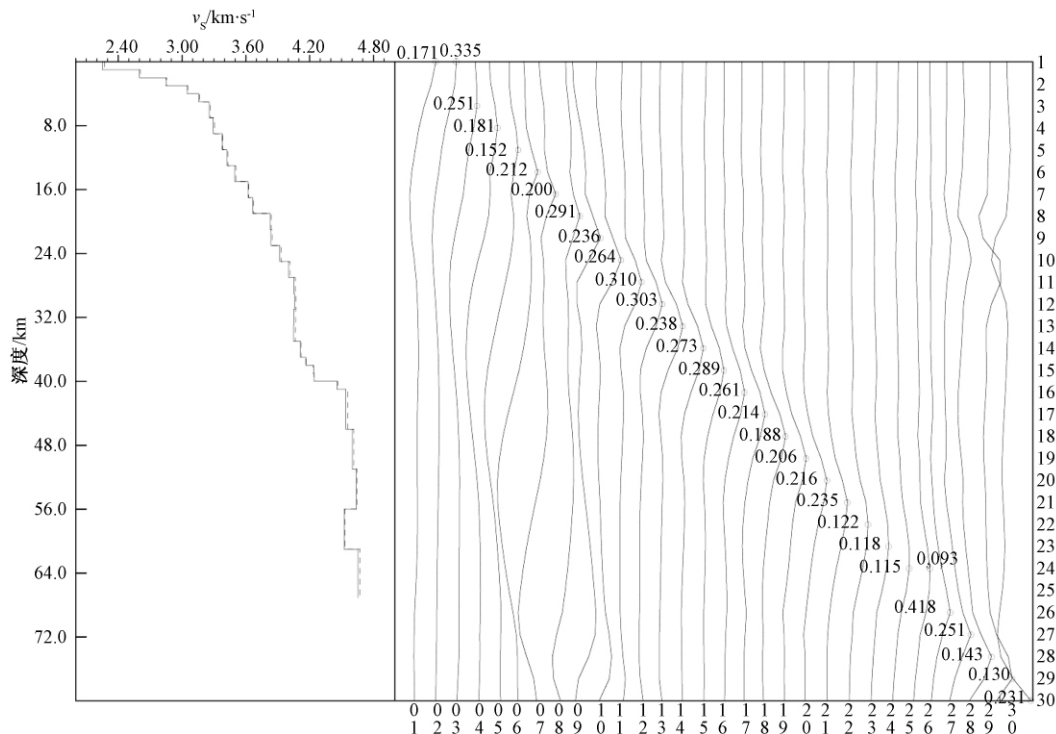


图 5 归一化的分辨矩阵

为等,2006;刘劲松等,2007;赵博等,2011),明显地提高了研究区内地震的定位精度,更加清晰地反映出地震活动图像与当地构造之间的关系。

本文采用双差定位方法对荣昌及邻区 2008 ~ 2011 年 8 月间 $M_L \geq 1.0$ 地震进行重新定位。图 6 为参与定位的地震及台站的分布图。本次计算中参与定位的地震共 426 个,其中配对的地震间震中距不超过 10km,地震对与台站的最小距离 100km,最大距离 200km。

利用前文中由接收函数反演得到的荣昌台站下方 S 波速度结构,通过波速比转换成 P 波速度后作为用于定位的速度模型。使用阻尼最小二乘法进行反演,阻尼系数选取为 80,迭代 4 次后开始收敛,舍弃空震和弱链接地震后,最后得到 408 个重定位结果,平均残差为 0.033s。

图 7 是定位前后的震中分布图。由图 7 可见,定位前地震分布较分散,沿断裂走向分布不明显,2010 年 9 月 10 日 4.7 级地震附近的地震呈圆形分布,可能是由地震定位误差引起的。重定位后地震分布呈 EN 向展布并有向断裂集中的趋势,为了更好地分析地震与构造的关系,我们在 2010 年荣昌 $M4.7$ 地震垂直于华蓥山断裂方向做 A-B 剖面(图 7(b))。2008 ~ 2009 年 4 月地震主要集中分布在剖面 A-B 的 NE 方向,2009 年 4 月以后小震分布有所迁移,主要集中在西南边,并且在荣昌 $M4.7$ 地震前,在震中附近小震有活跃的迹象。

从剖面图(图 8)看到,重定位前 $M4.7$ 余震密集区深度位于 4 ~ 7km 之间。主震深度为 6km,处于地震密集区中部偏下的位置。由于初始深度数据的精度有限,故得到的地震展布呈水平“串列式”(图 8,左)。重定位后震源位置精度大为提高,余震密集区呈现出上宽下

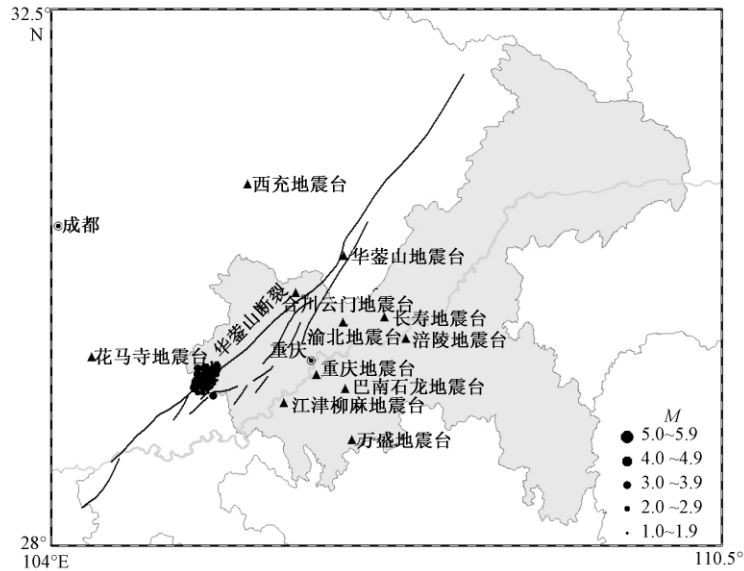


图 6 参与定位的地震与台站分布图

三角为参与计算的台站(含四川台网的 2 个台站);实心圆圈为研究区域地震分布

窄、倾向 SE 的“楔形”分布(图 8, 右),其优势分布集中在 4~7 km 深度的层面上,图中所勾画的地震分布轮廓倾向为 SE,倾角为 70°左右,与大地电磁测深所得华蓥山断裂产状吻合(丁仁杰等,2004),主震位于地震密集区的下边界(图 8, 右)。

3 地震与注水关系的分析

荣昌地区位于新华夏系构造带四川沉降带中部。由于其特殊的地理位置,该区矿产资源丰富,存在一定规模的生产注水活动。朱丽霞等(2007)对荣昌地区注水地震进行了研究,分析了注水井位置与地震震中、注水量与地震频次等的相关关系。研究发现,1988 年以来较大的破坏性地震都发生在距注水井 5km 的范围内;2006 年荣昌地区新一轮小震活动增加,其中有感地震震中与该时段注水井的距离也非常近。另外,还对月注水量与地震频次的相关性进行了分析,认为注水与地震活动在时间上始终具有很好的一致性,并且注水和地震频次之间具有明显的对应关系。

为了探究 2008 年以来该区的中小地震丛集是否与注水有关,具体考察了位于仁义镇青峰村的包 18 井为目前的注水井,该井自 2008 年 4 月开始注水。图 7 中黄色五角星表示 2008 年以来荣昌地区 $M_1 4.0$ 以上地震震中,黄色三角为包 18 井,其与华蓥山断裂走向垂直距离约 8km。注水井距离 2009 年 8 月 8 日 $M 4.0$ 地震震中约 7km,离 2010 年 $M 4.7$ 地震震中约 14km。注水地震震源深度一般与注水井深度相当(张宝红等,1994),而荣昌地区的注水井深度一般不超过 3km,而重定位后的震源深度主要集中在 4~7km,可见,二者间存在一定的差异。

从 2008 年以来包 18 井月注水量与荣昌地区 1.4 级以上(对荣昌地区地震的监测能力为 1.4 级)地震月频次的对比图(图 9)及月注水量与月频次滑动相关系数(其中滑动步长为

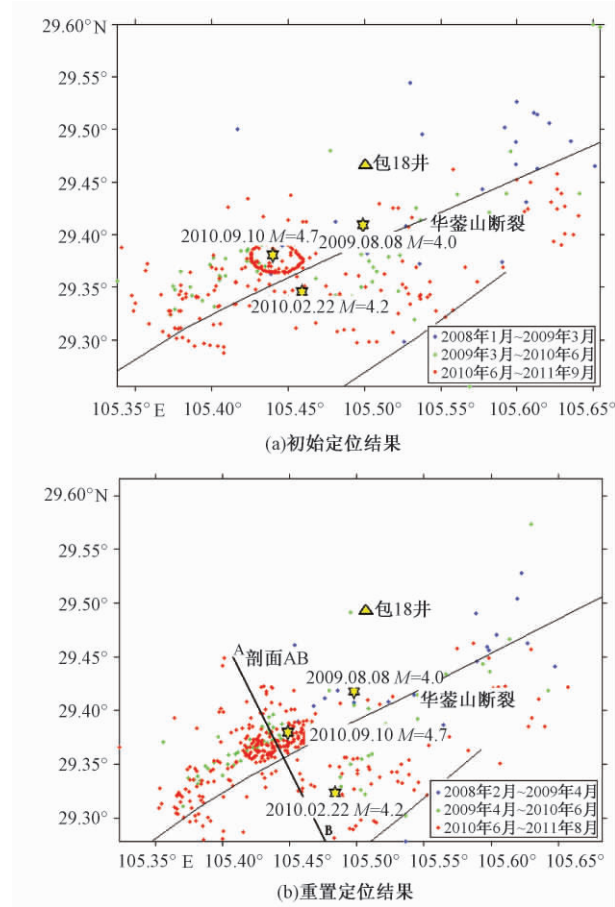


图7 定位前后震中对比图

黑色线条表示华蓥山断裂在该区域的大致走向;黄色三角是距离最近的注水井(包18井)的位置;黄色星形是4级以上地震震中;不同颜色圆点表示不同时间段的地震

12个月)(图10)可以看出,注水量与地震频次未见显著相关。

4 结论和讨论

本文利用接收函数 H-Kappa 叠加方法获得了研究区下方莫霍面深度,其值约为 41km。该结果与以往研究的莫霍面深度一致(丁仁杰等,2004;胥颐,2009)。利用莫霍面深度及 v_p/v_s 比作为约束,对研究区地壳 S 波速度结构进行了反演。反演结果显示,荣昌地区地壳速度无明显低速层,速度随深度的增加而增加,在 26~33km 处速度梯度较小,41km 左右处的壳幔界面明显。

根据重庆台网记录的荣昌地区 2008~2010 年 8 月间的 426 个地震的 P 波到时资料,采用双差定位方法进行了重新定位,得到了 408 个地震的重定位结果,平均残差为 0.033s,定位精度明显提高。重新定位后的地震震中基本沿着华蓥山断裂呈 NE 向分布。在经过 2010 年 M4.7 地震震中且垂直于华蓥山断裂的剖面上,可以看到余震密集区震源深度位于 4~

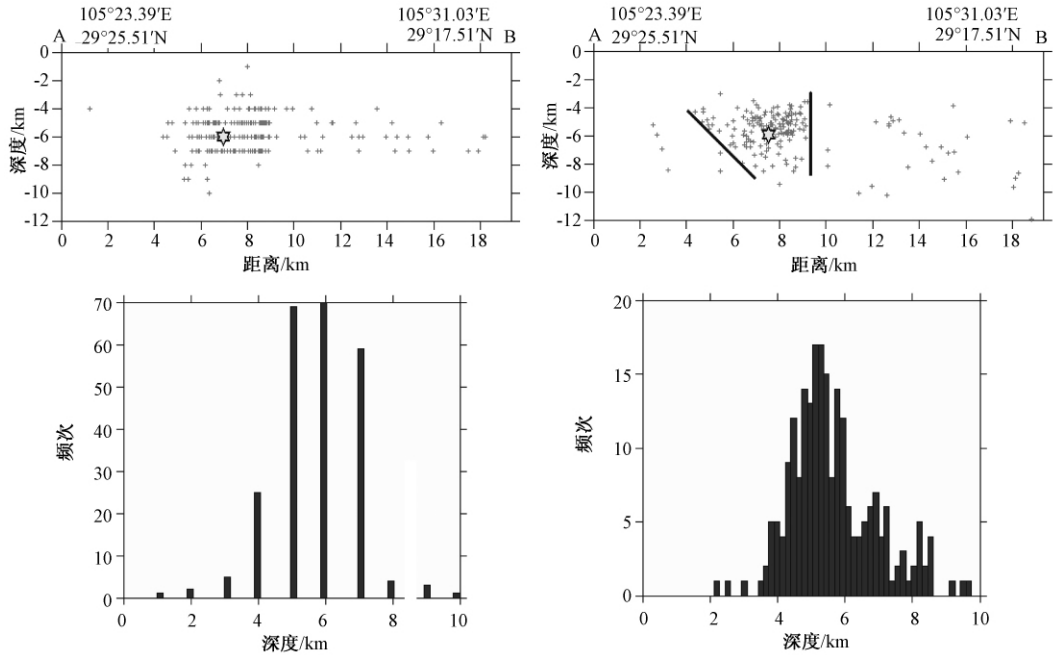


图 8 定位前后 A-B 剖面震中分布及地震频度随深度的分布图

左列图为初始定位结果;右列图为重定位结果;剖面图中十字点为参与定位的地震在剖面的投影;星形为 2010 年荣昌 M4.7 地震

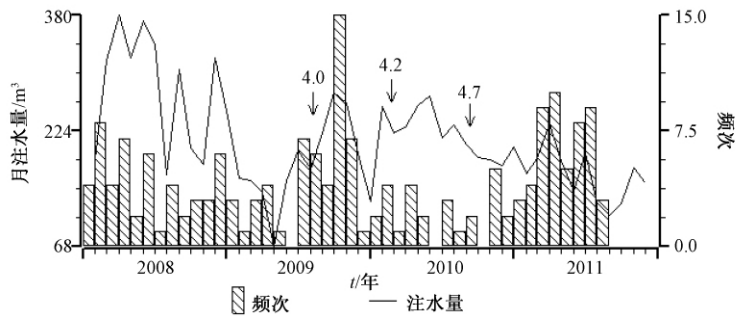


图 9 包 18 井月注水量与地震月频次对比

图中 4.0、4.2、4.7 分别表示 2008 年以来 3 次 4 级以上地震震级

7km 之间,呈现出上宽下窄、倾向 SE 的分布特征,主震位于地震密集区的下边界。由此勾画的发震断层倾向为 SE,倾角约 70°左右,这与华蓥山断裂的产状(50°∠75°)较为一致(丁仁杰等,2004)。

为探究荣昌地震丛集性的原因,对 2008 年以来的注水井、注水资料进行对比分析后认为,2008 年以后的注水井位置与 2008 年以来荣昌地区的 3 次 4 级以上地震空间距离较远;注水量与 $M_L 1.4$ 以上地震频次相关程度不是很高。以往的研究表明,注水地震震源深度一般与注水井深度相当(张宝红等,1994),而本文发现地震震源深度集中在 4 ~ 7km 范围内,

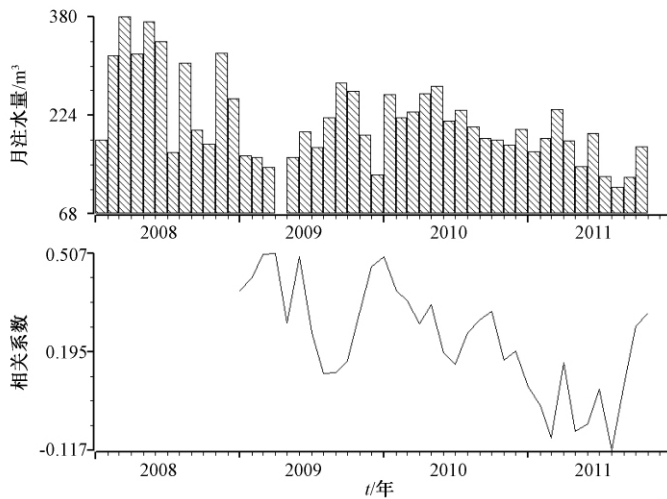


图 10 包 18 井月注水量与地震月频次滑动相关

与荣昌地区的注水井深度(一般不超过 3km)有一定差距,暗示此时段的地震活跃与注水活动的直接相关性不强。引发地震丛集性的原因有多种,流体运移对断层的影响也非常复杂,研究区的地震丛集性原因尚需更多研究才能更好地揭示。

受限于台站分布,本文在定位研究中采用了简单的一维均匀速度模型;且由于缺乏近台记录,虽然采用了较高精度的双差定位方法,但是相对定位精度和目录的完整性仍较为有限。若要更好地研究该区的地震活动性,仍需通过架设流动台阵,进行地震定位和三维速度结构联合反演。通过波形等信息确定更精确的地震位置、震源深度,有助于研究该区的地震活动成因,尤其是区分诱发地震与构造地震;另一方面通过开展震源机制解研究工作,也有助于这方面研究,同时由此在地应力状态等方面的应用,也为下一步的震情趋势分析提供参考。

此外,基于宽频带波形反演的矩张量解更能有效地研究发震机理,我们将在后续的工作中开展这些方面的研究。

致谢:本文在计算中依次用到了以下程序:CPS(http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/epsbug.html)、美国圣路易斯大学朱露培教授提供的 H-K 方法计算程序、hypoDD(<http://www.ldeo.columbia.edu/~felixw/hypoDD.html>)、ZMAP(<http://www.geociencias.unam.mx/~ramon/ZMAP/intro.html>)等;四川省地震局龙锋在计算过程中给予很多帮助,另外编辑老师提出了很多宝贵意见,在此一并致谢。

参考文献

- 曹家敏、王有学,1997,阿尔泰-台湾剖面茂汶-邵阳段地壳速度结构,见:袁学诚,阿尔泰-台湾地学断面论文集,82~86,北京:中国地质大学出版社。
- 丁仁杰、李克昌,2004,重庆地震研究,38,129,北京:地震出版社。
- 高星、王卫民、姚振兴,2005,中国及邻近地区地壳结构,地球物理学报,48(3),591~601。
- 贺传松、朱露培、丁志峰等,2010,用远震接收函数研究渤海盆地的沉积覆盖,地质学报,84(5),716~722。
- 华卫、刘杰、郑斯华等,2006,2003年云南大姚 6.2、6.1 级地震序列特征分析及地震触发研究,中国地震,22(1),10~23。

- 黄媛、杨建思、张天中,2006,2003 年新疆巴楚-伽师地震学列的双差分重新定位研究,地球物理学报, **49**(1),162~169。
- 李永华、吴庆举、田小波等,2009,用接收函数方法研究云南及其邻区地壳上地幔结构,地球物理学报, **52**(1),67~80。
- 李昱、姚华建、刘启元等,2010,川西地区台阵环境噪声瑞利波相速度层析成像,地球物理学报, **53**(4),843~852。
- 林中洋、胡鸿祥、张文彬等,1993,滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究,地震学报, **15**(4),427~440。
- 刘劲松、Chun K Y, Henderson G A 等,2007,双差定位法在地震丛集精确定位中的应用,地球物理学进展, **22**(1),137~141。
- 龙锋、倪四道、闻学泽,2011,用远震接收函数研究龙门山断裂带与其邻区的莫霍面深度及波速比分布,地球学报, **32**(4),438~446。
- 罗艳、崇加军、倪四道等,2008,首都圈地区莫霍面起伏及沉积层厚度,地球物理学报, **51**(4),1135~1145。
- 孙若昧、刘福田、刘建华,1991,四川地区的层析成像,地球物理学报, **34**(6),708~716。
- 吴建平、明跃红、王椿镛,2001,云南数字地震台站下方的 S 波速度结构研究,地球物理学报, **44**(2),228~237。
- 吴庆举、曾融生,1998,用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构,地球物理学报, **41**(5),669~679。
- 徐强、赵俊猛,2008,接收函数方法的研究综述,地球物理学进展, **23**(6),1709~1716。
- 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、郑月军等,2003,双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用,中国科学, **33**(增刊),129~134。
- 张宝红、邱泽华,1994,关于注水地震研究的几个问题,现代地质, **8**(3),329~333。
- 张国民、汪素云、李丽等,2002,中国大陆地震震源深度及其构造含义,科学通报, **47**(9),663~668。
- 赵博、石玉套、高原,2011,汶川 $M_s 8.0$ 地震及余震序列重新定位,地震, **31**(2),1~10。
- 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。
- 朱丽霞、黄世源、魏红梅,2007,荣昌地区注水地震研究,地磁观测与研究, **27**(6),86~90。
- Ai Y, Zheng T, Xu W et al, 2003, A complex 660km discontinuity beneath northeast China, Earth and Planetary Science Letters, **212**(1~2), 63~71.
- Herrmann R B, Ammon C J, Computer programs in seismology, Department of Earth and Atmospheric Sciences, St Louis University, St Louis, Missouri, 2004.
- Ligorria J P, Ammon C J, 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation, Bull Seism Soc Am, **89**(1),395~400.
- Li H, Wei S, Yong C Y, et al, 2009, Ambient noise Rayleigh wave tomography in western Sichuan and eastern Tibet, Earth and Planet Sci Lett, **282**(1~4), 201~211.
- Rogers A M, Malkiel A, 1979, A study of earthquakes in the Permian Basin of Texas-New Mexico, Bull Seism Soc Am, **69**,843~865.
- Scholz C H, 2002, The mechanics of earthquake and faulting, Cambridge:Cambridge university press, UK.
- Shibutani T, Sambridge M, Kennett B, 1996, Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath Eastern Australia, Geophys Res Lett, **23**(14),1829~1832.
- 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**(1), 353~368.
- Zhu L, 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, J Geophys Res, **105**(B2),2969~2980.

Earthquake relocation and a preliminary study on the causes of seismic clustering in Rongchang, Chongqing since 2008

He Manqiu^{1,2)} *Ni Sida*¹⁾ *Zeng Xiangfang*³⁾ *Yang Zhengxu*⁴⁾ *Wei Hongmei*²⁾

1) School of Earth and Space, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2) Earthquake Administration of Chongqing Municipality, Chongqing 401147, China

3) University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4) Earthquake Administration of Rongchang County, Chongqing 402460, China

Abstract In this paper, a preliminary study of the causes of the earthquake clustering in Rongchang, especially since 2008, was made by relocating earthquakes and analyzing the data of fluid injection in this area. First, 131 records (from 2007 to June 2011) of teleseismic events at Rongchang station were used to extract receiver function, and the Moho depth and S-wave velocity structure beneath this station were estimated by using H-Kappa stacking method and linear inversion method, respectively. Then, hypoDD was applied to relocate the earthquakes in this region, with the velocity model obtained from receiver function inversion. The result shows that, the distribution of the epicenters is consistent with the strike of the Huayinshan fault; the profile across the *M*4.7 earthquake 2010 and perpendicular to the strike of Huayinshan fault illustrates the seismogenic structure dip to SE, the angle is about 70°, which is in accordance with the attitude of the Huayinshan fault. Lastly, neither the large separation between fluid injection well and centroid of earthquake sequence nor unclear connection between fluid injection rate and earthquake frequency supports the induced seismicity hypothesis.

Key words: Receiver function Double-difference location Fluid injection earthquake