

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

郑勇^{①②}, 马宏生^{③*}, 吕坚^④, 倪四道^⑤, 李迎春^⑥, 韦生吉^②

① 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077;

② 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

③ 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036;

④ 江西省地震局, 南昌 330039;

⑤ 中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026;

⑥ 江苏省地震局, 南京 210014

* 联系人, E-mail: mhs@seis.ac.cn

收稿日期: 2008-10-08; 接受日期: 2009-02-12

中国科学院创新工程方向性项目(编号: KZCX3-SW-153)、国家自然科学基金(批准号: 40604004)、中国科学院创新工程方向性项目(编号: KZCX2-YW-116-1)和国家科技支撑项目(编号: 2006BAC01B02-01-02)资助

摘要 在 2008 年 5 月 12 日汶川 8.0 级地震之后, 发生了数十个 $M>5$, 数百个 $M>4$ 以及更多的 $M>3$ 的余震, 固定和流动地震台站对这些地震进行了较完整的监测. 通过利用 P 波到时数据对 $M>3$ 的余震进行重新定位, 发现余震分布有两个明显的趋势, 绝大部分的余震都分布在沿龙门山断裂带的北东向上, 但在汶川地震的震中附近有一个北西向的余震分布区. 利用中国国家数字地震台网和区域地震台网的波形记录, 采用“裁剪-粘贴”法, 获得了较大余震的震源机制解($M_s \geq 5.6$). 从震源机制解来看, 尽管多数较强余震显示出逆冲的性质, 但在断裂带的北部余震仍有一部分显示出明显的走滑性质. 震源机制解显示北川-映秀断裂(BYF)的南部发生的余震主要为逆冲型地震, 和主震的滑移状态一致; 在 BYF 断层的北部余震同样以逆冲状态为主, 这和主震在该区域的破裂性质有很大差异. 在青川-平武断裂附近, 震源机制以右旋走滑为主, 且震源深度比较深(~ 18 km). 由此猜测主震在北部可能发生在北川断裂和青川断裂两个断裂上, 而不是只发生在中央断层上. 这种复杂的余震机制显示出龙门山断裂带断层系统的复杂性.

关键词
震源机制
发震构造
汶川地震
裁剪-粘贴

北京时间 2008 年 5 月 12 日 14:28, 在四川省西部龙门山断裂带上发生了里氏 8.0 级强烈地震, 破裂面长达 330 km(图 1). 造成了至少 6 万人死亡, 数以百万计的建筑物倒塌的重大损失. 同时, 大地震发生后, 至 7 月 14 日, 已经发生了 2 万多次余震, 其中 4 到 5 级的余震 200 多次, 5 到 6 级的余震 30 次, 6 级以上的余震 6 次(中国地震台网目录). 由于灾区目前建筑物和山体受主震的破坏, 这些余震极可能造成二

次灾害. 因此, 了解强余震的震源性质, 分析其与发震构造的关系, 对理解余震的孕震机理, 以及分析未来可能的发生趋势和危险性均有极其重要的现实意义.

震源机制解直观地反映了地震破裂几何特征和运动学特征, 是研究区域构造应力的基础. 因此震源机制解和震源深度是地震工作者们所关心的重要参数^[2]. 汶川地震余震发生在地震多发的四川、陕西和

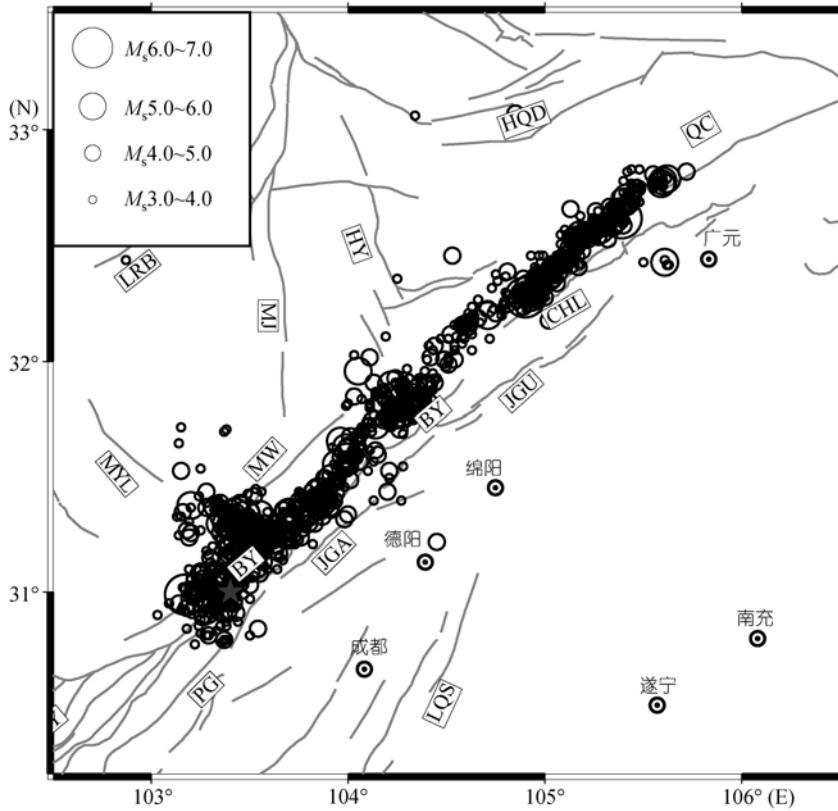


图1 $M_s \geq 3.0$ 的余震分布

余震的位置通过主事件双差法进行了重新定。黑色圆圈代表余震的位置,大小代表震级情况。五角星表示主震的位置,灰色的线条为第四纪断层^[1],方框里面的字母为断层名称的代号: MJ, 岷江断裂; HY, 虎牙断裂; HQD, 哈南-青山湾断裂; LRB, 龙日坝断裂; QC, 青川断裂; PG, 彭县-灌县断裂; BY, 北川-映秀断裂; JGA, 江油-灌县断裂; JGU, 江油-广元断裂; LQS, 龙泉山断裂; CHL, 茶坝-林庵寺断裂; MW, 茂县-汶川断裂; MYL, 米亚罗断裂

甘肃等地, 这些区域目前已经建立了较完善的地震台网, 为研究余震的震源机制和精确定位提供了良好的观测基础。同时, 地震发生后, 中国地震局紧急布设了一批流动地震台站, 这些临时观测台网也为研究余震提供了更多的资料。基于这些条件, 我们可以通过采用波形反演的方法得到较大余震的震源机制, 并结合主震发震构造和龙门山断裂带构造背景, 研究这些较大余震的余震机制和可能的发震断层特点, 为推测未来余震发展趋势提供参考。

目前, 已经发展了多种波形反演方法研究震源机制解, 包括: 长周期面波^[3-6]、体波^[7-9]和近场记录^[10-12]。汶川地震发生在龙门山断裂带上, 该区域介于四川盆地和青藏高原的交界带上, 由于四川盆地的阻挡, 来自青藏高原的物质在龙门山下部积累^[12-15], 从而导致该地区地壳结构在横向有很大的

不均一性: 在青藏高原区域地壳厚度为 60 km 左右, 而四川盆地只有 40 km^[15-18]。在这种环境下, P波和面波的到时在不同方位有很大的不同, 采用传统的不同震相分开进行反演的方法, 必然影响反演结果的可靠性。

近年来, 一个新的震源机制反演方法: “裁剪-粘贴”^[19,20]波形反演法(CAP)开始被用于地震的震源机制解反演中。由于该方法对体波和面波分别进行反演, 因此可以在很大程度上减小地壳速度结构模型对反演结果的影响。同时, 由于采用近震拟合, 因此可以提高信噪比和反演精度, 还能减小对台站数量和方位角分布的要求, 在理想情况下, 利用一个记录良好的近震波形就能得到不错的结果^[21]。因此该方法能够在很大程度上消除龙门山断裂带区域地壳速度结构不均一的影响, 得到较为可靠的余震震源机

制解.

本文首先对主震和 $M_L \geq 3.0$ 的余震进行重新定位, 然后在此基础上基于中国数字地震台网的近震资料, 采用 CAP 方法, 选取合适的地壳速度模型, 反演 5.6 级以上强余震的震源机制和深度. 结合汶川地震主震的发震构造和龙门山断裂带的构造背景, 分析余震的空间分布特征, 并讨论该地区余震的发震构造和未来可能的余震发展趋势.

1 研究方法

1.1 精确定位方法

本文利用震时四川区域台网、水库台网和震后架设的流动台网的地震记录, 首先采用 Geiger^[22] 方法确定主震和余震序列的绝对震源位置, 再利用双差定位^[23] 方法对地震序列进行相对定位, 从而期望获得更为精确的震源位置.

1.2 震源机制解反演方法

震源机制解研究中, 传统上采用 P 波初动方法或者单一波形的方法. 然而, P 波初动法存在的 3 个缺点可能影响到震源机制解的可靠性: (1) P 波初动需要大量的方位角和震中距分布较好的台站; (2) 对于节面方位角附近的地震记录, 很难判断 P 波初动的极性; (3) P 波初动法无法得到地震的深度和震级大小. 利用波形反演方法则可以克服这些缺点, 从而使得结果更加精确和可靠, 而且需要的台站数量也少得多. 近年来, 国际上的一些地震学者建立和发展了 Cut 和 Paste(CAP) 方法, 利用近震地震数据反演震源机制解. 该方法将宽频带数字地震记录分解为体波部分(Pnl)和面波部分, 分别计算它们的合成波形和真实记录的误差函数, 搜索出最佳深度和震源机制解, 同时确定出地震矩震级.

一个双力偶源产生的理论地震位移可表示为^[20]

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

式中 $i = 1, 2, 3$, 对应于 3 个基本断层, 即垂直的走滑断层、垂直的正断层和 45° 的倾滑断层. A 代表震源辐射花样的系数, G 为格林函数, ϕ 为台站的方位角, M_0 为标量矩, θ, δ, λ 分别为震源的走向、倾角和滑动角, 是震源机制反演的主要参数. 反演过程中, 以合成地

震位移和观测地震位移 $u(t)$ 一致作为判断标准:

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

由于要求解的震源机制解的未知参数不多, 且 $0^\circ \leq \phi_s \leq 360^\circ, 0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ, -180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$, 因此求解方程(2)可定义一个误差函数来衡量 s 与 u 的差异, 直接采用网格搜索的方法在 $M_0, \theta - \phi_s, \delta, \lambda$ 以及震源深度空间搜索得到最佳的震源机制解和矩震级.

考虑到因几何扩散产生的衰减对波形的影响, 本研究使用经震中距矫正后的绝对误差值作为误差函数^[20], 定义为

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

上式中, r 为震中距, r_0 为选定的参考震中距, p 为指数因子, 主要用来矫正震中距对波形的影响, 一般而言, 体波 $p=1$, 面波 $p=0.5$.

以往的研究结果表明, CAP 方法在反演震源机制解和确定震源深度上具有如下几个优点:

(1) 综合利用了近震中的体波和面波信息, 约束全面. CAP 方法将 Pnl 和面波分开进行拟合, 并在反演的过程中允许它们在适当的时间变化范围内相对移动, 一定程度上消除了地下速度模型误差造成的影响. 由于龙门山断裂带附近构造复杂, 该特性对于我们研究汶川地震的余震具有极为重要的意义.

(2) 反演过程中分别对 Pnl 和面波赋以不同权重, 通过给 Pnl 部分赋更大的权重来避免面波在反演过程权重过大的影响, 对震源深度及震源机制解有更好的约束.

(3) 在误差函数中引入距离影响因子, 充分考虑到了因距离产生的衰减对波形的改造, 从而避免反演主要受最近台站记录影响.

2 数据和模型

2.1 地壳速度模型

虽然 CAP 方法对地壳速度模型的要求不高, 但一个较准确的地壳速度模型仍然可以在一定程度上提高结果的准确性. 20 世纪 90 年代, 中国科学院实验地震队完成了从福建至黑水的地壳测深工作, 其中包括了四川境内的北碚-黑水剖面, 经过龙门山断裂带^[24]. 他们的研究发现, 龙门山断裂带地壳结构有几个特点: (1) 分层明显, 由上到下分别为结晶层基底,

花岗岩层基底, 壳内低速层, 玄武岩层, 在玄武岩层下部有高速薄层, 最下面为Moho面; (2) 龙门山中段和东部的 20~30 km深度上有壳内低速层; (3) 四川盆地地壳厚度为 40 km左右, 川西高原地壳可达 50 km. 因此在水平方向上龙门山地区的地壳有较大的不均一性, 本文将采用CAP方法来减小这种不均一性带来的影响.

除人工地震剖面结果以外, Crust2.0 模型在全球尺度上提供了 $2^\circ \times 2^\circ$ 分辨率的地壳速度模型, 该模型虽然空间分辨率不高, 但是给出的大致结果还是相当可靠的, 同时该模型还提供地壳各层的密度分布. 因此, 结合人工地震测深结果和 Crust2.0 的数据, 能够得到较为理想的速度模型.

考虑到四川盆地和川西高原的地壳结构差异, 我们结合人工地震和 Crust2.0 模型, 分别给出川西地区和四川盆地边缘的地壳速度模型. 为了平衡不同方向上的地震波到时差异, 我们对研究区域采用四川盆地和川西高原厚度折衷的办法来确定地壳厚度, 将地壳厚度设为 46 km左右. 表 1 为研究区域的速度模型.

2.2 余震的分布和近震台站的分布

2008年5月12日汶川地震发生后至7月14日, 在两个月的时间内发生了两万多次余震. 本文将对 $M_s 5.6$ 级以上的强余震的震源机制和深度进行研究. 表 2 列出了强余震的地震目录. 其中, 5月12日 14:43:15.0的余震由于距离主震发震时刻只有 15 min, 大多数的记录都被主震波形截止, 没有截止的波形也由于主震的干扰而难以使用, 因此本文将排除掉这一余震, 研究其他的 10 个事件.

我们采用近震记录和 CAP 方法对震源机制和深度进行反演. 目前, 在汶川地震区域分布了中国地震局布设的国家台网和四川、陕西和甘肃等省区布设的宽频带区域台网. 其中国家台网和四川地区的 48 个宽频带地震台站对于研究该区域的地震震源性质提供了最为重要的资料. 在震源机制解的反演中, 距离较近的台站记录相比较远的记录更为适用, 因此, 我们使用了国家台网和四川台网距离余震 250 km(主要为 200 km)之内的地震波数据. 国家台网和四川台网的分布如图 2 所示.

表 1 龙门山地区的地壳速度结构^{a)}

厚度/km	$V_s/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	$V_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	密度/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	Q_a	Q_b
1.0	1.2	2.5	2.1	800	400
1.0	2.1	4.0	2.4	800	600
20.0	3.5	6.1	2.75	1000	600
20.0	3.6	6.3	2.8	800	500
4.0	4.0	7.2	3.1	1000	600

a) Q_a 和 Q_b 分别是 P 和 S 波的衰减 Q 值

表 2 $M_s \geq 5.6$ 余震的目录^{a)}

地震编号	经度(E)	纬度(N)	发震时间	震级
1	103.6°	31.4°	2008-05-12 19:10:58.4	6.0
2	104.0°	31.4°	2008-05-13 4:08:50.1	5.7
3	103.4°	30.9°	2008-05-13 15:07:11.0	6.1
4	103.4°	31.3°	2008-05-14 10:54:36.5	5.6
5	103.2°	31.4°	2008-05-16 13:25:49.0	5.9
6	105.0°	32.23°	2008-05-18 1:08:23.4	6.0
7	105.4°	32.6°	2008-05-25 16:21:46.9	6.4
8	105.6°	32.8°	2008-05-27 16:37:53.1	5.7
9	105.5°	32.8°	2008-07-24 3:54:46.5	5.6
10	105.5°	32.8°	2008-07-24 15:09:28.6	6.0
*	103.5°	31.0°	2008-05-12 14:43:15.0	6.0

a) 数据来自于中国数字地震台网. *表示地震发生在主震之后十几分钟内, 受主震干扰很大, 本文中并没有研究该地震的情况

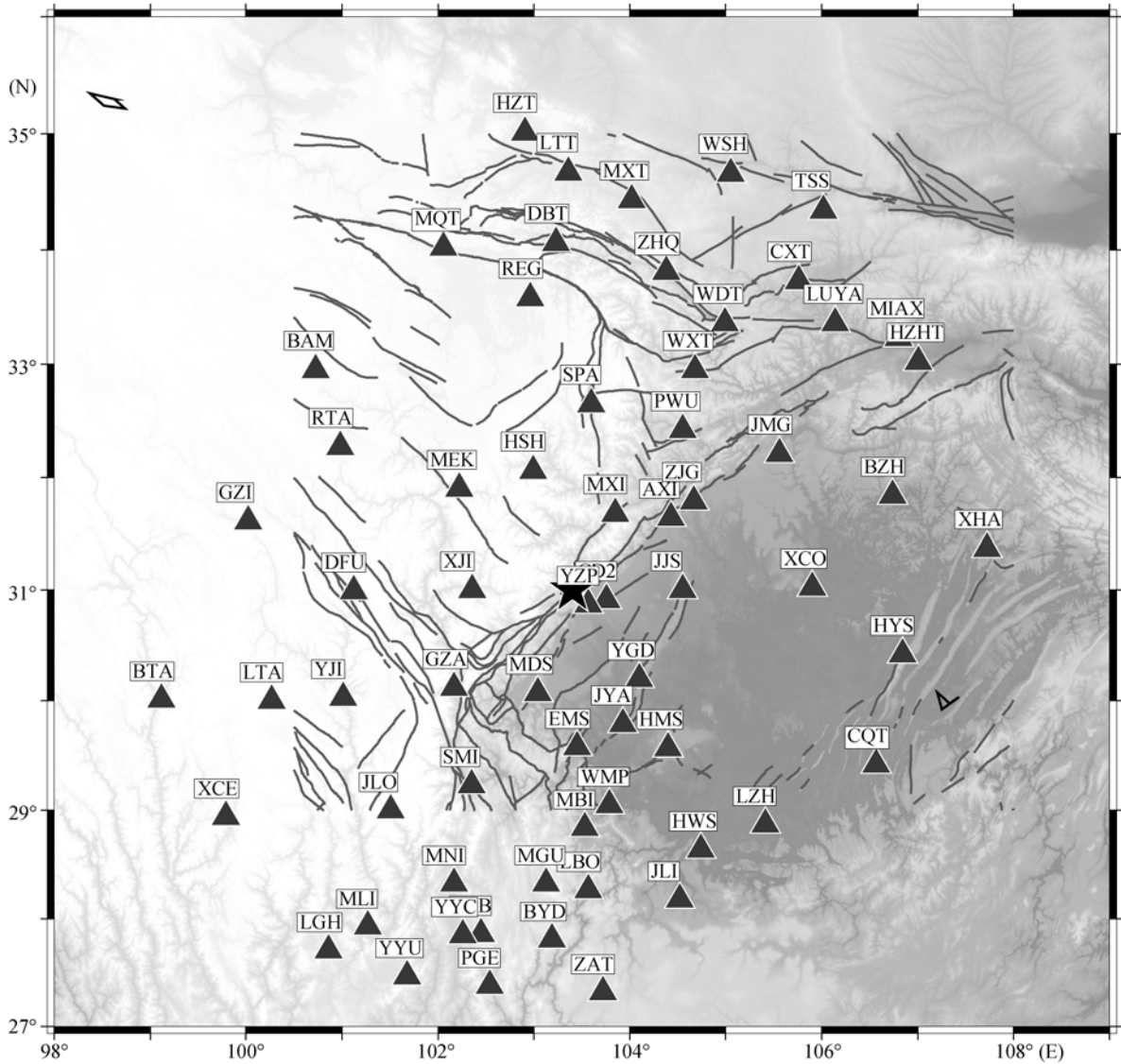


图 2 中国数字地震台网和四川以及周边省区的地方台网分布图

实心三角为台站位置, 五角星为汶川地震主震的位置, 灰色线为断层的位置

2.3 震源机制解反演方法的可靠性实验

由于龙门山地区地壳结构在水平方向上有很大的不同, 因此反演方法必须要克服这种复杂的三维地壳结构带来的误差. 为了检验 CAP 反演方法的可靠性, 我们设计了下面的数值实验: 我们首先利用如图 3(a)所示的四种地壳速度模型(为在图 3(b)所示的一维速度模型上施加了 -10% , -5% , 5% 和 10% 四种不同的波速干扰而得)代表一个地震周边的四种差异很大的速度结构, 然后计算同一个震源对这些不同区

域的合成地震图(如图 3(d)的黑色波形所示), 将这些合成地震图作为观测波形. 然后利用图 3(b)所示的平均模型反演震源机制和地震深度. 从反演结果来看, 反演后得到的理论地震图和不同区域里不同台站的波形吻合很好, 如图 3(d)的红线和黑线所示. 只有振幅上有较小的差异, 这主要是由于台站的接收函数的差异所致, 对反演结果影响不大. 该实验充分证实了 CAP 方法的可靠性和对模型的适应性, 而且深度的搜索有很好的收敛性(图 3(c)), 从而能够较准确的得到震源深度.

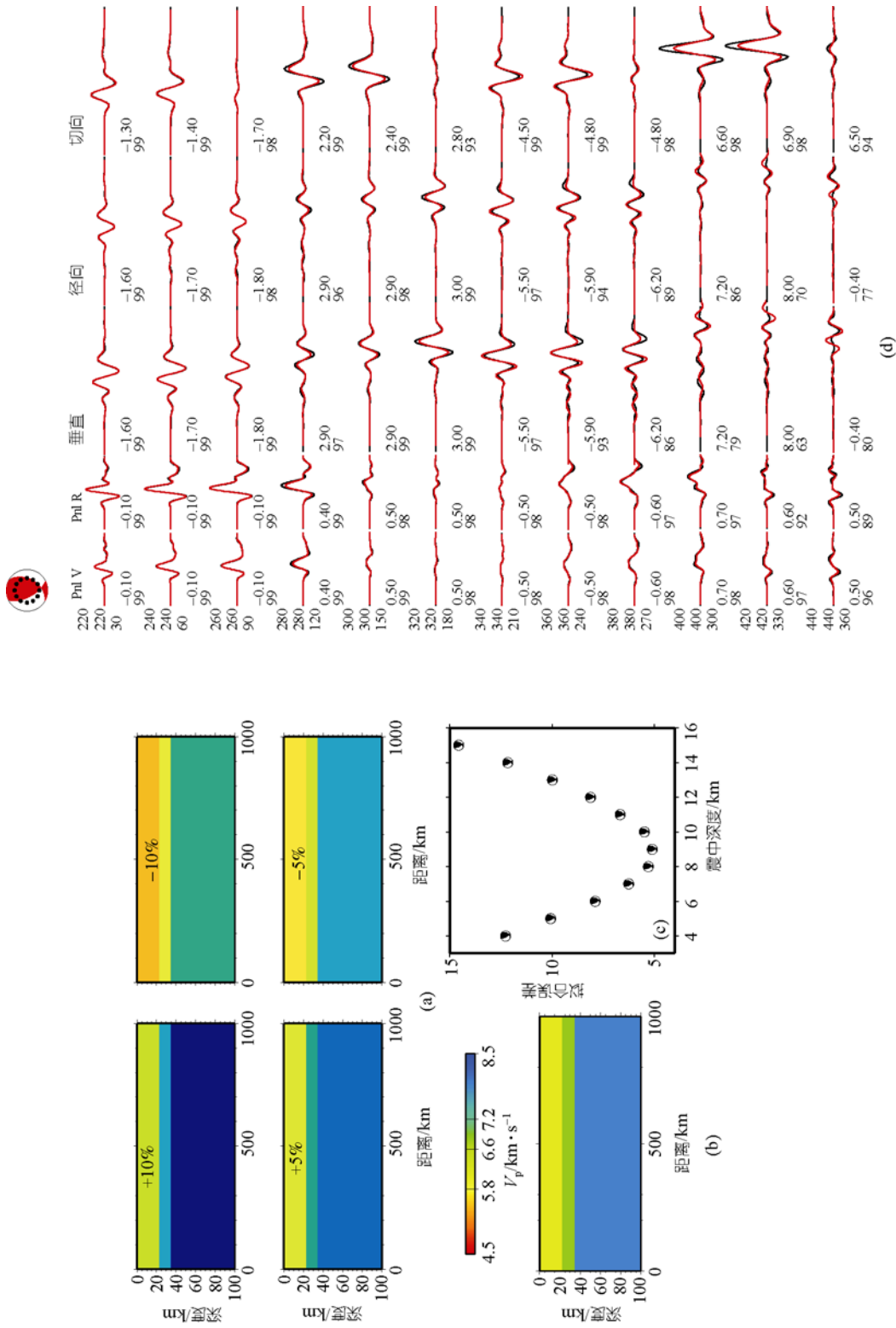


图 3 CAP 反演对各向不均匀性速度结构反演的效果图

(a) 分别为在图 3(b)模型上施加+10%、-10%、5%和 10%的速度干扰所致, 分别代表一个地震发生后周边 4 种不同区域的速度结构模型, 我们用这 4 种模型分别计算一个地震在该地区模型对应的理论波形, 并以其作为记录波形, 利用图(b)的速度模型作为反演的速度模型, 用 CAP 方法反演震源机制, 并比较反演的波形与记录波形. (b) 反演用到的速度模型. (c) 波形的拟合情况, 红色为拟合波形, 黑色为数据波形. 可见反演结果吻合很好, 不同的速度模型带来的差别主要体现在面波的时间移动上, 对震源机制反演基本没有影响. 这证明了 CAP 方法对速度模型依赖性小, 可靠性高的特点.

3 结果和发震构造分析

基上文提到的方法和数据, 我们对 $M_L \geq 3.0$ 的余震序列进行了精确定位, 结果如图 1 所示. 参考赵珠等^[25]的工作, 我们把双差定位用到的速度模型设置如表 3 所示. P波和S波波速比为 1.71, 定位用到的台站如图 4 所示. 我们用到了固定台站、流动台站、以及水库台网的资料, 共 75 个地震台, 其中一部分台站在地震中受到损坏, 不过后期又得到了修复. 共计算了 2153 个地震, 获得 1999 个地震的深度解, 定位误差为: 东西 1.4 km, 南北 1.6 km, 垂直 2.7 km, 走时的均方根残差为 0.34 s.

从我们的结果与黄媛等^[26]的定位结果的比较来看, 两者在水平方向和垂直方向上都相差无几.

在精确定位的基础上我们进一步利用 CAP 方法反演了 $M_s \geq 5.6$ 级余震的震源机制和深度. 结果如图 5 和表 4 所示.

3.1 余震精确定位结果($M_s \geq 3.0$)

精确定位的结果显示, 几乎所有的余震都分布在汶川主震断裂面附近, 从南到北, 余震分布区域长达 330 km 以上, 可以分成 3 个部分:

(1) 南部区域从 103.3°E, 30.8°N 开始, 向北延伸至 104.4°E, 31.9°N. 该区域的地震密度相当高, 且分布区域的宽度也比其他两个区域宽. 在主震的发震震中以北 20 km 附近有一个明显的三角状余震群, 该

余震群分布呈北东-南西走向, 从北西-南东走向米亚罗断裂的东部端点开始, 延伸至南西-北东走向的彭灌-茂汶断裂带上, 该区域的震源深度较深, 与主震的滑移情况一致^[27].

(2) 中部区域从北川附近开始延伸至平武一带 (104.9°E, 32.3°N). 该区域的余震密度比南部和北部区域都小, 且分布宽度也是最窄的, 震源深度主要集中在 5~15 km.

(3) 北部区域开始于 104.9°E, 32.3°N, 然后沿着青川-平武断裂带一直延伸至陕西省内. 且该区域的震源深度也比较深, 5 月 25 日的 6.4 级最大余震的深度在 18~19 km, 几乎是北部区域震源最深的地震. 近期以来, 该区域的地震活动相对于其他两个区域越来越频繁, 在过去的两个月中, 大多数强余震都发生在这个区域. 通过对余震分布和事件序列的分析, 我们认为青川-平武断裂带相当活跃, 仍有可能在未来发生较大的余震.

3.2 震源机制和发震构造

基于精确定位的结果, 我们反演了 10 个 5.6 级以上强余震的震源机制和深度, 结果如图 5 所示. 这 10 个强余震分布在龙门山断裂带的几个主要断层上, 包括中央主断裂带(由北川-映秀断裂和茶坝-林庵寺断裂组成)、后山断裂带(包括茂汶-汶川断裂)和青川断裂. 尽管有些小的余震发生在前山断裂(包括江油-

表 3 双差定位用到的速度模型设置^[25]

深度/km	0.0	2.94	8.34	21.70	43.09	68.51
$V_p/km \cdot s^{-1}$	4.88	5.80	6.04	6.82	7.61	8.38

表 4 强余震的震源机制解和它们重定位后的位置

地震编号	经度 E/(°)	纬度 N/(°)	深度/km	矩震级 M_w	方位角 1 / (°)	倾角 1 / (°)	滑动角 1 / (°)	方位角 2 / (°)	倾角 2 / (°)	滑动角 2 / (°)
1	103.449	31.330	8	5.72	220	73	-166	126	77	-17
2	103.849	31.440	18	5.37	210	24	116	2	69	79
3	103.173	30.991	11	5.56	6	46	55	231	54	121
4	103.369	31.331	3	5.25	290	60	-39	42	57	-143
5	103.187	31.385	12	5.40	148	84	-29	241	61	-173
6	104.899	32.283	12	5.61	62	42	92	239	48	88
7	105.385	32.618	18	5.78	329	90	-9	59	81	-180
8	105.593	32.773	14	5.27	351	81	-28	86	62	-170
9	105.497	32.819	6	5.17	170	65	110	309	32	54
10	105.485	32.826	5	5.4	105	67	-3	196	87	-157

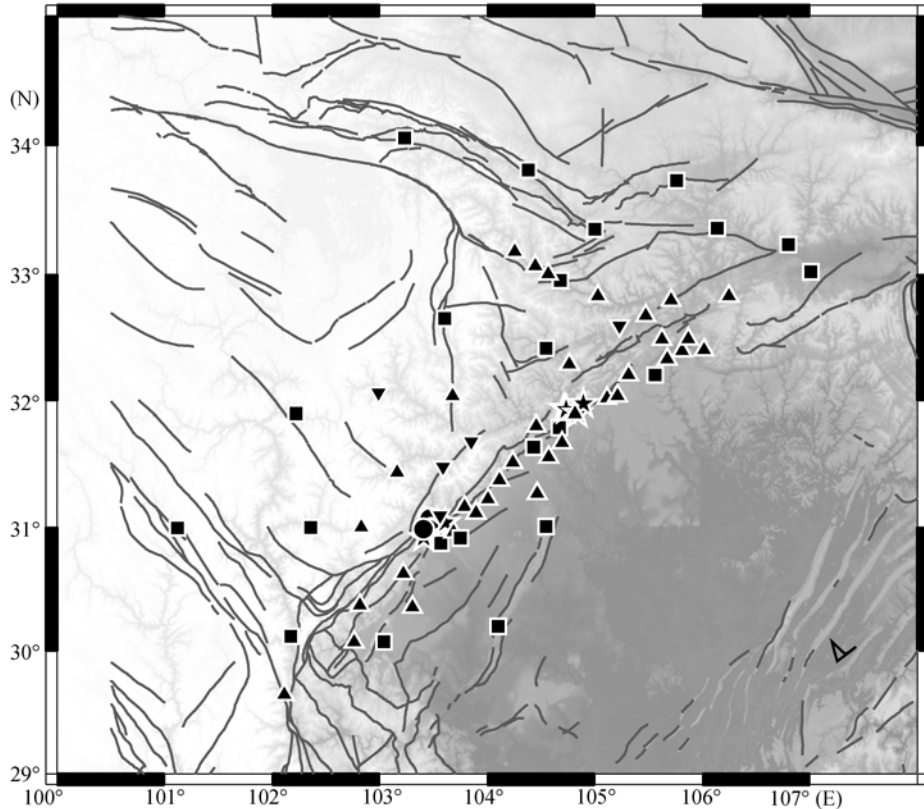


图 4 重定位用到的地震台站分布图

实心圆代表水库地震台, 倒三角代表固定地震台, 正三角形代表汶川地震后布置的流动台, 五角星代表受损的水库地震台, 方块代表受损的固定台

灌县断裂和江油-北川断裂)上, 且地质考查也发现主震在前山断裂上也存在至少 60 km 的破裂^[28], 但 5.6 级及以上的强余震却没有发生在这个断裂上, 这是一个非常值得注意的现象。

从图 5 可以看到强余震很明显的分成两个部分, 编号 1~5 的余震主要集中在大地震破裂带的南部, 另外 5 个集中在破裂带的北部, 特别是青川-平武断裂附近。这种分布趋势给我们提供了强余震活动性的重要信息。为了分析余震的震源机制和其与发震构造的关系, 我们将对强余震分成两部分来讨论。

3.2.1 南部余震的震源机制

南部区域 5.6 级及以上的余震有 5 个, 发生在 5 月 12 日到 5 月 16 日之间, 比较图 1 和 5 可以看到 1 号、4 号和 5 号余震位于三角形的地震群区域, 2 号和 3 号余震发生在映秀-北川断裂上。自 5 月 16 日之后, 该地区没有再发生 5.6 级及以上的强余震。震源机制

解显示该区域的强余震主要分为两类: 第 1, 4, 5 号余震为南西-北东走向的右旋走滑地震或者北西-南东走向的左旋走滑地震; 而第 2, 3 号余震则为南西-北东走向的逆冲型地震。且三角形震群中的余震震源性质和中央主断裂带余震有很大的差异。下面将该区域的余震进行详细讨论。

1 号余震在主震之后第 7 个小时发生, 因此主震的长周期信号对该余震的影响较大, 很难将理论波形和观测波形在低频部分拟合得很好。为了提高拟合的吻合度, 我们将带通滤波器的频率提高。虽然主震的干扰使得该余震的拟合误差比其他事件大, 但总体来看误差处于可接受范围。从图 6 可以看到, 大多数 Pn1 波形的相关性都大于 75%, 其中有一些在 90% 以上; SH 波的波形拟合也很好。面波部分波形拟合不太好, 主要是由于主震的干扰所致。我们知道, Pn1 的能量主要集中在高频段, 而主震引起的持续时间很长的干扰面波能量主要集中在低频段, 因此对

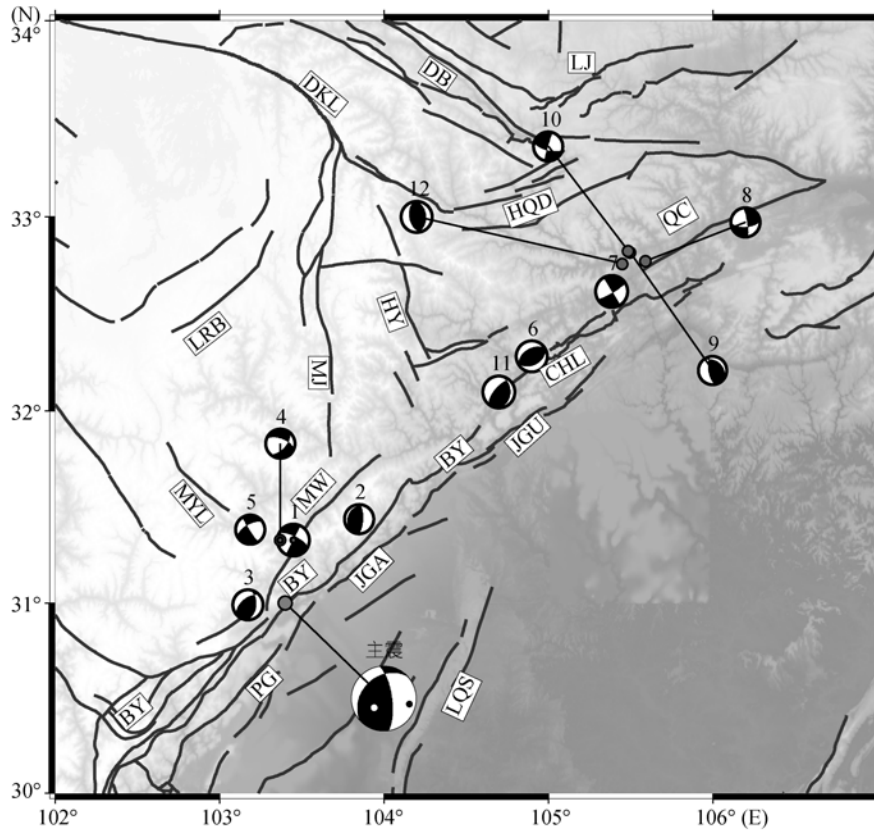


图 5 $M_s \geq 5.6$ 强余震的震源机制解

1~12 为余震的编号, 1~10 同表 2; 主震的机制解来自于 Harvard CMT 解; 黑色线条为第四纪断层的位置; DB, 迭部-白龙江断裂; LJ, 理县-江口断裂, 其他断层名称与图 2 相同

Pn_1 的干扰相对较小. 虽然 SH 波频段小于面波, 但是 SH 震相只存在于切向方向, 考虑到 1 号余震与主震位于不同平面, 因此汶川地震对 SH 波波形的干扰较小, 接收到 SH 波形相对比较“干净”. 由于上述原因, Pn_1 和 SH 波形的拟合情况很好. 但是, 主震对面波的干扰无法消除, 导致面波拟合要差于以上两种波形.

从发震构造来看, 1 号余震震中非常靠近茂县-汶川断裂(MW), 地质调查表明该断裂以南西-北东向右旋走滑运动为主. 而 1 号余震的走向、倾角、滑动角分别为 220° , 73° 和 -166° , 与地质考查的结果很一致. 因此, 我们认为 1 号余震可能发生在茂县-汶川断裂之上. 如果这一观点是正确的, 那么茂汶断裂北段的倾角就比较大, 该断裂以右旋走滑运动为主, 略带逆冲分量. 1 号余震震源深度 8 km, 该余震发生于上地壳. 与主震的破裂深度 (>20 km) 相比 (<http://www.cea.gov.cn/manage/html/8a8587881632fa5c0116674a01830>

http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2008/05/12/ShiChuan.html; 王卫民等^[27]), 茂汶断裂可能比主中央断裂要浅.

4 号余震 ($M_s 5.6$) 和 5 号余震 ($M_s 5.4$) 震中距离 1 号余震很近, 精确定位结果表明两次余震之间的距离小于 10 km, 5 号余震距 1 号余震 20 km. 三次余震都位于三角形余震群. 但是, 三次余震的震源机制有明显差别: 1 号和 5 号余震以右旋走滑破裂为主, 而 4 号余震包含一定正断层运动. 三次余震的走向和倾角也存在差异, 如果 4 号余震发生的断层为南西-北东向, 那么其倾角将为 54° , 和 1 号余震倾角很接近, 但是走向相差 180° . 另外从深度来看, 4 号余震的震源深度只有 3 km, 这一方面可能表明茂汶断裂在垂直方向存在很大差异, 另一方面也可能是由于 4 号余震发生在另一条南东-北西向的左旋走滑断层之上. 5 号余震的走向角为 148° 或 241° , 分别对应着米亚罗

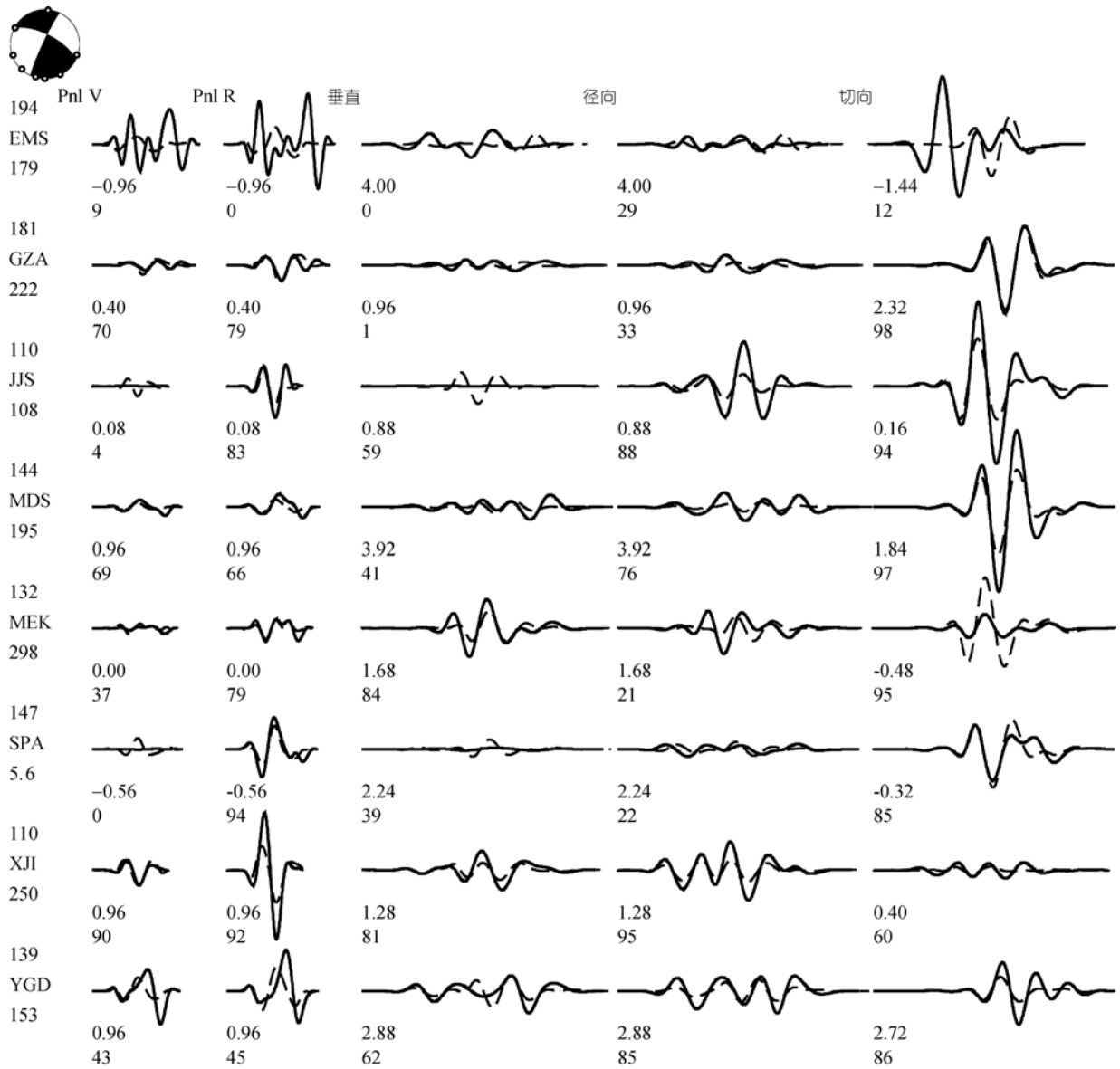


图 6 2008-05-12 19:10 发生的 1 号 $M_s 6.0$ 余震的震源机制拟合图

虚线为合成图, 实线为观测图. Pnl 部分的滤波频率为 0.05~0.2 Hz, 面波和切向 SH 波滤波频率为 0.03~0.10 Hz. 第一行显示拟合的误差和一个节面的机制解, 以及震源机制沙滩球的形状. 沙滩球上的小圆点为台站的位置. 在本图中采用下半球投影来画沙滩球. 第一列文字分别表示台站的方位角, 台站名和震中距(km). 其他的 5 列分别表示合成和观测地震图的比较, 由左至右分别为: 垂直 Pnl (PnlV)、水平 Pnl (PnlR)、垂直面波(SurV)、水平面波(SufR)和 SH 波分量

断裂和汶茂断裂的走向. 考虑到汶茂断裂的深度和水平位置, 我们认为 5 号余震很可能发生在米亚罗断裂上. 具体原因为: (1) 发生在汶茂断裂上的 1 号余震表明该断层上的倾角为 70° , 如果 5 号余震发生在汶茂断裂上那么它的震源深度就将大于 12 km; (2) 5 号余震的走向非常接近米亚罗断裂, 且该余震距离米亚罗断裂较汶茂断裂更近; (3) 米亚罗断裂为北西-

南东向左旋走滑断裂, 与 5 号余震的震源机制吻合. 从图 5 我们可以看到, 米亚罗断裂并没有延伸到 5 号余震的震中位置, 这可能意味着汶川 8.0 级地震导致了米亚罗断裂的破裂并增加了它的长度.

发生在主中央断裂上余震的震源机制与发生在茂汶、米亚罗断裂上的余震存在很大差异. 2 号余震 ($M_s 5.7$) 和 3 号余震 ($M_s 6.1$) 发生在映秀-北川断裂(BY)

上, 与 M8.0 主震震源机制解类似, 都以逆冲运动为主. 两次余震的差异反映了映秀-北川断裂不同位置的性质差异. 2 号余震倾角为 24°, 而 3 号余震倾角为 54°. 两次余震的震源深度分别为 18 和 11 km, 表明映秀-北川断裂近地表处的倾角要大于深部, 该断层和地震的关系可能如图 7(a)所示的状态.

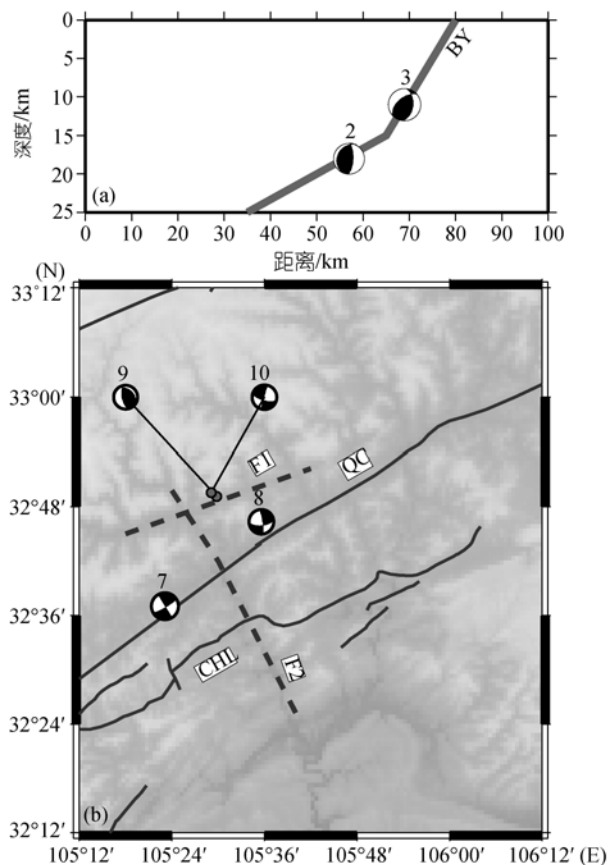


图 7 地震和发震构造关系图

(a) 南部 2, 3 号地震与 BY 断裂带在垂直方向上的构造示意图; 由于 3 号地震浅, 倾角大, 2 号地震深, 倾角小, 意味着 BY 断裂浅部的倾角大于深部. (b) 北部 7, 8, 9, 10 四个地震与构造的关系, 可以看出 7, 8 地震发生在 QC 断裂上, 而 9, 10 号地震则可能发生在两个地质上没有观察到的断层 F1, F2 上, 其中 F1 为右旋走滑断裂, F2 为逆冲断裂

3.2.2 北部余震的震源机制

5 月 18 日之后, 较大余震主要发生在主断裂带的北部地区. 从图 5 可以看出 5 个较大余震属于 3 种不同的类型: 6 号余震为一类, 属于纯逆冲型; 7 号和 8 号余震为一类, 属于右旋走滑型; 9 号和 10 号余震则属于另一种类型, 这两个余震发生在 7 月 24 号,

离主震已经 70 多天, 它们的震源机制和震源深度都和前两类的 3 个余震有很大的不同.

6 号余震为纯逆冲型地震, 走向和倾角分别为 239°和 48°. 其震中非常靠近茶坝-林庵寺断裂(CHL), 走向也很一致, 因此我们推断 6 号余震发生在该断裂上. 从地质构造来看 CHL 断裂也属于中央断裂带, 因此可以认为中央断裂带为逆冲断层, 在其上发生的破裂应以逆冲运动为主. 这与汶川地震的破裂类型相矛盾, 大多数破裂模型表明破裂带北端以右旋走滑运动为主, 只含有少量的逆冲分量. 我们据此推测, 汶川地震可能不仅仅引起了中央断裂和灌县-江油断裂南端破裂, 还有可能引起了北端的某右旋走滑断层破裂.

这条右旋走滑断层可能是青川-平武断层(QC). 上面提到, 7 号和 8 号余震是右旋走滑型地震, 震中位置距 QC 断裂很近. GPS 观测^[29]表明 QC 青川断裂为右旋走滑断层, 因此, 7 号和 8 号余震很可能发生在青川-平武断裂. 7 号余震($M_s 6.4$)是至今记录到的最大余震, 8 号余震震级为 $M_s 5.7$. 7 号余震倾角 81°, 震源深度达 18 km, 表明青川-平武断裂的断层面深且陡峭. 此外, 汶川地震主震北端的破裂滑动与青川-平武断层的运动很相似, 而在破裂面北端并没有其他大的右旋走滑断层, 由此我们猜测主震可能在青川-平武断裂上延伸了相当长的距离, 与王卫民等^[21]的结果吻合.

北部区域的余震在时间序列上非常值得关注. 5 月 27 日 8 号强余震发生以后两个月时间内没有其他强余震发生, 这使得人们认为持续的强余震已经结束. 但是, 7 月 24 日一天之内发生了 3 次较强余震, 其中两次大于 5.6 级. 此后一些天内, 又陆续记录到多次 4 级以上的余震. 众所周知, 在历史上大地震后 2~3 个月内发生过多次极具破坏性的余震, 比如 1976 年唐山地震. 因此, 这两个强余震的发生可能意味着该区域仍存在发生破坏性强震的危险.

精定位的结果表明, 9 号和 10 号余震震中位置十分接近, 但是震源机制相差很大, 9 号余震为逆冲型地震, 而 10 号地震以走滑运动为主. 9 号地震的走向为北西-南东向, 近似垂直于青川-平武断层. 10 号地震虽然走向有一个节面为南西-北东向, 接近青川-平武断裂走向, 但是方向还是有很大的不同, 而且这两次余震的震源深度都很浅, 和青川-平武断裂上地震

的深度差异也很大, 加上这两个地震距离青川-平武断裂比较远, 因此不太可能发生在青川-平武断裂上。然而令人感到疑惑的是, 在该地区并没有地质上发现的断层(图 5)。一种可能的解释是这两次余震发生在两个新的或者以前没有发现的断层上, 如图 7(b)所示: 9 号地震可能发生在北西-南东走向的逆冲断层 F2 上, 10 号地震发生在南西-北东走向的右旋走滑断层 F1 上。从地形图来看(图 7(b)), 确实能够发现垂直于龙门山断裂带的一条北西-南东向的峡谷, 可能是一条以前没有考察到的断层或者盲断层, 而在 9, 10 号地震的位置附近也存在一条南西-北东走向的谷底, 可能意味着该地区存在一条右旋的走滑断裂。

不管怎样, 7 号和 8 号余震表明汶川地震主破裂带北段是一比较活跃的地震带。青川-平武断裂及周边地区在将来仍可能发生新的余震。

3.3 误差分析

在我们的研究工作中, 误差主要来源于 3 个方面:

(1) 水平和垂向定位的误差。在精确定位的工作中, 我们运用双差定位法反演水平震中。因此, 误差主要来源于震相报告和速度模型的误差。通常, 到时识别的平均误差小于 0.2 s, 相当于 1~1.5 km 的 P 波传播距离。地壳速度模型的误差很难估算, 但是地壳的各向异性可能导致 1 km 甚至更高的定位误差。因此, 整个的水平定位误差在 2~3 km 内。运用近震波形拟合的方法, 我们反演了余震的震源深度。通常, 余震震源深度的定位误差在 1~2 km。由于震源深度对面波波形影响较大, 而面波的精度没有 Pn1 波高, 因此近震波形反演对震源深度并不十分敏感。相反, 远震波形反演对震源深度更为敏感^[30]。因此, 如果我们联合近震和远震波形数据反演就能得到更为精确的震源深度结果。

(2) 网格搜索的采样间隔。在震源机制的网格搜索过程当中, 我们设定走向、倾角和滑动角的搜索步长为 5°, 因此我们反演的精度在 5°以内。考虑到稳定性和速度结构的影响, 精度为 5°已足够我们用来研究地震的孕育背景。

(3) 中国数字地震台网的系统误差。通过比较中国台站和 IRIS 台站记录的振幅, 我们发现中国台站的振幅小于 IRIS 的记录, 这将导致通过中国本地地

震图反演的矩震级比 IRIS 台站的小大约 0.2°~0.3°。这就是为什么我们反演的矩震级与 USGS 和 Harvard 给出的结果相比, 相对较小。

4 讨论及结论

基于观测报告和局部地震图我们对大于 3.0 级的余震进行了重定位并计算了 10 个大于 5.6 级的强余震的震源机制, 通过分析我们发现以下特征:

(1) 余震主要集中在汶川 8.0 级主震的狭窄破裂带上。余震的空间分布图表明余震可以分为三部分: 南部、北部和中部。在南部的余震位于三角余震群中。余震群显示了该地区可能存在一些北西-南东向的断层或者一系列南西-北东向的断层。综合分析这些震源机制解我们认为主震可能增长了米亚罗断层的破裂并导致了一些强余震的发生。在中部的余震普遍小于其他地区的, 震源深度则集中在 5~15 km, 在地壳很浅和很深的地方则很少发生。北部的余震就密度而言和南部的差不多, 但发生时间则存在明显差异: 在主震之后的几天里, 余震主要发生在南部地区, 随着时间的推移, 北部地区的地震活动性则越来越强, 主震发生两个月后强余震主要发生在青川-平武断裂及周边地区。

(2) 余震主要发生在构造强度比较大地区。从地质背景中我们知道南部地区的岩石基本上是强度较大的杂岩地质体^[31], 所以这些地方可以不断积累应力以致发生很强的地震。但在中部地区则是硬度很低的岩石, 如古生界泥岩和板岩等, 因此在浅部地区不能够积累足够的能量, 从而不能发生很大的地震。北部地区的情况和南部的类似, 这一地区的岩石主要为前震旦纪石英岩构成的地质体或者其他硬度比较强的地质体。青川-平武断裂是前震旦纪石英岩和千枚岩地质体的分界, 硬度的差异导致这里容易发生地震, 这也是很多强余震在这里发生的原因。

(3) 较大余震均发生在汶川地震主震的破裂区域。基于震源机制解, 我们推断中央破裂带是逆冲型断层, 发生在这些断层上的余震受控于主破裂的滑动。MW 断裂和 QC 断裂上的余震是右旋走滑型。4 号和 5 号余震暗示了 MYL 断层在汶川地震后有所扩展, 因此产生了一些左旋走滑型地震。

(4) 时间序列显示强余震越来越倾向于发生在

破裂区域的北部, 并且在主震发生后两个月里震源机制已经改变了许多. 从 9 号和 10 号两次余震中我们发现, 其震源机制与在北部发生的其他地震相当不同. 这可能是地震构造应力场在近期改变的一个信号, 一些新的或尚未知道的断层可能已经开始活动.

通过分析一些较大余震的位置和震源机制解我们得到了一些汶川 8.0 级地震发震构造的一般性信息.

但是仍有些问题需要解决, 如发震构造区域的地壳精细构造、大陆型地震的产生机制等. 我们将进一步分析区域内的地壳精细结构和所有震级超过 4 级的余震震源机制解, 争取能够得到有关应力场和发震构造如何改变的图像, 这将为将来的地震预测提供有用的信息.

致谢 中国地震台网中心和中国地震局地球所数据备份中心提供数据, 台网中心的任泉和黄志斌以及备份中心的郑秀芬为我们工作的顺利完成提供了高质量的数据和工作平台, 邵志刚博士和刘桂萍处长的工作确保完成了这项工作, 评审人提出了建设性的意见, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 中国活动构造基本特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(12): 1020—1030
- 2 内蒙古地震局. 内蒙古自治区 2003 年和 2004 年两次 5.9 级地震. 北京: 地震出版社, 2005. 3—7
- 3 张国民, 汪素云, 李丽, 等. 中国大陆地震震源深度及其构造意义. 科学通报, 2002, 47(9): 663—668
- 4 McGowan D W. Moment tensor representation of surface wave sources. *Geophys J R Astr Soc*, 1976, 44: 595—599
- 5 Patton H J. Reference point method for determining the source and path effects of surface waves. *J Geophys Res*, 1980, 85: 821—848[[doi](#)]
- 6 Kanamori H, Given J W. Use of long period surface waves for rapid determination of the earthquake source parameters. *Phys Earth Planet Inter*, 1981, 27: 8—31[[doi](#)]
- 7 Lay T, Givewa J W, Kanamori H. Long period mechanism of the 8 November 1980 Eureka, California, earthquake. *Bull Seismol Soc Amer*, 1982, 72: 439—456
- 8 Xu L, Rondenay S, van der Hilst R D. Structure of the crust beneath the Southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions. *Phys Earth Planet Inter*, 2007[[doi](#)]
- 9 Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J Geophys Res*, 1981, 86: 2825—2852[[doi](#)]
- 10 Dreger D S, Helmberger D V. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *J Geophys Res*, 1993, 98: 8107—8125[[doi](#)]
- 11 Takeo M. An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismogram. *Bull Seismol Soc Amer*, 1987, 77: 490—513
- 12 Burchfiel, B C, Royden L H, Van der Hilst R D, et al. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today*, 2008, 18(7): 4—11[[doi](#)]
- 13 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibetan. *Science*, 1997, 276: 788—790[[doi](#)]
- 14 Clark M, Royden L H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28(8): 703—706[[doi](#)]
- 15 郑勇, 傅容珊, 熊熊. 中国大陆及周边地区现代岩石圈演化动力学模拟. *地球物理学报*, 2006, 49(2): 415—427
- 16 许力生, 陈运泰. 从全球长周期波形资料反演 2001 年 11 月 14 日昆仑山大地震时空破裂过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34(3): 256—264
- 17 Yao H, Van der Hilst R D, de Hoop M V. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—I Phase velocity maps. *Geophys J Int*, 2006, 166: 732—744[[doi](#)]
- 18 Yao H, Beghein C, van der Hilst R D. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analy-

- sis— II Crustal and upper-mantle structure. *Geophys J Int*, 2008[[doi](#)]
- 19 吕坚, 郑勇, 倪四道, 等. 2005年11月26日九江-瑞昌 $M_s 5.7$ 、 $M_s 4.8$ 地震的震源机制解与发震构造研究. *地球物理学报*, 2008, 51(1): 158—164
- 20 Zhu L P, Helmberger D V. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. *Bull Seismol Soc Amer*, 1996, 86(5): 1634—1641
- 21 Tan Y, Zhu L P, Helmberger D V, et al. Locating and modeling regional earthquakes with two stations. *J Geophys Res*, 2006, 111: B01306[[doi](#)]
- 22 Geiger L. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article). *Bull St Louis Univ*, 1912, 8(1): 56—71
- 23 Waldhauser F, Ellsworth W L. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault. *Bull Seism Soc Am*, 2000, 90: 1353—1368[[doi](#)]
- 24 宋鸿彪. 龙门山造山带地质和地球物理资料的综合解释. *成都理工学院学报*, 1994, 21(2): 79—88
- 25 赵珠, 范军, 郑斯华, 等. 龙门山断裂带地壳速度结构和震源位置的精确修定. *地震学报*, 1997, 19(6): 615—622
- 26 黄媛, 吴建平, 张天中, 等. 汶川 8.0 级大地震及其余震序列重定位研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38(10): 1242—1249
- 27 王卫民, 赵连锋, 李娟, 等. 四川汶川 8.0 级地震震源过程. *地球物理学报*, 2008, 51(5): 1403—1410
- 28 张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 等. 2008年汶川 8.0 级地震法阵断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. *地球物理学报*, 2008, 51(4): 1066—1073
- 29 Engdahl E R, Van der Hilst R D, Buland R. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull Seismol Soc Amer*, 1998, 88(3): 722—743
- 30 Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, et al. Tectonics of the Longmenshan and adjacent regions, central China. *Int Geol Rev*, 1995, 37(8): 661—735
- 31 汶川地震专家委员会. 汶川地震灾区地质构造图. 汶川 8.0 级地震图集. 北京: 中国地图出版社, 2008. 6—7