中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 6 期: 1064 ~ 1072
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

从汶川地震到芦山地震

陈运泰*, 杨智娴, 张勇, 刘超

中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
* E-mail: chenyt@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2013-05-14; 接受日期: 2013-05-22; 网络版发表日期: 2013-06-05
国家自然科学基金项目(批准号: 41090291)资助

摘要 本文概述作者在龙门山断裂带中、小地震精确定位、地震活动性以及 2008 年汶川 M_W7.9(M_S8.0)地震和 2013 年芦山 M_W6.7(M_S7.0)地震破裂过程等方面所做的研究工作. 这些工作表明, 青藏高原东缘的龙门山断裂带不但是一条规模宏大的断裂带, 也是一条非常活跃的地震带. 通过对地震构造、地震活动性、地震矩释放“亏空”区以及余震活动规律的分析, 作者在汶川地震后提出了龙门山断裂带西南段宝兴-小金一带存在发生 M_W6.7~7.3 地震的潜在危险性的地震趋势估计. 芦山地震的发生初步验证了这一估计. 芦山地震发生后作者进一步做的分析结果表明, 芦山地震的发生并没有显著地缓解龙门山断裂带西南段的地震危险性, 该地段整体上仍存在发生 M_W7.2~7.3 地震的潜在危险性; 特别是, 其北段(即邛崃大邑西-宝兴北-汶川南一带)存在发生 M_W6.8 地震的潜在危险性; 其南段(即天全-荥经-泸定-康定一带)存在发生 M_W7.2 地震的潜在危险性. 作者认为, 应当强化对上述具有潜在地震危险性区域的监测与多学科综合研究.

关键词
芦山地震
汶川地震
地震精确定位
地震破裂过程
地震危险性

据中国地震台网中心测定, 2013 年 4 月 20 日北京时间上午 08 时 02 分 46 秒, 四川省雅安市芦山县境内发生了面波震级 M_S7.0 地震, 震中位置: 30.3°N, 103.0°E, 震源深度: 13.0 km. 另据美国地质调查局国家地震信息中心(USGS/NEIC)报道, 发震时刻: 00 时 02 分 47.5 秒 UTC (协调世界时); 震中位置: 30.308°N, 102.888°E; 震源深度: 14.0 km; 矩震级 M_W6.6. 截止至 05 月 17 日 16 时 00 分, 共记录到余震 9294 次, 其中 $M\geqslant$3.0 余震 132 次, 包括 3.0$\leqslant M<$3.9 地震 106 次, 4.0$\leqslant M<$4.9 地震 22 次, 5.0$\leqslant M<$5.9 地震 4 次.

芦山地震是继 2008 年 5 月 12 日汶川 M_W7.9 地震以来在青藏高原东缘的龙门山断裂带上发生的又一次灾害性地震事件. 截止至 24 日 14 时 30 分, 芦山强烈地震已造成 196 人死亡, 失踪 21 人, 11470 人受伤.

芦山地震发生于龙门山断裂带上的西南段, 该段是汶川地震时龙门山断裂带没有发生破裂的特殊地段. 为什么会发生芦山地震? 芦山地震是如何发生的? 它的发生对于龙门山断裂带及其周边地区的地震活动性究竟有何影响? 等等, 都是亟待研究解决的问题. 为此, 本文通过概述作者自 2003 年以来开展的与龙门山断裂带地震精确定位、地震活动性以及汶川地震和芦山地震的破裂过程有关的研究工作, 对芦山地震的发生及其可能的影响做一初步分析与探讨.

中文引用格式: 陈运泰, 杨智娴, 张勇, 等. 从汶川地震到芦山地震. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1064–1072
英文引用格式: Chen Y T, Yang Z X, Zhang Y, et al. From 2008 Wenchuan earthquake to 2013 Lushan earthquake (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 2013, 43: 1064–1072

1　芦山地震的地震构造背景与龙门山断裂带的地震活动性

芦山地震发生于青藏高原东缘的龙门山断裂带西南段. 龙门山断裂带是一条长约 500 km、宽约 30~50 km 沿 NE-SW 方向展布的巨大断裂带, 其断层滑动以逆冲为主, 兼具右旋走滑分量. 按照由西向东的顺序, 龙门山断裂带主要包含龙门山后山断裂(茂县-汶川断裂)、中央断裂(映秀-北川断裂)和山前断裂(安县-灌县断裂, 亦称彭县-灌县断裂、江油-灌县断裂)(参见文献[1]中的图 1). 这些断裂都以逆冲滑动为主, 兼具一定的右旋走滑分量; 在龙门山断裂带的东北段, 右旋走滑分量更大[1~3].

杨智娴等[4~6]在汶川地震之前, 曾经运用国际上刚开始兴起的最先进的“双差定位法”[7]对包括松潘-平武、龙门山断裂带等在内的我国中西部地区 1992~1999 年发生的 10057 个中、小地震重新定位. 在 10057 个地震中, 经过重新精确定位的 6496 个地震显示了该地区的清晰的中、小地震活动性图像, 揭示出以往的定位结果未能揭示出的该地区的中、小地震活动性图像与断裂带的关系(见文献[6]中的图 4), 表明在龙门山断裂带上, 虽然未有发生过 7 级以上大地震的历史记载, 但近期中、小地震(震级 M<7 的地震)活动非常活跃, 分布在一条长约 470 km、宽约 50 km 的地带上, 使得龙门山断裂带成为非常具有地震危险性的一条断裂带(见文献[6]中的图 4 和图 10).

汶川地震的发生是沉寂多年的龙门山断裂带的一次集中的能量释放. 汶川地震发生后, Yang 等[8,9]运用同一方法对汶川地震的余震重新精确定位(图 1(b)). 余震重新精确定位结果表明, 汶川地震的余震(图 1(b)主图中的绿色实心圆)主要分布在 NE-SW 向的龙门山断裂带从映秀到青川约 350 km 的地段, 清楚地表明汶川地震便是发生在这条长达 470 km 的龙门山断裂带上约 350 km 的地段上的大规模的破裂. 龙门山断裂带西南段即从汶川地震的余震区南端至康定大约 120 km 的地段(以下简称“西南段”), 是汶川地震的余震在主震西南方向未延伸到“历史上”曾经发生过地震的范围, 是在汶川地震破裂中未破裂的、值得警惕的特殊地段.

2　汶川地震与芦山地震的震源特性

2.1　汶川地震

从 2003 年开始, 作者致力于研究发展地震破裂

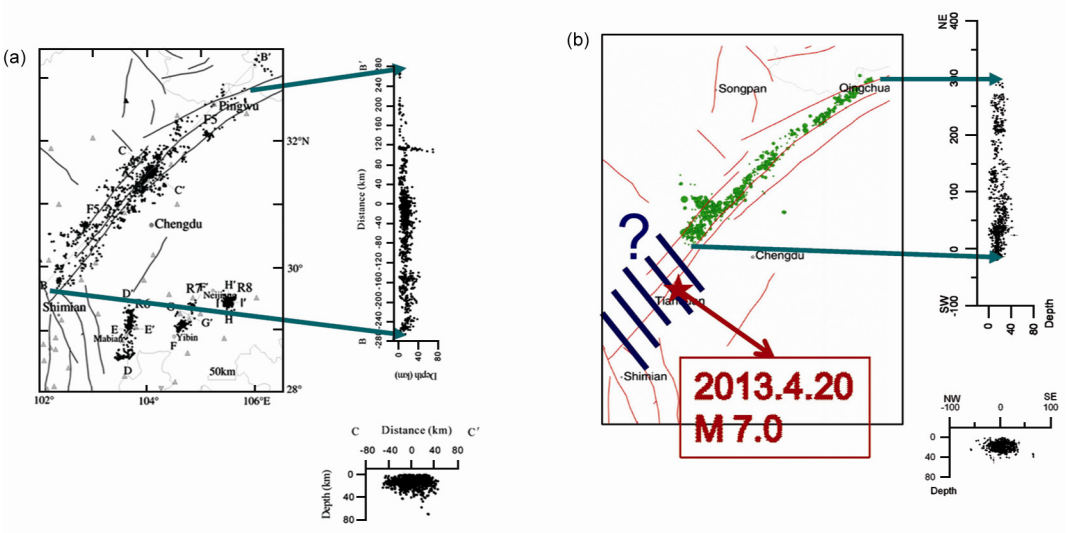


图 1　龙门山断裂带在汶川地震前(1992~1999)的地震活动性[6](a)和汶川地震的余震分布[8](b)

图 1(a)摘引自文献[6]的图 10, 表示龙门山断裂带及其附近地区在 1992~1999 年发生的地震(黑色实心圆)的分布, 右侧是沿主图所示的 BB′剖面的地震分布图, 右下角是沿主图所示的 CC′剖面的地震分布图. 在图 1(a)中, 文献[6]原图 10 中的其他地震带如冕宁地震带、宜宾地震带、内江地震带的剖面图均从略. 汶川地震是发生在长达 470 km 的龙门山断裂带(图 1(a))上长约 350 km 的地段(图 1(b))上的大规模破裂. 图 1(b)是汶川地震发生后用同一方法对汶川地震的余震重新精确定位的结果, 引自文献[8]中的原图. 在图 1(b)主图中, 绿色实心圆表示汶川地震余震震中, 左侧是沿 SW-NE 剖面即图 1(a)的 BB′剖面的余震(黑色实心圆)分布图, 右下角是沿 NW-SE 剖面即图 1(a)的 CC′剖面的余震(黑色实心圆)分布图. 在图 1(b)主图中, 在汶川地震破裂中未破裂的龙门山断裂带西南段(即从汶川地震的余震区南端至康定大约 120 km 的地段), 以蓝色斜线及问号予以突出(图中表示芦山地震震中的红色星号及红色框中的文字系芦山地震后新加)

过程快速反演的实用方法, 目标是在重大地震发生后能以尽可能快的速度、准实时地反演地震观测资料得出表征地震震源特性的参数, 包括: 表示地震机制的矩张量, 表示地震大小的地震矩或与其相当的矩震级, 地震破裂面的大小、地震断层滑动量即错距的方向与大小的分布、地震破裂的动态进程及其致灾效应, 等等, 为震后快速反应、应急救援决策提供参考. 该方法完成于 2008 年 5 月汶川地震前数日, 在汶川地震后首次得到成功应用(张勇[10]和刘超等[11]). 汶川地震发生后 4 个多小时, 张勇等[10]和刘超等[11]根据全球地震台网(GSN)的数字地震记录用各自独立的方法得到了相当一致的结果(据陈运泰等[12]), 这就是: 汶川地震的发震断层走向为 225°、倾角为 39°、滑动角为 120°(据张勇等[13]), 或: 走向为 220°、倾角为 32°、滑动角为 118°(据刘超等[11]). 结果表明, 汶川地震是一次以逆冲为主、兼具小量右旋走滑分量的规模宏大的地震事件, 地震破裂以既有朝 NE 方向破裂、也有朝 SW 方向破裂的方式进行, 但是是以朝 NE 方向破裂为主的不对称双侧破裂, 地震破裂面即断层面长达 300 多千米, 以 32°~39°的倾角向西北倾斜, 从地面斜向地下延伸, 宽度将近 50 km, 相当于深度达约 30 km; 汶川地震是在破裂长度超过 300 km 的发震断层上发生的、破裂持续时间长达 90 s 的一次复杂的震源破裂过程, 整个断层面上的平均滑动量即平均错距约 2.4 m, 但断层面上滑动量的分布很不均匀, 有 4 个滑动量集中且破裂贯穿到地表的区域, 其中最大的两个: 一个在汶川-映秀一带下方, 最大滑动量(也是本次地震的最大滑动量)所在处在震源(破裂起始点)附近, 达 7.3 m; 另一个位于北川一带下方, 一直延伸到平武境内下方, 其最大滑动量所在处在北川地面上, 达 5.6 m(据张勇[10]、张勇等[13]、刘超等[11]和陈运泰等[12]).

由反演得到的结果进一步计算得到的地表永久位移场的分布特征与沿断层的地震灾害分布特征非常接近, 地表永久位移值较大的两个地区正好对应于地震后数月发表的烈度分布图显示的两个极震区, 表明了汶川地震的大面积、大幅度、贯穿到地表的、以逆冲为主的断层错动是致使近断层地带严重地震灾害在震源方面的主要原因, 显示了极震区与贯穿到地面的逆冲断层错动的密切联系(据陈运泰等[12]), 也表明了由地震破裂过程快速反演得到的有关地震震源的许多信息不仅具有科学意义, 而且在为震后快速反应、应急救援服务方面也具有明显的应用价值.

通过对最终(静态)滑动量分布的分析(图 2), 作者在汶川地震震后数日公布于互联网上的“2008 年 5 月 12 日汶川特大地震震源特性分析报告”[12]及学术研讨会上[14~16]提出: “在汶川地震时发生滑动的区域之间存在着地震矩释放的亏空区, 迄今已经发生的较大余震无论是数量还是强度也都未能基本上填充这些亏空区. 通常认为这种矩释放的亏空区是阻碍破裂的‘障碍体’, ‘障碍体’的破裂即为余震. 因此, 这些矩释放的亏空区很可能是未来强余震发生的地点.” 并指出“在汶川地震的破裂带上有两个比较大的破裂亏空区, 即迄今基本上没有发生过破裂的地方. 这两个破裂亏空区分别位于汶川东北约 100 km (北川-平武间)和西南约 100 km(宝兴-小金间), 是很有可能发生强余震的地区.” 根据这两个破裂亏空区面积的大小, 作者估计了这两个亏空区如果一旦破裂可能的震级的大小分别为 M_W7.1 与 M_W7.3. 位于汶川东北约 100 km 的亏空区在北川-平武间, 距离 1933 年 8 月 25 日叠溪 M7.5 地震与 1976 年 8 月 16 日和 8 月 23 日松潘-平武两次震级均为 M_S7.2 的地震震中只有 80~100 km. 对于这些地震的发生与汶川地震及该亏空区的关系, 以及该亏空区的地震危险性作者未做进一步的分析. 但是, 毫无疑问, 这是一个亟待研究的问题.

对于位于汶川西南约 100 km 在宝兴-小金间(小金县城在宝兴县城西面约 60 km 处, 但其辖区最东处与宝兴县城仅相距 25 km, 固当时有此表述)的破裂亏空区, 按照其规模, 如果一旦发生一次性破裂, 应当相当于一个 M_W7.3 地震(图 2(a), (b)).

汶川地震发生后余震活动最强烈的一周间, 一直没有发生特别大的余震, 都是 M_S5.0~6.0 左右(现在已经可以确认, 直至芦山地震发生前, 最大的一次余震是 2008 年 5 月 25 日发生的面波震级 M_S6.4 地震). 汶川地震的面波震级是 M_S8.0, 矩震级是 M_W7.9. 按照巴特定律[17], 最大余震的震级比主震的震级平均小约 1.2 级. 如果汶川地震是主震型地震的话, 其最大的强余震应该在 M_W6.7 左右. 但是注意到巴特定律离散相当大; 同时考虑到当时国际上不同的权威机构对主震震级的测定结果也有些分散, 在 M_W7.9~8.3 间, 因此作者当时提出: “如果汶川地震是主震型地震, 发生强余震的震级将很高, 约 M_W6.7~7.1(图 2(a) 左边的浅红色方框表示按主震震级 M_W=7.9, 8.0, 8.3 估算, 最大余震的震级相应地应为 M_W=6.7, 6.8, 7.1);

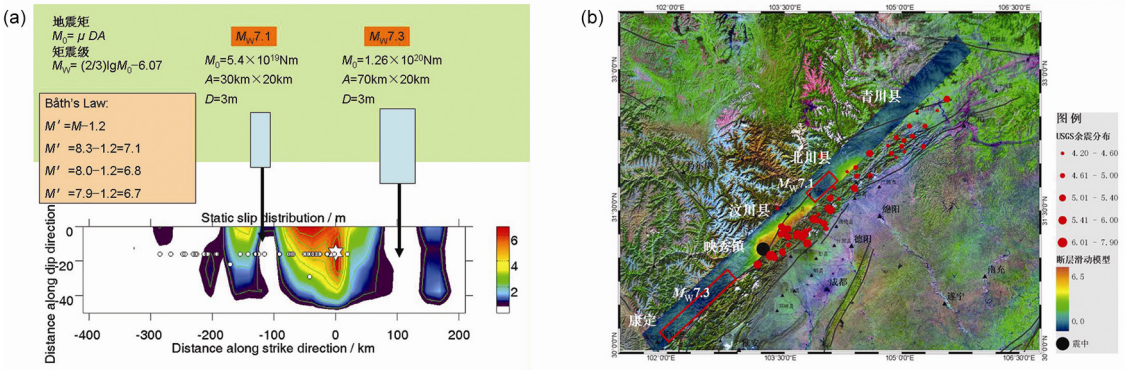


图 2　汶川地震时断层面上最终(静态)滑动量的分布(a)及其在地面的投影[12~16](b)

滑动量集中且破裂贯穿到地表的两个区域(色标为红色与黄色的区域)一个位于汶川-映秀一带下方, 另一个位于北川一带下方, 一直延伸到平武境内下方. 方框表示在汶川地震时发生滑动的区域之间存在着地震矩释放的"亏空"区. 图 2(a)与 2(b)两张图片引自 2008 年陈运泰[14~16]所做学术报告的 PPt 原始图片

如果是双震型或强震群型地震, 未来发生的地震可能比 M_W6.7 还要大. 这两种情况都警示一定要特别加强对强余震的监测, 并高度警惕'晚期强余震'".

综合以上分析, 作者把汶川地震发生后龙门山断裂带西南段发生汶川地震最大余震的震级估计为 M_W6.7~7.3. 2013 年芦山 M_W6.7(M_S7.0)地震的发生验证了上述结论.

上述结果是汶川地震发生后作者对龙门山断裂带西南段的地震危险性的综合分析与趋势估计, 并非对该地段的"地震预测预报". 如作者在过去发表的一些论文已述[18,19], 按照现今国际地震科学界普遍采用的、严格意义上的地震预测指的是"同时给出未来地震的位置、大小、时间和概率四种参数, 每种参数的误差(不确定的范围)小于、等于可以接受的合理数值"(据 Wyss[20]和 Jordan 等[21]). 虽然这个分析结果不是对于龙门山断裂带的西南段的严格意义上的"地震预测预报", 但对于汶川地震发生后该地段存在发生 M_W6.7~7.3 地震的危险性的分析判断无疑可为强化该地段的地震监测与研究提供有益的参考.

2.2　芦山地震

五年来, 地震破裂过程快速反演的方法以及地震矩张量快速反演方法已经列入作者对国际国内重要地震应急反应的工作范围, 在诸如国内云南宁洱地震、青海玉树地震、国际意大利拉奎拉(L'Aquila)地震、海地(Haiti)地震等有重要影响的地震发生后第一时间内提供地震的机制、规模(矩震级)、破裂过程、可能的重灾区等信息, 为救灾减灾服务(据刘超等[11,22~24]、张勇等[13,25,26]、Liu 等[27]和 Zhang 等[28]). 从 2008 年 10 月 5 日至 2013 年 5 月 15 日已经提供了国内外 132 个有重要影响的地震的快速矩张量解, 其中震级大于等于 5.5 的国内地震 58 次, 震级大于等于 7.0 的国外地震 74 次. 目前, 地震矩张量快速反演从地震发生到发布的平均时间约为 2.5 h; 地震破裂过程快速反演从地震发生到发布的时间为 3~5 h, 平均约为 4 h(据 Zhang 等[28]); 这些时间均包括记录资料下载时间在内, 并且主要是用于资料下载.

2.2.1　芦山地震的震源机制

芦山地震发生(2013 年 4 月 20 日上午 8:02 北京时间)后, 刘超等[29]利用全球地震台网的数字地震观测资料, 迅速开展了地震矩张量快速反演工作, 在约一个小时后(9:04 北京时间)发布和上报了芦山地震矩张量反演结果(图 3). 反演结果表明(表 1 第 2 行), 芦山地震释放的标量地震矩 M_0=1.6×10^{19} Nm, 相应的矩震级为 M_W=6.7, 最佳双力偶解的两个节面的参数分别为: 节面 Ⅰ: 走向 34°/倾角 55°/滑动角 87°; 节面 Ⅱ: 走向 220°/倾角 35°/滑动角 95°.

反演得到的芦山地震的断层面参数和主应力轴参数(图 3, 表 1 第 2 行)与汶川地震的断层面参数和主应力轴参数(表 1 第 1 行)基本上一致, 它们的节面 Ⅱ 与龙门山断裂带的走向(NE-SW)与倾向(倾向西北)一致, 并且与 NE-SW 走向的余震震中分布一致(图 5 主图). 据此可以确定节面 Ⅱ (走向 220°/倾角 35°/滑动角 95°)为芦山地震的断层面, 这表明, 芦山地震是一个与汶川地震震源机制一致的以逆冲为主、但兼具比

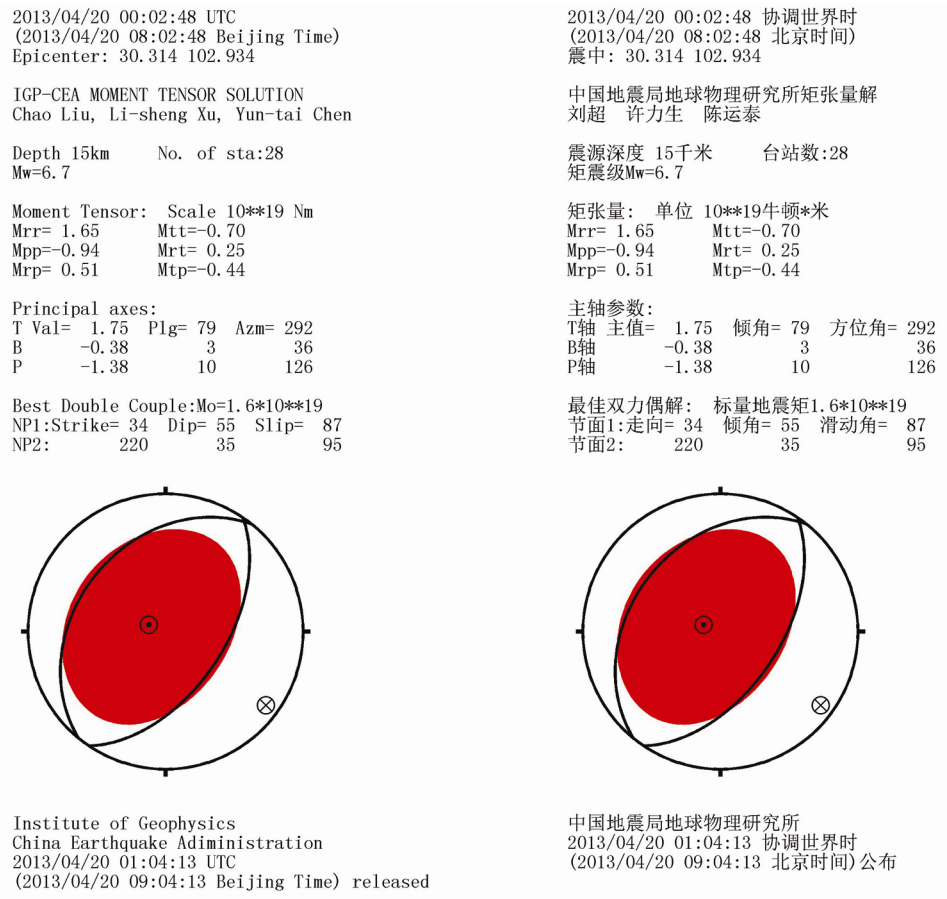


图 3　由矩张量快速反演得到的芦山地震矩张量解

本图展示 2013 年 4 月 20 日芦山地震后约 1 h 在互联网上发布的由快速反演得到芦山地震的矩张量解的原始图件(见文献[12]). 图中按国际通用的规范格式分别以中文(右图)与英文(左图)给出地震的矩张量解. 芦山地震的矩张量解表明其震源机制为: 走向 220°/倾角 35°/滑动角 95°, 与汶川地震的震源机制(走向 225°/倾角 39°/滑动角 120°)相当一致, 是一个以逆冲为主、但兼具比汶川地震还要小的右旋走滑分量的地震

汶川地震还要小的右旋走滑分量的地震.

2.2.2　芦山地震的破裂过程及其特征

2013 年 4 月 20 日芦山地震发生後约 3 h(北京时间 11 时 01 分 08 秒), 张勇等[30]按照大震应急的要求, 利用全球地震台网的数字地震记录反演了该地震震源破裂过程, 并对该地震震源的特性做了初步的分析(图 4). 根据这一初步结果, 这次地震的标量地震矩 M_0=1.7×10^{19} Nm, 相应的矩震级约为 M_W6.8, 与刘超等[29]由矩张量反演得到的结果(M_W6.7)相近, 与美国地质调查局国家地震信息中心(USGS/NEIC)的结果(M_W6.6)亦相近; 断层面上最大滑动量约为 1.3 m. 进一步分析表明, 芦山地震的震源及其破裂过程具有如下与汶川地震不同的特征:

(ⅰ) 芦山地震滑动量较大的区域没有达到地面但较靠近地面. 这意味着总体上地震破裂面没有扩展到地表(图 4(b), (d)), 因此在极震区可能不出现破裂带; 或者即使有, 规模不会像汶川地震那么大. 预期可能替代破裂带出现的是在极震区有可能出现与较强烈变形相联系的"形变带", 例如观察到喷沙冒水鼓包等宏观现象.

(ⅱ) 芦山地震具有长度方向与宽度方向等尺度的中、小地震的震源特征. 由于地震震级为 M_W6.7~6.8, 没有达到但接近大震的下限 M_W7.0, 属于中震里较大者(按照国际上通行的称谓, 5≤M_W<7 的地震称为中震, 7≤M_W<8 的地震称为大震, M_W≥8 的地震称为特大地震, 等等). 不但总体上芦山地震的破裂没有扩展到地表面, 而且地震破裂面呈现长度方向与宽度方向等尺度(即大约相当)的中、小地震的震源特征. 具体地说, 总体上地震破裂面上滑动量集中的面积其长与宽

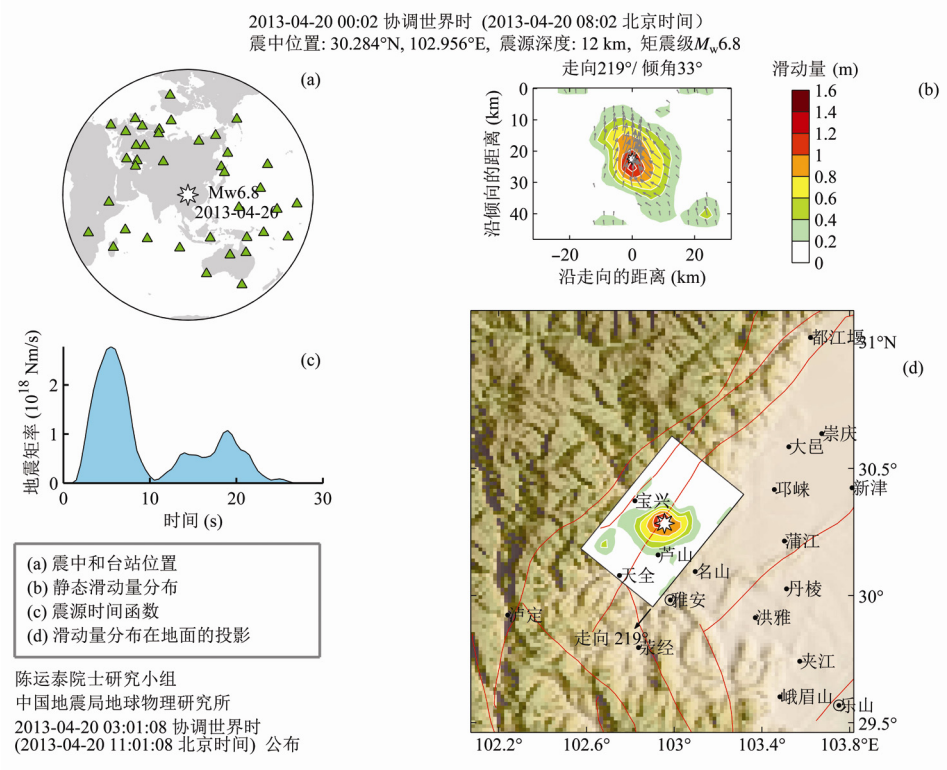


图 4　2013 年 4 月 20 日芦山地震的破裂过程

图片展示在震后约 3 h 于互联网上发布的由快速反演得到芦山地震的破裂过程. (a) 芦山地震震中(白色星号)与台站(绿色三角形)分布图; (b) 芦山地震断层面上静态(最终)滑动量分布图; (c) 芦山地震的地震矩释放率-时间关系图(震源时间函数图); (d) 芦山地震断层面上滑动量分布在地面的投影图

表 1　由矩张量反演得到的汶川地震与芦山地震的地震矩 M_0、矩震级 M_W、断层面参数和主应力轴参数

地震	M_0 (Nm)	M_W	节面 I			节面 II			T 轴		B 轴		P 轴	
			走向 (°)	倾角 (°)	滑动角 (°)	走向 (°)	倾角 (°)	滑动角 (°)	方位 (°)	倾角 (°)	方位 (°)	倾角 (°)	方位 (°)	倾角 (°)
汶川	2.0×10^{21}	8.1	8	63	74	220	32	118	246	68	16	14	110	16
芦山	1.6×10^{19}	6.7	34	55	87	220	35	95	292	79	36	3	126	10

均接近于 30 km. 芦山地震的破裂面向下延伸到深度约 20 km 的地方. 这个深度也就是 Yang 等[6]通过对我国中西部地震震源的重新精确定位得到的我国中西部脆裂层(schizosphere)即孕震层(seismogenic layer)的下界面的深度, 说明芦山地震的破裂向下扩展到了脆裂层的下界面, 是一个处于地震的自相似性分段处的地震. 与美国圣安德烈斯断层不同, 那里脆裂层厚度为约 15 km, 自相似性在 M_W6.0~6.5 分段; 与脆裂层较厚的俯冲带不同, 那里自相似性可在 $M_W\approx7.5$ 分段(据 Shimazaki[31]和 Scholz[32]).

(iii) 芦山地震的破裂过程没有呈现明显的方向性. 破裂起始点接近于地震滑动量集中区的中心(图 4(b), (d)), 破裂过程没有呈现明显的方向性. 这一点实际上亦是中、小地震的震源的一个特征. 在 27 s 的破裂持续时间中, 前 10.5 s 完成了大部分的矩释放(图 4(c)), 在这段时间里, 破裂扩展速度约为 3.0 km/s.

3　芦山地震与龙门山地震带西南段未来地震危险性

芦山地震发生于青藏高原东缘的龙门山断裂带上的西南段. 如前已述, 龙门山断裂带不但是一条规模宏大的断裂带, 也是一条非常活跃的地震带. 无论

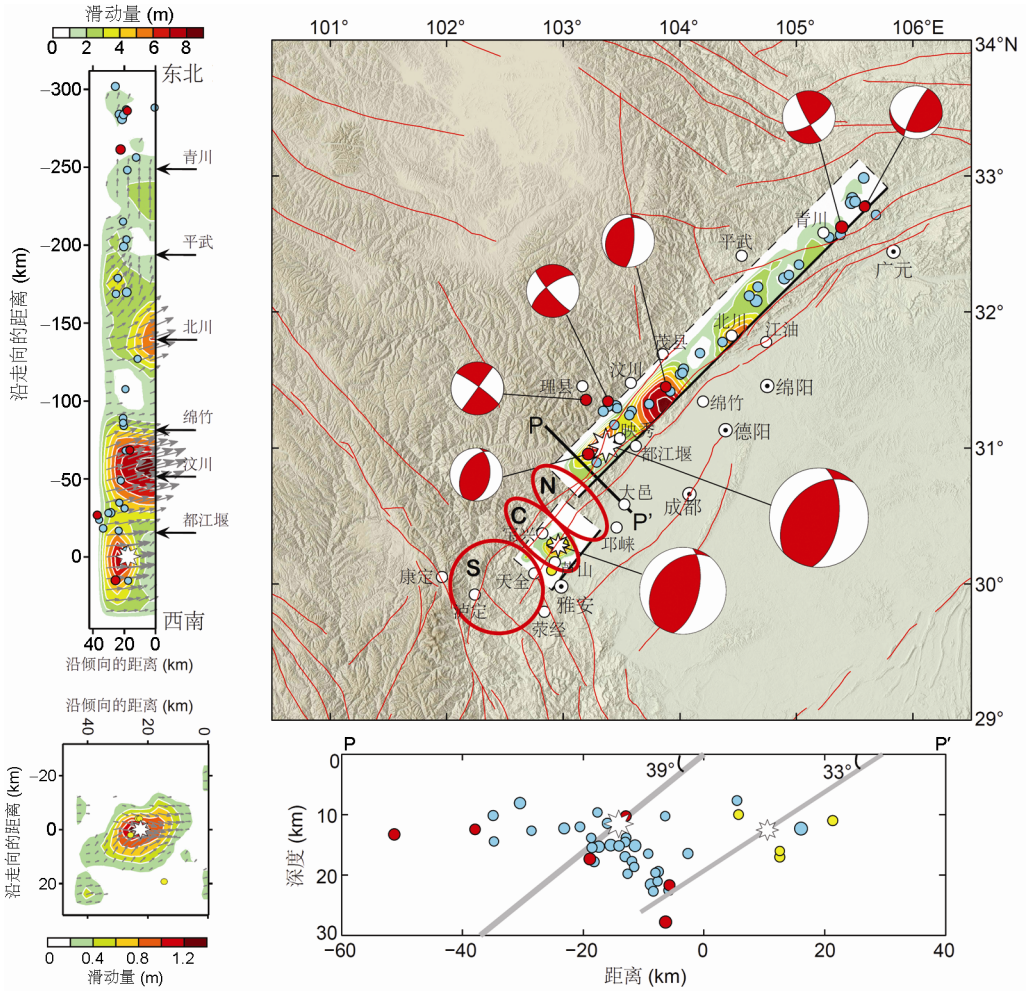


图 5　汶川地震及其较大余震(M_S≥5.0)的空间分布、震源机制与滑动量分布图

大、小白色星号分别表示汶川地震、芦山地震, 圆圈表示汶川地震余震, 小圆圈表示 5.0≤M_S<6.0 地震, 大圆圈表示 M_S≥6.0 地震, 红色圆圈表示在图中给出表示其震源机制解的红白色“海滩球”(震源球下半球投影)的汶川地震的较大余震, 青色圆圈表示其他较大余震, 黄色圆圈表示芦山地震的余震. 汶川地震与芦山地震在其断层面上的滑动量分布表示于图的左侧, 其色标分别表示于左侧最上方与最下方. 滑动量分布在地面的投影图表示于主图上. 龙门山断裂带西南段的北段(N 段)、中段(C 段)与南段(S 段)以红色圈圈出. 详细解释参见正文

是从地质构造看, 还是从地震活动性看, 龙门山断裂带(地震带)都是一个整体, 是一条统一的、系统的构造带, 地质学家、地震学家对此均有共识.

2008 年 5 月 12 日汶川 M_W7.9 地震虽然很大, 但是, 根据 Yang 等[6]在汶川地震前对龙门山地震带大量地震精确定位结果、对汶川地震余震重新精确定位结果(据 Yang 等[8], Yang 和 Chen[9])、汶川地震后留下的“地震矩释放”的“亏空区”(据陈运泰等[12]和张勇等[13]), 以及汶川地震较大余震的“缺失”(据陈运泰等[12])所做的分析都清楚地指向同一结论: 汶川地震只是发生在长达 470 km 的统一的、复杂的龙门山断裂带上从映秀到青川、沿 NE-SW 方向约 350 km 地段上的断裂, 留下了龙门山断裂带大约 120 km 的西南段(以下简称“西南段”)没有在汶川地震时破裂. 根据地震震级与地震断层长度的统计关系(据 Wells 和 Coppersmith[33]), 120 km 的西南段如果一次性地破裂, 不管人们愿意称其为“主震”还是“余震”, 将相当于一次 M_W7.5 的地震.

然而, 在芦山地震中, 西南段并没有发生一次性的破裂, 而是在其中段“拦腰”发生了芦山地震. 由矩张量反演与地震破裂过程反演得到的芦山地震矩震级为 M_W6.7~6.8, 震源尺度仅约为长 30 km×宽 30 km. 长度为 30 km 的断层如果一次性地破裂将相当于大约 M_W6.8 的地震, 因此可以认为, 芦山地震基本上完

成了龙门山断裂带西南段中段(图 5 中的 C 段)的破裂. 在汶川地震破裂区最西南端至芦山地震破裂区的最北端, 尚有约 30 km 长的地段“北段”(图 5 中的 N 段)没有破裂; 在芦山地震破裂区的最南端至龙门山断裂带的最南端, 尚有约 70 km 长的地段“南段”(图 5 中的 S 段)也没有破裂. 如果 30 km 长的北段一次性地发生破裂, 将相当于一次 M_W6.8 地震; 如果 70 km 长的南段一次性地发生破裂, 将相当于一次 M_W7.2 地震. 在历史上以及近代, 龙门山断裂带西南段发生过 3 次 M6.0 以上地震, 即 1327 年 9 月天全 M6.0 地震(震中位置: 30.1°N, 102.7°E)(据闵子群[34])、1941 年 6 月 12 日 07: 13: 31 泸定-天全一带 M6.0 地震(震中位置: 30.1°N, 102.5°E)、1970 年 2 月 24 日大邑 M_S6.2 地震(震中位置: 30.61°N, 103.2°E, 震源深度 15 km) (据谢毓寿和蔡美彪[35]、顾功叙[36,37]). 就释放的地震波能量而言, 按照古登堡(Gutenberg)-里克特(Richter)震级-能量关系式(Richter[38])估计, M_S6.0~6.2 地震所释放的地震波能量仅为 M_W6.8 地震所释放的地震波能量的大约 6%~13%, 计及上述 3 次地震的发生, 从所释放的地震波能量看, 还是太小, 不足以改变上述估计值. 此外, 这一估计与作为对地震现象的“回顾性”的描述的地震序列类型的判别无涉(据 Jordan 等[21]).

如果换一个角度, 还可以从汶川地震后留下的“地震矩释放”的“亏空”区以及汶川地震较大余震的“缺失”来分析. 按照陈运泰等[12]2008 年 5 月所做的估计, 汶川地震最大余震的震级估计应为 M_W6.7~7.3. 芦山地震的矩震级为 M_W6.7~6.8, 只达到这一估计值的下限. 若按上述估计值的上限 M_W7.3 估计, 芦山地震的发生并没有显著地缓解龙门山断裂带西南段的地震危险性: 一次 M_W6.7~6.8 地震只释放了约 7.1×10^{14}~1.0×10^{15} J 的能量, 一次 M_W7.3 地震将释放约 5.6×10^{15} J 的能量, 即 M_W6.7~6.8 芦山地震的发生只释放了 M_W7.3 地震的大约 13%~18%的能量, 可谓杯水车薪, 剩下的还未释放的能量估计约为 4.6×10^{15}~4.9×10^{15} J, 即相当于 M_W7.2~7.3 的“余震”.

4 讨论与结论

以上简要回顾了作者自 2003 年以来在龙门山断裂带中、小地震精确定位、地震活动性, 以及对 2008 年汶川 M_W7.9 地震和 2013 年芦山 M_W6.7 地震破裂过程快速反演等方面所做的研究工作. 指出: 青藏高原东缘的龙门山断裂带不但是一条巨大断裂带, 也是一条非常活跃的地震带. 通过对地震构造、地震活动性、地震矩释放“亏空”区以及余震活动规律的分析, 在汶川地震发生后随即提出了龙门山断裂带西南段宝兴-小金一带存在发生 M_W6.7~7.3 地震的潜在危险性的地震趋势估计. 2013 年芦山 M_W6.7(M_S7.0)地震的发生初步验证了上述估计. 芦山地震发生后作者进一步做的分析结果表明, 芦山地震的发生并没有显著地缓解龙门山断裂带西南段的地震危险性, 该地段整体上仍存在发生 M_W7.2~7.3 地震的潜在危险性; 特别是西南段的北段(即邛崃大邑西-宝兴北-汶川南一带)存在发生 M_W6.8 地震的潜在危险性; 南段(即天全-荥经-泸定-康定一带)存在发生 M_W7.2 地震的潜在危险性. 作者认为, 应当强化对上述具有潜在地震危险性区域的监测与多学科综合研究.

上述研究结果是芦山地震发生后作者在前一阶段工作基础上对龙门山断裂带(地震带)西南段未来地震危险性的估计, 不包含时间因素, 并不是对该地段的严格意义上的“地震预测预报”[18,19]. 虽然如此, 本文叙述的结果表明, 虽然实现地震预测预报的科学目标可能还须假以时日, 但如能恰当地运用迄今已有的地震科学知识, 朝着地震预测预报这个科学目标一步一个脚印地努力[19,21,39,40], 还是可以有所作为, 可为防震减灾贡献一些有意义的信息.

参考文献

1 Xu Z, Ji S, Li H, et al. Uplift of the Longmen Shan range and the Wenchuan earthquake. Episodes, 2008, 31: 291–301

2 邓起东, 陈社发, 赵小麟. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, 1994, 16: 389–403

3 陈国光, 计凤桔, 周荣军, 等. 龙门山断裂带第四纪活动性分段的初步研究. 地震地质, 2007, 29: 657–673

4 杨智娴, 陈运泰, 郑月军, 等. 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 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 129–134

5 杨智娴, 于湘伟, 郑月军, 等. 中国中西部地区地震的重新定位和三维地震波速度结构. 地震学报, 2004, 26: 19–29

6 Yang Z X, Waldhauser F, Chen Y T, et al. Double-difference relocation of earthquakes in central-western China, 1992–1999. J Seismol,

2005, 9: 241–264
7 Waldhauser F, Ellsworth W L. A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. Bull Seism Soc Amer, 2000, 90: 1353–1368
8 Yang Z X, Chen Y T, Stump B, et al. International Geological Congress in Oslo, August 6–14, 2008. Abstract, EID-03
9 Yang Z X, Chen Y T. Relocations of the M_W7.9 Wenchuan mainshock and its aftershock sequences. IASPEI 2009 General Assembly, Cape Town, SA. 2009
10 张勇. 地震震源破裂过程反演方法研究. 北京: 北京大学博士学位论文. 2008. 1–158
11 刘超, 张勇, 许力生, 等. 一种矩张量反演新方法及其对 2008 年汶川 M_S8.0 地震序列的应用. 地震学报, 2008, 30: 329–339
12 陈运泰, 许力生, 张勇, 等. 2008 年 5 月 12 日汶川特大地震震源特性分析报告. http://www.cea-igp.ac.cn/汶川地震专题/地震情况/初步研究及考察结果(一). 2008
13 张勇, 冯万鹏, 许力生, 等. 2008 年汶川地震的时空破裂过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1186–1194
14 陈运泰. 汶川地震的成因断层、破裂过程与成灾机理. 见: 中国科学院, 编. 中国科学院第十四次院士大会学部学术报告汇编. 2008 年 6 月, 北京. 38–39
15 陈运泰. 汶川大地震的震源破裂过程. 海峡两岸防震减灾学术研讨会. 2008 年 6 月 27–28 日, 北京. 10–11
16 陈运泰. 汶川地震的成因断层、破裂过程与成灾机理. “科学技术与抗震救灾”科学技术论坛. 2008 年 7 月 24–26 日, 成都
17 Båth M. Lateral inhomogeneities in the upper mantle. Tectonophysics, 1965, 2: 483–514
18 陈运泰. 地震预测现状与前景. 见: 中国科学院, 编. 2007 科学发展报告. 北京: 科学出版社, 2007. 173–182
19 陈运泰. 地震预测: 回顾与展望. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1633–1658
20 Wyss M. Evaluation of Proposed Earthquake Precursors. Washington DC: American Geophysical Union, 1991. 1–94
21 Jordan T H, Chen Y T, Gasparini P, et al. Operational earthquake forecasting: State of knowledge and guidelines for utilization. Annals Geophys, 2011, 54: 315–391
22 刘超, 许力生, 陈运泰. 2010 年 4 月 14 日青海玉树地震快速矩张量解. 地震学报, 2010, 32: 366–368
23 刘超, 许力生, 陈运泰. 2008 年 10 月至 2009 年 11 月 32 次中强地震的快速矩张量解. 地震学报, 2010, 32: 619–624
24 刘超, 许力生, 陈运泰. 2009 年 11 月至 2011 年 11 月 27 次中强地震的快速矩张量解. 地震学报, 2011, 33: 550–552
25 张勇, 许力生, 陈运泰, 等. 2007 年云南宁洱 M_S6.4 地震震源过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 683–692
26 张勇, 许力生, 陈运泰. 2008 年汶川地震震源机制的时-空变化. 地球物理学报, 2009, 52: 379–389
27 Liu C, Xu L, Chen Y T. Quick moment tensor solution for 6 April 2009, L’Aquila, Italy, earthquake. Earthq Sci, 2009, 22: 449–450
28 Zhang Y, Chen Y T, Xu L S. Fast and robust inversion of earthquake source rupture process and its application to earthquake emergency response. Earthq Sci, 2012, 25: 121–128
29 刘超, 许力生, 陈运泰. 地震矩张量反演结果. 中国地震局地球物理研究所. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 7.0 级地震(1.0 版). 2013 年 4 月 20 日. http://www.cea-igp.ac.cn/tpxw/266824.shtml
30 张勇, 许力生, 陈运泰. 芦山 4·20 地震破裂过程及其致灾特征初步分析. 地球物理学报, 2013, 56: 1408–1411
31 Shimazaki K. Small and large earthquakes: The effects of the thickness of the seismogenic layer and free surface. In: Das S, Boatwright J and Scholz C H (eds), Earthquake Source Mechanics. AGU Geophys Mono 37. Washington DC: Am Geophys Union. 1986. 209–216
32 Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 1–471
33 Wells D L, Coppersmith K J. New empirical relations among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull Seismol Soc Am, 1994, 84: 974–1002
34 闵子群. 中国历史强震目录(公元前 23 世纪–公元 1911 年). 北京: 地震出版社, 1995. 1–514
35 谢毓寿, 蔡美彪. 中国历史地震资料汇编. 第一卷. 北京: 科学出版社, 1983. 1–227
36 顾功叙. 中国地震目录(公元前 1831 年–公元 1969 年). 北京: 科学出版社, 1983. 1–894
37 顾功叙. 中国地震目录(公元 1970–1979). 北京: 地震出版社, 1983. 1–334
38 Richter C F. Elementary Seismology. San Francisco: W. H. Freeman, 1958. 1–769
39 Jordan T H. Earthquake predictability, brick by brick. Seismol Res Lett, 2006, 77: 3–6
40 Peresan A, Kossobokov V G, Panza G F. Operational earthquake forecast/prediction. Rend Fis Acc Lincei, 2012, doi: 10.1007/s12210-012-0171-7