

李正芳, 周本刚, 2014. 利用断裂带上的低  $b$  值识别凹凸体方法的探讨——以龙门山断裂带和鲜水河断裂带为例. 震灾防御技术, 9 (2): 213—225.

# 利用断裂带上的低 $b$ 值识别凹凸体方法的探讨 ——以龙门山断裂带和鲜水河断裂带为例<sup>1</sup>

李正芳 周本刚

(中国地震局地质研究所, 活动构造与火山实验室, 北京 100029)

**摘要** 本文对龙门山断裂带和鲜水河断裂带上 1970 年以来记录的小震数据进行了收集、整理和分析, 采用基于 Matlab 平台的 Zmap 软件, 去除了断裂带上的丛集数据和余震, 划定了有效地震数据的时间和震级范围, 通过最大似然法求取了断裂带所在区域的  $b$  值分布图。基于  $b$  值大小与应力高低成反比的原理, 通过断裂带上低  $b$  值区识别凹凸体的位置。就龙门山断裂带, 通过低  $b$  值区识别出的凹凸体的位置与汶川地震发生的起始破裂位置和极震区的位置基本保持一致; 而鲜水河断裂带由于受到小震数据的限制, 部分段缺失  $b$  值分布, 但整条断裂带仍可清晰识别出凹凸体位置, 且 1725 年以来的历史强震和 1970 年以来 5 级以上的历史地震基本上都位于此区域。断裂带的实例分析结果证明, 利用小震数据通过最大似然法计算  $b$  值分布图, 其相对低  $b$  值区与历年强震发生的位置存在较大的相关性, 为验证利用低  $b$  值区识别凹凸体方法的可行性和实用性提供了有力的证据。

**关键词:** 龙门山断裂带 汶川地震 鲜水河断裂带  $b$  值 凹凸体

## 引言

凹凸体的概念被定义为断裂系统中应力积累的强硬闭锁段, 最终以大震的形式释放其主要能量 (Wyss 等, 1967; Miyamura 等, 1964; Lay 等, 1981), 尤其是尺度介于 1km 到几十 km 的凹凸体控制着地震破裂的时间及其滑动幅度等主要方面 (Wiemer 等, 1997), 因此, 凹凸体的概念在地震破裂模型中被广泛使用 (Lay 等, 1982; Aki, 1984)。对已经发生过大震的凹凸体, 可以由地震波分析和地表位错模型资料联合反演的方法确定, 而未发生过地震且地震活动较活跃的段落, 该如何识别断裂带上的凹凸体, 至今为止仍是多数研究者一直讨论的问题。

一般来讲, 大震发生前断裂带上存在的凹凸体积累了高的应力, 是未来主震初始破裂形成的地方, 即断裂系统中大震发生的危险段。在间震期, 地震活动区的断裂以背景地震 (即震级小于 5.0 级的小震) 活动为主, 使用背景地震活动性并利用低  $b$  值确定包含未来大震初始破裂点的凹凸体, 是近年来国际地震活动性研究领域中的一个热点。本文以龙门山断裂带

**1 基金项目** 科技支撑项目“特大地震危险区识别及危险性评价方法研究 (2012BAK15B01)”和“中国地震局地质研究所中央级公益性科研院所基本科研业务专项 (IGCEA1310)”共同资助

[收稿日期] 2013-08-05

[作者简介] 李正芳, 女, 生于 1981 年。中国地震局地质研究所, 助研。主要研究方向: 工程地震和地震危险性评价。E-mail: lizhengfang07@163.com

和鲜水河断裂带强震发生前后的地震活动性为例，基于  $b$  值与应力成反比的关系 (Scholz, 1968; Urbancic 等, 1992; Wyss 等, 2000)，利用以  $b$  值为主的地震活动性参数的空间分布，判定两条断裂带上凹凸体的位置，同时结合历史及现今地震活动背景，分析研究利用低  $b$  值的分布识别断裂带上凹凸体位置方法的实用性和局限性。

## 1 小震数据的处理

本文选用的小震数据为中国地震目录 1970 年以来记录的小震数据，由于大地震序列中主震和余震之间不是独立的随机事件，为了保持地震事件的独立性和随机性，应尽可能的删除大地震前后的前震和余震，同时，为了保证地震数据的质量，必须清楚地震目录中高质量数据的起始时间，且需对比分析在不同时间段内地震的活动强弱。下文将具体的以龙门山断裂带所在的区域为例，介绍小震数据处理的方法。

### 1.1 去除丛集数据和余震

本文使用的研究数据时间段为 1970.01.13 到 2011.02.28，震级为  $M \geq 1$  级的数据，采用了基于 Matlab 平台的 Zmap 程序，通过修改部分程序代码的方法，去除了该区域发生的丛集数据和余震 (Zuniga 等, 1995; 1999; Wiemer 等, 2000)。累计共搜索出 1729 个丛集性地震集，共去除地震数据 11237 条，得到有效的地震数据为 32148 个 (图 1)。

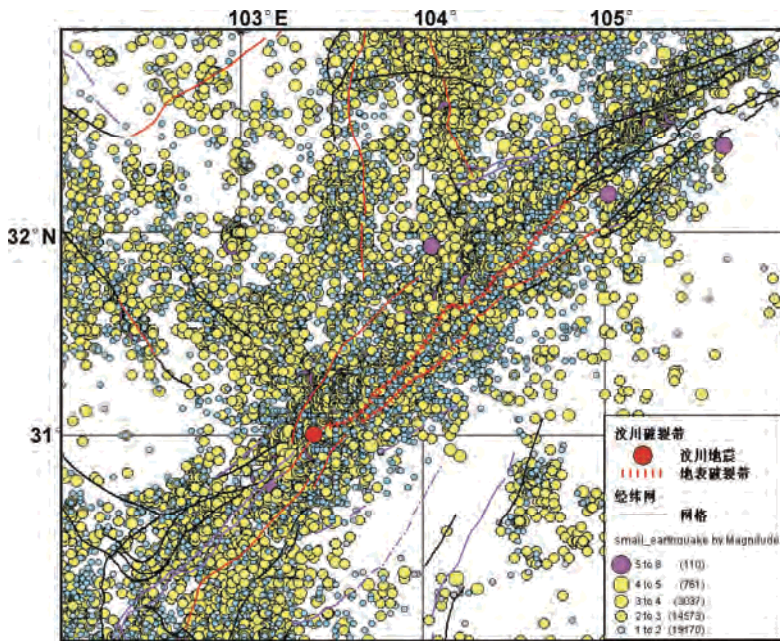


图 1 龙门山断裂带所在区域的地震数据 (1970.01.13—2011.02.28)，有效地震 (32148 个)

Fig. 1 Map of earthquake distribution between 1970.01.13 to 2011.02.28

(Cluster earthquakes have been removed)

### 1.2 设置高质量地震数据的起始时间

在地震目录中的地震数据，考虑到仪器记录局限性的影响，如想去评价地震数据中是否能反映地震活动率的变化，需要对小震数据做出较好的解译，本步骤不要求取地震数据的最小完整

震级，因为小于完整震级的数据也可能包含重要的反映变化趋势的信息。利用选取好的地震目录中的地震数据，笔者制作了累计地震事件随时间变化以及地震活动幅度随时间变化的示意图（图 2、图 3）。从图 2 中可发现，地震目录中的地震数据的震级在 5 级处可分为 2 个震级档，即：震级介于 1—5 级的地震数据与震级介于 5—8 级的地震数据随时间变化函数的差别较明显，震级介于 1—5 级的地震数据在反映地震活动性上更为敏感。同时图 3 显示了从 2000 年到 2008 年这段时间地震活动幅度的变化较平稳，因此，震级小于 5 级的地震可以反映该区域背景地震活动性。为了进一步对上述高质量起始数据时间划定做一验证，文中以 2000 年为分界点，制作了 1970—2000 年、2000—2008.05.11 的地震活动随震级和时间变化的幅度大小的对比图（图 4），发现 2000 年以后的小震数据的活动率的变化较为明显，更适合用于讨论地震活动性。通过上述一系列的分析，文中最后用来计算  $b$  值的小震数据范围设定为 2000.01—2008.05.11。

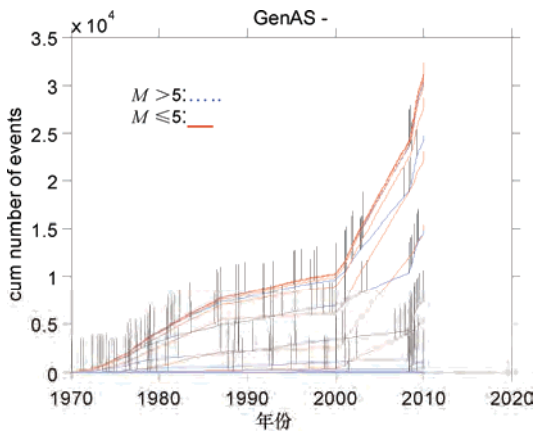


图 2  $M > 5$  级和  $M \leq 5$  级分震级档的累积地震数随时间变化图

Fig. 2 The cumulative numbers of and  $M \leq 5$  are shown as the function of time

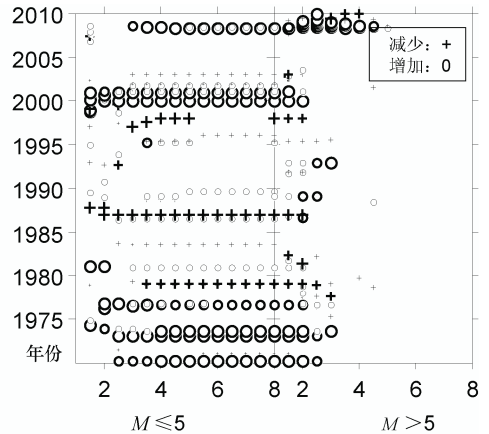


图 3 地震活动幅度随时间变化图

Fig. 3 Earthquake intensity (decreases in +, increase in 0) as the function of time

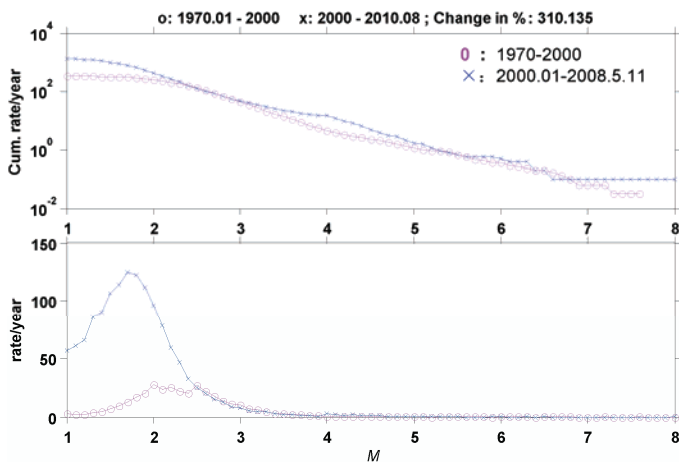


图 4 2000 年前后的地震数据反映的地震活动率对比图

Fig. 4 Comparison of seismicity rates before and after 2000 AD

### 1.3 最小完整震级 ( $M_c$ ) 的确定

在进行地震活动性分析中,最小完整震级 ( $M_c$ ) 是一个相当重要的参数。在地震目录中,完整震级是随着时间而变化的,尽管随着目前台网的改进和分析技术的提高,这种变化呈下降的趋势,但完整震级随空间变化的函数在地震活动性分析中仍不容被忽视。在地震活动性研究中,为了获得高质量的数据结果需要处理大量的小地震数据,但如果为了保证数据的完整性,而估计一个较高的  $M_c$  值,可能导致很多有用的资料被舍弃掉。所以针对一个地震目录进行较为系统的分析,给出最小完整震级  $M_c$  的时空分布,对地震活动性的分析有实际的意义 (Wiemer 等, 2000; Yadav 等, 2009)。

首先,对  $M_c$  的估计是基于震级频度分布关系式的,震级频度分布关系式 (Gutenberg 等, 1944) 描绘的是地震发生的频度与地震震级之间的关系:

$$\log_{10} N = a - bM$$

式中,  $N$  是震级  $\geq M$  的地震次数;  $M$  是地震的震级;  $a$ 、 $b$  是常数。

对于  $b$  值和其置信区间的研究,前人给出了较多的处理方法 (Aki, 1965; 陈培善等, 2003; 黄伟琼等, 1997; 2001), 但目前使用震级频度关系式来估计  $M_c$  值是较为简单的一种方法,基于这种关系式研究  $M_c$  的空间分布图是地震活动分析中一个快速有效的方式。本文采用了 Wiemer 等 (2000) 提出的一种正演技术,通过对部分程序的改变实现了对研究区数据最小完整震级的判断,具体如图 5 和图 6 所示。图中利用了 2000 年 1 月到 2008 年 5 月 11 日的 1—5 级地震数据,从图 6 中可以求出其最小完整震级为 1.8 级,由于一条断裂带上最小完整震级的确定,需考虑到该断裂带所在区域的地震台网监测能力,从四川地震监测台网资料获取的该区域的区域地震台网监测能力图显示 (图 7),该断裂带所在的区域基本上处于  $M_L \geq 1.6$  级地震的有效监测范围内,因此文中将该断裂带的最小完整震级定为 1.8 级是合理的。

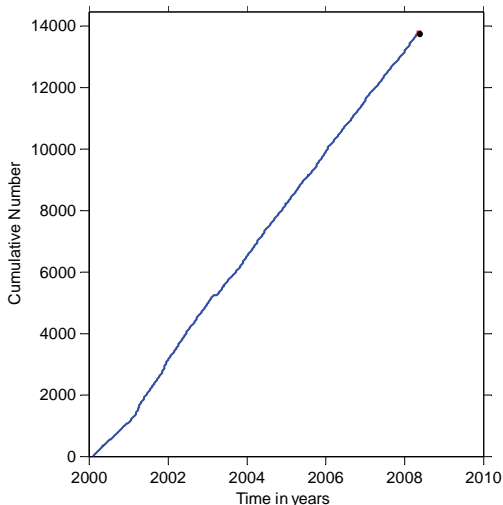


图 5 2000.01—2008.05.11 起始震级为 1 级地震数据的累积地震频数随时间变化的函数分布图

Fig.5 Cumulative number of the  $M \geq 1$  earthquake events (2000.01-2008.05.11) as the function of time

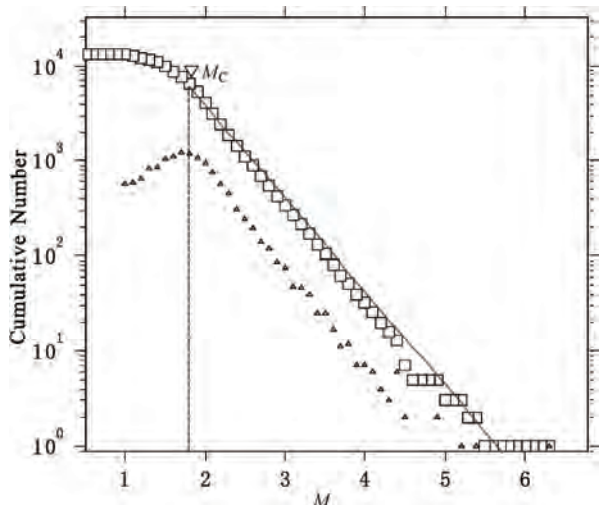


图 6 2000.01—2008.05.11 起始震级为 1 级地震数据的累积地震频数随震级变化的函数分布图

Fig.6 Frequency magnitude distribution of earthquakes of  $M \geq 1$  (2000.01-2008.05.11)

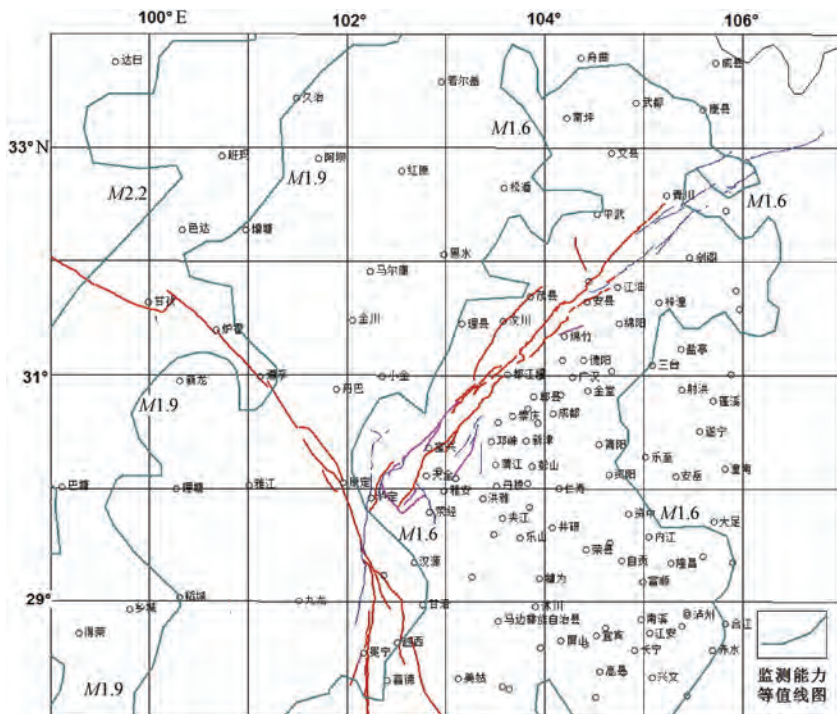


图7 断裂带所在区域的地震台网监测能力图 (据四川地震监测台网资料, 个人通讯)

Fig. 7 Seismic network monitoring capability for the fault zone area

## 2 龙门山断裂带汶川地震前的 $b$ 值分布图

龙门山逆冲断裂带位于四川盆地西缘, 是青藏高原的东界, 属于松潘—甘孜造山带前缘逆冲带(许志琴等, 2007)。它由三条主要的逆冲断裂带组成, 自西向东分别为后龙门山断裂(汶川-茂县断裂)、龙门山中央断裂(映秀-北川断裂)和(安县-灌县断裂)龙门山前山断裂(王二七等, 2001)。龙门山逆冲断裂带的运动性质为走滑-逆冲型, 自晚三叠世至古近纪时期, 以逆冲-左旋走滑作用为特征(王二七等, 2001; 李勇等, 2006; 许志琴等, 2007), 而中生代以来表现为逆冲-右旋走滑作用为特征(Densmore 等, 2007)。该断裂带在历史上曾在中、南段发生过3次6—6.5级强震(冯先岳, 1997), 在2008年5月12日发生了8.0级大地震, 产生了迄今为止板块内部逆断层型地震地表破裂最为复杂、长度最长的地表破裂样式(徐锡伟等, 2008), 是研究地震孕震机理和地表破裂结构特征较好的素材。

在地震研究中, 用来计算  $b$  值的方法通常有两种: 最小二乘法和最大似然法。目前利用这两种方法计算不同地区  $b$  值的文献较多(李全林等, 1978; 谢华章, 1991; 易桂喜等, 2006; 2007), 但对比前人的研究成果发现, 最小二乘法以离散点到拟合直线的距离为权重, 而最大似然法基于概率密度函数, 当数据的概率分布函数是正态分布时, 最大似然估计和最小二乘估计基本相同, 但在实际应用中常常会由于用于计算  $b$  值的数据并不满足正态分布, 因而会出现二者计算结果的差异。谢华章(1991)通过数值模拟对极大似然法计算  $b$  值的条件进行了详细研究, 认为震级范围和分档间隔以及参与统计的地震数都对计算结果存在影响, 并且

当参与统计的地震数目较少时, 由于个别较大地震随机性的影响, 用最小二乘法计算  $b$  值可能会产生相当大的系统偏差, 这一结论也进一步得到国内外大多学者对  $b$  值计算方法探讨的印证 (Wiemer 等, 1997; Wyss 等, 2000; 朱艾澜等, 2009), 为此, 本文利用最大似然法求取了该断裂带所在区域的  $b$  值图, 具体方法如下。

首先, 利用 Wiemer 等 (2000) 提出的网格化技术将研究区域平分为等间距的格点和节点; 然后, 以每个节点为圆心, 挑选一定半径范围内大于完整起始震级的地震来代表每个节点的地震活动性, 文中通过多次的反复试验, 最终选取的常量半径为  $r=30\text{km}$  (图 8), 计算使用  $M \geq M_c$  最小地震数为 30 个, 对半径 30km 范围内  $M \geq M_c$  不足 30 个地震的节点, 不作  $b$  值的计算, 从而计算每个节点上的  $b$  值和其他参数; 最后, 以色标来表示结果的分布情况。

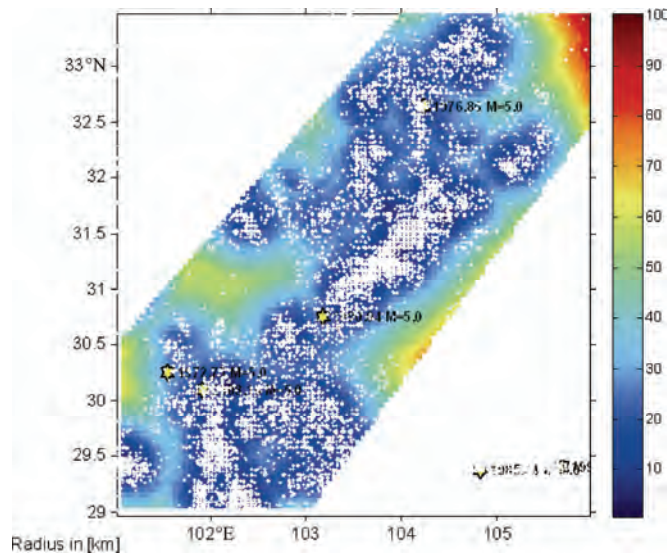


图 8 龙门山断裂带所在区域有效常量半径的确定 ( $r=30\text{km}$ ),  
图中颜色区中白色的点代表小震数据的分布

Fig. 8 Approximate assessment of the constant radius ( $r=30\text{km}$ ) in the Longmenshan fault zone  
(white point in the map represent the distribution of small earthquake data).

理论上, 取样半径  $r$  应与存在的凹凸体的尺度相当, 才可能使用扫描得到的  $b$  值所勾画出的凹凸体具有可靠的大小, 但实际上, 由于凹凸体在地表下的复杂性, 我们并不知道断裂带上凹凸体的尺度, 对一条相对较长的断裂带, 可能存在不同尺度的凹凸体。且由于沿断裂带大部分段落上地震分布较稀疏, 空间跨度较大, 一般情况下  $r$  取较小的值时 (10—20km), 结果较可靠, 而  $r$  越大计算所得的  $b$  值覆盖区域越大, 但同时会将  $b$  值等参数在空间上的细微差异变化模糊掉 (Schorlemmer 等, 2004)。30—50km 的半径尺度与断裂几何结构的地表分段尺度基本一致, 计算得到的  $b$  值等参数的相对差异变化大致能够反映出不同段落上的应力状态, 但不能反映出在深度上的差异变化 (朱艾澜等, 2009), 而本文上述通过网格化的方法选取的半径  $r=30\text{km}$ , 计算的  $b$  值基本上与断裂带地表几何结构段落保持一致, 可满足分析断裂带上应力变化的要求。因此, 本文采用最大似然法作  $b$  值计算, 为了验证结果的合理性,

采用了 Shi 等 (1982) 改进的公式计算  $b$  值的标准偏差  $\delta b = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum(M_i \langle M \rangle)}{n(n-1)}}$ , 其中,  $n$  为样本的大小, 计算所得的标准偏差介于 0.05—0.1 之间。通过上述一系列方法笔者最终制作了 2008 年汶川地震发生前龙门山断裂带的  $b$  值分布图 (图 9)。

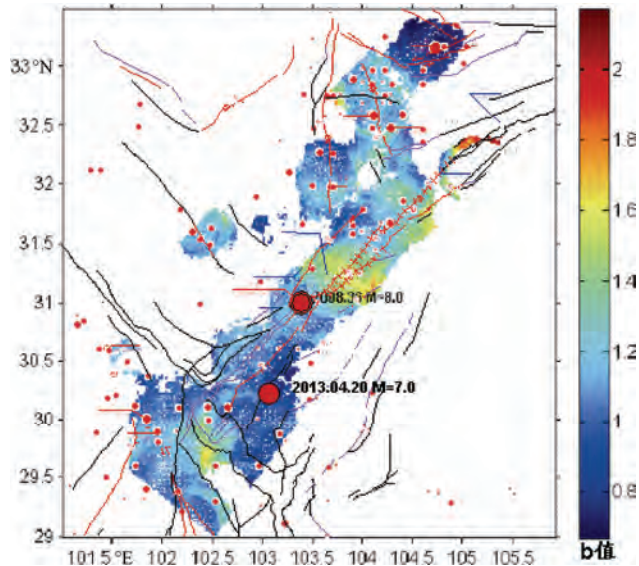


图 9 汶川地震发生前龙门山断裂带上的  $b$  值分布图 (2000.01—2008.05.11)

Fig. 9 Map of  $b$ -value of Longmenshan fault zone before Wenchuan earthquakes from 2000.01 to 2008.05.11

龙门山断裂带的  $b$  值分布图显示,  $b$  值大小的区间处于 0.6—2.2 之间, 该断裂带  $b$  值的平均值为 1.4, 文中将  $b$  值数据小于 1.4 的区域定为低  $b$  值区, 可以大致识别出两个强震危险段, 其分别位于龙门山断裂带的中段和南段。文中将 2008 年 5 月 12 日发生的汶川地震的地表破裂带投到  $b$  值分布图上, 发现汶川地震的初始破裂点位于低  $b$  值区, 破裂终止的地方位于高  $b$  值区, 且汶川地震发生后在北川产生的最大位移段也处于一个相对较低的  $b$  值区。通过  $b$  值图可识别出龙门山断裂带上相对的低  $b$  值区, 基本上与王卫民等 (2008) 利用有限断层滑动模型模拟出的最大同震位移段和中国地震局制定的汶川地震发生后的两个最大烈度区相对应。且识别出的凹凸体的部位: 一个位于多条断裂的交汇处; 另一个位于断裂的急剧转弯处。这间接反映了断裂的交汇与断裂的急剧转弯都具备孕育大量地震能量的构造背景。

本文所勾画的汶川地震发生前龙门山断裂带的  $b$  值图显示出, 龙门山断裂带的南段也处于低  $b$  值和高应力的状态, 事实上在汶川地震发生前, 关于龙门山断裂带的南段不少研究者发现了其南段晚第四纪活动的证据 (杨晓平等, 1999; 陈国光等, 2007)。2013 年 4 月 20 日发生的芦山  $M_S 7.0$  级地震就发生在龙门山断裂带的南段, 但野外的科考工作并没有发现明显的地震地表破裂带, 属典型的盲逆断层型地震。笔者将该地震起始破裂点的位置投到  $b$  值分布图上, 正好位于断裂带上低  $b$  值区, 可以证明该区域震前为一个高应力的集中区, 才可能诱发如此大的地震。因此, 通过选择好的小震数据并利用最大似然法制作的  $b$  值分布图显示的低  $b$  值区, 可以为识别一条大型断裂带上的强震危险段及凹凸体提供理论依据。

### 3 鲜水河断裂带的 $b$ 值分布图

鲜水河断裂带作为青藏高原东缘的一条重要的左旋走滑边界断裂带,同时又是川滇菱形块体与巴彦喀拉块体的边界断裂,在地质、地貌、地震活动、地球物理以及地壳形变等方面均有其独特显著的特点。该断裂带历史地震资料充实,强震发生频繁,地表破裂比较清晰,许多研究者(李珏,1993;李天禄等,1997;闻学泽,2000;2001)已经在该断裂带区域进行过大量的地质调查研究工作并取得了较好的成果。同时,针对鲜水河断裂带上  $b$  值图的绘制工作,易桂喜等(2005)利用1978年1月至2003年6月共25.5年的区域台网地震资料,采用最小二乘法计算了该断裂带上的  $b$  值图;朱艾澜等(2009)基于1992—2002年小震双差重新定位的结果,分别利用最大似然法和最小二乘法沿鲜水河-安宁河-则木河断裂带制作了  $b$  值扫描结果图。这在一定程度上为我们验证低  $b$  值识别凹凸体方法的可行性提供了理论和现实基础。本文在前人研究的基础上,重新选择小震数据制作了该断裂带上的  $b$  值平面图,对前人的研究进行合理的补充说明。

对于鲜水河断裂带所在区域小震数据的选取,我们与上两节对龙门山断裂带小震数据的选取方法基本保持一致,因此,本节对数据的选取方法将不做太多的探讨。通过对该断裂带上1970年到2011.03.11的起始震级为1级的小震数据进行预处理(图10)发现,2000—2010.03.11的小震数据累积地震频数随时间变化的函数的斜率为常量,且该时间段的震级均小于5级。根据四川省区域台站资料,笔者认为自1978年以来鲜水河断裂带中—南段震级大于等于2.0级的小震记录基本是完整的。本文利用上述选定的2000—2010.03.31的小震数据,通过Wiemer等(2001)提出的一种正演技术,求取该区域小震数据的最小完整震级为1.9级(图11)。同时结合该断裂带所在的台网监测能力(图7)发现,鲜水河断裂带北西段的台网监测能力较弱,为2.2级,但中段和南东段的台网监测能力均为1.9级,因此本文最终将该断裂带的最小完整震级分段进行考虑,将北西段的最小完整震级定为2.2级,中段和南东段的最小完整震级定为1.9级。

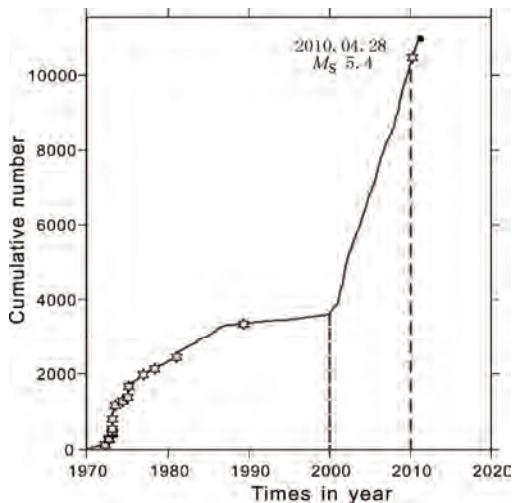


图10 1970—2011.03.31的起始震级为1级的地震数据的累积地震频数随时间变化函数分布图

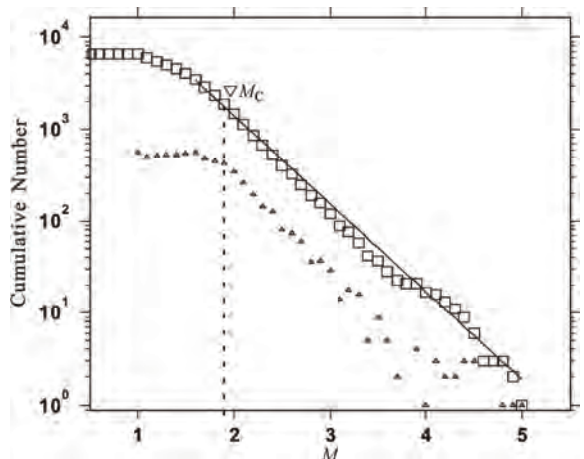


图11 2000.01—2010.03.31地震数据的累积地震频数随震级变化的函数分布图

Fig. 10 Cumulative number of earthquakes with  $M \geq 1$  (2000.01-2011.03.31) as the function of time Fig. 11 Frequency magnitude of earthquakes with  $M \geq 1$  (2000.01-2010.03.31)



本文将上述选取好的小震数据（2000.01—2010.03.31）投到鲜水河断裂带的分布图上发现，整个鲜水河断裂在北西段的小震数据比较少（图 12）。文中通过对小震数据的有效性进行半径的圈定，利用小地震数据通过最大似然法制作了鲜水河断裂带上的  $b$  值分布图（图 13）。由于受到断裂带上小震数据分布的限制，得到的  $b$  值分布图只能在宏观上反映出该断裂带上应力的非均匀分配， $b$  值分布图显示  $b$  值大小的区间处于 0.6—1.8 之间，该断裂带  $b$  值的平均值为 1.2，文中将  $b$  值数据小于 1.2 的区域定为低  $b$  值区，从而勾画出凹凸体的位置。如图 12 所示，在鲜水河断裂带上小震位置相对较少的段得到的  $b$  值分布图显示为空白，例如炉霍段；而小震数据分布较多的段，得到的  $b$  值分布图整体呈现出明显的非均匀性，发现道孚和康定附近的道孚段、折多塘段出现了两个异常低  $b$  值的地段，雅拉河段和色拉河段的  $b$  值次之，而鲜水河断裂带南段中的雪门坎段和磨西段具有偏高的  $b$  值分布。本文所给出的低  $b$  值区和高  $b$  值区与该断裂带前人研究给出的低  $b$  值区和高  $b$  值区存在着一定的差异。易桂喜等（2005）绘制的该断裂带的中南段认为，康定北西的断裂部分以低至中偏低的  $b$  值为特征，而康定至磨西间的区域出现偏高的  $b$  值区；朱艾澜等（2009）给出的该断裂带上的  $b$  值扫描图认为，炉霍—道孚间处于较低的  $b$  值区，其次是石棉—冕宁间处于较低的  $b$  值区，而乾宁—康定—石棉一带处于较高的  $b$  值。结合鲜水河断裂带地表几何结构的分段结构特征和该断裂带近期发生地震的活跃程度，本文给出的  $b$  值分布图与断裂带几何结构的分段差异和地震的活跃程度较相符，且 1725 年以来的历史强震和 1970 年以来 5 级以上的历史地震基本上都发生在这四个大的凹凸体段上，可见利用低  $b$  值区识别凹凸体对未来地震危险性研究的重要性。

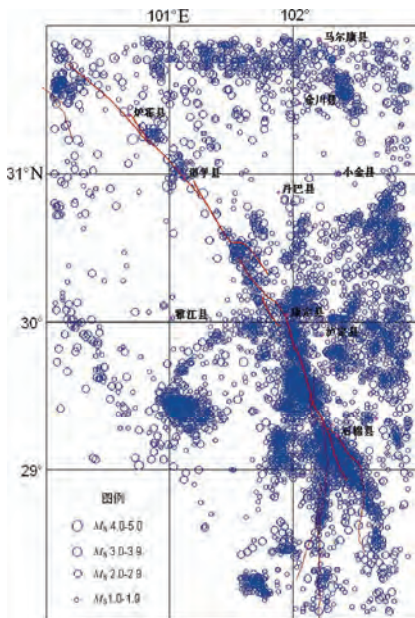


图 12 鲜水河断裂的小震分布  
(2000—2011.03.31) 示意图

Fig. 12 Map of small earthquakes distribution  
in Xianshuihe fault zone

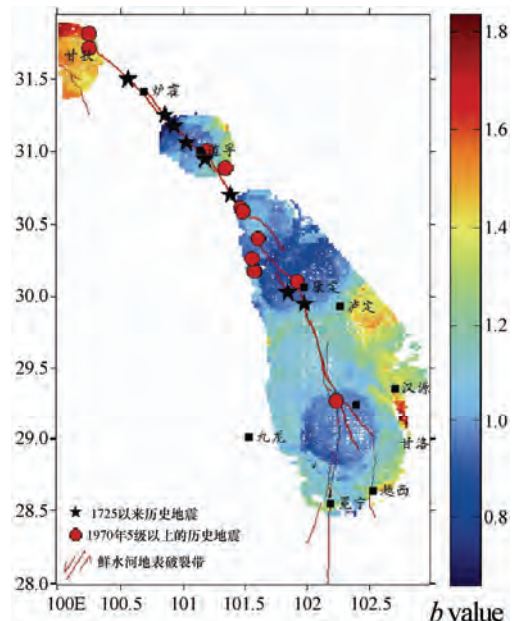


图 13 鲜水河断裂带  $b$  值分布示意图  
(2000.01—2010.03.31)

Fig. 13 Map of  $b$ -value of Xianshuihe fault zone  
for the period 2000.01-2010.03.31

## 4 结论和讨论

本文以收集的龙门山断裂带和鲜水河断裂带上 1970 年以来记录的地震数据为基础,通过对数据的整理和分析,去除了地震数据中的丛集数据和余震,设置了高质量地震数据的起始时间,完成了区域地震数据最小完整震级的确定。利用最大似然法求取了震级-频度分布关系式中上述两条断裂带的  $b$  值分布图,同时利用相对低  $b$  值区识别出了断裂带上凹凸体的位置,并与前人的研究结果进行了对比分析。实例证明,求取相对低  $b$  值区可反映出断裂带上凹凸体的位置,与地震活动性的强弱和区域地震构造地震背景对应的较好。主要结论如下:

(1) 龙门山断裂带的  $b$  值图反映了整个断裂带主要存在两个相对低  $b$  值区,其分别位于龙门山断裂带的中段和南段。文中将汶川地震地表破裂带投到  $b$  值分布图上发现,汶川地震的初始破裂位置位于低  $b$  值区,破裂终止的地方处于高  $b$  值区,且识别出的低  $b$  值区基本上与王卫明等(2008)利用有限断层滑动模型模拟出的最大同震位移段和中国地震局制定的汶川地震发生后的两个最大烈度区相对应。识别出的凹凸体的部位:一个位于多条断裂的交汇处;另一个位于断裂的急剧转弯处。这反映出断裂的交汇处和断裂的急剧转弯处,都具备孕育大量地震能量的构造背景。

(2) 鲜水河断裂带上的  $b$  值图由于受到该断裂带上小震数据稀密的影响,断裂带上北西段的  $b$  值图效果较差,中段和南东段的  $b$  值图呈现出明显的非均匀性,可识别出几个低  $b$  值区,其分别位于该断裂带的道孚段、折多塘段、雅拉河段和色拉河段,基本与该断裂带地表几何结构的分段结构特征和该断裂带近期发生地震的活跃程度较相符,且 1725 年以来的历史强震和 1970 年以来 5 级以上的历史地震,基本上都发生在这四个大的凹凸体段上。说明利用低  $b$  值区判定一条断裂带上强震危险区的方法具有一定的可行性。

(3) 通过对龙门山断裂带和鲜水河断裂带上  $b$  值图的绘制,说明采用大量的小地震数据利用最大似然法识别断裂带上的凹凸体的方法是可行的。不足之处是这种方法对研究的断裂带及其上的小震数据的要求非常高,该断裂带上必须有足够多的小震数据可供选择,且选取的数据需除去 5 级以上震级对小震的影响及余震对结果的影响;且由于断裂带上  $b$  值图的制作完全依赖于断裂带上小震数据的选取,因此对于小震数据源本身获取的不确定性将直接影响到  $b$  值图的分布。目前为了减少这种不确定性,很多研究学者在利用小震数据之前,都对其进行精定位,但由于目前对精定位的方法多数研究学者都持有不同的观点,而本文的目的只是利用小震数据从宏观上反映其  $b$  值图的分布,研究其与断裂带上应力分布的关系,精定位会大量减少小震数据的数量,从而影响结果的判定。

## 参考文献

- 陈国光,计风桔,周荣军等,2007. 龙门山断裂带晚第四纪活动性分段的初步研究. 地震地质, **29** (3): 657—673.
- 陈培善,白彤霞,李保昆,2003.  $b$  值和地震复发周期. 地球物理学报, **46** (4): 510—519.
- 冯先岳,1997. 新疆古地震. 乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1—250.
- 黄伟琼,李文香,1997.  $b$  值统计的物理背景. 地震学报, **19** (1): 86—92.
- 黄伟琼,吴宣,2001. 统计时段对地震活动性参数估计的影响. 地震学报, **13** (3): 588—595.
- 李珅,1993. 鲜水河-小江断裂带. 北京:地震出版社.
- 李全林,陈锦标,于淦等,1978.  $b$  值时空扫描——监视破坏性地震孕育过程的一种手段. 地球物理学报,

21 (2): 101—123.

李天祜, 杜其方, 游泽李等, 1997. 鲜水河活动断裂带及强震危险性评估. 成都: 成都地图出版社.

李勇, 周荣军, Densmore A.L.等, 2006. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑-逆冲作用的地貌标志. 第四纪研究, 26 (1): 40—52.

王二七, 孟庆任, 陈智梁等, 2001. 龙门山断裂带印支期左旋走滑运动及其大地构造成因. 地学前缘, 8 (2): 375—384.

王卫民, 赵连峰, 李娟等, 2008. 四川汶川 8.0 级地震震源过程. 地球物理学报, 51 (5): 1403—1410.

闻学泽, 2000. 四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的破裂分段特征. 地震地质, 22 (3): 239—249.

闻学泽, 2001. 活动断裂的可变破裂尺度地震行为与级联破裂模式的应用. 地震学报, 23 (4): 380—390.

谢华章, 1991.  $b$  值数字模拟的再研究. 华北地震科学, 9 (1): 28—34.

徐锡伟, 闻学泽, 叶建青等, 2008. 汶川  $M_s$ 8.0 地震地表破裂带及其发震构造. 地震地质, 30 (3): 597—629.

许志琴, 李化启, 侯立炜等, 2007. 青藏高原东缘龙门-锦屏造山带的崛起——大型拆离断层和挤出机制. 地质通报, 26 (10): 1262—1276.

杨晓平, 蒋溥, 宋方敏等, 1999. 龙门山断裂带南段错段晚更新世以来地层的证据. 地震地质, 21 (4): 341—345.

易桂喜, 范军, 闻学泽, 2005. 由现今地震活动分析鲜水河断裂带中—南段活动习性与强震危险地段. 地震, 25 (1): 58—66.

易桂喜, 闻学泽, 王思维等, 2006. 由地震活动参数分析龙门山-岷山断裂带的现今活动习性与强震危险性. 中国地震, 22 (2): 117—125.

易桂喜, 闻学泽, 2007. 由地震活动性参数在断裂带现今活动习性与地震危险性评价中的应用与问题. 地震地质, 29 (2): 254—270.

朱艾斓, 徐锡伟, 甘卫军等, 2009. 鲜水河-安宁河-则木河断裂带上可能存在的凹凸体: 来自背景地震活动性的证据. 地学前缘, 16 (1): 218—224.

Aki K., 1965. Maximum likelihood estimation of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence. Bull. Earthquake Res. Inst., 43 (2): 237—239.

Aki K., 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquake and strong motion prediction. J. Geophys. Res., 89 (B7): 5867—5872.

Densmore A.L., Ellis M.A., Li Y., 2007. Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau. Tectonics, 26: doi: 10.1029/2006TC001987.

Gutenberg B., Richter C.F., 1944. Frequency of earthquakes in Southern California. Bull. Seism. Soc. Am., 34: 185—188.

Lay T., Kanamori H., 1981. The asperity model of earthquake sources and its implication for triggering and discrimination. Earthquake prediction: An international review, Maurice Ewing Ser, 4, Vol. Washington D C, AGU, 579—592.

Lay T., Kanamori H., Ruff L., 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquake. Earthquake Prediction Res., 1: 3—72.

Miyamura S., Omote S., Teissyre R. et al., 1964. Multiple shocks and earthquake series pattern. Bull. Int. Inst. Seismol. Earthquake Eng., 2: 71—92.

- Scholz C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seim. Soc. Am.*, **58** (1): 399—415.
- Schorlemmer D.P., Wiemer S., Wyss M., 2004. Earthquake statistics at Parkfield: stationarity of  $b$  values. *J. Geophys. Res.*, **109**: B12307.
- Shi Y., Bolt B., 1982. The standard error of the magnitude frequency  $b$  values. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**: 1677—1687.
- Urbancic T.I., Trifu C.I., Long J.M. et al., 1992. Space time correlations of  $b$  values with stress release. *Pure. Appl. Geophys.*, **139** (3-4): 449—462.
- Wiemer S., Wyss M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times. *J. Geophys. Res.*, **102** (B7): 15115—15128.
- Wiemer S., Wyss M., 2000. Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Example from Alaska, the Western United states, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90** (4): 859—869.
- Wyss M., Brune J.N., 1967. The Alaska earthquake of 28 March 1964: A complex multiple rupture. *Bull. Seim. Soc. Am.*, **57** (5): 1017—1023.
- Wyss M., Schorlem M.D., Wiemer S., 2000. Mapping asperities by minima of local recurrence time: San Jacinto-Elsinore fault zones. *J. Geophys. Res.*, **105** (B4): 7829—7844.
- Yadav R.B., Rastogi P.B.K. et al., 2009. A Homogeneous and Complete Earthquake Catalog for Northeast India and the Adjoining Region. *Seismological Research Letters*, **80** (4): 609—627.
- Zuniga R., Wyss, 1995. Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on  $b$ -value estimates. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **85**: 1858—1866.
- Zuniga F.R., Wiemer S., 1999. Seismicity patterns: are they always related to natural causes? *Pageoph*, **155**: 713—726.

# Asperity Identification Based on Low $b$ -value: Application to the Longmenshan and Xianshuihe Fault Zone

Li Zhengfang and Zhou Bengang

(Key Laboratory of Active Tectonics and Volcano, Institute of Geology,  
China Earthquake Administration, Beijing 100029, China)

**Abstract** In this paper, we collected, collated and analyzed small earthquakes recorded since 1970 in the Longmen Shan fault zone and the Xianshuihe fault zone. By using zmap software from the Matlab platform, we removed cluster data and aftershocks, selected small earthquake data and magnitude range, at last, we made the  $b$ -value map by the maximum likelihood method. Taking low or high  $b$  values as an indication of high or low applied shear stresses, we identified asperity position in the fault zone. The asperity position in the Longmenshan fault zone identified in our study is consistent with the initial rupture position before the Wenchuan earthquake happened. Due to the limitations of small earthquake data distribution, we can not identify asperity position along the whole Xianshuihe fault, but we still can identify four asperity in the middle and northern segment in the Xianshuihe fault, where historical strong earthquake since 1725 and historical earthquake which was larger than five since 1970 occurred.

**Key words:** Longmenshan fault zone; Wenchuan earthquake; Xianshuihe fault zone;  $b$  value; Asperity