

韩晓明、张文韬、王树波等,2016,河套地震带的  $b$  值时空变化特征分析,中国地震,32(3),522~532。

# 河套地震带的 $b$ 值时空变化特征分析

韩晓明<sup>1)</sup> 张文韬<sup>2)</sup> 王树波<sup>1)</sup> 赵星<sup>1)</sup> 包金哲<sup>1)</sup> 李娟<sup>1)</sup>

1) 内蒙古自治区地震局,呼和浩特市哲里木路 80 号 010010

2) 安徽省地震局,合肥 230000

**摘要** 本文以  $b$  值作为研究对象,在  $b$  值由应力状态和介质性质共同决定的理论框架下,开展了河套地震带的  $b$  值时空变化特征分析。选取 1970 年发生在河套地震带的  $M_L \geq 1.5$  地震作为考察对象,运用 EMR 方法定量检测了最小完整性震级  $M_c$  的时序非均匀变化,并根据研究区地震活动实况,确定  $b$  值的起算震级为  $M_L 2.0$ 。运用最小二乘法进行了  $b$  值时间扫描计算,结果显示, $b$  值时序变化较好地对应了研究时段内的中强地震活动、台网分布和余震剔除等变化因素。运用极大似然法进行了  $b$  值空间扫描计算,结果显示,河套地震带的  $b$  值空间差异可能由地壳介质性质和应力环境共同引起,相对来讲, $b$  值的构造相依特征更为明显。此外,满足各震级档有足够多的地震样本依然是提高  $b$  值计算精度的关键环节。

**关键词:** 河套地震带  $b$  值 时空扫描 余震删除 误差分析

[文章编号] 1001-4683(2016)03-0522-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

关于  $b$  值的研究源于古登堡和里克特提出的 G-R 关系(Gutenberg, et al, 1954)

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

式中,参数  $a$  和  $b$  可根据一定时空范围内地震目录统计估算求取, $b$  值反映了大、小地震的比例关系。更多的研究者通过大量的观测事实和实验证明了 G-R 关系式的成立,并指出了  $b$  值更多的特性和物理意义(Scholz, 1968; 李全林, 1978; 黄永祥, 1982; 耿乃光, 1986; 张智等, 1987)。在此过程中,关于  $b$  值物理意义的争论也相当激烈。先是 Scholz(1968)指出  $b$  值主要代表介质内部应力水平的高低,即随着介质应力水平的提高  $b$  值会减小;其后茂木青夫(1981)用声发射实验反驳了 Scholz 关于  $b$  值由应力状态决定的观点,并提出了  $b$  值由岩石性质决定的结论。再后 Atkinson 等(1984)根据双扭实验中的岩石声发射过程再次观测到了  $b$  值与应力状态的依存关系。此后的相关实验研究也都从各个角度阐述了影响  $b$  值的决定性因素,归结起来主要还是应力状态和介质性质二者为主。在利用  $b$  值判断区域应力场状态时,实验室内不同样品类比于不同区域地质构造体间的差异(这句话比较费解,重新组

[收稿日期] 2015-08-07; [修定日期] 2016-09-19

[项目类别] 内蒙古自治区科技重大专项“重点地区地震预测预警技术研究开发与推广示范”项目、中国地震局监测预报司震情跟踪面上项目(2017020102)”共同资助

[作者简介] 韩晓明,男,1980 年生,固体地球物理学硕士,高级工程师,主要从事数字地震学方法研究。

E-mail: hxmpower@126.com

织一下),因此, $b$  值的区域差异性应该是应该存在的(李全林,1978;马鸿庆,1982;黄伟琼等,1989;王晓青等,1996)。根据上述观点,对同一区域,可根据  $b$  值时序变化判断应力场在不同时段内的变化情形;而在同一时段内,可针对不同区域比较  $b$  值的区域性差异。

近些年来,随着对  $b$  值研究的不断深入和应用范围的不断扩大, $b$  值在地震预测研究方面的作用逐渐显现出来,研究者通过大量震例讨论了地震前震中附近的  $b$  值变化规律(李全林,1978;马鸿庆,1982;黄伟琼等,1989;焦远碧,1998;王晓青等,1996;吴忠良,2001;陈培善等,2003;易桂喜等,2004a,2004b;易桂喜等,2010)。可见, $b$  值不仅是一个简单的统计分析参数,且具有明显的物理意义和广泛的应用领域。

本文以 1970 年以来发生在河套地震带的  $M_L \geq 1.5$  地震事件作为研究对象,在最小完整性震级  $M_c$  评估的基础上进行  $b$  值求解,并对余震剔除和地震样本数等因素对  $b$  值的影响进行了定量分析。文中着重从  $b$  值的时序变化过程和空间分布情况进行分析。时序分析主要结合河套地震带 6 级以上中强地震活动实况,探讨了地震前后  $b$  值的变化规律;空间分析则根据河套地震带的断裂构造展布和活动情况,结合  $b$  值的空间分布进行区域应力场状态判定。

## 1 研究区的选取

$b$  值的区域特征是由不同区域的介质构造状态差异引起的(尹祥础等,1987),选取某一地震带或构造单元进行  $b$  值分析,是消除  $b$  值区域差异性或者保证  $b$  值的背景值相对稳定和统一的有效途径,且进而能够较为真实和准确地提取出  $b$  值的时空变化信息。本文选取河套地震带作为研究区域,正是出于这方面的考虑。河套地震带既是一个地震事件比较集中、分布密度相对较高的地震带,又是一个地下介质构造状态比较单一和稳定的地质单元,可为  $b$  值计算提供比较丰富的地震样本数目和相对统一的应力积累背景水平。

在鄂尔多斯周缘众多断裂带中,地处北缘的河套断陷带规模最大,构造活动较为强烈。它位于长期隆起的内蒙古地轴南侧的阴山隆起和鄂尔多斯隆起之间,西起狼山山前断裂,东至和林格尔断裂,南起鄂尔多斯北缘断裂,北至阴山山前断裂,长约 440km,宽 40~80km,总体走向近东西。经过渐新世、晚第三纪和第四纪 3 个演化时段复杂的构造运动,河套断陷带地层、地貌和构造标志显著,地表多为全新世沉积物覆盖层,地貌特征明显(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组,1988)。河套地震带内的断裂活动控制着山地的抬升和盆地的沉降,其新构造运动以垂直差异运动为主,这与断裂两侧地块的拉伸及旋转运动有关。河套地震带边界断裂及其所控制的凸起、凹陷宏观布局均呈左行斜列,断陷带中最大沉降地段位于狼山山前和包头凸起东南侧,受 NE 向的断裂控制,断陷带两侧的阴山隆起和鄂尔多斯块体相对呈现为左旋拉张运动。河套地震带 1970 年以来  $M_s \geq 4.7$  地震的震源机制结果显示(曹刚,2001),在 NE 向压应力和 NW 向张应力的作用下,除呼-包盆地东侧边缘位置出现的 1 次正断层活动震例外,其余 16 次中强地震的震源断层均表现出走滑为主的错动特征,这是河套地震带呈现出统一的水平作用为主的走滑型断层机制的重要证据(图 1)。而在  $b$  值计算中,保证研究区受到统一的应力场控制是提高计算精度的有效途径(李全林,1978),这也是本文选择河套地震带作为  $b$  值研究区域的主要依据。

河套地震带是华北地震活动区北部的一条重要的地震活动带。进入 20 世纪 20 年代后,河套地震带成为鄂尔多斯块体周缘活动最为强烈的区域,先后发生 6.0 级以上地震 6 次,

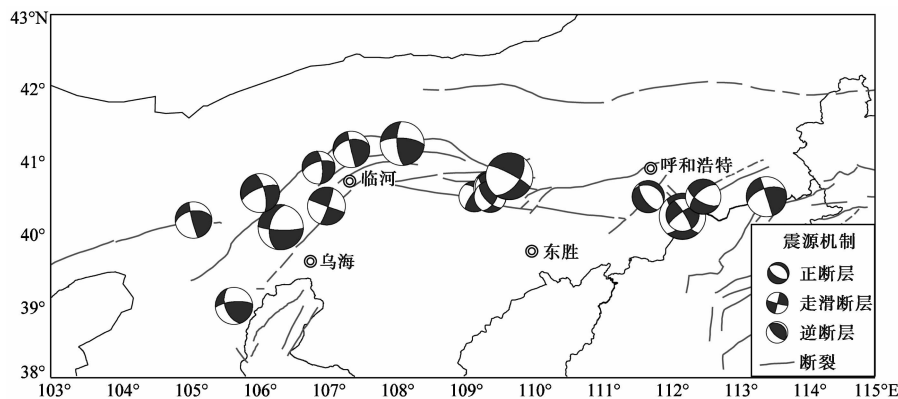


图 1 1970 年以来河套地震带  $M_s \geq 4.7$  地震震源机制解空间分布

且主要发生在 1970~1998 年间。此时段内,河套地震带成为华北第 4 个地震活动期 6 级以上地震活动的主体区域。伴随着中强地震的持续活跃,河套地震带 1970 年以来的小震记录比较丰富,空间分布基本均匀。同时,针对该地区强烈的地震活动的地震台站建设亦迅速推进,经过“八五”、“九五”和“十五”,数字化观测系统的逐步完善,台站密度逐渐加大、台网布局日趋科学合理、监测能力逐步提升,这些基础条件都为开展该地区的  $b$  值分析提供了良好平台(图 2)。

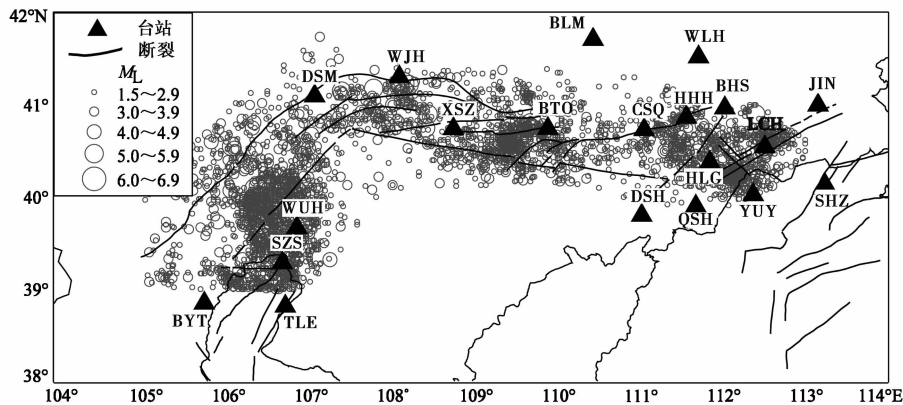


图 2 1970 年以来研究区  $M_L \geq 1.5$  地震以及断裂和地震台站的分布

2  $b$  值的计算

$b$  值的计算主要有线性最小二乘法、极大似然法、非线性最小二乘法、矩估计方法等 4 种。其实,矩估计方法最终得出的  $b$  值表达式与极大似然法相同,因此,矩估计方法可看做是极大似然法中的 1 种。就计算误差而言,极大似然法最小,线性二乘法次之,非线性最小二乘法最大(张建中等,1981)。就计算量而言,极大似然法最小,线性二乘法次之,非线性最小二乘法最大。但是,对于每 1 组计算,随着样本数目的增加,上述方法的计算结果的差异会越来越小,尤其当样本数目超过 100 时,4 种方法基本表现出等同的计算效果(张建中等,

1981)。换句话说,只要保证有足够多的地震样本数目参与计算,选择哪种计算方法似乎显得不太重要。本文将采用最小二乘法进行  $b$  值时间扫描计算,采用极大似然法进行  $b$  值空间扫描计算。

2.1 时间扫描计算

黄伟琼等(1989)分析了  $b$  值统计中的影响因素后认为,去除震级频度拟合曲线中小震级端的“掉头”部分能够得到更加合理的结果。显然,这个“掉头”点恰恰对应的是最小完整性震级  $M_c$ ,因此,进行  $b$  值计算以最小完整性震级  $M_c$  作为起算震级  $M_0$  是比较合理的。韩晓明等(2015)采用最大曲率法(Woessner et al, 2005)求得河套地震带的最小完整性震级  $M_c = M_L 2.7$ 。能否简单的将该震级作为起算震级? 答案是否定的,主要原因有 2 个:①1970 年以来地震事件的震级分布表明(图 3),  $M_L 2.0 \sim 2.5$  之间包括了 2291 次地震,占地震总数的 47.52%,如果按照最小完整性震级  $M_c$  值来进行地震样本截取,将大大减少每组参与计算  $b$  值的样本数,并最终影响计算结果的精度和可信度。②1970 年以来的最小完整性震级并不恒定,随着时间的演进,其非均匀性变化特征显著,1990~2012 年的最小完整性震级可达  $M_L 1.9$ (刘芳等,2013)。经综合考量,将本文中  $b$  值计算的起算震级确定为  $M_L 2.0$ 。

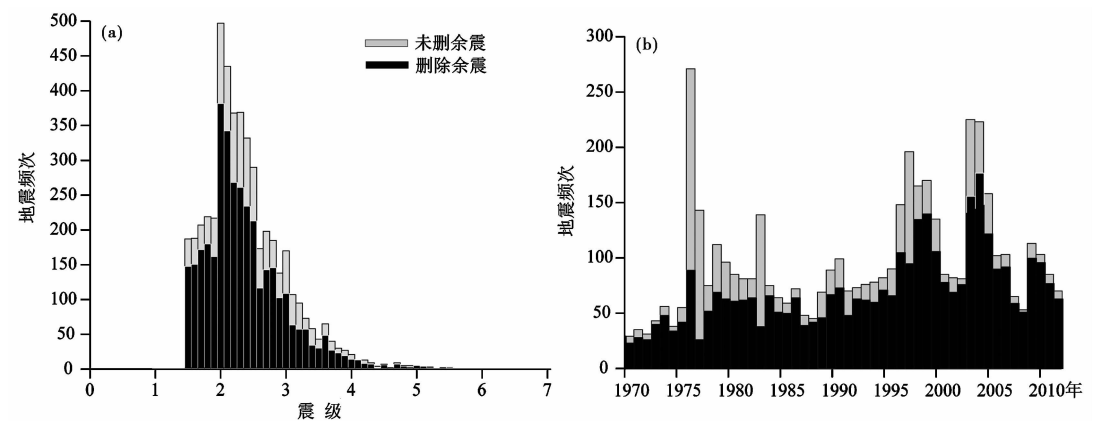


图3 余震剔除前后震级分布(a)和时间分布(b)对比统计(1970~2012年,  $M_L \geq 1.5$ )

2.2 最小二乘法时间扫描计算

首先考虑地震样本数及各震级档的分布情况。假如震级分布不均匀且样本数较少,则应适当提高震级分档标准,例如采用  $\Delta M = 0.3$  作为分档步长;如果震级分布均匀,样本数不够多,则采用较小的震级分档标准,一般采用  $\Delta M = 0.1$  作为分档步长;如果震级分布均匀,且样本数目充足,可采用微分频次进行分档(国家地震局预测预防司,1997)。根据 1970 年以来河套地震带的地震活动情况,本文采用  $\Delta M = 0.1$  进行震级分档,以保证有较多的数据参与计算,间接提高结果的可信度。

设  $m$  为震级分档总数,  $M_i$  为第  $i$  档震级,  $N_i$  为第  $i$  档震级的实际地震数,则有

$$b = \frac{\sum_{i=1}^m M_i \sum \lg N_i - m \sum_{i=1}^m M_i \lg N_i}{m \sum_{i=1}^m M_i^2 - \left( \sum_{i=1}^m M_i \right)^2} \tag{2}$$

*b* 值的标准偏差

$$\sigma_b = \sqrt{\frac{m}{m \sum_{i=1}^m M_i^2 - \left(\sum_{i=1}^m M_i\right)^2}} \sigma^2$$

(3)

其中

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{m-2} \sum_{i=1}^m (\lg N_i - a + bM_i)^2}$$

(4)

式中, *a*、*b* 为线性最小二乘法拟合估计参数。

考虑到 *b* 值的估计过程更多的是考察“独立地震事件”,因此,本文在时间和空间扫描计算中都采用余震剔除后的地震目录(图 3)。实际计算中,设定每次计算的窗长包含 100 个地震,滑动步长包含 20 个地震。结果显示,1970~2012 年,河套地震带的 *b* 值经历了 3 次中长期时长的趋势性下降过程:1974~1985 年、1993~1999 年、2007~2012 年。由表 1 可见,第 1 次下降过程中,研究区分别发生了 1976 年 4 月 6 日和林格尔 6.2 地震、1976 年 9 月 23 日巴音木仁 6.2 地震和 1979 年 8 月 25 日五原 6.3 地震。第 2 次下降过程中发生了 1996 年 5 月 3 日包头西 6.4 地震(图 4)。第 3 次下降过程始于 2007 年,虽然 2010 年出现了小幅转折上升,但是整体变化仍处于均值线以下,且继续保持低 *b* 值状态至今。根据前 2 次趋势性下降过程中河套地震带中强以上地震的发生情形,不知目前河套地震带的低 *b* 值状态是否具有一定的指示意义。

表 1 河套地震带 1970 年以来 *M<sub>s</sub>* ≥ 6.0 地震

| 序号 | 发震时间/年-月-日 | 震中经纬度             | 震级 <i>M<sub>s</sub></i> | 宏观震中 | 序列类型 |
|----|------------|-------------------|-------------------------|------|------|
| 1  | 1976-04-06 | 40.12°N, 112.05°E | 6.2                     | 和林格尔 | 主余型  |
| 2  | 1976-09-23 | 39.54°N, 106.24°E | 6.2                     | 巴音木仁 | 主余型  |
| 3  | 1979-08-25 | 41.12°N, 108.05°E | 6.0                     | 五原   | 主余型  |
| 4  | 1996-05-03 | 40.47°N, 109.35°E | 6.4                     | 包头西  | 主余型  |

2.3 极大似然法空间扫描计算

相对于最小二乘法,极大似然法的求解过程比较简明,主要基于极大似然法和震级频度关系式给出 *b* 值的计算公式(国家地震局预测预防司,1997)

$$b = \frac{0.4343N}{\sum_{i=1}^N [M_i - (M_0 - 0.05)]}$$

(5)

式中, *N* 为地震总数, *M<sub>0</sub>* 为起算震级, *M<sub>i</sub>* 为第 *i* 个地震的震级。

空间扫描计算同样采用余震剔除后的地震目录,考虑到河套地震带的区域形状和地震分布密度,用固定网格进行扫描计算会使结果图件出现多处空白,因此这里采用固定半径的圆形扫描窗口进行滑动计算。河套地震带整体呈长条形,东西长约 660km,南北宽 130~180km,因此圆形扫描半径的选取主要照顾南北宽度的范围。设定扫描半径(窗长)设为 55km,滑动步长 5km,每个扫描窗口内的地震样本数目不少于 20 个。

*b* 值空间扫描图像显示,五原西北部、临河西北地区、包头至西山咀一带低 *b* 值异常比较

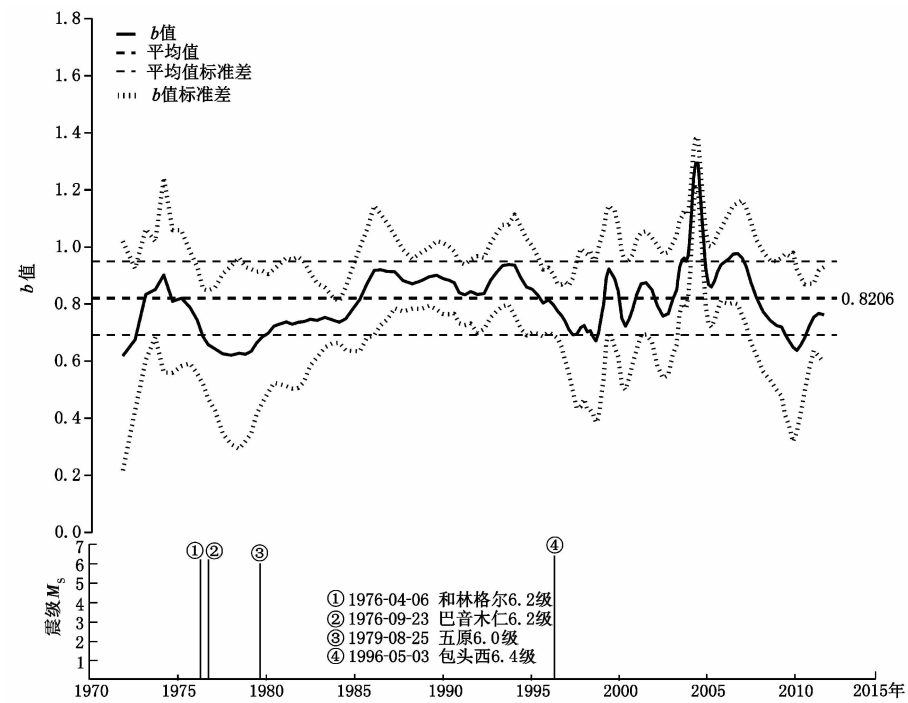


图 4  $b$  值(含方差)时序变化和 6 级以上地震的对应关系

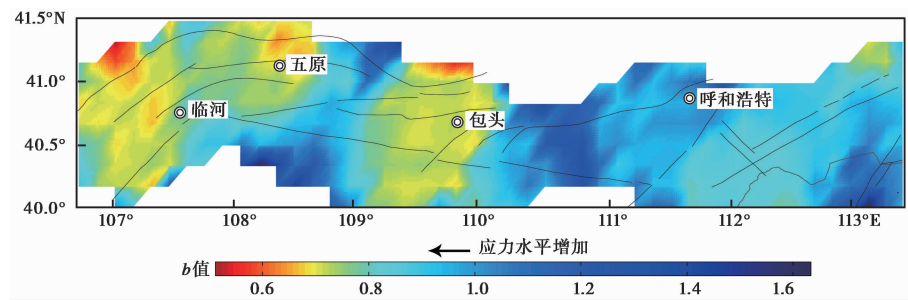


图 5  $b$  值空间等值域分布

突出(图 5)。其中临河以北地区的主要活动断裂为狼山山前断裂,该断裂展布于狼山东南麓,由一系列向盆地倾斜的正断层或阶状正断层组成,从地貌、构造活动特征和第四系厚度来看,该断裂北段活动较为强烈,而低  $b$  值分布表明该区目前可能仍处于第四系以来的持续强烈活动过程中,区域地壳介质仍处于高水平应力作用状态。与之关联的是,五原西北部处于狼山山前断裂和色尔腾山山前断裂结合部或转折地段,该地段山势陡峭、第四纪断层和断崖十分发育,是狼山-色尔腾山山前断裂系活动最为强烈地段,较易产生应积累而使得  $b$  值出现低值异常。因此, $b$  值空间扫描结果整体表现出与构造相依的分布特征。

重力、航磁和石油勘探等资料显示(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组, 1988),河套地震带并非单一构造单元,其内部存在 2 个次一级构造凸起,即包头凸起和西山

咀凸起。这两大凸起整体位于河套地震带所辖的临河盆地和呼包盆地的中间,其构造位置十分特殊,且地震活动较为强烈。河套地震带的最大地震(公元 849 年包头西 7.0 级地震)和次大地震(1996 年包头西 6.4 级地震,该地震也是距今最近的 1 次中强地震)都发生在该区域,使其成为全地震带迄今为止活动水平最高的区域。根据 1970 年以来相对完备的地震记录,包头至西山咀一带的地震频度和地震强度是河套地震带最高的地区,表明该区现今的构造活动依然强烈。震源机制解分析结果表明,包头-西山咀一带是河套地震带主压应力由北东转向北东东的力学节点,是全地震带受力最为复杂的地区;如果临河盆地和呼-包盆地受到外力作用而发生整体运动,那么包头-西山咀一带势必承受来自 2 个盆地的共同作用而成为应力积累的聚集点,这可能就是使该地区成为河套地震带 6~7 级强震集中区的动力根源。该区目前出现的低  $b$  值异常表明,上述区域正处于高应力集中状态,地壳介质非均匀特征相对较为显著,存在应力大释放的可能性。

### 3 影响 $b$ 值计算结果的因素探讨

#### 3.1 余震剔除对 $b$ 值计算的可能影响

在地震活动性研究中,余震剔除的必要性和合理性还在不断的讨论中,但是作者认为,在进行测震学指标计算过程中应该对限定“时-空-强”范围内的地震事件进行余震剔除,以此来确保“独立”的地震事件参与计算和分析。基于这种思路,本文采用  $G-C$  方法(陈凌等, 1998)进行余震剔除(图 3),并对余震剔除前后  $b$  值的时序变化制做叠加曲线,并进行了对比分析。

1970 年 1 月~2012 年 9 月,河套地震带共计发生  $M_L \geq 1.5$  地震 4821 次,进行余震剔除后保留了 3520 次“独立”地震事件,余震剔除比率 27%。从余震剔除前后的对比统计图来看,除去 4 次 6 级以上中强地震的余震序列的调制影响,余震剔除前后,震级-频度分布和震级-时间分布皆保持稳定变化,整体构架未发生显著“畸变”(图 3)。

从余震剔除前后  $b$  值时序变化的叠加曲线可以看出:①2000 年以前,余震剔除前后  $b$  值时序变化叠加曲线“吻合度”较差,甚至在 1975~1980 年期间叠加曲线走势出现严重紊乱,这与该时段内研究区连续发生的 3 次 6 级以上中强地震的余震序列干扰有关(图 4,图 6);②2000 年以后,余震剔除前后  $b$  值时序曲线“吻合”较好,各个时段内基本保持同步变化,其原因有二。一是 2002 年以来,河套地震带一直保持有 18 个地震台,且空间布局未变,台网运行十分稳定(韩晓明等,2015)(图 7);二是 2000 年以来,研究区地震活动主要以中小地震为主,无中强地震序列及显著震群活动,地震活动未在时间和空间上形成丛集而对  $b$  值计算造成干扰。

进一步分析 2000 年以前的  $b$  值时序曲线可以发现,余震剔除前后,低  $b$  值阶段(低于均值线)叠加曲线的时序变化差异相对较大,高  $b$  值阶段(高于均值线)差异相对较小。根据河套地震带地震活动的起伏变化情况分析认为,2000 年以前的高  $b$  值阶段对应的时段为 1985~1995 年,此间地震带未发生中强以上地震,所选取地震事件的震级和时序分布未受到地震丛集等“干扰”现象的影响而发生非均匀性变化;叠加曲线出现较大差异的低  $b$  值阶段对应的时段为 1975~1980 年,此间河套地震带连发 1976 年和林格尔 6.2 级地震、巴音木仁 6.2 级地震和 1979 年五原 6.0 级地震(表 1),这 3 次 6 级以上地震成为影响河套地震带地震

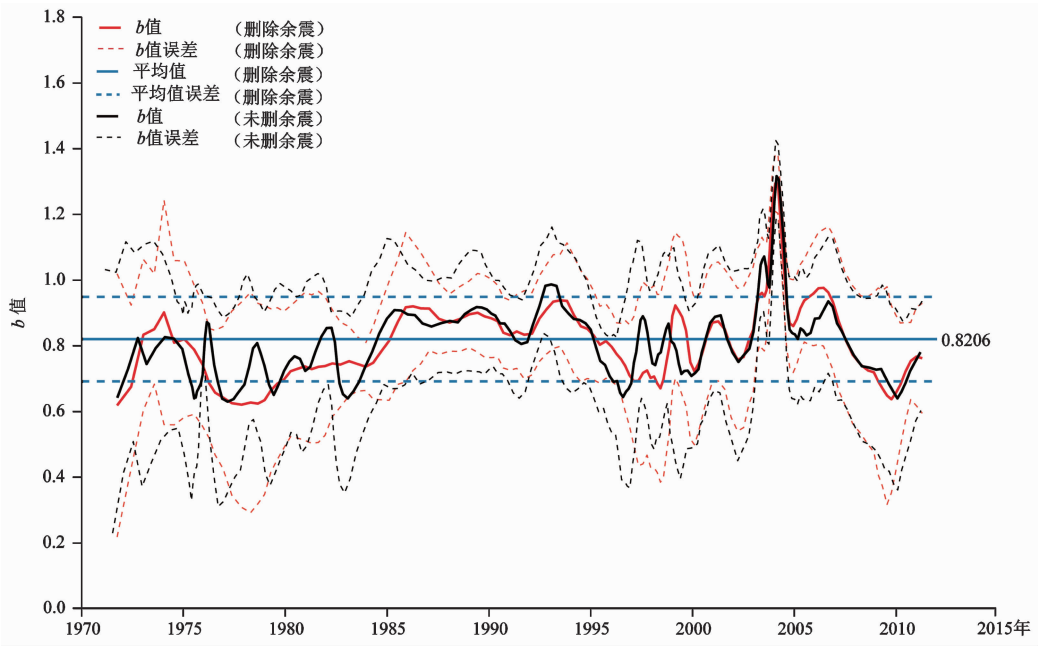


图6 余震剔除前后的  $b$  值(含方差)时序变化曲线

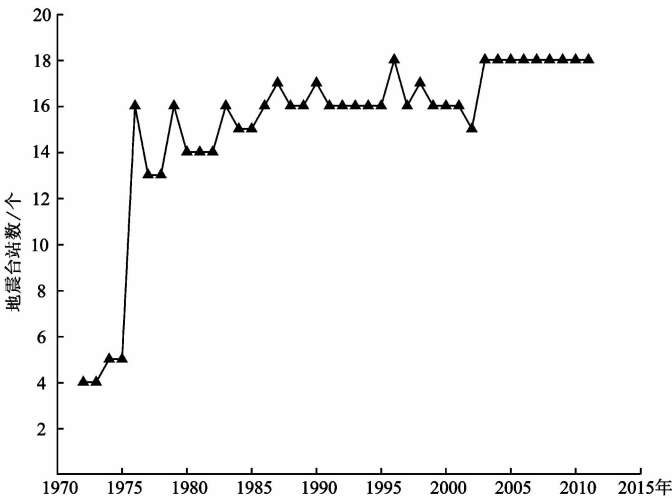


图7 1970年以来研究区地震台站个数的时序变化

活动的“干扰”事件,且其余震序列在时间、震级和空间分布上同时形成“丛集”现象,从而改变了余震剔除前后河套地震带地震活动的整体构架,使得  $b$  值在余震剔除前后产生了较大变化(图6)。

3.2 计算样本的震级分布和数目对  $b$  值的影响

一般来讲,在测震学指标的求解过程中,足够多的地震样本数是保证计算结果可信度的重要一环, $b$  值计算同样如此。为了分析不同震级档包含地震数对  $b$  值计算的影响,选取

1970 年以来的  $M_L \geq 1.5$  地震作为考察对象,未进行余震剔除,运用线性最小二乘法计算了  $b$  值及其标准方差  $\delta b$ 。结果显示, $b$  值随着震级大小出现阶段性起伏变化, $M_L 1.5 \sim 3.6$  之间, $b$  值与震级呈现同步增大, $M_L 3.7 \sim 4.4$  的地震出现反向变化, $M_L 4.5$  以上地震又表现为同步上升, $b$  值的计算误差  $\delta b$  也表现出了同样的变化过程。这应该与每个震级档所包含的地震事件的样本数目有关,震级优势分布范围( $M_L 2.0 \sim 2.5$ )对应的  $b$  值计算误差  $\delta b$  相对较小,包含较少地震样本数目的震级范围对应的  $\delta b$  相对较大, $\delta b$  与参与计算的地震样本数目呈现出明显的反向变化(图 8)。

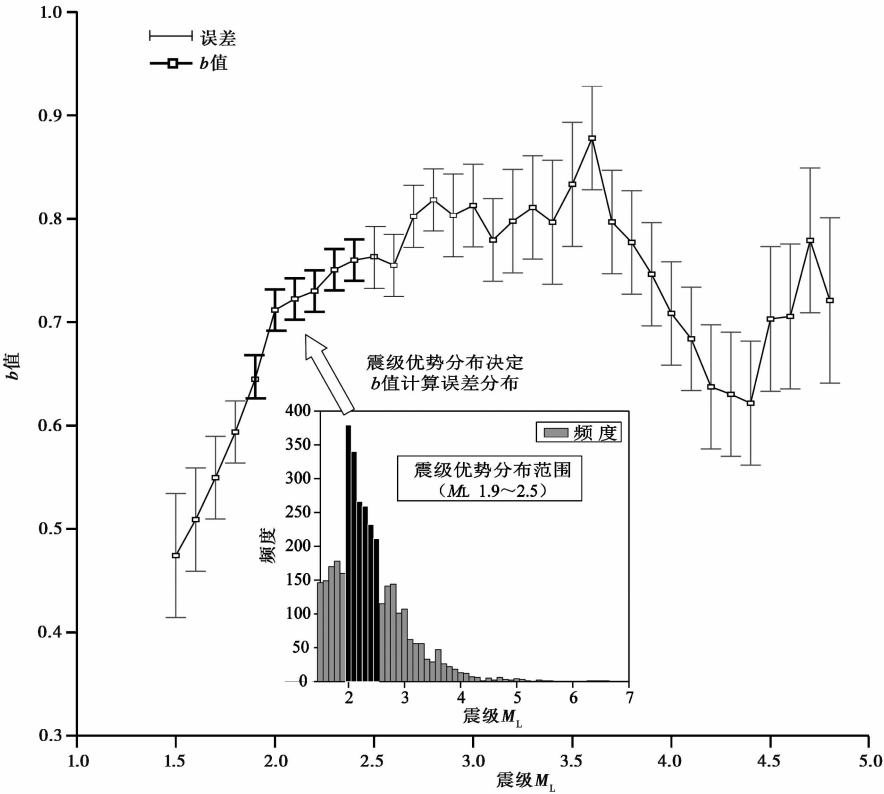


图 8 地震样本数目对  $b$  值及  $\delta b$  的影响

4 结论和讨论

$b$  值是一个历久弥新的测震学指标,伴随着数字地震资料的日益完善和丰富, $b$  值在地震活动预测、区域应力场判定中的作用愈加重要,效果愈加明显。河套地震带具有相对稳定而统一的应力场环境和相对均匀的台网布局,是开展  $b$  值研究的理想场所。通过分析研究得到以下认识:

(1)河套地震带的  $b$  值时间分析结果显示,1970 年以来,河套地震带的 4 次 6 级以上地震均发生在  $b$  值趋势下降过程中,从  $b$  值与区域应力场的关系分析, $b$  值的趋势性下降反映了研究区应力水平的增强,也即这 4 次地震均发生在河套地震带应力水平逐步增强过程中,符合地震发生的动力学过程。从空间扫描结果看,位于临河盆地两端的临河-五原地区、包

头-西山咀凸起是河套地震带应力水平较高区域,结合区域地质构造特征和地球动力学环境分析认为,研究时段内河套地震带的  $b$  值空间差异可能由地壳介质体性质和应力环境共同作用,相对来讲, $b$  值的构造相依特征更为明显。

(2)  $b$  值计算中的起算震级选取过程显示,综合考虑  $M_c$  值的分时段变化以及保证足够多的地震样本依然是提高研究结果可信度的重要环节。在  $b$  值计算中,不能简单的以研究时段内的最小完整性震级作为起算震级,还应该考虑到研究时段内的地震震级构成、各震级档包含的地震数目等,综合确定地震事件的截取震级。因此,为提高  $b$  值的计算精度,应该综合考虑截取的震级下限和参与计算的地震样本数 2 个因素,并尽可能在两者之间找到平衡。

(3)  $b$  值计算中的余震剔除是必要的。余震剔除可以尽可能地避免或消弱中强地震的余震序列、震群活动等时空丛集地震事件的干扰,剥离出相对独立的“主震”事件进行计算,以期更加准确的表现出“时、空、强”限定范围内的  $b$  值变化。

**致谢:** 审稿专家的建议对本文的完善和提高帮助很大。文中  $b$  值空间分布图由甘肃省地震局冯建刚提供的程序完成,其余图件由 Matlab 程序设计平台、GMT 和 Zmap 程序包绘制完成。作者在此一并致谢!

## 参考文献

- 曹刚,2001,内蒙古地震研究,1-35,北京:地震出版社。
- 陈凌、刘杰、陈颢等,1998,地震活动性分析中余震的删除,地球物理学报,41(增刊),244~252。
- 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。
- 耿乃光,1986, $b$  值模拟实验的进展和中国  $b$  值模拟实验的开端,地震学报,8(3),330~333。
- 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组,1988,鄂尔多斯周缘活动断裂系,39-71,北京:地震出版社。
- 国家地震局预测预防司,1997,测震学分析预报方法,79~81,北京:地震出版社。
- 韩晓明、刘芳、张帆等,2015,多方法联合评估河套地震带的台网监测能力. 地震,2015,35(4),64~75。
- 焦远碧,1998,地震序列类型、地震序列  $b$  值与地震大形势关系初探,地震学报,18(1),33~40。
- 黄伟琼、时振豪、曹学锋,1989, $b$  值统计中的影响因素及危险性分析中  $b$  值的选取,地震学报,11(4),351~361。
- 黄永祥、谭承业,1982,序列活动特性与岩石破裂强度的实验研究,地震研究,5(3),324~331。
- 李全林,1978, $b$  值时空扫描,地球物理学报,22,21(2):101~125。
- 刘芳、蒋长胜、张帆等,2013,基于 EMR 方法的内蒙古测震台网监测能力,地球科学,38(6),1356~1362。
- 马鸿庆,1982,大、中地震前  $b$  值的区域分布,地球物理学报,25(2),163~171。
- 王晓青、傅征祥、蒋铭,1996,2005 年前中国大陆地震震级概率预测——基于贝努利随机独立实验模型,地震学报,18(4),420~426。
- 吴忠良,2001,关于  $b$  值应用于地震趋势预测的讨论,地震学报,23(5),548~551。
- 易桂喜、闻学泽、范军,等,2004a,由地震活动参数分析安宁河-则木河断裂带的现今活动习性及地震危险性,地震学报,26(3),294~303。
- 易桂喜、闻学泽、徐锡伟,2004b,山西断陷带太原-临汾部分的强地震平均复发间隔与未来危险段落研究,地震学报,26(4),387~395。
- 易桂喜、闻学泽、张志伟等,2010,用地震活动性参数分析川南马边地区的强震危险性,地震地质,32(2),282~293。
- 尹祥础、李世恩、李红等,1987,从断裂力学观点探讨  $b$  值的物理实质,地震学报,9(4),364~374。
- 张建中、宋良玉,1981,地震  $b$  值的估计方法及其标准误差,地震学报,3(3),292~301。
- 张智、吴开统、焦远碧,1987,含有障碍体的岩石样品破裂发展过程中的  $b$  值变化,中国地震,3(1),68~76。
- 茂木青夫,1981,地震预测和岩石力学,28~45,东京:东京大学出版社。

- Atkinson B K, Rawlings R D, 1984, Acoustic emission during stress corrosion cracking in rocks, in: Earthquake Prediction, An International Review, Maurice Ewing Series, **4**, 605~616.
- Gutenberg B, Richter C F, 1954, Seismicity of the earth and associated phenomena, 2<sup>nd</sup> ed, Princeton N J Priceton Univ Pr, 1~310.
- Scholz C H, 1968, The frequency-magnitude relation of micro fracturing in rock and its relation to earthquakes, Bull Seis Soc Am, **58**, 399~415.
- Woessner J, Wiemer S, 2005, Assessing the quality of earthquake catalog: estimating the magnitude of completeness and its uncertainties, Bull Seis Soc Am, **95**(4), 684~698.

# Analysis of spatial and temporal variation characteristics of *b*-value in the Hetao seismic belt

Han Xiaoming<sup>1)</sup> Zhang Wentao<sup>2)</sup> Wang Shubo<sup>1)</sup> Zhao Xing<sup>1)</sup> Bao Jinzhe<sup>1)</sup>  
Li Juan<sup>1)</sup>

1) Earthquake Administration of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 010010, China

2) Earthquake Administration of Anhui Province, Hefei 230000, China

**Abstract** This paper targets at *b*-value which had been researched quite a lot at home and abroad. *b*-value is determined by stress state and dielectric properties in the theoretical framework. We analyze the variation characteristics of the *b*-value in the Hetao seismic belt. We select the earthquakes with  $M_L \geq 1.5$  which occurred in the Hetao seismic belt since 1970, conduct the quantitative detection of the non-uniform temporal change of  $M_C$  by using EMR method, and based on the actual situation of seismic activity, set the lower limit magnitude as  $M_L 2.0$  to calculate *b*-value. We calculate and scan the temporal variation of the *b*-value by using least square method. The results show that there is a good corresponding relationship between the temporal variation of *b*-value, strong earthquake activity, network distribution and aftershock deletion. We also calculate and scan the spatial variation of *b*-value by using maximum likelihood. The results show that the spatial difference is possible caused by stress state and dielectric properties., *b*-value relies more relatively on the tectonic property. In addition, the sufficient earthquakes samples in each magnitude interval are still a key step to improve the calculation accuracy of *b*-value.

**Key words:** Hetao seismic belt; *b*-value; Spatial and temporal scan; Aftershock deletion; Error analysis