

张杨, 马干, 史保平, 张健, 杨勇. 2009. 华北地区烈度衰减模型建立及其用于震中区域和震级的定量估算. 地震学报, 31(3): 290-306.

Zhang Yang, Ma Gan, Shi Baoping, Zhang Jian, Yang Yong. 2009. Development of seismic intensity attenuation model in North China and its application to quantitative estimation of earthquake location and magnitude. *Acta Seismologica Sinica*, 31(3): 290-306.

华北地区烈度衰减模型建立及其用于 震中区域和震级的定量估算^{*}

张 杨^{1),*} 马 干¹⁾ 史保平¹⁾ 张 健¹⁾ 杨 勇²⁾

1) 中国北京 100049 中国科学院研究生院地球科学学院

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

摘要 利用地震烈度资料定量估算历史地震震中区域和震级的方法是由 Bakun 和 Wentworth 于 1997 年首先提出的. 该方法定量程度高, 对烈度数据较少或发生在近海的历史地震的定位和震级估算尤为有效. 按照 Bakun 和 Wentworth 给出的思路, 笔者尝试了对我国华北地区的历史和近代地震的震中和震级进行初步分析. 首先, 选取 20 世纪以来发生在该地区的 10 次有仪器记录的地震($5.3 \leq M_s \leq 7.8$), 对该地区的烈度-震级-震中距衰减关系进行标定并给出了烈度衰减模型, 表明华北地区烈度随震中距增大而衰减的速率明显小于美国加州地区(约 50%). 在此衰减模型的基础上, 提出了确定震级和震中区域的网格搜索试算方法(GSTSL), 并给出了适用于华北地区的圈定震中区域和烈度震级的等值线置信值. 最后, 讨论了计算震中区域等值线时所引进的权因子 W_i 及其中参数 b 对震中区域等值线圈闭性的影响. 利用该方法, 对发生在 1668 年莒县—郯城地震, 1679 年三河—平谷地震, 以及 1966 年隆尧地震和 1969 年渤海地震进行了分析. 需要指出的是, 该方法也可推广应用于我国其它历史地震资料丰富的地区.

关键词 烈度 等值线 震中 烈度震级

文章编号: 0253-3782(2009)03-0290-17

中图分类号: P315.9

文献标识码: A

Development of seismic intensity attenuation model in North China and its application to quantitative estimation of earthquake location and magnitude

Zhang Yang^{1),*} Ma Gan¹⁾ Shi Baoping¹⁾
Zhang Jian¹⁾ Yang Yong²⁾

1) College of Earth Science, Graduate University of Chinese Academy of
Sciences, Beijing 100049, China

2) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

^{*} 基金项目 国家基金委项目(40574022)、中央级公益性科研院所基本科研专项(ZDJ2007-1)和中国科学院百人计划共同资助.

收稿日期 2008-04-27 收到初稿, 2008-11-06 决定采用修改稿.

⁺ 通讯作者 e-mail: zhangyang406@mails.gucas.ac.cn

Abstract: A strategy has been proposed by Bakun and Wentworth in 1997 for bounding the earthquake epicentral region and magnitude from historical intensity data only. This technique is quantitative and particularly appropriate for historical earthquakes which have few intensity data or occurred near offshore. With this technique we have focused our study region on North China, where there have been a lot of moderate or large historical and present-day earthquakes for last a few centuries. First, nine earthquakes with modern instrumental records in magnitude range from M_s 5.3 to 7.8 in this region were used to develop an intensity-magnitude-epicentral distance attenuation relationship and the intensity magnitude M_I is calibrated to surface wave magnitude M_s . The intensity attenuation relation predicts that, with the same earthquake magnitude, the intensity decrease rate with distance in this region is about 50% of that predicted by California intensity attenuation model developed by Bakun and Wentworth. Based on our intensity attenuation model, we have proposed a method of grid searching of trial source location (GSTSL) for estimating earthquake magnitude and bounding epicentral region by calculating confidence value of $\text{rms}[M_I] = \text{rms}(M_I - M_i) - \text{rms}_0(M_I - M_i)$ and the contours of $M_I = \text{mean}(M_i)$, where rms is the root mean square, $\text{rms}_0(M_I - M_i)$ is the minimum rms over a grid of assumed epicenter, and $M_i (i = 1, 2, 3, \dots)$ are the discrete values derived from the intensity attenuation model. Furthermore, we have discussed the size effect of b -value, a parameter used in weight function W_i in order to precisely compute $\text{rms}[M_I]$ on the closure of $\text{rms}[M_I]$ contours. Finally, in order to demonstrate the technical strategy we have developed in estimating historical earthquake magnitude and bounding its epicentral region, two typical earthquakes, the 1679 Sanhe-Pinggu event and 1969 Bohai event, are used in our analysis. The result shows that, by minimizing earthquake magnitude within a 90% confidence region of $\text{rms}[M_I]$, the intensity magnitudes of M_I are 7.8 and 6.9 for the Sanhe-Pinggu and Bohai event, respectively. It needs to be pointed out that the technique we have developed here can also be used for bounding the epicentral region and earthquake magnitude in other regions with abundant historical earthquake documents in China.

Key words: intensity; coseismal; epicenter; intensity magnitude

引言

我国有关历史地震的文献资料异常丰富, 最早的历史地震记录始于公元前 1831 年, 至今已有 3800 余年之久, 共有地震记录 3800 多次, 其中 6 级以上破坏性地震达 800 多次. 丰富的历史地震资料为分析和估算未来我国地震的潜在危险性提供了宝贵的数据. 如何利用好这些数据和资料, 对于地震工程实践, 地震危险性评估和地震科学研究有着非常重要的意义. 例如, 对概率地震危险性分析来说, 仪器记录的历史相对较短, 大部分的数据主要来源于历史地震资料, 因此准确地估算历史地震震级以及震中位置, 则成为现代概率地震危险性分析中不可或缺的组成部分(胡聿贤, 2006; 国家地震局震害防御司, 1990; 中国科学院地质研究所, 1977).

在对历史地震的分析和研究中, 如何准确地确定震级和震中位置一直是我们求取地震

参数的重要环节. 传统的方法是根据文献描述确定地震烈度的空间分布并做出等震线. 在等震线图的基础上, 或由极震区面积利用经验公式估算震级(Hanks *et al*, 1975), 或通过测量各烈度区的面积大小由烈度区面积与震级的经验关系来确定其震级.

但是, 当一次地震的烈度数据比较少的时候, 等震线的圈定就会带有很大的任意性, 有的时候甚至根本无从勾划出等震线; 另外, 当一次地震位于海边或近海上时, 就不得不依靠推测得到海上的等震线. 在这些情况下, 上述方法就会有很大的误差, 甚至会完全失效.

Bakun 和 Wentworth (1997)发展了一种全新的利用烈度数据估算震级和震中区域的方法. 该方法不需要事先做出等震线, 而是直接利用烈度数据就可以相对准确地定出历史地震的震中区域和震级. 目前该方法已经对美国加州地区, 美国西北太平洋沿岸, 北美东部, 以及中欧等地区进行了研究(Parsons *et al*, 2000; Bakun *et al*, 2002, 2003; Hinzen, Oemisch, 2001).

在本文中, 我们应用该方法对我国华北地区历史地震震中和震级给出了定量估算. 首先, 详细介绍地震烈度数据的处理过程, 地震烈度衰减模型的建立, 以及历史地震震中和震级确定的基本原理和技术. 其次, 利用所建立的地震烈度衰减模型, 对 1668 年莒县—郯城地震, 1679 年三河—平谷大地震, 以及 1966 年隆尧地震和 1969 年渤海地震的震中区域和震级进行了重新估算, 借此表明该方法用于我国历史地震的重建是简便易行的, 且具有较高的精度. 尤其对于地质和地震构造(断层)信息缺乏的地区, 该方法作为替代方法有着广泛的应用价值. 最后, 给出了对该技术进一步应用时需要考虑的一些问题以及初步结论, 进一步强调目前的研究思路可用于我国其它地区的历史地震研究和地震灾害的评估分析中.

1 方法原理

地震烈度衰减模型是我们准确估算历史地震震中区域和震级的基础. 对我国华北地区, 我们依次尝试了如下 3 种烈度-震级-震中距衰减关系模型:

$$I = c_0 + c_1 \times M + c_2 \times \Delta \quad (1a)$$

$$I = c_0 + c_1 \times M + c_2 \times \lg \Delta \quad (1b)$$

$$I = c_0 + c_1 \times M + c_2 \times \Delta + c_3 \times \lg \Delta \quad (1c)$$

其中, I , M 和 Δ 分别是烈度、震级和震中距; c_0 , c_1 和 c_2 为待定系数.

这 3 个公式有一个共同点: 烈度随震中距增加而衰减的速率与震级和震中距均无关(即 c_2 和 c_3 是与 M 和 Δ 无关的常数). 后文将说明这样的假设对本文的研究是合理的. 它们的区别在于烈度随震中距的衰减特性不同, 公式(1a)表示线性衰减, 公式(1b)表示指数衰减, 公式(1c)则是公式(1a)和公式(1b)的综合.

公式(1)中的系数 c_i ($i=1, 2, 3, \dots, n$)在不同的地区应具有不同的值, 因而我们首要的工作就是利用发生在华北地区的有仪器测量值的大小不同震级的地震来标定这些系数. 在标定出合适的系数之后, 就可以选用这些衰减关系估计历史地震的震中和震级, 具体的方法如下.

对于某次历史地震, 根据文献资料总共推测得到了 n 个地点的烈度大小 I_i ($i=1, 2, 3, n$), 不妨称这 n 个地点为(烈度)观测点. 为了确定震中区域, 我们首先假设某一点 P 是

震中, 并记 n 个观测点对 P 的震中距为 $\Delta_i (i = 1, 2, 3, n)$. 如果选定公式(1)中的一个烈度-震级-震中距衰减关系, 如选定式(1a), 则根据式(1a), 由每个观测点的震中距 Δ_i 和烈度 I_i , 可以计算得到 n 个震级, 记为 M_i

$$M_i = (I_i - c_0 - c_2 \times \Delta_i) / c_1 \quad (2)$$

一般来说, 这 n 个 M_i 是不同的. 设它们的平均值为 M_I , 标准偏差为 $\text{rms}(M_I - M_i)$, 则有

$$M_I = \text{mean}(M_i) \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (3)$$

$$\text{rms}(M_I - M_i) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - M_I)^2}{n^2}} \quad (4)$$

式中, M_I 称为烈度震级; mean 表示求平均值; rms 为均方根值, 表示求标准偏差. 如果假设的震中远离真实的震中, 则 n 个 M_i 的值会有比较大的离散. 标准偏差正是对一系列值离散程度的衡量, 因而这个假定震中的 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 值会比较大; 反之, 若假设的震中靠近真实的震中, 则 n 个 M_i 值会比较一致, 对应的 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 值会比较小.

若我们对可能出现震中的区域按一定间隔距离 (例如 5 km) 划分网格, 逐一假定每个网格的中点为震中, 计算相应的 M_I 和 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 值, 则在网格上可以做出 M_I 和 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 的等值线. 利用 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 等值线可以估算震中区域, 而震中区域的烈度震级 M_I 值则可作为震级的估计. 这种通过网格搜索试算确定震源位置和震级的方法, 我们称之为 GSTSL 法 (grid search of trial source location).

2 烈度数据

Bakun 和 Wentworth(1997)均采用 MMI 烈度表(modified mercalli intensity), 而我国的地震调查实践中多采用适合我国国情的中国地震烈度表. 在本研究中, 我们采用后者.

Bakun 和 Wentworth(1997)认为在 MMI 表中, 烈度为 I 度、II 度和 III 度在实践中很难区分, 因而将它们统一视为 III 度. IV 度及其以上的烈度, 在区分的时候多采用地表破裂现象从而与低烈度的判定准则相关性不好, 则统一视为 IV 度. 本文中我们虽采用中国地震烈度表, 但基于同样的原因, 依然遵循这一约定.

Bakun 和 Wentworth(1997)利用美国加州及其周边地区 22 个有仪器记录地震的一千多个烈度观测点所得资料来标定烈度衰减关系. 作为尝试, 我们则采用等震线来标定烈度衰减关系. 这样做的好处是, 通过在等震线图上随机取点, 对一次地震可以得到任意量的烈度资料, 而实际的烈度观测资料则很有限——大量的烈度数据有利于对置信值的估算. 这一点将在下文中讨论.

以 1976 年唐山地震为例说明这一方法(图 1). 在唐山地震的等烈度图中, 总共标有 V 至 XI 共 7 个烈度区. 烈度最小的 V 度区位于最外侧, 处于等烈度图的边缘. 因为无法从图中知道它延伸的范围, 故不予采用.

首先在 V 度与 VI 度区之间的等烈度线上随机取点, 把这些点看成是实际的烈度观测点, 并假定在这些点上观测到的烈度值为 5.5. 同样, 在 VI 度区内亦随机取点, 取这些点的烈度值为 6, 依此类推. 所谓随机取点即任意取点, 但在同一个烈度区里的点要保持疏密均匀.

在等震线图中常见到零星分布的所谓烈度异常区. 高于所在烈度区的称为高烈度异常

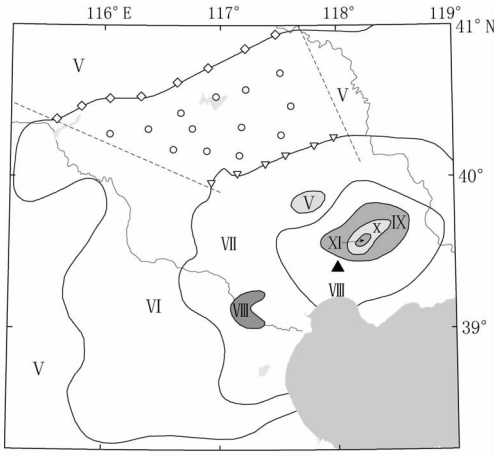


图 1 烈度数据取点示意图

图中所示为唐山地震等烈度图。在Ⅶ度区中可以看到有一个高烈度异常区和一个低烈度异常区，其中取到的点仍视为Ⅶ度。三角处为仪器测定的震中，位于Ⅸ至Ⅺ度区之外。两条虚线之间为取点的示意区。菱形点烈度取值为 5.5，圆形点烈度取值为 6，倒三角形点烈度取值为 6.5

Fig. 1 Extraction of intensity data from isoseismals

Isoseismal map of Tangshan earthquake. In the Ⅶ zone there are two abnormal intensity patches, where the intensity is still treated as Ⅶ. The epicenter determined by instruments are shown by the triangle, which is outside Ⅸ to Ⅺ area. The area between the two dotted lines shows how to get intensity data. The intensity value at diamond points are 5.5, at round points are 6, and at inverted triangle points are 6.5

区，低于所在烈度区的称为低烈度异常区。由于烈度异常区通常与局部的地质条件相关，反映的是某一地区的局部特点，而不是整体的烈度随震中距的衰减关系，因此我们忽略烈度异常区。例如，在唐山地震的Ⅶ度区内散布着一些Ⅵ度和Ⅷ度异常区，对于这些地方的烈度值仍取为Ⅶ度。

烈度通常会在震中附近出现最大值，这样的地区称为极震区。极震区的中心(即所谓的宏观震中)往往与仪器所测定的震中并不重合。例如唐山地震，仪器测定的震中位于 39.40°N、118.00°E，位于Ⅷ度区内，但最大裂度Ⅺ度的中心却位于 39.60°N、118.20°E，两者相差近 30 km。出现这一现象的原因可能是由于震源破裂的方向性及震中附近地区的地质条件的差异等因素造成的。由于我们主要考察的是震中距对烈度的影响，因此在此忽略这一因素的影响，即把震中附近不包括震中的高烈度区的烈度视为与震中所在烈度区一样。对于唐山地震而言，将它的Ⅸ度至Ⅺ度区的烈度均视为Ⅷ度。

3 华北地区烈度-震级-震中距关系

图 2 和表 1 给出了本文所选用的 10 次用于标定华北区衰减关系的仪器记录地震。资料来源于《中国近代地震目录(公元 1912—1990 年, $M_s \geq 4.7$)》(中国地震局震害防御司, 1999)。这些地震发生于 1945 年至 1977 年间, 其中震级最大的地震是 1976 年唐山地震, $M_s = 7.8$, 最小的是 1973 年河间地震, $M_s = 5.3$ 。这些地震均为浅源地震(震源均位于 25 km 以内)。震例所采用的震级为面波震级, 烈度为中国地震烈度。1966 年隆尧地震、1967 年河间一大城地震和 1945 年滦县地震没有仪器震中, 均采用宏观震中。

影响烈度大小的因素很多, 主要包括 3 个方面: 震源破裂过程、地球内部地震波的传播以及地表浅层的地质条件。震源的破裂效应体现于(矩)震级, 断层的长度和宽度, 震源的位置和破裂的方向性, 以及震源机制等。路径的效应体现于震中距, 地震波的衰减, 以及地震波在地球内部的折射、反射、散射等。浅层的地质条件包括表层物质的厚度、力学性质、含水饱和度以及地形起伏等。这项研究中只考虑其中两个最重要的因素, 即震级和震中距(其它次要的因素则采用对烈度数据进行较正的办法, 本文限于资料暂未对烈度进行较正)。

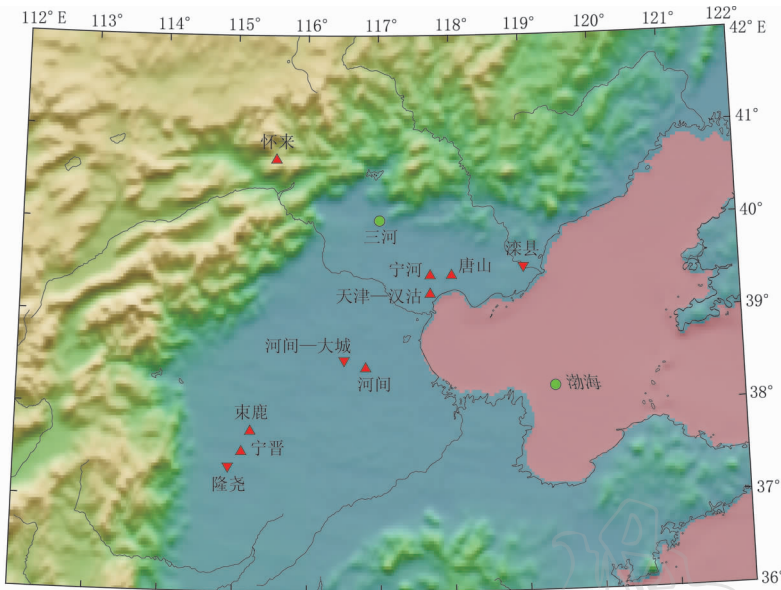


图 2 本文所用的地震

红色三角为用于标定的 10 次地震的震中，其中，正三角表示所用的震中为仪器测定震中，倒三角表示所用的震中为宏观震中。绿色圆点为验证方法所用的 4 次地震的震中

Fig. 2 Earthquakes studied in this paper

Red triangles are ten training earthquakes. Non-inverted triangles are instrumental epicenters. Inverted triangles are macro-epicenters. Green circles are test earthquakes

表 1 用于标定的 10 次地震
Table 1 Ten training earthquakes

日期	发震时刻(BT)	震中位置		宏观震中位置		M_s	震中烈度	震中参考地名
		$\lambda_E/^{\circ}$	$\varphi_N/^{\circ}$	$\lambda_E/^{\circ}$	$\varphi_N/^{\circ}$			
1976-07-28	03:42:54	118.00	39.40	118.20	39.60	7.8	XI	河北唐山
1966-03-22	16:19:27	115.10	37.50	115.05	37.53	7.2	X	河北宁晋东南
1976-11-15	21:53:00	117.70	39.40	117.50	39.33	6.9	VIII	天津宁河西
1966-03-08	05:29:14			114.92	37.35	6.8	IX ⁺	河北隆尧东
1967-03-27	16:58:20			116.50	38.50	6.3	XII	河北河间一大城
1945-09-23	23:34:21			119.00	39.50	6.3	VIII	河北滦县
1977-05-12	19:17:52	117.70	39.20			6.2	VII	河北汉沽附近
1967-12-03	04:05:48	115.22	37.72	115.28	37.72	5.7	VII	河北东鹿南
1967-07-28	13:55:58	115.55	40.55	115.77	40.65	5.4	VI	河北怀来东北
1973-12-31	19:00:55	116.80	38.40	116.50	38.40	5.3	VI	河北河间东

注：表中数据来自中国地震局震害防御司(1999)。

以用于标定的 10 次地震中的 4 次为例，图 3 显示了不同震级时烈度对距离的关系：

$$I = \Delta_0 + k \times \Delta_{median} \tag{5}$$

式中， Δ_0 和 k 分别表示截距和斜率。图 3 中圆圈表示不同震中距的烈度观测点所对应的烈度值。对具有相同烈度的观测点，取其震中距的中间值(Δ_{median}) (图中用方框表示)，并对其用最小二乘法拟合。虚直线是拟合的结果。在计算中间值时剔除了偏差比较大的点(位于 $\bar{\Delta} \pm 2\sigma$ 之外的点，其中 $\bar{\Delta}$ 为平均值， σ 为标准偏差)。

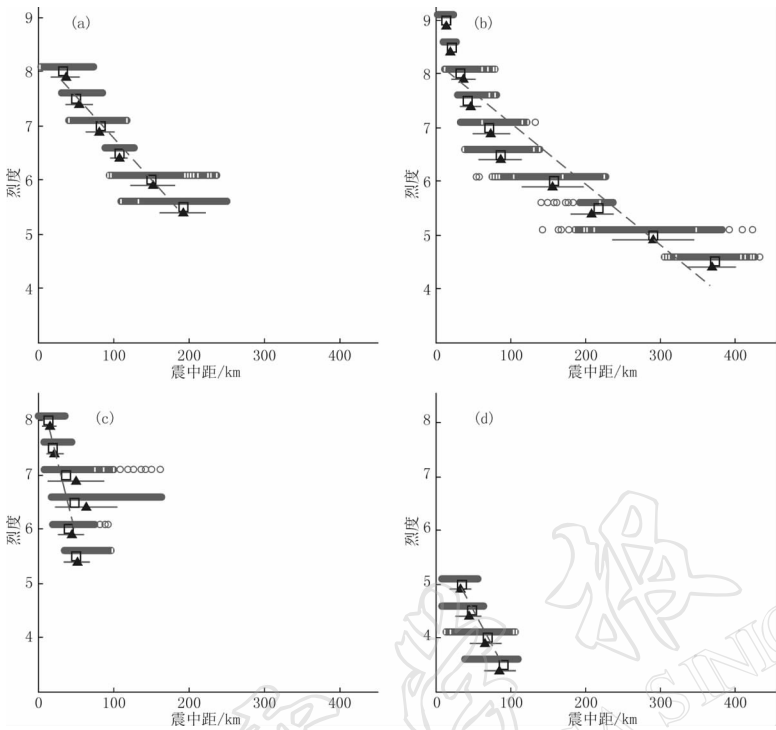


图 3 烈度对震级衰减关系

(a) 1976 年唐山($M_s7.8$)；(b) 1966 年宁晋($M_s7.2$)；(c) 1945 年滦县($M_s6.25$)；(d) 1967 年怀来($M_s5.4$)。圆圈代表烈度值，实三角代表烈度点震中距的平均值，方框代表中间值。

虚直线显示用最小二乘法对烈度-震中距中间值拟合的结果

Fig. 3 Intensity vs. epicentral distance

(a) 1976 Tangshan earthquake ($M_s7.8$)；(b) Ningjin earthquake ($M_s7.2$)；(c) Luanxian earthquake $M_s6.25$)；(d) Huailai earthquake ($M_s5.4$). Circles represent individual intensity values. Mean and median epicentral distance for each intensity-source pair, computed without outliers (distance more than 2 standard deviations from the mean distance), are shown as solid triangles and open squares, respectively. Error bars denote ± 1 standard deviation of the data computed without outliers. Dashed lines represent the relation fitting the median values of intensity and epicentral distance

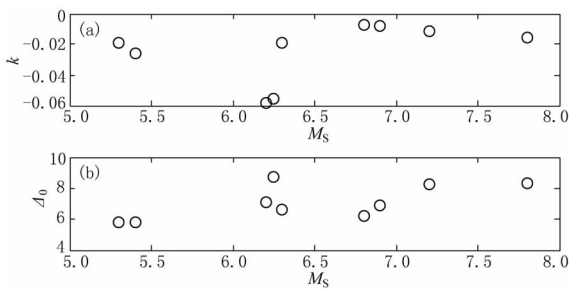


图 4 10 次用于标定的地震采用最小二乘法对衰减关系 $I=\Delta_0+k\times\Delta_{median}$ 所拟合的斜率(a)和截距(b)

Fig. 4 Slopes (a) and intercepts (b) of least-square fits of $I=\Delta_0+k\times\Delta_{median}$

在公式(1)中, c_2 和 c_3 是与震级和震中距无关的常数, 反映了烈度随震中距增大而衰减的速率与震级和震中距均无关. 为了考查这样的假设是否合理, 图 4 对比了 10 次用于标定的地震烈度随距离的衰减关系. 图 4a 中有一个偏差比较大的点, 是 1967 年束鹿 $M_s5.7$ 地震, 但是从图中仍可以得出结论: 在所考查的华北地区, 对 5.3 以上的大地震, 震级对烈度随距离衰减的快慢趋势影响不大. Bakun 和

Wentworth (1997)在对美国加州的研究中也得到了类似的结论. 图 4b 则给出了截距 Δ_0 的分布: 其值处于 5—9 之间.

利用所有 10 次用于标定的地震的烈度数据对公式(1a)、(1b)和(1c)采用最小二乘法拟合(对同一烈度, 震中距取中间值 Δ_{median}). 华北地区烈度衰减关系可由下式给出:

$$I = -1.82 + 1.32 \times M - 0.0106 \times \Delta_{\text{median}} \quad (6a)$$

$$I = 2.51 + 1.33 \times M - 2.98 \times \lg \Delta_{\text{median}} \quad (6b)$$

$$I = 2.99 + 1.32 \times M + 0.00136 \times \Delta_{\text{median}} - 3.29 \times \lg \Delta_{\text{median}} \quad (6c)$$

由 Bakun 和 Wentworth(1997)对美国加州 22 次地震所得到的烈度衰减关系则为

$$I = -1.72 + 1.44 \times M - 0.0212 \times \Delta_{\text{median}} \quad (7a)$$

$$I = 3.67 + 1.17 \times M - 3.19 \times \lg \Delta_{\text{median}} \quad (7b)$$

比较公式(6)和(7), 可以得出以下结论: 震级对烈度的影响程度是相近的, 但华北地区烈度随震中距增大而衰减的速率明显慢于美国加州地区. 若以公式(6a)与(7a)进行比较, 则可以看到前者的衰减速率约为后者的 50%.

4 烈度震级的标定

在某次地震中, 设共有 n 个烈度观测点, 利用公式(6a)、(6b)和(6c), 我们定义烈度震级为

$$M_i^{(1)} = (I_i + 1.73 + 0.0106 \times \Delta_i) / 1.31 \quad (8a)$$

$$M_i^{(2)} = (I_i - 1.85 + 2.81 \times \lg \Delta_i) / 1.37 \quad (8b)$$

$$M_i^{(3)} = (I_i - 1.72 + 0.000447 \times \Delta_i + 2.72 \times \lg \Delta_i) / 1.38 \quad (8c)$$

$$M_i^{(1)} = \text{mean}(M_i^{(1)}) \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (9a)$$

$$M_i^{(2)} = \text{mean}(M_i^{(2)}) \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (9b)$$

$$M_i^{(3)} = \text{mean}(M_i^{(3)}) \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (9c)$$

$M_i^{(1)}$ 、 $M_i^{(2)}$ 和 $M_i^{(3)}$ 是根据 3 种不同的衰减模型得到的烈度震级. 图 5 和表 2 对比了 $M_i^{(1)}$ 、 $M_i^{(2)}$ 和 $M_i^{(3)}$ 对 M 的近似程度. 表 2 给出了这 3 种烈度震级对仪器测定的震级的标准偏差 $\text{rms}[M_s - M_i^{(j)}]$ ($j = 1, 2, 3$). 其中, $\text{rms}[M_s - M_i^{(1)}]$ 和 $\text{rms}[M_s - M_i^{(2)}]$ 相等为 0.33, $\text{rms}[M_s - M_i^{(3)}]$ 只比它们略小为 0.32. 我们在本文中选用了第一种模型(即公式(1a)、(6a)和(8a))计算烈度震级.

Bakun 和 Wentworth(1997)对美国加州地区研究所得到的 $\text{rms}[M_w - M_i]$ 为 0.16, 本文得到的 $\text{rms}[M_s - M_i]$ 为 0.33, 约为 Bakun 和 Wentworth(1997)所得值的两倍. 我们认为造成偏差比较大的一个可能原因是所选用的仪器记录地震次数偏少(10 次). 这一点需要在今后的研究中进一步考虑.

5 震中区的估算

对于 1900 年以前的地震, 由于缺乏仪器观测记录, 震中往往无法精确定位. 这时公式(8)是无法使用的. 为了利用公式(8)获取震中的位置, 我们采用了假设震中的办法, 即通过在每一个网格点上假设震中, 由 $\text{rms}(M_i - M_i)$ 和 M_i 的等值线估算震中区域和震级(详见第一节方法概述).

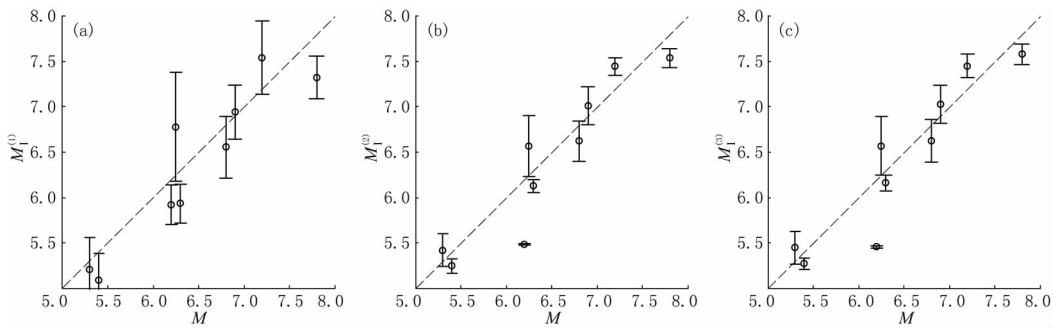


图 5 M_I - M 关系. (a)、(b)和(c)分别显示了对于用于标定的 10 次地震, 烈度震级 $M_I^{(1)}$, $M_I^{(2)}$ 和 $M_I^{(3)}$ 对仪器测定震级的近似程度. 误差棒显示的是 M_I 的标准偏差

Fig. 5 M_I versus M for ten training earthquakes. (a), (b) and (c) show the similarity between intensity magnitude and instrumental magnitude of the ten training earthquakes.

Error bars represent 1 standard error of $M_I^{(j)}$. Dashed line is $M_I^{(j)}$

表 2 10 次用于标定的地震的烈度震级对面波震级的近似程度

Table 2 Similarity between $M_I^{(j)}$ and M_S for ten training earthquakes

地震名称	M_S	$M_I^{(1)}$	$M_I^{(2)}$	$M_I^{(3)}$
1976 年唐山	7.8	7.3	7.5	7.5
1966 年宁晋东南	7.2	7.5	7.4	7.4
1976 年天津宁河西	6.9	6.9	7.0	7.0
1966 年河北隆尧东	6.8	6.5	6.6	6.6
1967 年河间一大城	6.3	5.9	6.2	6.2
1945 年滦县	6.25	6.7	6.6	6.6
1977 年天津汉沽附近	6.2	5.9	5.6	5.6
1967 年束鹿南	5.7	5.8	5.1	5.1
1967 年怀来东北	5.4	5.1	5.3	5.3
1973 年河间东	5.3	5.2	5.5	5.5
rms[$M_S - M_I^{(j)}$]		0.33	0.33	0.32

为了使估算震中区域的方法更为有效, 需要对公式(4)略作修正(Bakun 和 Wentworth, 1997).

由于不同远近的烈度数据对确定震级的影响是不同的, 离假定震中近的烈度数据对所估算的烈度震级的影响应当比在远处的烈度数据要大, 所以在计算 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 时需引进一个权因子, 即

$$W_i = \begin{cases} a + \cos\left(\frac{\Delta_i}{b} \times \frac{\pi}{2}\right) & \Delta_i < b \\ a & \Delta_i > b \end{cases} \tag{10}$$

式中, a 称为水准值, b 称为距离因子(单位: km).

因此, 公式(4)可改写为

$$\text{rms}(M_I - M_i) = \sqrt{\frac{\sum_i W_i^2 \times (M_I - M_i)_i^2}{\sum_i W_i^2}} \tag{11}$$

另外, 不同地震的 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 等值线图的最小值通常是不同的, 将每点的 rms

$(M_I - M_i)$ 值都减去网格上 $\text{rms}(M_I - M_i)$ 的最小值 $\text{rms}_0(M_I - M_i)$, 将此修正后的值记为 $\text{rms}[M_I]$, 即

$$\text{rms}[M_I] = \text{rms}(M_I - M_i) - \text{rms}_0(M_I - M_i)$$

(12)

在实际估算震中区域时, 正是采用在一个网格上做 $\text{rms}[M_I]$ 等值线的办法. 图 6 左侧两张图分别给出了 1966 年宁晋地震和 1976 年宁河地震的 $\text{rms}[M_I]$ 等值线图. 震中位置均在 0.1 等值线内.

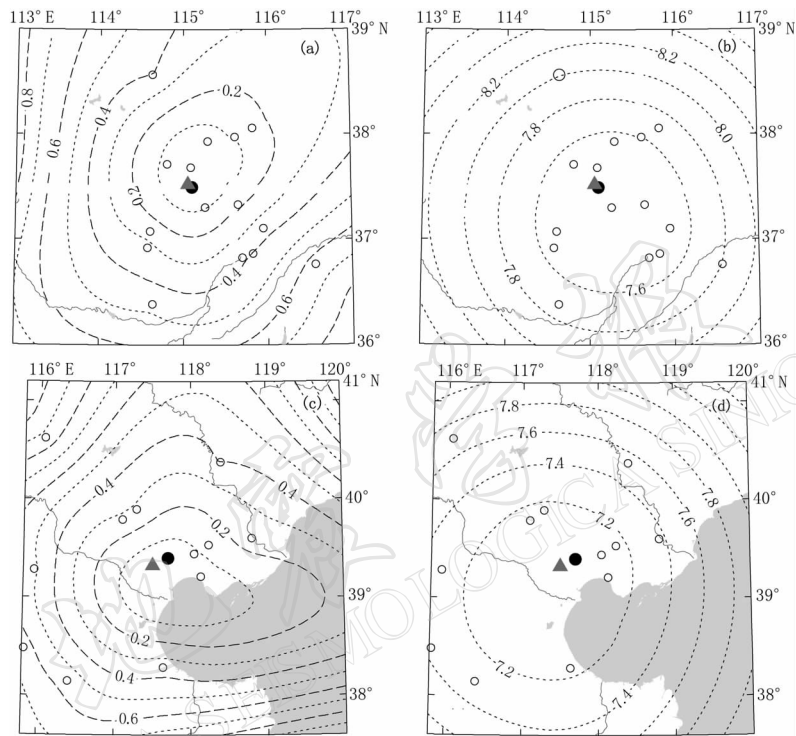


图 6 利用 20 个烈度数据所作的 M_I 和 $\text{rms}[M_I]$ 等值线图
(a) 1966 年宁晋地震 $\text{rms}[M_I]$ 等值线; (b) 1966 年宁晋地震 M_I 等值线; (c) 1976 年宁河地震 $\text{rms}[M_I]$ 等值线; (d) 1976 年宁河地震 M_I 等值线. 三角形为宏观震中, 实心圆为仪器测定的震中, 空心圆为所用到的烈度观测点(仅显示出地图所在范围内的点). 1966 年宁晋地震的仪器测定震级为 $M_S=7.2$, M_I 在仪器测定的震中处的值为 7.4; 1976 年宁河地震的震级为 $M_S=6.9$, M_I 在仪器测定的震中处的值为 7.1

Fig. 6 Maps of contours of $\text{rms}[M_I]$ and M_I
Contours of $\text{rms}[M_I]$ for (a) 1966 Ningjin earthquake and (c) 1976 Ninghe earthquake. Contours of M_I for (b) 1966 Ningjin earthquake and (d) 1976 Ninghe earthquake. Triangle denotes macro epicenter, black filled circle stands for instrumental epicenter, and void circles mark the intensity evaluation sites within the map region. For the 1966 Ningjin earthquake the instrumentally determined magnitude $M_S=7.2$, while its M_I at instrumental epicenter is 7.4. For the 1976 Ninghe earthquake $M_S=6.9$, and its M_I at instrumental epicenter is 7.1

按照 Bakun 和 Wentworth(1997)所提出的计算方法, 我们对烈度数据个数为 5, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 150 和 170 的 $\text{rms}[M_I]$ 等值线计算了相对应的置信值(表 3a、图 7a). 其具体方法为: 例如对于 20 个烈度数据, 从一次地震的所有烈度数据里随机挑选 20 个, 在震中附近 $400\text{ km} \times 400\text{ km}$ 范围内每隔

5 km取网格点作 $\text{rms}[M_I]$ 等值线图, 如此重复 1000 次就会得到 1000 张等值线图. 对 10 次用于标定的地震, 就会得到 10 000 张等值线图. 如果在这 10 000 张图中, 震源若恰有 9 500 次位于 0.173 这条等值线内, 则 0.173 这条等值线的置信值即为 95%.

Bakun 和 Wentworth (1997)在对美国加州地区的研究中, 取 a 为 0.1, b 值为 150 km. 本文在计算置信值时取 a 为 0.05, b 为 480 km. 此 b 值约等于我们在标定衰减关系时

表 3a 置信值
Table 3b Confidence value

烈度数据个数	rms[M_I]等值线				
	95%	90%	80%	67%	50%
5	0.311	0.247	0.178	0.122	0.075
7	0.251	0.192	0.133	0.091	0.054
10	0.204	0.152	0.103	0.070	0.042
15	0.159	0.120	0.082	0.056	0.034
20	0.136	0.102	0.07	0.048	0.031
25	0.122	0.092	0.063	0.044	0.028
30	0.114	0.086	0.059	0.042	0.027
40	0.101	0.076	0.055	0.039	0.025
50	0.093	0.071	0.051	0.037	0.024
60	0.090	0.069	0.050	0.037	0.024
70	0.088	0.066	0.049	0.036	0.024
80	0.083	0.064	0.047	0.035	0.024
90	0.082	0.063	0.046	0.035	0.024
100	0.079	0.061	0.046	0.034	0.024
110	0.080	0.061	0.045	0.034	0.024
120	0.077	0.059	0.045	0.034	0.024
130	0.075	0.059	0.045	0.034	0.024
150	0.074	0.058	0.044	0.033	0.023
170	0.073	0.057	0.044	0.033	0.024

表 3b 置信值(M_S)
Table 3b Confidence value (M_S)

烈度数据		上下界							
个数		95%	90%	80%	67%	50%			
5	-0.65	0.58	-0.46	0.52	-0.24	0.41	-0.10	0.28	0.14
7	-0.63	0.55	-0.46	0.50	-0.24	0.41	-0.11	0.28	0.15
10	-0.63	0.54	-0.45	0.48	-0.24	0.41	-0.12	0.28	0.15
15	-0.62	0.53	-0.44	0.48	-0.23	0.41	-0.12	0.27	0.16
20	-0.61	0.52	-0.44	0.48	-0.23	0.41	-0.13	0.26	0.16
25	-0.61	0.51	-0.44	0.47	-0.22	0.41	-0.13	0.26	0.17
30	-0.61	0.51	-0.45	0.47	-0.23	0.41	-0.14	0.25	0.17
40	-0.62	0.51	-0.45	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.25	0.17
50	-0.61	0.50	-0.45	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.24	0.17
60	-0.60	0.50	-0.44	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.23	0.17
70	-0.61	0.49	-0.45	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.23	0.17
80	-0.61	0.50	-0.45	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.23	0.17
90	-0.61	0.49	-0.45	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.23	0.17
100	-0.61	0.49	-0.46	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.22	0.17
110	-0.61	0.49	-0.44	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.22	0.17
120	-0.60	0.49	-0.44	0.47	-0.22	0.42	-0.14	0.22	0.17
130	-0.61	0.49	-0.48	0.47	-0.22	0.42	-0.17	0.22	0.17
150	-0.61	0.49	-0.48	0.47	-0.22	0.42	-0.17	0.22	0.17
170	-0.61	0.49	-0.48	0.47	-0.23	0.42	-0.17	0.22	0.17

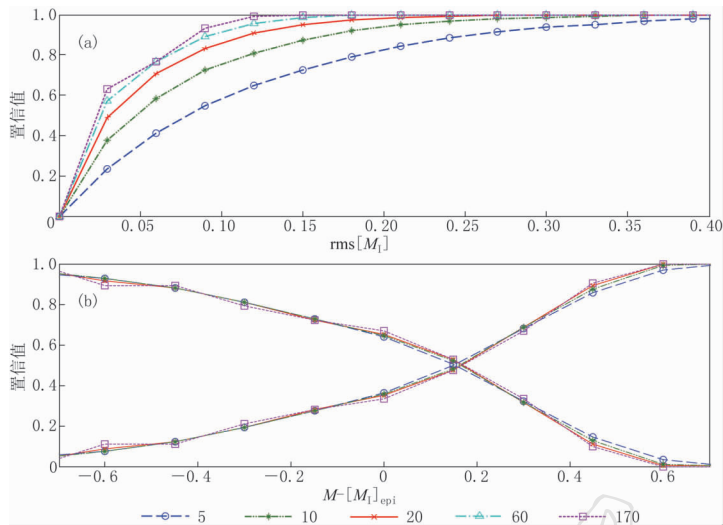


图 7 rms[M_I] (a) 与 $M-[M_I]_{epi}$ (b) 置信值
Fig. 7 Confidence value of rms[M_I] (a) and $M-[M_I]_{epi}$ (b)

用到的烈度数据的最远震中距。

权函数 W_i 中的 a 和 b 值的选取有一定的任意性. a 值越小, 远近距离的权因子差别越大. 我们着重讨论一下 b 值. 计算表明, b 值对改善 rms[M_I] 等值线的圈闭性有重要的作用. 例如对于后文提到的三河—平谷地震的 20 个烈度数据, 取 $a=0.05$, b 值分别为 500, 600 和 1000 做 rms[M_I] 等值线图(图 8). 可以看到, b 值越大, 等值线的圈闭性越好. 图 9 对比了在 b 取 150, 300, 480, 750, 1000 和 1200 时 rms[M_I] 等值线, 当 b 取 150 时置信值有比较大的偏差, 但当 b 的取值大于 480 时, 对不同个数的烈度数据, 其对置信值的影响是细微的. 表 4 列出了在 b 为 480, 750 和 1000 时置信值取 95%, 90% 和 80% 的 rms[M_I] 等值线值. 从以上分析可知, 在运用此方法实际分析某一次地震的震中时, 为了使 rms[M_I] 等值线很好的圈闭, 可以在一个相当大的范围内任意调整 b 值, 而 rms[M_I] 等值线的置信值不会产生显著的变化.

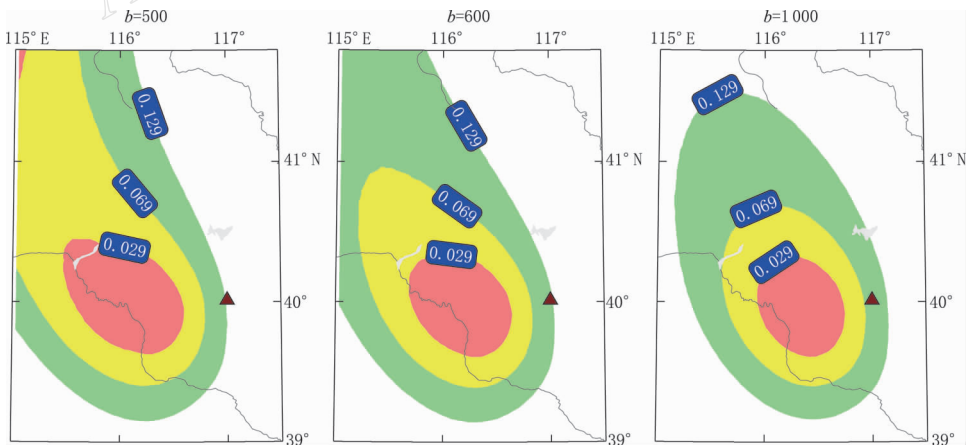


图 8 不同的 b 值对 rms[M_I] 等值线圈闭性的影响
Fig. 8 Closure of contours of rms[M_I] with different b

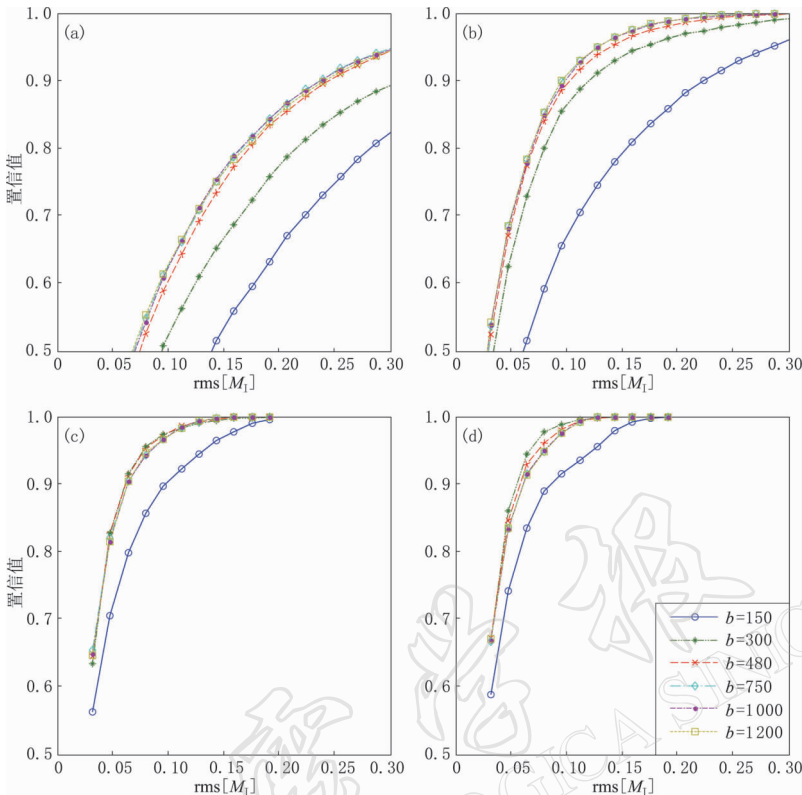


图 9 不同 b 值对 $\text{rms}[M_I]$ 置信值的影响

(a) 5 个烈度数据; (b) 20 个烈度数据; (c) 100 个烈度数据; (d) 170 个烈度数据

Fig. 9 Confidence value of $\text{rms}[M_I]$ with different b

(a) 5 intensity data; (b) 20 intensity data; (c) 100 intensity data; (d) 170 intensity data

6 震级的估算

如果已经知道一次地震的震中, 则用震中处的烈度震级作为该地震震级大小的估计. 如果不知道震中, 则用上节所述方法圈定震中区域, 用震中区域的烈度震级作为震级大小的估计.

图 6 右侧两图是利用 20 个烈度数据所作的 M_I 等值线图, 显示了对震级估算的结果. 1966 年宁晋地震的仪器测定震级为 $M_S=7.2$, M_I 在仪器测定的震中处的值为 7.4. 1976 年宁河地震的震级为 $M_S=6.9$, M_I 在仪器测定的震中处的值为 7.1.

如同上节的方法, 对 M_I 也计算置信区间(表 3b、图 7b), 即计算 $M-[M_I]_{\text{epi}}$ 大于某一值的概率和小于某一值的概率. 其中 M 为仪器测量得到的震级, $[M_I]_{\text{epi}}$ 为 M_I 在仪器震中处的值.

从图 7b 可以看出, 随着所用烈度数据的增加, 对震级估算的置信区间并没有明显缩小, 这可能与第 4 节中的 $\text{rms}[M_S-M_I]$ 值过大有关.

7 方法验证

7.1 1668 年莒县—郯城地震

我们选择 4 次地震来验证本文所介绍的方法: 1668 年莒县—郯城地震、1679 年三河—

表 4 不同 b 值时的 $\text{rms}[M_I]$ 等值线置信值
Table 4 Confidence value of $\text{rms}[M_I]$ with different b

烈度数据 个数	$\text{rms}[M_I]$ 等值线								
	95%			90%			80%		
	$b=480$	$b=750$	$b=1000$	$b=480$	$b=750$	$b=1000$	$b=480$	$b=750$	$b=1000$
5	0.311	0.305	0.308	0.247	0.238	0.238	0.178	0.167	0.167
7	0.251	0.232	0.236	0.192	0.181	0.183	0.133	0.127	0.127
10	0.204	0.182	0.184	0.152	0.142	0.142	0.103	0.098	0.099
15	0.159	0.147	0.146	0.120	0.113	0.113	0.082	0.078	0.079
20	0.136	0.129	0.129	0.102	0.097	0.099	0.07	0.068	0.069
25	0.122	0.120	0.118	0.092	0.090	0.088	0.063	0.063	0.062
30	0.114	0.109	0.111	0.086	0.083	0.084	0.059	0.059	0.059
40	0.101	0.101	0.100	0.076	0.078	0.078	0.055	0.055	0.056
50	0.093	0.096	0.096	0.071	0.072	0.073	0.051	0.051	0.052
60	0.090	0.093	0.091	0.069	0.069	0.068	0.050	0.050	0.050
70	0.088	0.089	0.087	0.066	0.068	0.066	0.049	0.049	0.048
80	0.083	0.089	0.086	0.064	0.066	0.065	0.047	0.047	0.048
90	0.082	0.084	0.086	0.063	0.064	0.064	0.046	0.047	0.047
100	0.079	0.085	0.086	0.061	0.063	0.064	0.046	0.046	0.047
110	0.080	0.084	0.083	0.061	0.062	0.064	0.045	0.045	0.046
120	0.077	0.084	0.082	0.059	0.062	0.062	0.045	0.046	0.045
130	0.075	0.082	0.084	0.059	0.061	0.061	0.045	0.045	0.045
150	0.074	0.082	0.082	0.058	0.060	0.060	0.044	0.044	0.045
170	0.073	0.082	0.081	0.057	0.060	0.060	0.044	0.045	0.044

平谷地震、1966 年隆尧地震和 1969 年渤海地震。其中前两次地震是发生于 1900 年前，后两次地震发生于近代有仪器记录的时期。

莒县—郯城地震(顾功叙, 1983)发生于清康熙七年六月十七日(1668 年 7 月 25 日)山东莒县—郯城的大地震。通常认为这次地震是中国有历史记载以来的最大地震，震级估计为 8.5 级，估计震中位于 35.3°N , 118.6°E 。我们选取的烈度数据个数为 118。图 10 为 M_I 和 $\text{rms}[M_I]$ 等值线图(b 取 480)，图中彩色区域所对应的置信值由外至内分别为 95%，80%和 50%。估计的震中位于置信值为 50%的等值线内， M_I 为 8.8。

7.2 1679 年三河—平谷地震

1679 年 9 月 2 日(清康熙十八年七月廿八日)，河北省三河—平谷发生了大地震(顾功叙, 1983)。根据历史文献资料，这次地震的极震区烈度为Ⅵ度，估计震中为 117.0°E 、 40.0°N ，估计震级为 8 级。我们选取了三河、平谷、通县、北京、河北玉田和山西平遥等 20 个历史地震资料，判定其中 7 处烈度为Ⅸ度，3 处为Ⅷ度，3 处为Ⅶ度，其余 7 处为Ⅲ度(表 5)。图 11 为根据此 20 处的烈度所作的 M_I 和 $\text{rms}[M_I]$ 等值线图(b 取 1000)，估计的震中位于置信值为 90%的等值线内， M_I 为 7.8。

7.3 1966 河北隆尧东地震

1966 年 3 月 8 日，河北隆尧东发生了面波震级为 6.8 地震。宏观震中位于 114.9°E ， 37.4°N 。我们选取了 130 个烈度数据对本文方法进行了验证。图 12 为 M_I 和 $\text{rms}[M_I]$ 等值线图(b 取 480)，估计的震中位于置信值为 50%的等值线内， M_I 为 8.8。

7.4 1969 年渤海地震

渤海地震发生于 1969 年 7 月 18 日。仪器测定震中位于 119.4°N 、 38.2°E ，体波震级为

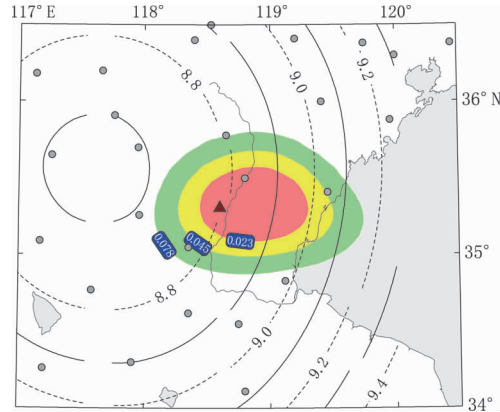


图 10 利用 118 个烈度数据对
莒县—郯城地震的分析

间隔的实线和虚线为 M_I 等值线, 彩色部分为 $\text{rms}[M_I]$ 等值线, b 值取为 480. 小圆点为部分所用的烈度观测点. 三角形为估计的震中 (117.0°E, 40.0°N), 它位于置信值为 50% 的等值线内, 此处 M_I 为 8.8

Fig. 10 118 intensity data used for analyzing the 1668 Juxian-Tancheng earthquake
Alternating solid and dashed lines are M_I contours, colored parts are contours of $\text{rms}[M_I]$. The b value is 480. Round dots are part of the intensity evaluation sites. Triangle shows the estimated epicenter (117.0°E, 40.0°N), located within the 50% confidence region, where M_I is 8.8

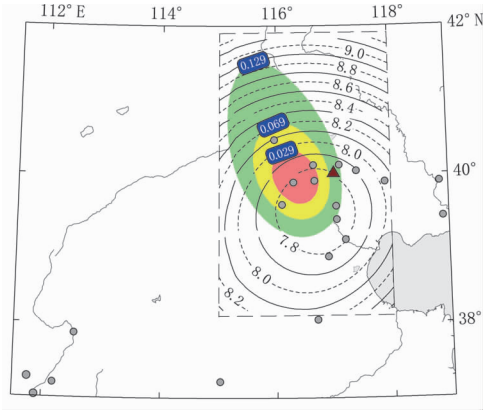


图 11 利用 20 个烈度数据对
三河—平谷地震的分析

b 值取为 1000. 三角形为估计的震中 (117.0°E, 40.0°N), 位于置信值为 90% 的等值线内, 此处 M_I 为 7.8. 其余图例同图 10

Fig. 11 20 intensity data used for analyzing the 1679 Sanhe-Pinggu earthquake
The b value is 1000. The estimated epicenter is at (117.0°E, 40.0°N), located within the 90% confidence region, where M_I is 7.8. Also see figure 10

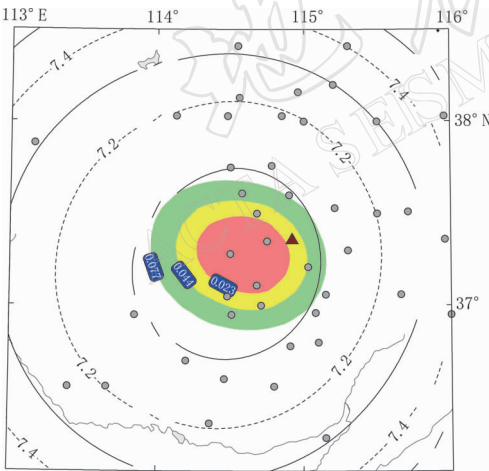


图 12 利用 130 个烈度数据对河北
隆尧地震的分析

b 值为 480. 三角形为宏观震中 (114.9°E, 37.4°N), 位于置信值为 67% 的等值线内, 此处 M_I 为 7.1. 其余图例同图 10

Fig. 12 130 intensity data used for analyzing the 1966 Longyao earthquake
The b value is 480. The epicenter is at (114.9°E, 37.4°N), located within 67% confidence region, where M_I is 7.1. Also see Figure 10

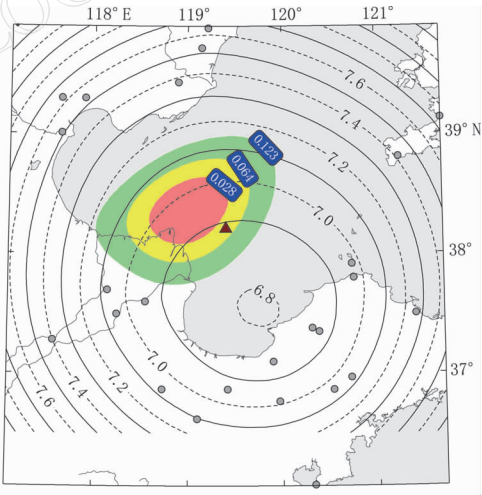


图 13 利用 25 个烈度数据对渤海
地震的分析

b 值为 400. 三角形为仪器震中 (119.4°E, 38.2°N), 位于置信值为 80% 的等值线内, 此处 M_I 为 6.9. 其余图例同图 10

Fig. 13 25 intensity data used for analyzing the 1969 Bohai earthquake
The b value is 400. The epicenter is at (119.4°E, 38.2°N), located within the 80% confidence region, where M_I is 6.9. Also see Figure 10

7.4. 此次地震的震中位于渤海，无法知道极震区烈度. 我们选取了环渤海的 25 处烈度观测点的数据对本文方法进行验证(表 6)，结果如图 13 所示. 仪器测定震中位于置信值为 90%的等值线内， M_1 为 6.9.

表 5 三河—平谷地震烈度观测点
Table 5 Intensity estimation sites of the Sanhe-Pinggu earthquake

地点	$\lambda_E/^{\circ}$	$\varphi_N/^{\circ}$	烈度	地点	$\lambda_E/^{\circ}$	$\varphi_N/^{\circ}$	烈度
河北三河	117.04	39.58	IX	河北乐亭	118.9	39.43	VII
北京平谷	117.10	40.13	IX	天津	117.2	39.13	VII
北京通县	116.67	39.92	IX	天津静海	116.9	38.9	VII
河北藁县	117.4	40.5	IX	河北玉田	117.9	39.9	III
河北武清	117.05	39.4	IX	河北卢龙	118.85	39.9	III
北京顺义	116.65	40.13	IX	河北巨鹿	115.03	37.22	III
北京	116.3	39.9	IX	山西平遥	112.18	37.2	III
北京延庆	115.97	40.47	VIII	山西介休	111.88	37.03	III
北京房山	116.1	39.6	VIII	山西太原	112.53	37.87	III
河北南皮	116.7	38.05	VIII	山西汾阳	111.75	37.27	III

表 6 渤海地震烈度观测点
Table 6 Intensity evaluation sites of the 1969 Bohai earthquake

地点	$\lambda_E/^{\circ}$	$\varphi_N/^{\circ}$	烈度	地点	$\lambda_E/^{\circ}$	$\varphi_N/^{\circ}$	烈度
山东垦利	118.55	37.6	7	山东寿光	118.73	36.87	6
山东利津	118.25	37.5	7	河北汉沽	117.9	39.3	5
山东沾化	118.15	37.7	6	河北塘沽	117.65	39.01	6.5
山东掖县	119.9	37.1	6	河北宁河	117.65	39.3	5
山东招远	120.38	37.35	6	河北乐亭	118.9	39.43	6.5
山东黄县	120.31	37.38	6	河北抚宁	119.22	39.88	5.5
山东蓬莱	120.75	37.8	6	河北昌黎	119.15	39.72	5.5
山东昌邑	119.42	36.867	6	河北旅顺	121.24	38.81	5.5
山东平度	119.97	36.77	6	河北金县	121.7	39.13	5.5
山东滨县	117.58	37.28	5.5	山东烟台	121.4	37.5	3
山东莱西	120.53	36.87	5.5	山东青岛	120.33	36.07	3
山东长岛	120.73	37.92	5.5	山东潍坊	119.1	36.62	3
山东莱阳	120.72	36.97	5.5				

8 讨论与结论

本文的重点在于向国内地震学界介绍 Bakun 和 Wentworth(1997)提出的利用地震烈度资料定量估算历史地震震中区域和震级的方法. 在很好地理解这一方法的基础上，我们认为今后还可在以下几个方面将这一方法在中国的应用更为深入：

- 1) 我们需要深入地考虑华北地区的构造和地质背景，对华北地区的历史地震进行更科学、更合理地分区域和分类研究，以制定出更好的烈度衰减关系模型.
- 2) 在本文中，我们没有对局部的场地条件对当地的烈度值的影响进行校正，在今后的研究中，这是必须考虑的.

3) 从技术的层面上看, 有 3 个问题值得探讨: ① 本文中我们尝试采用等烈度线标定衰减关系, 如果我们用实际的烈度观测资料来标定衰减关系会有什么样的结果呢? 这两种方法各有什么优劣呢? ② 利用我们的衰减关系计算得到的烈度震级与真实震级之间的标准偏差值过大(见第 4 节); ③ 随着所用烈度数据的增加, 对震级估算的置信区间并没有明显缩小(见第 6 节). 无疑, 进一步减小这些偏差会使这一方法更加有效.

4) 在对华北地区深入研究的基础上, 我们希望能将这一方法进一步推广至我国其它地区, 并使其成为我国历史地震研究的有效手段之一.

我们首先利用 20 世纪发生在我国华北地区的 10 次地震的等震线图校正了其烈度-震级-震中距关系. 与美国加州地区的烈度衰减关系相比, 华北地区烈度随震中距增大而衰减的速率约慢一半. 根据衰减关系, 我们定义了烈度震级. 在震中处的烈度震级可以作为对其震级的估计. 以烈度震级为基础, 通过做 $\text{rms}[M_I]$ 等值线可以估算震中区域. 我们计算了华北地区 $\text{rms}[M_I]$ 等值线和 $M-[M_I]_{\text{epi}}$ 上下界的置信值, 并讨论了不同的 b 值对置信值的影响. 我们的结论是, 为了使等值线很好的圈闭, 可以在一个相当大的范围内任意调整 b 值. 最后, 我们应用这一方法对 1668 年莒县—郯城地震, 1679 年的三河—平谷地震, 1966 年隆尧地震, 以及 1969 年渤海地震进行了验证性的研究. 需要指出的是, 该方法也可推广应用于我国其它历史地震资料丰富的地区.

参 考 文 献

- 顾功叙. 1983. 中国地震目录(公元前 1831 年—公元 1969 年)[M]. 北京: 科学出版社: 1-200.
- 国家地震局震害防御司. 1990. 地震工作手册[M]. 北京: 地震出版社: 110-120.
- 胡丰贤. 2006. 地震工程学[M]. 北京: 地震出版社: 100-200.
- 中国地震局震害防御司. 1999. 中国近代地震目录(公元 1912 年—1990 年, $M_s \geq 4.7$)[M]. 北京: 中国科学技术出版社: 443-453.
- 中国科学院地质研究所. 1977. 中国地震地质概论[M]. 北京: 科学出版社: 110-210.
- Bakun W H, Wentworth C M. 1997. Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **86**(6): 1502-1521.
- Bakun W H, Johnston A C, Hopper M G. 2003. Estimating locations and magnitudes in eastern north America from modified Mercalli intensities [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **93**(1): 190-202.
- Bakun W H, Haugerud M G, Hopper M G. 2002. The December 1872 Washington state earthquake [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **92**(8): 3239-3258.
- Hanks T C, Hileman J A, Thatcher W. 1975. Seismic moments of the larger earthquakes of the southern California region [J]. *Geol Soc Amer Bull*, **86**(8): 1131-1139.
- Hinzen K G, Oemisch M. 2001. Location and magnitude from seismic intensity data of recent and historic earthquakes in the northern Rhine area, central Europe[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**(1): 40-56.
- Parsons T, Toda S, Stein R S, Barka A, Dieterich J H. 2000. Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation [J]. *Science*, **288**(5466): 661-665.