

怀来盆地的构造应力场

许向彤 陈运泰 王培德

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘要 1995年7月20日在北京西北的怀来盆地发生了一次 $M_L=4.1$ 地震。在此主震之后该地区小震活动变得十分活跃。在1995年7月1日至1996年6月30日期间,中-欧合作怀来数字地震台网记录并精确定位了这个地震序列的450多个地震。余震的震源分布表明,余震主要分布在两个共轭的断层上。在盆地南部边缘的余震震源位于走向 50° 、倾向南东、倾角 80° 的断层上,而盆地北部边缘的余震震源则位于走向 150° 、几乎竖直的断层上。用P波初动符号资料得到了主震的震源机制解。根据余震震源的分布,确定走向 37° 、倾角 40° 、滑动角 -154° 的节面为主震的断层面,另一节面走向 287° 、倾角 74° 、滑动角 -53° 。利用怀来数字地震台网的记录资料,分析了怀来地区近期地震活动性和构造应力场。结果表明,怀来盆地的主压应力轴的方位角为 236° 、倾角 48° ,与主压应力轴近水平、北东东向的华北地区的构造应力场一致,表明了 $M_L=4.1$ 地震序列是在怀来盆地北东东向挤压、北北西向拉张的构造应力作用下发生的。处于上述两条共轭断层交汇处的怀来县城附近地区近期小震活动较少,表现出断层闭锁区的特征。怀来盆地潜在的地震危险性应予以特别关注,但其近期的微震活动并未显示出短期内(月尺度)就要发生较大地震的异常。

主题词 构造应力场;震源机制;b值 怀来盆地

引言

怀来盆地位于北京西北约120多km处,其北面是燕山断块隆起区,南面是太行山断块隆起区,东南面是军都山和燕山的部分山脉,山脉的另一侧是华北平原,西南面是山西断陷带。怀来盆地地质构造复杂。盆地本身是晋北拉张带的组成部分,分布有多条断裂;盆地西北缘的北东方向断裂自晚更新世以来活动甚为强烈。该地区地震活动较强烈,历史上发生过多次中强地震,如:公元294年6级地震,1337年6.5级地震,1484年 $6\frac{3}{4}$ 级地震和1720年 $6\frac{3}{4}$ 级地震等。

近几十年来,怀来盆地是首都圈内地震活动较为活跃的几个地区之一(冉勇康等,1991;高文学等,1993)。1967和1972年怀来地区发生过4级以上地震2次,1973~1981年地震活动进入了低潮,虽然在此期间的1976年发生了唐山大地震,但怀来地区的地震活

动并没有什么变化。1981年该地区地震活动转为活跃,直到1991年下半年地震活动性又明显下降。

由于怀来盆地地震活动的异常特征及其离首都非常近的特殊地理位置,多年来该地区的地震危险性一直为许多地震学家所关注。

1995年,在欧共体的支持下,按照中国—欧共体联合项目“北京西北延庆—怀来盆地地震学研究”的设计要求,中英双方的地震学家共同在延庆—怀来盆地建立了一个小孔径数字地震台网(王培德等,1995;Chen,1996)。怀来数字地震台网由5个野外台组成,于1995年5月正式投入运作(图1)。该台网可检测到最小为0级的地震,且定位精度很高。总的来说,震中位置的方差小于0.3 km,震源深度的方差小于0.5 km;特别是网内大部分地震的震中位置与震源深度的定位误差均小于0.2 km(王培德等,1995,1996)。

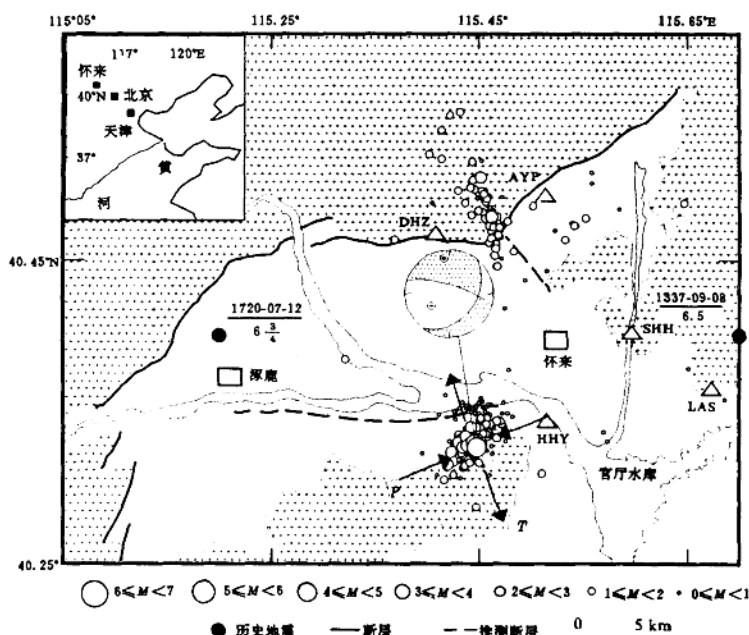


图1 怀来数字地震台网、怀来盆地主要断裂及 $M_L=4.1$ 地震序列的震中分布
(阴影部分为山区、空白区域为盆地)

由怀来地震台网运作一年多来的记录资料看,从1995年7月到1996年6月为止该地区的微震显著增加^{*}。另外,从北京台网的记录看,该地区在1995年7月以后 $M_L=2\sim3$ 的地震也增加了很多。显然,从1995年下半年开始怀来地区的地震活动又进入了高潮时

* 田玉红,李春来,王培德. 1996. 中-欧合作怀来数字地震台网地震观测报告(1995年7~12月). 国家地震局地球物理研究所, 125页

李春来,田玉红,王培德. 1996. 中-欧合作怀来数字地震台网地震观测报告(1996年1~8月). 国家地震局地球物理研究所, 121页

期。

利用怀来数字地震台网从 1995 年 7 月 1 日~1996 年 6 月 30 日的记录资料, 我们研究了这一地区近期的地震活动性、震源机制及地壳应力场。

1 一年来怀来盆地的地震活动

1995 年 7 月 20 日在怀来县城西南附近发生了 $M_L = 4.1$ 地震, 震中位于 40.326°N , 115.448°E , 震源深度 5.5 km, 在这之后怀来盆地发生了一系列小震, 并且一直持续到现在。从 1995 年 7 月 1 日~1996 年 6 月 30 日怀来数字地震台网记到并定位的地震总数达 500 多个, 其中位于怀来盆地经过精确定位的地震有 450 多个, 它们绝大多数为 $M_L = 4.1$ 地震的余震, 前震只有几个。

1.1 震级-时间关系

图 2 是怀来地震序列的震级-时间关系图。从图 2 可以看出, 1995 年 12 月地震频度最高(多达 164 个), 而 1995 年 9 月、10 月频度较低。从整体看, 地震的发生在时间上没有呈现出明显的周期性或成丛现象。

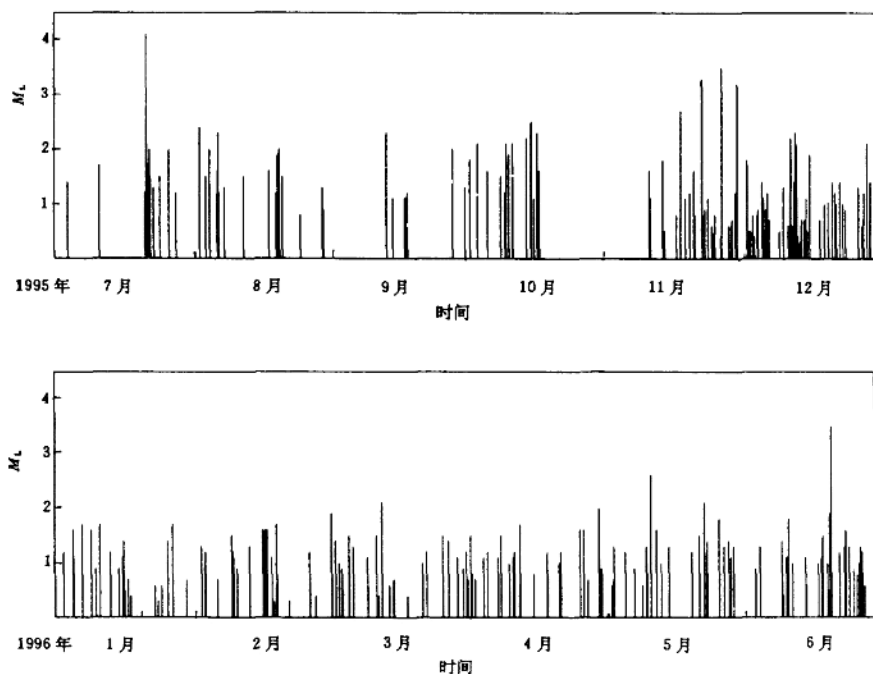


图 2 1995 年 7 月~1996 年 6 月怀来盆地地震序列震级-时间分布

1.2 空间分布

怀来地震序列绝大多数地震分布在 $40.2^\circ \sim 40.6^\circ \text{N}$ 和 $115.3^\circ \sim 115.7^\circ \text{E}$ 之间的范围内, 而且在这一范围内地震的分布是很不均匀的, 主要集中在怀来县城西南和西北、走向

分别为 50° 和 150° 的两个条带上(王培德等, 1995), 在怀来县城西南的条带处, 地震分布在一个倾向南东、倾角 85° 的平面上, 在怀来县城西北的条带处, 地震分布在一个几乎竖直的平面上, 并且以怀来县城西南的条带上分布的地震较多。由此可见, 在这两处存在两条分别和地震分布方向一致的共轭断层。这两条共轭断层延长线的交汇部位在现今的怀来县城附近。

1.3 震源深度

怀来地震序列的震源一般较浅(图 3), 绝大多数地震的震源集中在 $3 \sim 10$ km 的深度范围内, 其中震源深度为 5 km 的最多, 约占总数的 32%。只有少量地震的震源深度超过 15 km, 但这些地震大多数不分布在上述两个条带上, 而是零散地分布在怀来盆地地区, 我们称之为“背景地震”。总的说来, 这一地震序列的震源深度一般略浅于首都圈优势震源深度 $10 \sim 12$ km(高文学等, 1993)。

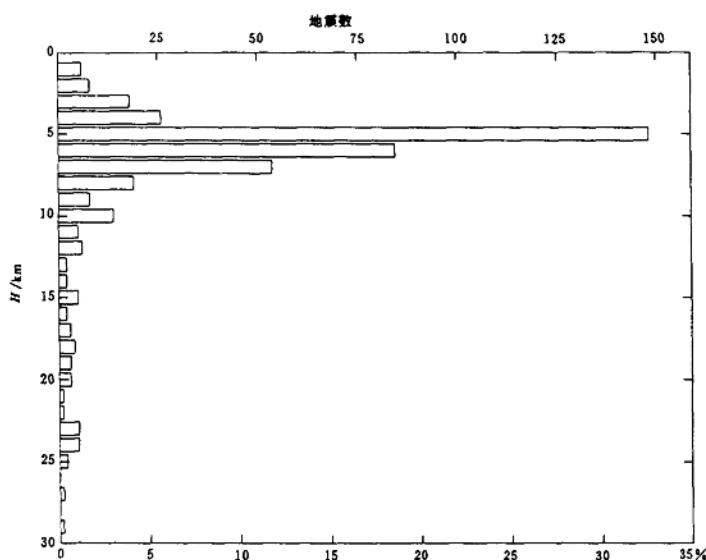


图 3 1995 年 7 月~1996 年 6 月怀来盆地地震序列的震源深度分布

1.4 震级-频度关系

由田玉红等和李春来等整理的怀来盆地的地震目录(见前页脚注), 我们研究了怀来地震序列的震级-频度的关系。根据震级-频度关系公式:

$$\lg N = a - b M \quad (1)$$

我们对怀来地区近一年来的地震进行了线性回归统计。计算中, 取震级间隔为 0.5 级(图 4)。虽然这些地震集中分布在约 $40 \text{ km} \times 40 \text{ km}$ 的狭小范围内, 但从图 4 中可以看到, 在震级 1.5 到 4.0 级的范围内, $\lg N$ 与 M 具有较好的线性关系, 由这一段数据可得 $b=0.82$ 。华北地区 b 值变化范围一般是 $0.5 \sim 1.0$ (高文学等, 1993), 与这一数值相比, 怀来盆地近一年来的 b 值是正常的。

2 震源机制

1995 年 7 月 20 日 $M_L=4.1$ 的地震位于怀来县城西南的地震高密度条带上。利用怀来

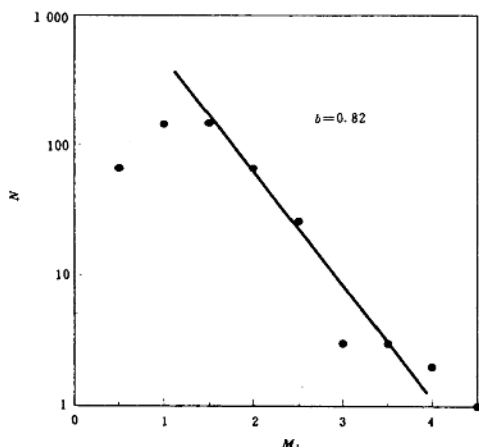


图 4 1995 年 7 月~1996 年 6 月怀来盆地地震序列的震级-频度关系

(图 5 和表 1), 矛盾比为 0.115。 $M_L=4.1$ 地震的震源机制解的节面 I 是走向北东的右旋-正断层(走向 37° , 倾角 40° , 滑动角 -154°), 节面 II 是走向北西西的走滑为主的左旋-正断层(走向 287° , 倾角 74° , 滑动角 -53°)。主压应力轴沿北东东向(方位 236° , 倾角 48°), 与华北地区的北东东向、接近水平的主压应力轴方位角一致(许忠淮等, 1979, 1983; 杨理华等, 1980)。其中北东东的节面 I 与该处北东东的小震活动条带的走向是一致的, 我们判定这个节面就是该地震的断层面。

图 6 是这一地区发生于 1995 年 7 月 1 日~1996 年 6 月 30 日的 $M_L \geq 0$ 的小震 P 波初动符号的分布图。图

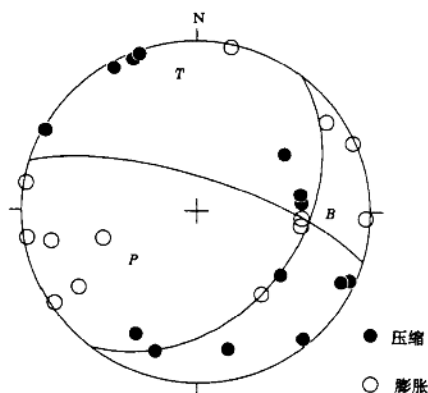


图 5 用 P 波初动数据得到的怀来盆地 1995 年 7 月 20 日 $M_L=4.1$ 地震的震源机制解(震源球下半球等面积投影)

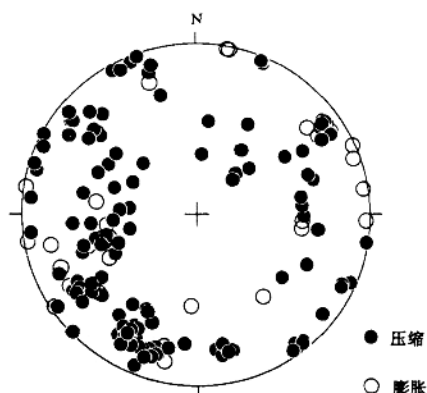


图 6 怀来盆地地震序列的 P 波初动符号分布(震源球下半球等面积投影)

中包括从怀来数字地震台网的资料中选取的 160 个 P 波初动清晰的数据以及从北京遥测地震台网的资料中选取的 21 个 P 波初动数据,共 181 个初动数据。我们曾尝试利用这一地区小震的 P 波初动符号做综合断层面解,但结果的矛盾比太大,得不到约束较好的解。这一情况表明怀来地区小震的震源机制不是单一的,反映了这一地区的应力场在华北地区构造应力场背景上有较大的起伏。

表 1 由 P 波初动得到的怀来 $M_L=4.1$ 地震的震源机制解

节面	走向/(°)	倾角/(°)	滑动角/(°)	主应力轴	方位/(°)	倾角/(°)
I	37	40	-154	P 轴	236	48
II	287	74	-53	T 轴	350	20
				B 轴	95	35

3 讨论与结论

1995 年 7 月以来怀来盆地地震活动进入了高潮期,在 1995 年 7 月~1996 年 6 月的一年时间内怀来数字地震台网已记录到并精确定位了发生于怀来盆地的 $M_L=0\sim 4.1$ 的地震 450 多个。这一地震序列的时间分布没有呈现出明显的周期性或成丛现象,在空间分布上主要集中在怀来县城西南和西北、走向分别是北东和北北西向的两个条带上,震源深度较浅,主要集中在 3~10 km。这表明在这两个条带处分别有两条走向与小震分布方向一致的长度为几 km 到 10 km 的共轭断层,这两条共轭断层的延长线的交点位于怀来县城。在华北地区地壳内部北东东向的主压应力和北北西向的主张应力的作用下,怀来县城西南的北东向的断层是容易发震的构造,1995 年 7 月 20 日 $M_L=4.1$ 的地震就发生在这条断层上。在两条成一定夹角分布的断层相邻的两端处,容易形成应力集中(滕春凯等,1992)。1337 年 9 月 8 日和 1720 年 7 月 12 日怀来县城附近地区曾分别发生过 6.5 和 6 $\frac{3}{4}$ 级地震。目前在这一小区域内小震活动很少,表现出断层闭锁区的特征。因此,这个地区潜在的地震危险性应予以特别关注。

由震级-频度关系得到 b 值约为 0.82。1966 年以来,首都圈的 b 值有 6 个低值期,分别对应 6 次地震能量释放峰值期。在低值期, b 值约为 0.5~0.6;在高值期, b 值约为 1.0(高文学等,1993)。大震发生前的一到两年, b 值往往有降低的现象,但在临震之前又会有所回升(李全林等,1978),如 1976 年唐山地震之前 b 值最低曾达到 0.45。由于怀来数字地震台网运行只有一年多,目前尚无法对这一地震序列的 b 值随时间做一年尺度变化的统计分析。在图 4 中,微震级端($M_L\leq 1$)数据不满足线性,有下降的趋势。这是由于台网对 $M_L\leq 1$ 的地震监测不完全,有大量的漏记。如果地震台网足够灵敏、覆盖面足够完整,有证据表明直到-3 级地震,震级-频度关系仍很好地符合线性关系(Sprenke et al., 1991)。

由 P 波初动数据得到的 1995 年 7 月 20 日的 $M_L=4.1$ 的地震震源机制是右旋-正断层,主压应力轴沿北东东向,与华北地区地壳内部的主压应力轴方位角一致(许忠淮等,1979,1983;杨理华等,1980)。小震 P 波初动综合断层面解的矛盾比太大,无法得出约束得较好的节面解,表明了近一年来怀来盆地小震的震源机制的不一致性,从而说明了该地

区的地壳应力场的不均匀性。一些震例表明, 大震之前, 由于构造应力的增强, 小震的震源机制有趋于一致的现象(高文学等, 1993), 小震综合断层面解的矛盾比明显降低; 震后又会回升, 恢复正常值。从上面分析的情况看, 怀来盆地的微震活动, 无论是 b 值, 还是小震的震源机制, 都没有显示出近期(月尺度)就要发生较大地震的异常。为做出较确切的判断还需继续加强观测, 并结合其他手段进行综合研究。

感谢许忠淮研究员、田玉红、李春来、安镇文及国家地震局地球物理研究所四室的有关专家对本项工作的大力支持。

参考文献

- 高文学, 马 瑾. 1993. 首都圈地震地质环境与地震灾害. 北京: 地震出版社, 452
- 李全林, 陈锦标, 余录, 郝柏林. 1978. b 值时空扫描. 地球物理学报, 21(2): 101~125
- 冉勇康, 方仲景, 李志义, 王景铤, 李如成. 1991. 怀来-涿鹿盆地周缘的活动断裂及其基本特征. 活动断裂研究, (1): 199
- 滕春凯, 白武明, 王新华. 1992. 用有限元方法研究含摩擦断层周围的应力场. 地球物理学报, 35(4): 469~477
- 王培德, 田玉红, 李春来, 陈运泰. 1996. 1995 年 7 月以来怀来地区的地震活动与怀来地区断裂构造. 地震学报, 待刊
- 王培德, 王 鸣, 任道容, 田玉红, 张廉强, 汪更滋, 陈运泰. 1995. 中国-欧共体地震科学合作项目"北京西北延庆-怀来盆地地震学研究"进展. 地震地磁观测与研究, 16(6): 8~14
- 许忠淮, 刘玉芬, 张鄂珍. 1979. 京、津、唐、张地区地震应力场的方向特征. 地震学报, 1(2): 121~132
- 许忠淮, 阎 明, 赵仲和. 1983. 由多个小地震推断华北地区构造应力场的方向. 地震学报, 5(3): 268~279
- 杨理华, 李钦祖. 1980. 华北地区地壳应力场. 北京: 地震出版社, 132
- Chen Y T, 1996. Seismological study of the Yanqing-Huailai basin, NW of Beijing. In: Department of International Scientific and Technological Cooperation SSTC, China(ed.), Successful Sino-European Science and Technology Cooperation 1981-1995 Beijing: Tsinghua University Press, 134~139
- Sprenke K F, Stickney M C, Dodge D A and Hammond, W R. 1991. Seismicity and tectonic stress in the Coeur D'alene mining district. Bull. Seism. Soc. Amer., 81(4): 1145~1156

Tectonic stress field in Huailai Basin

Xu Xiangtong, Chen Yuntai and Wang Peide

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

Abstract

On July 20, 1995, an earthquake of $M_L = 4.1$ occurred in Huailai basin, northwest of Beijing. Following the main shock, seismicity sharply increased in the basin. Over 450 earthquakes of the $M_L = 4.1$ sequence were recorded and well located in the period July 1, 1995 through June 30, 1996 by the Sino-European Cooperative Huailai Digital Seismograph Network (HDSN), and the hypocenters of the aftershocks suggest activities on two conjugate faults. The hypocenters of the aftershocks at the south-edge of the basin lie on a northeastern trending fault (strike 50° , dip 85°), and those of the aftershocks at the north-edge of the basin, on a nearly vertical and northwestern trending fault (strike 150°). The fault-plane solution of the main shock was obtained using P-wave first motion data. One of the nodal plane has strike 37° , dip 40° and rake -154° . This plane was selected as fault plane of the main shock based on the hypocentral distribution of the aftershocks at the south-edge of the basin. The alternate nodal plane has strike 287° , dip 74° , and rake -53° . Using the data from the HDSN, we analyzed recent seismicity and tectonic stress field in the Huailai basin. The compression axis in the Huailai basin (azimuth 236° and plunge 48°) orients in the same azimuth as the compression axis, close to horizontal and oriented NEE, of the tectonic stress field in North China area. This suggests that the occurrence of the $M_L = 4.1$ earthquake sequence is tectonically driven by the NEE-SWW compression and NNW-SSE tension in the Huailai basin. Low seismicity in the Huailai county area, which is located at the intersection of the above-mentioned two conjugate faults, is of the characteristics for a locked portion of a fault. While the potential earthquake hazard in the Huailai basin is worthy of particular note, recent activity of microearthquakes in the basin appears no visible anomaly related to the forthcoming of a major earthquake in short-term or month scale.

Key words: tectonic stress field, focal mechanism, b -value, Huailai basin