

刘芳、张帆、李彬等,2017,内蒙古中西部地区中小地震矩震级研究,中国地震,33(2),301~310。

内蒙古中西部地区中小地震矩震级研究

刘芳 张帆 李彬 娜热

内蒙古自治区地震局,呼和浩特市哲里木路80号 010051

摘要 基于S震相“S窗”内的波形信号识别、品质因子 $Q(f)$ 和22个台站场地响应,利用2009~2016年3月内蒙古中西部地区地震的波形资料,反演了182次中小地震的震源波谱参数,得到这些小震的零频幅值及其拐角频率,据此计算了这些地震的地震矩 M_0 、矩震级 M_w 和应力降 $\Delta\sigma$ 。利用回归分析方法得到了近震震级与矩震级、矩震级与应力降的关系式。分析表明,近震震级与矩震级、矩震级与应力降呈线性关系。可见,将矩震级纳入地震的快报与正式目录中,可以丰富地震观测报告内容,更好地为地震应急和地震科研服务。

关键词: 内蒙古中西部 中小地震 地震矩 矩震级

[文章编号] 1001-4683(2017)02-0301-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

震级表征地震的强弱,是描述地震的基本参数之一,也是地震预测研究中的重要参数之一(陈运泰等,2000、2004)。用震级度量地震的大小,简便易行、通俗实用。但最大的缺点是在震级饱和效应。矩震级是一个描述地震绝对大小的力学量,是目前度量地震大小、且不存在饱和问题的最理想的物理量(高景春等,2011;杨晶琼,2013)。1977年,Kanamori定义了地震的矩震级 M_w ,并给出了地震矩、矩震级和地震波能量三者的关系(Kanamori,1977a、1977b)。1981年,Dziewonski等(1981)完成了矩张量反演矩心矩张量解(Dziewonski等,1981;Sipkin,1982),实现了快速发布矩震级 M_w 。美国地质调查局在2001年制订的“USGS”中明确要求将矩震级作为向政府机关和社会公众发布的首选震级。 M_w 在一定震级范围内能与常规的面波震级衔接起来(刘瑞丰等,2004)。最新《地震震级的规定》(GB17740-2017)中规定,矩震级 M_w 为发布的首选震级。2008年汶川地震后,地震应急工作对地震台网的产出提出了更高要求,经过几年的发展,使得震源机制解、矩震级加入传统目录成为可能(康英等,2015),为矩震级的日常产出打下了坚实的基础。

内蒙古中西部地区($E104^{\circ}\sim 115^{\circ}$; $N36^{\circ}\sim 42^{\circ}$),地震构造复杂,区域特征差异十分明显,中强地震频发(曹刚,2001)。1970年以来,先后发生了1976年和林格尔6.3级、巴音木仁6.2级地震、1979年五原6.0级等一系列中强地震(孙加林等,1998)。目前为止,内蒙古地区

[收稿日期] 2016-07-21; [修定日期] 2016-10-26

[项目类别] 中国地震局地震科技星火项目(编号:XH15008)、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》联合资助

[作者简介] 刘芳,女,1963年生,高级工程师,主要从事地震监测、地震预报和地震学的研究工作。

E-mail: chenjf163@163.com

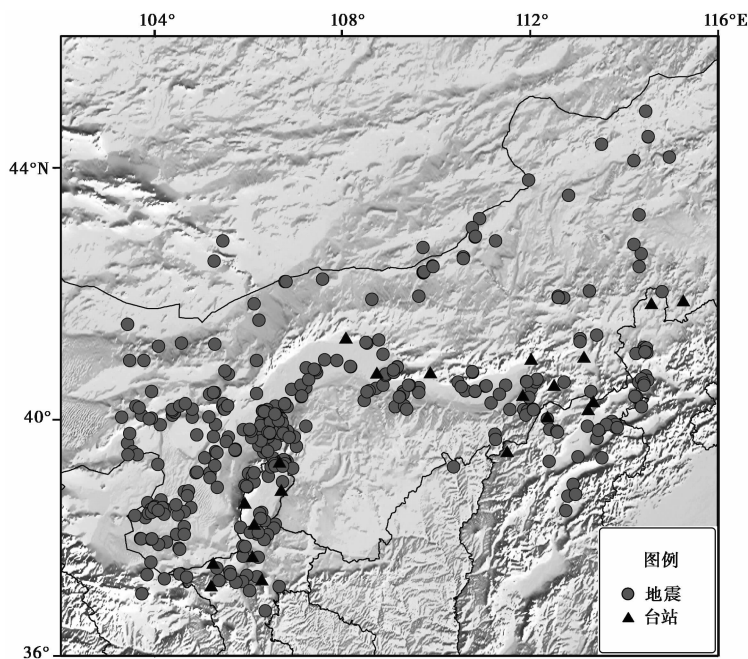
没有开展中小地震矩震级的研究工作。本文利用内蒙古测震台网记录的 2008~2016 年 3 月的近场数字地震波形资料,采用多台联合反演方法计算得到中小地震的震源谱参数(刘芳等,2007;杨晶琼等,2010),从而获得了这些地震的地震矩 M_0 、矩震级 M_w 和应力降 σ 。用线性回归方法研究近震震级 M_L 和 M_w 、 M_w 和 σ 的关系,以期为大震速报、地震编目和地震学相关研究提供参考。

1 资料选取及数据处理

选取内蒙古中西部地区 202 次地震波形资料,进行“S 窗”数据预处理,获得该区域的品质因子 $Q(f)$ 值和台站场地响应,按照“信噪比大于 2,每个地震记录台数 $N \geq 4$ ”的原则(刘丽芳等,2010;杨晶琼等,2013),最终得到符合要求的 182 次地震的震源参数(地震矩、矩震级和应力降)。

1.1 资料选取

内蒙古中西部地区由 22 个测震台站(内蒙古 8 个,河北 1 个,宁夏 9 个,山西 4 个)组成,除了宁夏台网的 TLE 和 LWU 台基为粘土,其余 20 个台站均为基岩台,用 24 位的 EDAS-24 IP、EDAS-24GN6、EDAS-24L6、SMARTR-24R、CMG-DM24 共 5 种类型数据采集器,采用地面超宽带、甚宽带,井下甚宽带、宽带 4 种类型的地震计,地震计地动速度响应频带为 60s/50Hz。地震计有效动态范围优于 130dB,每秒 100 点采样,数据采集器动态范围优于 130dB。本文选取 2009~2016 年 3 月 $M_L \geq 2.8$ 的 202 次地震事件进行矩震级测定(图 1),从图中可看到,202 次地震基本覆盖内蒙古中西部地区,基本可以反映该区域的地质构造特征。



1.2 数据处理

1.2.1 “S 窗”数据预处理

在进行矩震级测定前,要截取“S 窗”。“S 窗”定义是从 S 波起始至包含 S 波总能量 90% 的时间段。然而,“90% S 波总能量”只是一个理论上的概念,具体读取时是采用人机结合“目测读取”来实现。读取震相到时和“S 窗”时,选用经验较丰富的分析人员,且固定人员进行读取,以最大限度地避免读取误差。

依据上述读取原则,确定了 182 次地震的震相到时和“S 窗”的结束时间,得到了“S 窗”长和 Sg-Pg 的拟合关系(图 2),从图 2 可知,拟合呈线性,均方根为 0.11。“S 窗”长和 Sg-Pg 的关系式为

$$T_{se} - T_{sf} = 0.78(T_{sg} - T_{pg}) + 16.3 \quad (1)$$

式中 T_{se} 表示“S 窗”的截止时间; T_{sf} 表示 S_f 到时, T_{pg} 表示 Pg 到时。

S_f 为首个 S 波震相的到时:①如果该台有 S_n 到时, S_f 等于 S_n 到时;②如果没有 S_n , S_f 等于 S_g 到时。

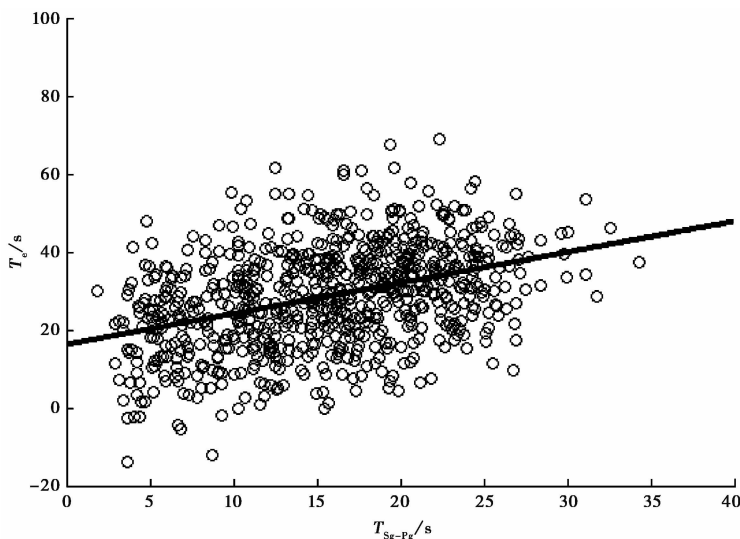


图 2 “S 波窗”长和 Sg-Pg 的线性关系

1.2.2 Q 值和台站场地响应的确定

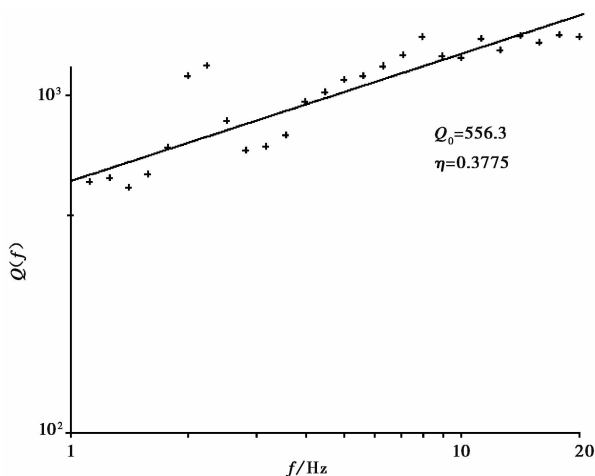
在进行矩震级计算前,要确定研究区的品质因子 $Q(f)$ 和 22 个台站的场地响应。选取 2009~2015 年 $3.0 \leq M_L \leq 4.7$ 、波形较清晰的 46 次地震波形资料用于反演品质因子 $Q(f)$ 。在 1~20 Hz 范围内,品质因子 $Q(f)$ 值与频率有较好的线性关系(图 3、式(1))

$$Q(f) = Q_0 f^n$$

当 $f=1\text{Hz}$, $Q_0=556.3$, 介质吸收系数 $\eta=0.3775$ 时,则

$$Q(f) = 556.3 f^{0.3775} \quad (2)$$

依据上述品质因子 $Q(f)$ 得到了 22 个台站场地响应,其中,宝昌、凉城、和林格尔、集宁、西山嘴、康保、牛首山、香山、中卫、同心、盐池、陶乐、银川、石嘴山共 14 个台站场地响应在 1 附近,随频率的变化,场地响应变化波动较小;灵武、宝和少台场地响应为轻微的放大效应。

图3 品质因子 $Q(f)$ 拟合图

分析可知,灵武台放大效应是由于其土质层较为松软(金春华等,2012),宝和少台放大效应是因为其周围覆盖层较厚。包头、二连浩特台场地响应有轻微的衰减效应,可能是台站基岩较为坚硬或与台站所处的地质环境影响有关(王鑫等,2015)。大同、镇川台场地响应在低频时呈轻微衰减,高频时呈放大效应。右玉、偏关台场地响应,低频在1附近,高频则有明显放大效应。图4给仅出了HLG、JIN、LCH、XSZ、ZCH和SHZ的场地响应。

综上所述,22个台站中有14个台站场地响应在1附近,占总数的63.6%;4个台站场地响应有轻微的放大或衰减效应,占总数的18.2%;4个台站场地响应在高频时呈放大效应,占总数的18.2%。分析认为,22个台站场地响应的变化结果基本保证了震级的测定精度。

基于“S窗”选取结果、品质因子和场地响应的结果,最终得到满足条件的182次地震的震源参数,地震和台站射线见图5。

2 矩震级计算原理

“地震是霎那间照亮地球内部的一盏明灯”,提取和分析地震波所携带的丰富信息是克服地球内部“不可见性”的最重要途径。地震仪记录到的地震波是包含了“地震震源效应、地震波的传播路径效应(介质的几何扩散、介质的非弹性衰减)、台站场地响应、仪器响应和噪声”的综合信息,只有扣除了传播路径效应、台站场地响应及仪器响应等,才能得到震源谱。

在台站 j 的地震仪记录的第 i 个地震地面运动的傅里叶谱为

$$A_{ij}(f) = A_{i0}(f) \cdot G(R_{ij}) \cdot S_j(f) \cdot I_j(f) \cdot e^{\frac{\pi R_{ij} f}{Q(f) \beta}} \quad (3)$$

式中, $A_{ij}(f)$ 为在第 j 个台观测到的第 i 个地震的傅里叶振幅谱(观测谱); $A_{i0}(f)$ 为第 i 个地震的震源振幅谱(震源谱); R_{ij} 为震源距(第 i 个地震到第 j 个台站); $G(R_{ij})$ 为几何衰减函数; $Q(f)$ 为频率依赖的品质因子; β 为地震波速度(本文仅分析S波); $S_j(f)$ 为第 j 个台站的场地响应项; $I_j(f)$ 为第 j 个台站的仪器响应项; f 为频率。

在频率域内,经过对台站观测位移谱 $A_{ij}(f)$ 几何衰减、非弹性衰减、场地响应及仪器响

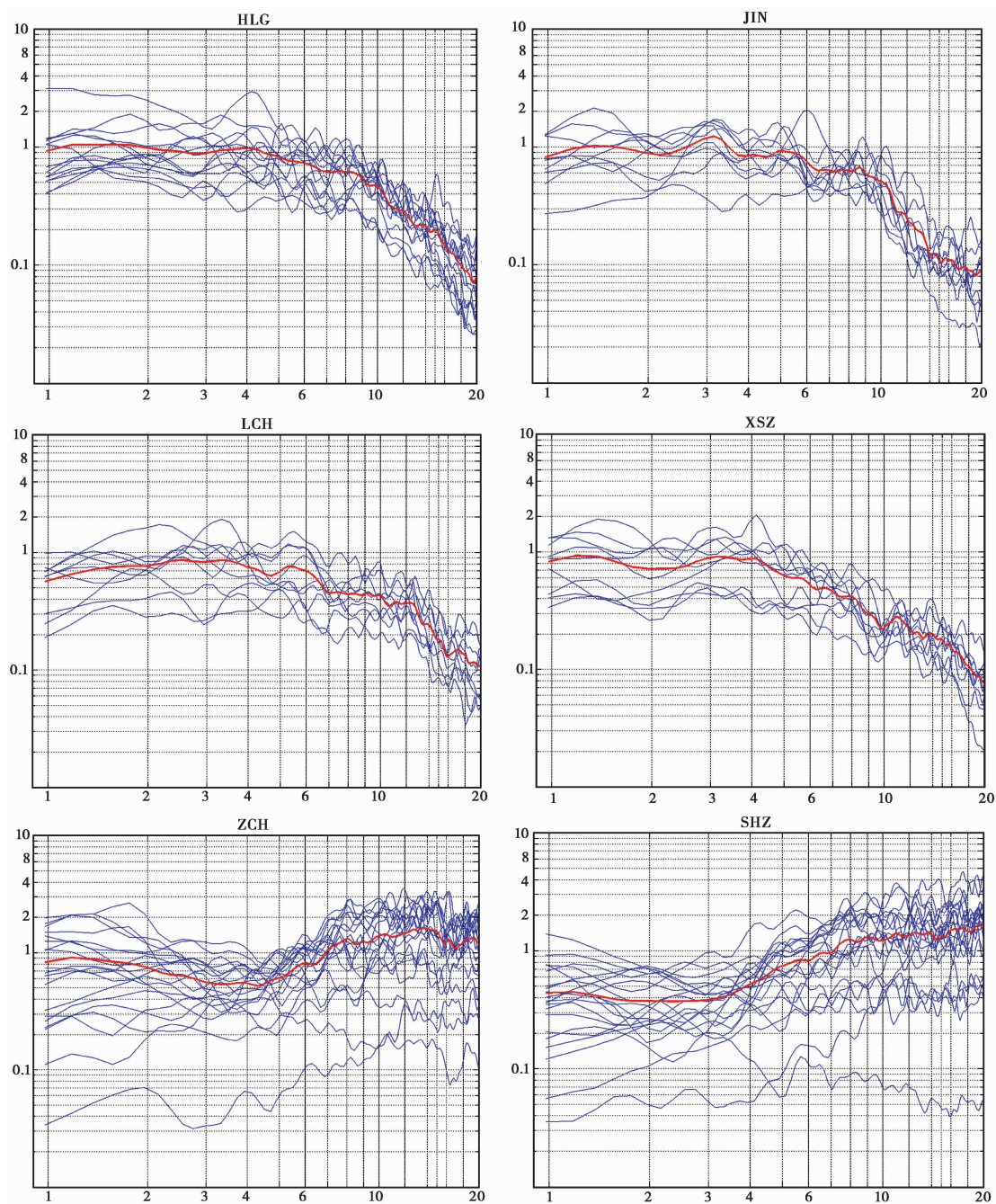


图4 6个台站场地响应

应校正后,得到了震源谱 $A_0(f)$ 。本文采用三段几何衰减模型计算传播路径的影响 (Atkinson et al, 1992; 黄玉龙等, 2003), 采用多台、多地震联合反演的 Moya 等 (2000) 方法计算台站

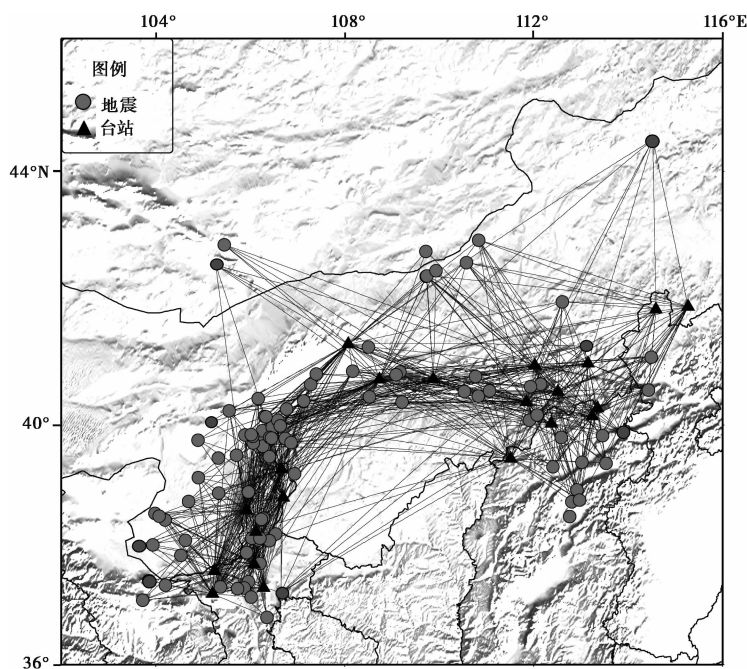


图 5 182 次地震的震中分布和台站射线

的场地响应,仪器响应可通过仪器标定进行校正。

在计算台站观测震源谱时必须首先对地震记录扣除传播路径效应、台站场地响应及仪器响应等,其中最为关键的是,介质品质因子 Q , Q 是地球介质的重要物理参数,描述由于介质的非完全弹性,地震波在介质里传播过程中的衰减,或者说能量耗损的特征,其定义为

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (4)$$

其中, E 为一定体积的地球介质在地震波一个周期 T (或一个波长 λ) 的运动中所积累的能量; ΔE 为同一体积的介质在地震波一个周期 (或一个波长 λ) 的运动中所耗损的能量。由式(4)可知,地震波在 Q 值较大的介质里传播时,耗损的能量较小,波衰减较慢。

采用 Brune 二次方衰减震源谱模型中的 ω^2 作为理论震源谱 $A_{\text{the0}}(f)$, 利用遗传算法求解由 $\bar{A}_0(f)$ 和 $A_{\text{the0}}(f)$ 定义的残差为极小的震源谱参数 Ω_0 (零频振幅) 和拐角频率 f_c (Brune, 1970)。利用得到的震源谱参数求得地震矩 M_0 为

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3\Omega_0}{2R_{\theta\varphi}} \quad (5)$$

其中, 密度 ρ 取 2.7g/cm^3 , β 是 S 波速度, $R_{\theta\varphi}$ 是震源的辐射花样系数; 求得的应力 $\Delta\sigma$ 为

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} = \frac{\rho(2\pi f_c)^3\Omega_0}{2.34R_{\theta\varphi}} \quad (6)$$

式中, 密度 ρ 取 2.9g/cm^3 ; β 是 S 波速度 (取 3.5km/s); r 为震源特征尺度; R 是辐射花样系数 (由于没有每次地震的断层面解, 令其为一常数, 取 S 波在震源球上辐射花样系数的平均

值为 $\sqrt{2/5}$)。

矩震级 M_w 由地震矩 M_0 计算得到 (Kanamori, 1977a、1977b; Hanks et al, 1979)

$$M_w = \frac{2}{3}(\lg M_0 - 9.1) \tag{7}$$

3 结果及分析

3.1 震源参数

依据上述原理反演得到 182 次 $M_L \geq 2.8$ 地震的震源参数(地震矩、矩震级和应力降), 表 1 仅给出 19 次 $M_L \geq 3.8$ 地震震源参数。

表 1 $M_L \geq 3.8$ 地震的矩震级目录

日期 (年-月-日)	发震时刻 (时:分:秒)	震中		震级			应力降 σ/MPa	台站数
		N/(°)	E/(°)	M_L	$M_0/(\text{N} \cdot \text{m}^{-1})$	M_w		
2009-03-28	19:11:21.1	38.95	112.90	4.8	1.26×10^{15}	4.0	41.16	9
2009-11-21	15:51:03.0	38.20	106.58	4.6	3.93×10^{16}	5.0	292.55	11
2009-12-29	04:45:06.1	44.51	114.50	3.9	1.31×10^{14}	3.3	87.30	5
2010-02-08	21:42:26.7	39.20	111.77	3.8	1.57×10^{14}	3.4	96.89	6
2010-06-20	19:03:17.7	39.87	106.41	4.7	1.16×10^{14}	4.6	89.81	11
2012-03-05	03:38:42.9	41.20	114.41	3.8	8.93×10^{13}	3.2	18.40	8
2012-06-19	03:15:26.9	40.87	108.17	3.8	1.05×10^{14}	3.3	25.65	9
2012-09-27	21:59:50.1	39.49	105.74	3.9	1.58×10^{14}	3.4	1.24	5
2012-11-20	10:24:23.7	38.39	106.25	5.0	1.24×10^{15}	4.0	2.68	10
2013-04-01	17:47:32.4	40.39	107.13	4.5	9.05×10^{14}	3.9	5.94	6
2013-07-03	05:04:32.5	39.94	106.39	3.8	7.25×10^{14}	3.2	5.44	6
2013-11-09	08:47:35.0	39.32	112.41	3.8	1.02×10^{14}	3.3	17.31	7
2014-02-28	02:52:59.6	39.33	106.76	4.4	3.06×10^{14}	3.6	2.86	9
2014-08-30	07:05:43.9	42.38	109.73	4.4	5.15×10^{14}	3.7	27.25	7
2015-02-05	09:49:02.1	38.37	106.26	4.0	2.01×10^{14}	3.5	1.19	6
2015-03-08	01:30:17.1	40.83	107.40	3.8	9.66×10^{13}	3.3	10.49	5
2015-04-15	18:49:57.9	39.80	106.41	3.9	1.59×10^{14}	3.4	2.93	5
2015-04-16	17:16:20.7	39.79	106.45	4.1	1.60×10^{14}	3.4	2.98	9
2015-11-22	22:53:41.7	39.95	106.77	4.1	1.65×10^{14}	3.4	3.54	8

3.2 近震震级与矩震级的关系

矩震级是完全由地震矩决定的震级。矩震级原本就是按面波震级不饱和时两者的测定结果应当一致的原则定义的(刘瑞丰等, 2015)。矩震级反映了形变规模的大小, 是目前度量地震大小最好的物理量, 不会产生震级饱和问题。

首先, 将测定的近震震级 M_L 和矩震级 M_w 进行了对比分析(图 6), 从图 6 可看到 M_L 与 M_w 基本呈线性关系。我们研究的地震大多数都在 4.5 级以下, 这些地震的震源基本上都是点源, 地震波的优势周期基本为 1.0s 左右, 近震震级 M_L 可以很好地表示地震的大小。而矩震级 M_w 是一个均匀的震级标度, 无论是大地震还是小地震, 无论是深震还是浅震, 矩震级

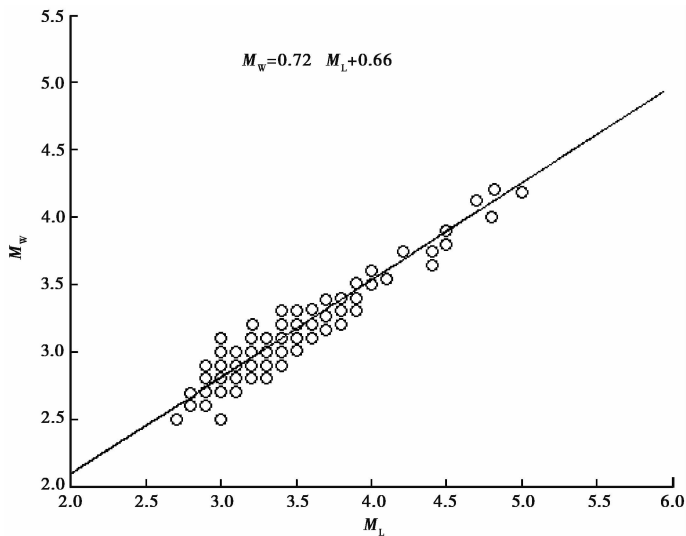


图 6 矩震级 M_w 与 M_L 的回归关系

都可以表示地震的大小。

采用线性回归方法,对得到 182 个地震 M_L 与 M_w 进行了回归分析(图 6、表 2)。从图 6 可知,近震震级 M_L 的变化范围为 2.8~5.0,矩震级 M_w 的变化范围为 2.5~4.2, M_L 与 M_w 呈较好的线性关系,相关系数 $R=0.9302$,表明随着 M_L 的增大,矩震级 M_w 也增大。 M_L 与 M_w 回归关系为

表 2 近震震级 M_L 与矩震级 M_w 线性回归关系

M_L	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5
M_w	2.8	3.2	3.5	3.9	4.3	4.6	5.0	5.3

$$M_w = 0.72M_L + 0.66$$

分析拟合关系可知,当 $M_L=2.35$ 时, M_L 和 M_w 相等;当 $M_L<2.35$ 时, $M_L>M_w$;当 $M_L>2.35$ 时, $M_L<M_w$ 。

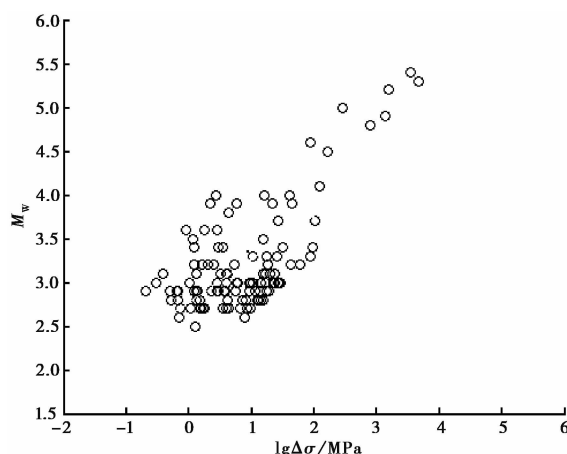
3.4 矩震级和应力降的关系

基于线性回归方法,对 182 个地震的矩震级 M_w 和应力降 $\Delta\sigma$ 进行回归分析(图 7)。从图 7 可知, M_w 和 $\lg\Delta\sigma$ 呈弱正相关,基本上是 $\lg\Delta\sigma$ 随着 M_w 增加而增加。当 $M_w<2.5$ 时,线性关系不明显; $M_w>2.5$ 时,线性关系较显著。矩震级的分布范围为 2.5~5.4, $\lg\Delta\sigma$ 分布范围为 $10^{-1}\sim10^4$,且优势分布范围在 $1\sim10^2$,显示出 M_w 对 $\lg\Delta\sigma$ 有弱的依赖性。

4 结论

通过对内蒙古中西部地区中小地震矩震级的研究认为,将描述震源物理性质的矩张量解纳入地震目录的快报和正式报告中,不仅可以避免震级饱和问题,也可以和国际地震资料接轨。同时,丰富了地震观测报告内容,更好地为地震应急和地震科研服务。

(1)矩震级是一个均匀的震级标度,适于震级范围很宽的统计,不会出现震级饱和现象,无论是对大震还是小震、微震,甚至极微震,无论是对浅震还是深震,均可测量。研究认为,在一定震级范围内,矩震级能与常规的面波震级衔接起来,在区域测震台网常规测定中小地

图 7 矩震级 M_w 与应力降 $\lg\Delta\sigma$ 的回归关系

震的矩震级是可行的。

(2) 近震震级 M_L 与矩震级 M_w 呈较好正相关关系, 随着 M_L 的增大, 矩震级 M_w 也增大。 M_L 与 M_w 回归关系式为 $M_w = 0.72M_L + 0.66$ 。

(3) 矩震级 M_w 和应力降对数 $\lg\Delta\sigma$ 的线性相关性较弱, M_w 对 $\lg\Delta\sigma$ 依赖性较弱。

(4) 鉴于本文所研究的时段, 内蒙古中西部地区发生 $M_L \geq 2.8$ 的地震数量不多, 且地震分布不够均匀, 所建立的近震震级与矩震级、矩震级和应力降间的关系还有待在今后的使用过程中不断完善, 使其更符合内蒙古地区静力学参数定标关系。

参考文献

- 曹刚, 2001, 内蒙古地震研究, 北京: 地震出版社。
- 陈运泰、刘瑞丰, 2004, 地震的震级, 地震地磁观测与研究, **25**(6), 1~12。
- 陈运泰、吴忠良、王培德等, 2000, 数字地震学, 北京: 地震出版社。
- 高景春、赵英萍等, 2011, 河北省测震台网中小地震矩震级的测定, 华北地震科学, **29**(2), 1~4。
- 金春华、李鸿庭、盛菊琴, 2012, 宁夏及邻区地震动衰减和场地响应的分区研究, 地震地磁观测与研究, **33**(5/6), 24~29。
- 康英、杨选、沈玉松, 2015, 传统地震目录中增加矩震级及震源机制解的必要性分析, 中国地震, **31**(1), 121~132。
- 刘瑞丰、陈运泰、任泉等, 2015, 震级的测定, 北京: 地震出版社。
- 刘芳、朱智勇, 2007, 内蒙古中西部地区的中小地震震源参数, 华北地震科学, **25**(2), 10~14。
- 刘丽芳、苏有锦等, 2010, 云南和四川中小地震应力降时空特征研究, 地震研究, **33**(3), 314~319。
- 孙加林、杨毅、曹井泉, 1998, 1996 年包头西 6.4 级地震震兆特征的特殊性, 地震, **18**(3), 233~239。
- 王鑫、张帆、尹战军等, 2015, 内蒙古数字测震台网单台近震震级偏差研究, 地震地磁观测与研究, **36**(6), 26~32。
- 杨晶琼、杨周胜等, 2010, 2008 年盈江 5.9 级地震序列震源参数研究, 地震研究, **33**(4), 309~310。
- 杨晶琼、刘丽芳、杨周胜, 2013, 云南中小地震矩震级的测定, 地震研究, **36**(3), 306~312。
- 中华人民共和国国家标准《地震震级的规定》(GB17740-2017)。
- Atkinson G M, Mereu R F, 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada, Bull Seism Soc Am, **82**, 2014~2031。
- Brune J N, 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, J Geophys Res, **75**(26), 4997~5009。
- Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H, 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, J Geophys Res, **86**, 2825~2852。

- Dziewonski A M, Woodhouse J H, 1983, An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J Geophys Res*, **88**, 3247~3271.
- Hanks T C, Kanamori H A, 1979, Moment magnitude scale, *J Geophys Res*, **84**(B5): 2348~2350.
- Kanamori H, 1977a, The energy release in great earthquakes, *J Geophys Res*, **82**, 2981~2987.
- Kanamori H, 1977b, The energy release in great earthquakes, *J Geophys Res*, **82**(20), 2981~2987.
- Moya C A, Aguirre J, Irikura K. 2000, Inversion of source parameters and site effects from strong ground motion records using genetic algorithms, *Bull Seism Soc Amer*, **90**(4), 977~992.
- Sipkin S A, 1982, Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Synthetic waveforms, *Phys Earth Planet Inter*, **30**, 242~259.

Study on the moment magnitude of small and moderate earthquakes in the Inner Mongolia Region

Liu Fang Zhang Fan Li Bin Na Re

Earthquake Administration of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 050051, China

Abstract Based on digital seismic waveform data from the Inner Mongolia Digital Seismic Network, source spectrum parameters of 182 small and moderate earthquakes from January 2009 to September 2016 are derived and the seismic moment M_0 and moment magnitude M_w of the earthquakes are calculated. The M_L-M_w relational expression between stress drop and magnitude are obtained using linear regression method. Visible incorporating the moment magnitude can enrich the earthquake observation report content, and provide better service for earthquake emergency and earthquake scientific research.

Key words: Small and moderate earthquake; Moment magnitude; Seismic moment