

使用 P 波快速测定国家台网大震标准震级¹

翟璐媛 杨 陈

(中国地震台网中心, 北京 100045)

摘要 本文针对国家台网速报面波震级测定时间偏长和中深源地震震级速报有一定偏差的问题, 采用 IASPEI 推荐的宽频带体波震级 m_B 及宽频带 P 波矩震级 M_{WP} 对 2009—2013 年国家台网地震速报的大震进行了对比分析。对于经过转换成 M_W 后的 m_B 和 M_{WP} 震级来说, 其结果均与我国速报地震发布的震级 M 有一定的偏差, 一般表现为偏小。其中, 对于 6.0—6.9 级地震, m_B 偏差相对较小, 但离散度相对较大 (整体偏差要比平均偏差大不少); 对于 7.0—7.9 级地震, M_{WP} 偏差相对较小; 而对于 8.0 级以上地震, 由于震级饱和等原因, m_B 偏差较大, 但 M_{WP} 偏差相对较小, 一般主要表现为偏小。总体来说, $M_W(M_{WP})$ 的稳定性要比 $M_W(m_B)$ 更好一些 (线性回归的相关系数更大, 标准误差更小)。对于综合 m_B 和 M_{WP} 震级来说, 由于采取分段平均的方法, 结果的稳定性有了一定的提高, 但较大地震仍以偏小为主, 如果在综合震级 M_p 上加 0.2, 则可以得出与 M 震级较为接近的结果。通过 $M_W(m_B)$ 、 $M_W(M_{WP})$ 、 $M_p(M)$ 、 M 与 $M_W(GCMT)$ 的对比, 可以验证综合标准震级 $M_p(M)$ 和国家台网速报震级 M 具备一定的可信度, 而 $M_p(M)$ 可作为 P 波快速测定的震级, 所以用 $M_p(M)$ 作为大震速报初报震级, 在某种程度上是可行的。

关键词: P 波震级 体波震级 m_B 宽频带 P 波矩震级 M_{WP} 标准震级 M

引言

目前, 根据“地震速报技术管理规定”(中国地震局监测预报司, 2013), 国家台网地震速报使用的震级 M 是中华人民共和国国家标准即《国家标准震级 (GB 17740-1999)》(中华人民共和国国家标准, 1999)。对于浅源地震, 通常以测定面波震级 M_S 作为国家标准震级 M ; 而对于中深源地震, 通常以测定体波震级 m_B 表示, 然后通过公式转换成国家标准震级 M 。这在实际运用过程中往往会存在以下两方面的问题: 第一种是体波震级 m_B 在转换后与最终速报震级 M 存在一定的偏差, 这种偏差与震源深度及震级大小有关, 要么表现为中小地震的最终速报震级 M 偏小, 要么表现为大地震的最终速报震级 M 偏大; 第二种是面波震级 M_S 等待时间较长, 尤其是对于发生在远距离的地震, 其等待时间更长。

造成第一种现象的主要原因是, 现有的地震速报系统所使用的体波震级 m_B 的计算公式为模拟公式, 并未针对数字地震记录进行更新, 仅在数学上做了计算速度记录的处理, 其使

1 基金项目 中国地震局测震台网青年骨干培养专项 (20130217)

[收稿日期] 2014-12-05

[作者简介] 翟璐媛, 女, 生于 1982 年。2006 年毕业于中国科技大学, 工程师。主要从事地震监测及台网管理等工作。

E-mail: zly@seis.ac.cn

[通讯作者] 杨陈, 男, 生于 1979 年。高级工程师。主要从事地震监测与地震预警方面的研究。E-mail: yangchen@seis.ac.cn

用的 Q 值资料并不符合目前所使用的宽频带数字地震仪的需求。造成第二种现象的原因与面波震级 M_S 的性质有关, 尽管使用面波测量震级较为稳定, 但由于其传播速度的限制, 已经满足不了对时间要求越来越高的地震速报需求, 尤其是对于远震表现的更为突出。

针对上述两种现象, 本文试图利用 IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, 国际地震学与地球内部物理学协会) 推荐的宽频带体波震级 m_B 及宽频带 P 波矩震级 M_{WP} , 对满足国家台网地震速报的大震案例进行分析, 并通过一定的方式进行转换, 以求得到满足地震速报的 P 波快速测定震级的方法。

1 原理及方法

1.1 宽频带体波震级 m_B 测定方法

IASPEI 新标准推荐的宽频带体波震级 m_B 的计算公式为 (Bormann 等, 2008):

$$m_B = \lg(A/T)_{\max} + Q(\Delta, h) \quad 0.2s < T < 30s, \quad 21^\circ < \Delta < 100^\circ \quad (1)$$

式中, A 为体波质点运动最大速度所对应的地动位移的最大振幅, 单位为 μm ; T 为相应的周期, 单位为 s ; $Q(\Delta, h)$ 为震中距和震源深度的函数。

当地面运动速度 $V=2\pi A/T$ 时, 一般在实际计算中使用:

$$m_B = \lg(V_{\max}/2\pi) + Q(\Delta, h) \quad (2)$$

在减去可能的偏移值后, 直接用与速度成正比的地震图计算出最大速度的振幅 V_{\max} 。根据 IASPEI (2005) 的规定: 测算宽频带体波震级 m_B 的时间窗必须包含 P 波波列的最大振幅, 包括 P 波、pP 波、sP 波, 另外还有 PcP 波以及它们的尾波, 但最好在 PP 波前结束。

1.2 P 波矩震级 M_{WP} 的测定方法

宽频带 P 波矩震级是从远场 P 波或 pP 波位移的垂直分量计算出的 (Tsuboi, 2000)。而矩震级 M_{WP} 的引入是基于这样的假设, 即可以从宽频带位移波形 u_z 的 P 波段获取地震矩 M_0 , 其计算公式为:

$$M_0 = \left| \text{Max} \left(\int u_z(x_r, t) dt \right) \right| \frac{4\pi\rho\alpha^3\gamma}{F^P} \quad (3)$$

式中, ρ 和 α 为 P 波沿传播路径的密度和波速; r 为震中距; F^P 为辐射图形。

对于通常采用不加仪器响应校正的 STS-1 型宽频带地震仪获取的地震图, 在积分速度之前需要十分小心地消除偏差。为了包含较迟的波至 (如 pP 波), 还需读取合成位移地震图中的第二峰, 然后取第一峰和第二峰的差值, 并将其与第一峰比较, 取两者中较大的来确定矩震级 M_{WP} , 这样式 (3) 应写为:

$$M_0 = \left| \text{Max} \left(\int u_z(x_r, t) dt \right) \right| \frac{4\pi\rho\alpha^3\gamma}{F^P} \quad (4)$$

其中, P_1 和 P_2 分别为积分位移地震图中 P 波的第一峰和第二峰值。

由于每个地震台站计算的矩震级 M_{WP} 都没有加 F^P 校正, 所以采用的标准矩震级计算公式为:

$$M_w = \frac{\log M_0 - 9.1}{1.5} \quad (5)$$

其中, M_0 的单位为 $\text{N}\cdot\text{m}$, 然后将 M_w 平均后加 0.2, 即得到 M_{WP} 。这是因为 $\int (F^P) 2d\Omega = \frac{4}{15}$ 。

为此需要对平均的 M_0 乘以 2 以补偿 F^P , 这就等同于对 M_w 加 0.2, 即 $M_{WP} = M_w + 0.2$ 。

2 数据选取及预处理

由于本文是针对国家台网大震速报进行的 P 波快速测定震级的研究, 所以笔者选取了 2009 年 1 月 1 日至 2013 年 12 月 31 日期间, 国家地震台网中心速报的全球 6.0 级以上地震共计 698 条作为基础数据 (全国地震速报目录, 2014), 其震中分布图 1 所示。

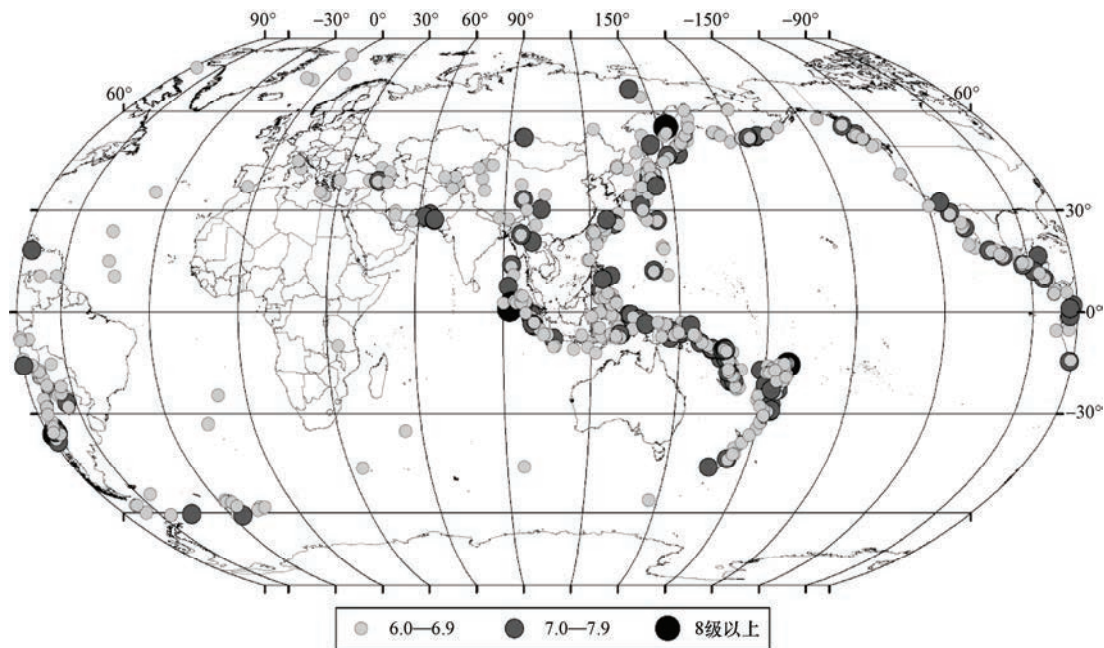


图 1 震中分布图

Fig. 1 Distribution of earthquake epicenter

为保证对比结果的一致, 对于这 698 条地震目录, 笔者使用国家地震台站的波形数据, 采用地震速报时所用的震中位置 (只计算震级, 不进行定位), 并利用第一节中的方法计算了对应的 m_B 及 M_{WP} , 然后将其转换成各自对应的 M_W 震级, 最后使用转换后的 M_W 震级与地震速报时采用的震级 M 进行对比。同时为了适合国家台网震级的快速测定, 笔者对 m_B 的计算并没有限制震中距; 而对于 M_{WP} 的计算, 也并未对仪器种类进行限制, 其原因是目前中国国家台网所使用的地震计以 CTS-1 系列和 BBVS-120 为主, 并没有使用 STS-1 型地震计。

笔者使用 Saul 等 (2007) 和 Whitmore 等 (2002) 给出的 M_W 震级转换公式:

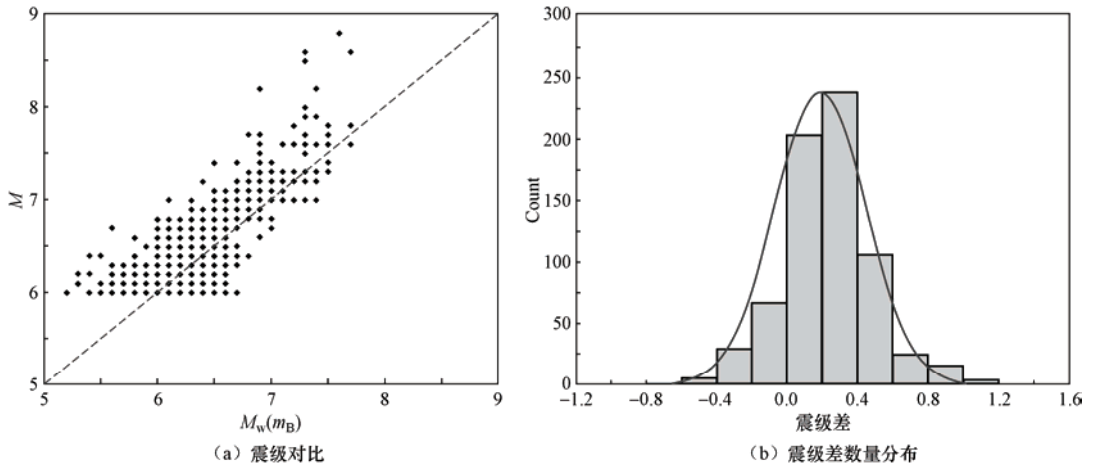
$$M_W(m_B) = 1.33m_B - 2.34 \quad (6)$$

$$M_W(M_{WP}) = 1.31M_{WP} - 1.91 \quad (7)$$

3 计算结果对比分析

3.1 宽频带体波震级 m_B 计算结果分析

在完成测定体波震级 m_B 后, 可根据 Saul 等 (2007) 给出的计算公式再转换成 M_W , 这样即可进行 M_W 与 M 的对比, 图 2 为具体的对比结果。

图 2 $M_W(m_B)$ 与 M 的对比图Fig. 2 Contrast plots between $M_W(m_B)$ and M

从图 2 可以看出，由 m_B 转换成的 M_W 震级与 M 相比，平均偏小了 0.18，整体偏差（绝对值）为 0.25，其计算结果的离散度较大。当 M 在 6.0—6.5 之间时，两者的偏差较为接近；而当 $M > 7.5$ 级尤其是 8 级以上时， $M_W(m_B)$ 偏差就小得多，但由于 m_B 没有 8 级以上的，所以这与 m_B 的饱和有一定的关系。表 1 为 $M_W(m_B)$ 与 M 分区间震级差。

表 1 不同震级区间的震级差

Table 1 Range of magnitude difference between $M_W(m_B)$ and M

震级范围	6.0—6.9	7.0—7.9	8.0 以上
平均偏差 $M - M_W(m_B)$	0.15	0.27	1.06
整体偏差 $ M - M_W(m_B) $	0.23	0.32	1.06

从表 1 可以看出，随着震级的增加，两者的偏差随之变大，平均偏差和整体偏差均是一样；而对于 8.0 级以上地震，由于样本较少和 m_B 震级饱和的原因，偏差较大达到 1.06。

利用本文的数据并结合线性回归的方法，笔者得到的两者之间的转换公式为：

$$M = 0.89M_W(m_B) + 0.87 \quad (8)$$

其中，相关系数 R 为 0.8337；截距和斜率的标准误差分别为 0.1407 和 0.0224。

由于以上仅使用了国家台网的数据测定 m_B ，为了检测 m_B 震级的方向性，笔者以西安（108.94°E，34.26°N）为中心，分四个象限对 $M_W(m_B)$ 与 M 进行了对比，结果如图 3 所示。

从图 3 可以看出，对于测定的 698 条地震， $M_W(m_B)$ 与 M 四个象限的对比并无明显区别，与总体的对比结果基本一致。

3.2 P 波矩震级 M_{WP} 计算结果分析

在完成测定宽频带 P 波矩震级 M_{WP} 后，可根据 Whitmore 等（2002）给出的计算公式转换成 M_W ，再利用 M_W 与 M 进行对比，图 4 为具体的对比结果。

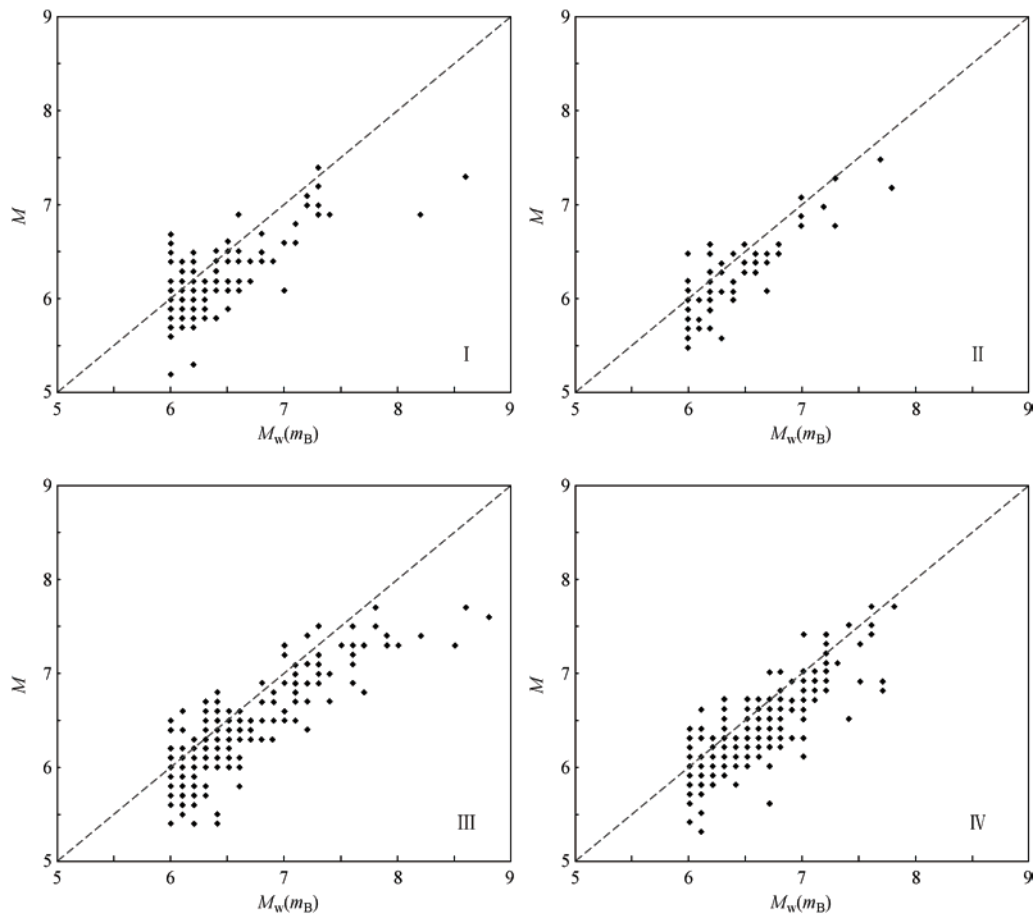
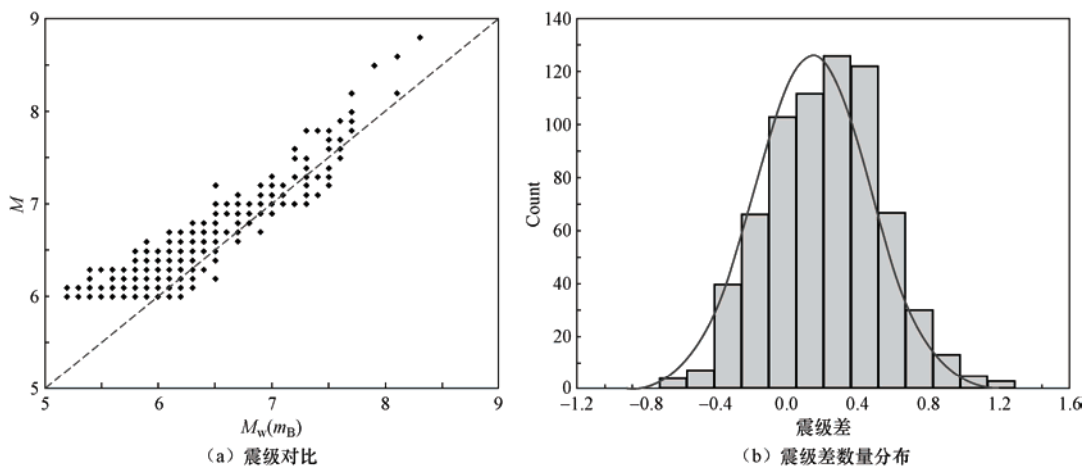


图 3 $M_w(m_B)$ 与 M 四个象限的对比

Fig. 3 Magnitude contrast between $M_w(m_B)$ and M in four quadrants



(a) 震级对比

(b) 震级差数量分布

图 4 $M_w(M_{WP})$ 与 M 的对比

Fig. 4 Contrast plots between $M_w(M_{WP})$ and M

从图 4 可以看出, 由 M_{WP} 转换成的 M_W 震级与 M 震级相比, 平均偏小 0.25, 整体偏差(绝对值)为 0.28, 其计算结果以 $M_W(M_{WP})$ 偏小为主, 尤其当 M 为 6—7 级时, $M_W(m_B)$ 偏小较多, 但当 $M > 7.5$ 级时, M 与 $M_W(m_B)$ 相比偏小的程度要少一些。表 2 为 $M_W(M_{WP})$ 与 M 分区间震级偏差。

表 2 不同震级区间的震级差

Table 2 Range of magnitude difference between $M_W(M_{WP})$ and M

震级范围 M	6.0—6.9	7.0—7.9	8.0 以上
平均偏差 $M - M_W(M_{WP})$	0.27	0.15	0.43
整体偏差 $ M - M_W(M_{WP}) $	0.29	0.19	0.43

从表 2 可以看出, 在 6.0—6.9 级区间的震级偏差较大, 平均偏差和整体偏差均是一样的; 7.0—7.9 级区间的震级偏差相对较小, 而对于 8.0 级以上地震, 平均偏差和整体偏差均为 0.43, 这与 M_{WP} 仅使用 P 波阶段测量有一定的关系, 同时与样本数较少也有关系。

利用本文的数据并结合线性回归的方法, 笔者得到的两者之间的转换公式为:

$$M = 0.81M_W(M_{WP}) + 1.45 \quad (9)$$

其中, 相关系数 R 为 0.9275; 截距和斜率的标准误差分别为 0.0767 和 0.0123。

3.3 结合 m_B 和 M_{WP} 的综合分析

对于同一地震, 取 $M_W(m_B)$ 和 $M_W(M_{WP})$ 平均值, 再与 M 进行对比, 对比结果如图 5 所示。

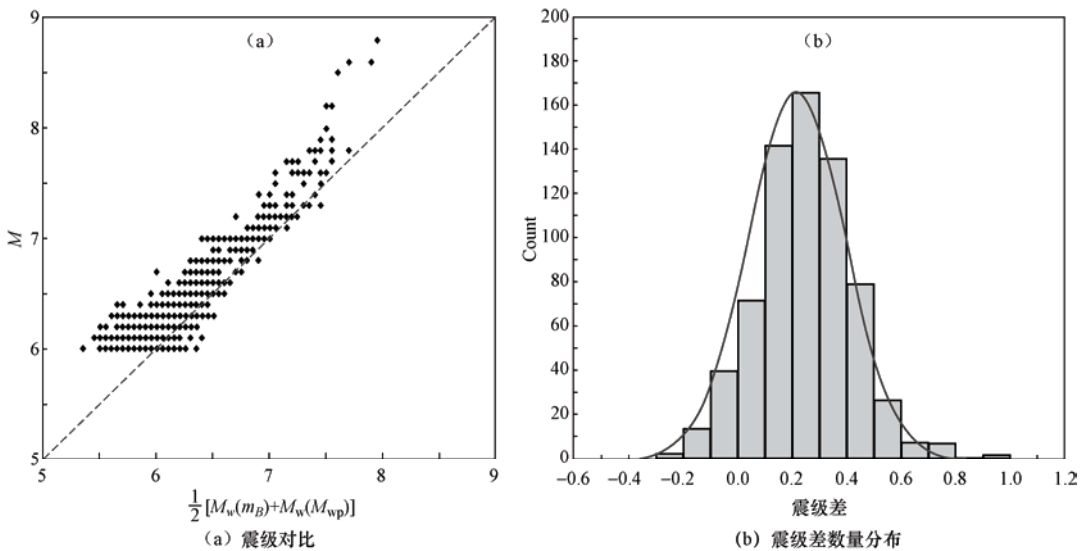


图 5 综合对比图

Fig. 5 Contrast plots of comprehensive results

从图 5 可以看出, 相对于 $M_W(m_B)$ 和 $M_W(M_{WP})$ 单独的对比, 如果简单地取两者的平均, 对于 7.5 级以下地震, 其震级的偏差有一定程度的提高, 但仍以偏小为主; 而对于 7.5 级以

上地震，由于 m_B 本身饱和等因素的影响，这部分震级的偏差要比单独的 M_{WP} 大。针对这种情况，笔者对震级进行了分段处理，具体原则为：对于 $M_W(M_{WP})$ 震级小于 7.5 级的地震，取 $M_W(m_B)$ 和 $M_W(M_{WP})$ 的平均值；而对于 $M_W(M_{WP})$ 震级大于等于 7.5 级的地震，直接取 $M_W(M_{WP})$ 的值。笔者将此平均值命名为 M_P （P 波震级），再与 M 进行对比，其结果如图 6 所示。

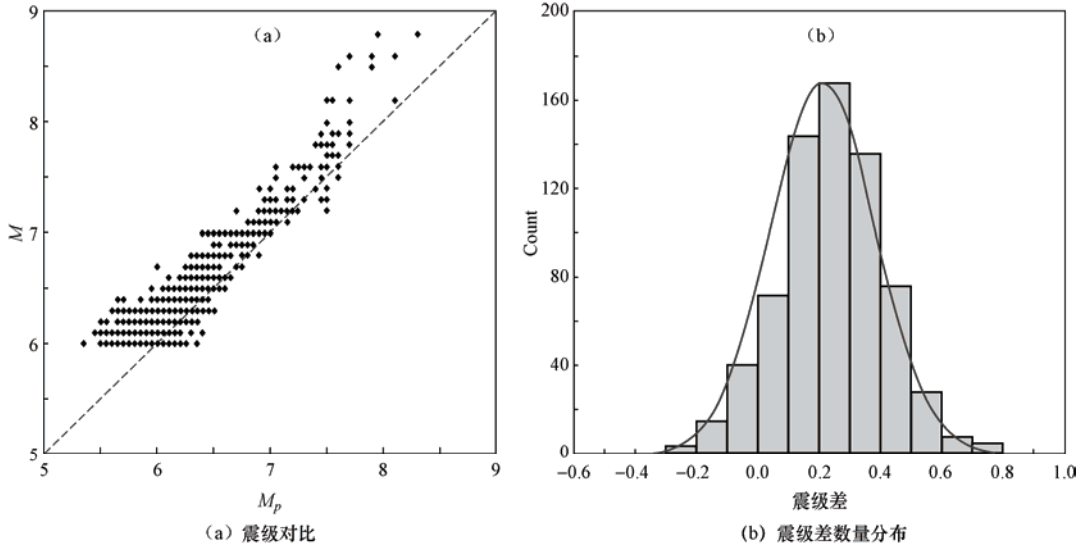


图 6 M_P 与 M 对比图

Fig. 6 Contrast plots between M_P and M

从图 6 可以看出，与单独的 $M_W(m_B)$ 和 $M_W(M_{WP})$ 以及它们简单的平均值相比，其结果的离散程度要好一些。对于大地震的震级偏差也相应的较小，其平均偏差为 0.21，整体偏差为 0.23。如果要以此作为速报震级的快速产出来说，直接在 M_P 上加 0.2，则可以得出较为可靠的结果，这对于较大震级的地震也不会有太大的偏差，即可用 $M_P(M) = M_P + 0.2$ 表示。

3.4 $M_W(m_B)$ 、 $M_W(M_{WP})$ 、 $M_P(M)$ 、 M 与 Global CMT 震级的对比分析

对于全球 6 级以上的地震，Global CMT 的目录中已经提供了 M_W 震级，它是通过拟合全球台网波形数据得到的结果，在国际上具有一定的认知度和权威性，Bormann 等（2009）使用中国台网 48 个台站的资料进行了多种震级的对比。为了进一步验证使用 P 波快速测定的 $M_W(m_B)$ 、 $M_W(M_{WP})$ 、综合震级 $M_P(M)$ 以及国家台网大震速报震级 M 的结果，笔者将这四种震级与 $M_W(\text{GCMT})$ 进行了对比。在全部 698 条国家台网速报目录中找到了与 Global CMT 震级对应的 687 条，其对比结果如图 7 所示。

从图 7 可以看出，相对于同国家台网速报震级 M 的对比， $M_W(m_B)$ 和 $M_W(M_{WP})$ 与 $M_W(\text{GCMT})$ 的对比结果要更好一些，但总体偏差仍不小；而转换后的 P 波综合震级 $M_P(M)$ 和国家台网速报震级 M 与 $M_W(\text{GCMT})$ 对比的结果偏差较小，但 $M_P(M)$ 仍有个别点的偏差较大，如日本“3·11”大地震与 P 波阶段震级测定偏小有一定关系。

使用线性回归可得出四种震级与 $M_W(\text{GCMT})$ 的转换公式，如表 3 所示。

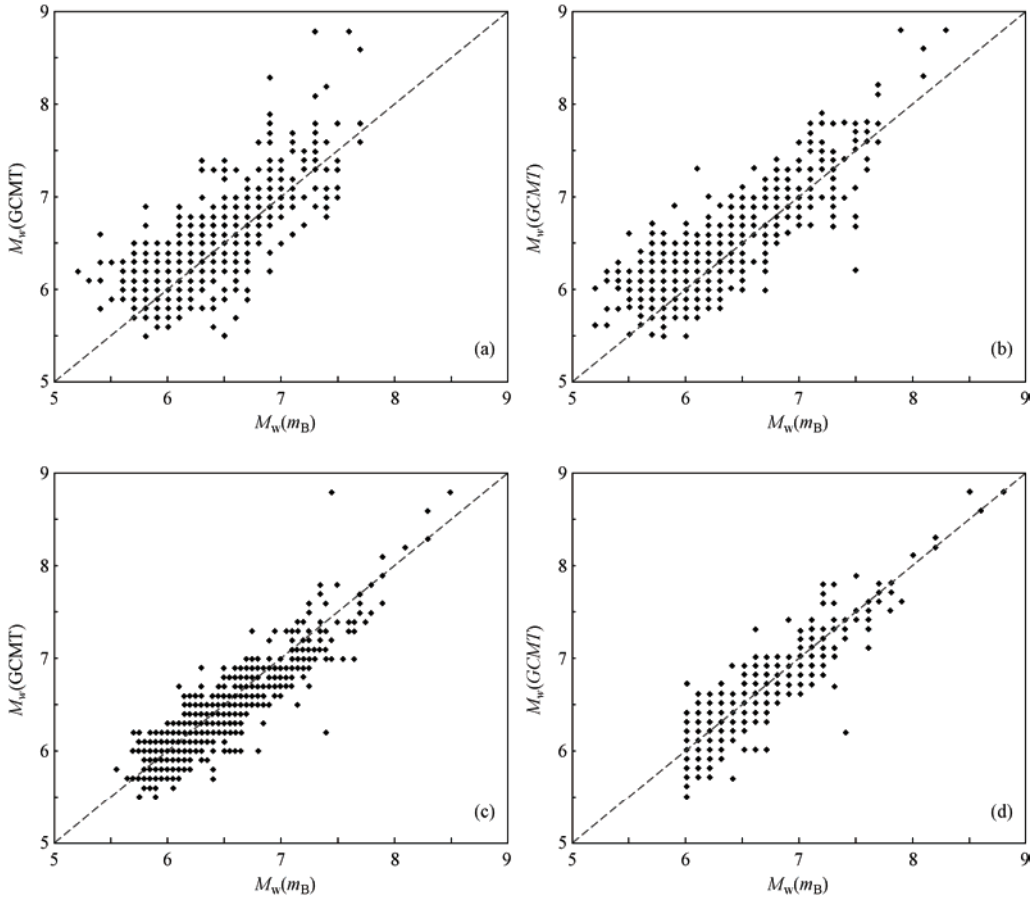
图 7 与 $M_W(\text{GCMT})$ 对比图Fig. 7 Contrast plots to $M_W(\text{GCMT})$

表 3 四种转换公式

Table 3 Four conversion formulas

公式	相关系数 R	截距标准误差	斜率标准误差
$M_W(\text{GCMT})=0.8587M_W(m_B)+1.0123$	0.7617	0.1756	0.0279
$M_W(\text{GCMT})=0.7743M_W(M_{WP})+1.5994$	0.8452	0.1165	0.0187
$M_W(\text{GCMT})=0.9224M_P(M)+0.4575$	0.9062	0.1063	0.0165
$M_W(\text{GCMT})=0.9655M+0.1676$	0.9179	0.1032	0.0159

4 讨论与结论

对于经过转换成 M_W 后的 m_B 和 M_{WP} 震级来说, 其结果均与我国速报地震发布的震级 M 有一定的偏差, 总体表现为偏小。其中, 对于 6.0—6.9 级地震, m_B 偏差相对较小, 但离散度相对较大, 整体偏差要比平均偏差大不少; 对于 7.0—7.9 级地震, M_{WP} 偏差相对较小; 而对于 8.0 级以上地震, 由于震级饱和等原因, m_B 偏差较大, M_{WP} 偏差相对较小, 但仍以偏小为主。总体来说, $M_W(M_{WP})$ 的稳定性要比 $M_W(m_B)$ 更好一些 (线性回归的相关系数更大, 标准误差更小)。

对于综合 m_B 和 M_{WP} 震级来说, 由于采取分段平均的方法, 结果的稳定性有了一定的提高, 但对于较大地震仍以偏小为主, 但如果在综合震级 M_P 上加 0.2, 则可以得出与 M 震级较为接近的结果。笔者设想如果对两者合成的权重进行调整, 有可能会得出更加合理的结果。

通过 $M_W(m_B)$ 、 $M_W(M_{WP})$ 、 $M_P(M)$ 、 M 与 $M_W(GCMT)$ 的对比后发现, 转换后的 P 波综合震级 $M_P(M)$ 和国家台网速报震级 M 与 $M_W(GCMT)$ 的对比结果偏差较小, 说明这两种结果具有一定程度的可信度, 而 $M_P(M)$ 作为 P 波快速测定的震级, 用其作为大震速报震级的初步结果, 这在某种层度上来说是可行的。

由于受统计样本数量的限制, 尤其是较大地震的样本数较少, 所以本文对较大地震的统计还存在一定的偶然性, 如果在较大地震的样本数足够多的情况下再进行分析, 则可能得出更加合理的结论。

致谢: 国家地震台网中心为本文提供了数据资料, 审稿专家对本文提出了有益的建议, 在此一并表示感谢!

参考文献

- 全国地震速报目录 (OL), 2014. <http://10.5.160.37:8080/index.jsp> (内网地址).
- 中华人民共和国国家标准, 1999. 地震震级的规定 (GB 17740-1999). 北京: 中国标准出版社.
- 中国地震局监测预报司, 2013. 地震速报技术管理规定 (2013 修订版) [2013] 26. 北京: 中国地震局.
- Bormann P. and Saul J., 2008. The New IASPEI Standard Broadband Magnitude m_B . *Seismol. Res. Lett.*, **79** (5): 698—705.
- Bormann P., Liu R.F., Xu Z.G. et al., 2009. First Application of the New IASPEI Teleseismic Magnitude Standards to Data of the China National Seismographic Network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99** (3): 1868—1891. doi: 10.1785/0120080010.
- Saul J. and Bormann P., 2007. Rapid estimation of earthquake size using the broadband P-wave magnitude m_B . 2007AGUFM. S53A1035S.
- Tsuboi S., 2000. Application of M_{WP} to Tsunami Earthquake. *Geophysical Research Letters*, **27** (19): 3105—3108. doi:10.1029/2000GL011735.
- Whitmore P.M., Tsuboi S., Hirshorn B. and Sokolowski T.J., 2002. Magnitude-dependent Correction for M_{WP} . *Science of Tsunami Hazards*, **20** (4): 187—192.

Rapid Determination of Standard Magnitude in National Network by Using P Wave

Zhai Luyuan and Yang Chen

(China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China)

Abstract Usually the determinate time of surface wave is long and the magnitude of deep source earthquake is instable when National network earthquake information releases. In order to solve this problem we used body wave magnitude m_B which IASPEI recommends and broadband P wave moment magnitude M_{WP} contrast the standard magnitude M which National network determinate during 2009—2013. For the converted magnitude M_W by m_B and M_{WP} , the results have a certain deviation to National network earthquake information releases standard magnitude M , are characterized by small. For magnitude from 6.0 to 6.9, m_B deviation is relatively smaller, but the discrete degree is relatively larger (the overall deviation is greater than the average deviation); for magnitude from 7.0 to 7.9, M_{WP} deviation is relatively smaller; for the magnitude more than 8.0, due to the reason such as magnitude saturation, the deviation of m_B is relatively larger than that of M_{WP} , but is still smaller than M . In general, the stability of M_W (M_{WP}) is better than $M_W(m_B)$ (the linear regression correlation coefficient is bigger, and the standard error is smaller). For the magnitude comprehensive m_B and M_{WP} , due to the piecewise average method, the stability of the results is improved in certain degree, but is still smaller for large earthquakes. If add 0.2 to the comprehensive magnitude M_P , we can get results close to the standard magnitude M . By comparison with M_W (GCMT), we can verify $M_P(M)$ and M (CENC) have a certain degree of credibility. $M_P(M)$ as a rapid determination of P-wave, serve as a preliminary result of quick report of great earthquake is also possible.

Key words: P wave magnitude; Body wave magnitude m_B ; Broad band P wave moment magnitude M_{WP} ; Standard magnitude M