



论文

利用高频 GPS 确定大地震震中和震级研究: 2008 年汶川 8.0 级地震应用结果

方荣新, 施闯*, 王广兴, 刘经南

武汉大学卫星导航定位技术研究中心, 武汉 430079

* 联系人, E-mail: shi@whu.edu.cn

收稿日期: 2013-02-25; 接受日期: 2013-05-22; 网络版发表日期: 2013-12-18

国家自然科学基金项目(批准号: 41104024, 41231174, 41274049)、国家高技术研究发展计划(编号: 2012AA12A202)和中国博士后科学基金项目(编号: 2012M511670)资助

摘要 震中和震级的快速确定是进行地震预警、震后快速救援及海啸预报等应用的基础。目前, 利用高频 GPS 数据可获得高精度、高分辨率的地表位移时间序列和地震时期完整的地震波信号, 基于此, 本文提出了利用高频 GPS 数据记录的地震波形确定大地震($M>7$)震中和震级。基于 1 Hz 高频 GPS 数据反演了 2008 年汶川 $M8.0$ 级地震的震中和震级。将反演结果与中国地震局公布的数据进行比较, 震中相差约 12 km, 震级相差约 0.1 个震级单位。初步验证了高频 GPS 能成为一种观测手段独立或者辅助地震仪实现大地震震中定位和震级确定。

关键词高频 GPS
汶川地震
震中
震级

地震的发震时刻、震中和震级是地震 3 个基本参数, 快速、准确确定这些参数是进行地震预警、震后快速救援及海啸预报等应用的基础。传统地震仪能记录丰富的地震波信号, 通过地震仪观测记录能较好地确定地震参数。然而对于大地震($M>7$)产生的强烈地震波, 地震仪经常出现量程限幅、饱和等现象, 难以完整的记录地震波信号; 同时, 大地震造成的近场地表永久位移和地面倾斜, 导致地震仪由于基准偏移而产生加速度系统偏差和信号扭曲, 这些都会给地震参数准确确定带来困难(Bilich 等, 2008)。尤其是震级的速报方面, 仍然是目前研究的难点问题。例如, 2011 年 3 月 11 日日本发生 9.0 级大地震, 日本气象厅震后 3 min 速报的震级仅为 $M7.9$, 1 h 后预报的震级为 $M8.4$ 。造成速报震级偏小主要有 3 个原因: (1) 地震仪观测台站主要安装日本岛屿上, 因此主要集

中在此次地震震中的西侧, 而不是均匀分布在震中周围; (2) 在短时间内, 无法收集所有地震台站的观测资料, 导致用于震级速报的数据信息偏少; (3) 由于近场区域的地震仪记录大多出现饱和而无法记录完整的地震波形。虽然日本相关部门当时已对震后出现的海啸进行了预警, 但是由于速报震级偏小导致日本对随后发生的海啸高度预测偏低, 而在此次地震丧生的 15000 多人中绝大多数是海啸所致。由此可见, 准确快速的预报震级对灾后救援、海啸预报具有非常重要的意义。

近年来, 随着高频 GPS 接收机(1~50 Hz)的出现以及精密定位技术的发展, 高频 GPS 已成功应用于地表同震位移监测和地震波信号提取。Larson 等(2003)利用实测的高频 GPS 数据获得了 2002 年 Delali 地震的远场地震波, 并与地震仪积分结果比较, 两者

中文引用格式: 方荣新, 施闯, 王广兴, 等. 2014. 利用高频 GPS 确定大地震震中和震级研究: 2008 年汶川 8.0 级地震应用结果. 中国科学: 地球科学, 44: 90-97

英文引用格式: Fang R X, Shi C, Wang G X, et al. 2014. Epicenter and magnitude of large earthquake determined from high-rate GPS observations: A case study of the 2008 $M8.0$ Wenchuan Earthquake. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-013-4803-2

具有较好的一致性. 自 Delali 地震以后, 高频 GPS 技术被广泛应用于其他地震的研究, 如 2003 年 San Simon 6.5 级地震(Wang 等, 2007)、2008 年汶川 8.0 级地震(Shi 等, 2010; 殷海涛等, 2010)、2011 年东日本大地震(张小红等, 2012; Hung 和 Rau, 2013)等. 经过近十年的发展, 应用高频 GPS 进行地表同震位移监测和地震波信号提取技术已逐渐成熟, 恢复的地震波形的精度可达到厘米甚至毫米级(Elósegui 等, 2006; Bock 等, 2011; 方荣新等, 2013). 同时, 高频 GPS 也被应用于震源破裂过程反演、断层滑动分布等研究(Ji 等, 2004; Miyazaki 等, 2004; Avallone 等, 2011).

我国“十一五”完成的“陆态网络工程”已布设了 260 个 GNSS 实时监测站, 最大采样率可达 50 Hz, 可实现 1 Hz 采样率的 GNSS 数据实时传输, 这将为我国利用 GNSS 资料研究地震学提供前所未有的数据资源. 然而, 利用高频 GPS 进行震中和震级确定的研究较少. Blewitt 等(2006)提出了一种基于高频 GPS 的震级确定方法, 该方法是利用 GPS 获得地震前后静态位移量计算地震距, 从而获得地震矩震级(Hanks 和 Kanamori, 1979). 同样, Allen 等(2011)基于该方法利用 GPS 数据进行地震确定及地震预警研究. 这些研究主要利用的是高频 GPS 确定的静态形变信息, 该方法在计算震级时需要已知断层面面积. 而地震发生时难以实时快速得到该值, 不利于实现震级快速预报.

而高频 GPS 获得的地震波信号包含地震波到达时间、振幅和周期等丰富的震相信息, 本文基于高频 GPS 获得的地震波信号特点, 提出利用高频 GPS 确定地震震中和震级. 最后采用汶川地震实测 GPS 数据对提出的方法进行验证.

1 高频 GPS 确定地震震中方法

地震发生后的一个非常重要的任务是确定地震的震中, 称为地震定位. 地震定位是地震学中最经典、最基本的问题之一, 它对于研究震源的破裂过程、地球内部结构和地震波传播特性等此类地震学中的基本问题有重要意义. 此外, 快速、准确的地震定位, 对于震后的救灾、救援工作也有重要的指导作用.

本文震中确定的方法首先是基于 GPS 观测台站获取的地震波时间序列, 提取地震波达到各个台站

的时刻(称为地震到时), 然后利用多个台站的坐标和地震到时, 反演出地震的震中位置, 同时还可以计算地震波传播速度以及发震时刻.

理论上, 利用台站的三维坐标以及地震到时不仅能反演震中, 同时还可反演震源深度. 杨智娴等(2012)指出, 当观测台站震中距远大于震源深度时, 由于走时数据对深度的变化不敏感, 使得震源深度得不到有效的约束, 无法准确求得震源深度. 因此, 本文仅研究利用 GPS 台站的坐标和地震到时反演震中位置.

已知 n 个 GPS 观测台站坐标分别为 (B_1, L_1) , (B_2, L_2) , ..., (B_n, L_n) , n 个测站的地震到时分别为 $t_1, t_2, \dots, t_n$, 假设地震的震中坐标为 (B, L) , 则各个测站到震中的距离(震中距) D_i 可表示为

$$D_i = \arccos(\sin B_i \sin B + \cos B_i \cos B \cos(L_i - L))R, \quad (1)$$

式中, B_i 为纬度, L_i 为经度, R 为地球平均半径, 设为 6371 km, 震中距 D_i 为震中至台站的球面距离, 单位为 km.

假设地震波沿各个方向的传播速度相等, 设为 v , 则根据地震波到达各个观测台站的时间差可以得到如下观测方程:

$$\begin{cases} D_2 - D_1 - v(t_2 - t_1) = 0, \\ D_3 - D_1 - v(t_3 - t_1) = 0, \\ \vdots \\ D_n - D_1 - v(t_n - t_1) = 0. \end{cases} \quad (2)$$

将(2)式线性化后, 利用最小二乘方法即可获得震中位置 (B, L) 和波速 v .

线性化时需要给定未知数的初值, 因此需要假定粗略的震中位置 (B_0, L_0) 和波速 v_0 . 地震面波的速度一般为 $3 \sim 5 \text{ km s}^{-1}$, 因此, 地震波速度初值 v_0 可假设为 4 km s^{-1} . 而震中位置的初值可根据如下方法求得.

已知 t_1, t_2 分别为地震波到达台站 1 和台站 2 的时刻, 地震波波速 v_0 为 4 km s^{-1} , D_1, D_2 为 2 个台站的待定震中距. 可建立如下方程:

$$D_2 - D_1 = v_0(t_2 - t_1). \quad (3)$$

公式(3)的右端为已知数, 到台站 1 和台站 2 的距离为动点的几何轨迹是双曲线. 双曲线的焦点是台站 1 和台站 2 的位置. 取双曲线中靠近到时最早的观测台站的一支为实用曲线, 即震中轨迹.

再利用台站 3 与台站 1 组合, 按(3)式又可形成一

条双曲线, 两条震中轨迹线的交点即为震中. 该双曲线法由于假设了地震波的速度, 因此会引入相应的误差, 但是作为粗略震中位置可以满足要求.

另外, 根据反演的震中坐标 (B, L) 和地震波速度 v , 可以计算地震的发震时刻 T_0 , 由单个测站计算的发震时刻可能存在粗差, 可根据多个测站结果平均, 具体计算公式可表示为

$$T_0 = \frac{\sum_{i=1}^n \left(t_i - \frac{D_i}{v} \right)}{n}, \quad (4)$$

式中, D_i 为第 i 测站的震中距, 由公式(1)求得, t_i 为第 i 测站的地震到时.

需要特别指出的是, 目前利用地震仪进行地震定位技术已相当成熟, 本文提出利用 GPS 确定震中并不是要替代地震仪进行地震定位, 而是希望通过研究指出随着高频 GPS 技术的发展, GPS 也可以作为地震震中确定的一种手段, 利用 GPS 在地震仪分布比较稀疏的地区进行辅助定位, 或者为地震仪结果提供冗余观测和外部检核条件.

2 高频 GPS 确定震级方法

地震震级是表征地震强弱的量度, 是地震的基本参数之一. 当前最基本的震级标度有 4 种: 地方性震级 M_L , 体波震级 M_B , 面波震级 M_S 和矩震级 M_W . 地方性震级由里克特于 1935 年在研究美国加州地震活动时提出, 是通过测量伍德-安德森标准地震仪记录的最大振幅来确定的, 也称作里氏震级(Richter, 1935). 由于里氏震级主要根据南加州地震数据设定, 并且所采用的伍德-安德森标准地震仪不太普遍, 因此里氏震级目前很少使用. 在里氏震级定义的基础上, 1945 年古登堡提出采用 P 波来确定震级, 称作体波震级(Gutenberg, 1945a). 同时, 古登堡又将震级的定义推广至面波, 提出了面波震级的概念(Gutenberg, 1945b).

矩震级是一个描述地震绝对大小的力学量, 通过计算地震矩测定地震震级, 它与地震震源的物理过程直接关联, 与传统上使用的其他震级标度相比, 矩震级具有明显的优点, 是当今国际地震学界推荐优先使用的震级标度(Hanks 和 Kanamori, 1979). 然而地震矩的计算通常需要完善的地震观测台网观测系统和高质量的宽频带数字地震仪资料, 限制了矩

震级的快速测定. 因此在地震震级初步测定和短时速报中, 仍以体波震级或面波震级为主. 而我国由于受历史因素和地震观测台网条件的限制, 目前测定和公布的震级仍以面波震级为主.

利用地震波中的某个震相的振幅来衡量地震相对大小是震级确定的基本思想, 由此可定义震级的一般形式为(Stein 和 Wyssession, 2003)

$$M = \lg(A/T) + f(\Delta, h) + C. \quad (5)$$

式中, A 是用于测定震级的震相的地动振幅; T 是其周期; f 是振幅随震中距 Δ 和震源深度 h 变化的校正因子; C 是震源和观测台站校正因子(如岩性不同所引起的放大效应).

对于不同的地震, 通常无法事先给出震源和台站的校正因子, 在地震震级初步测定特别是震级短时速报时均令 C_s 和 C_r 为 0, 同时, 对于浅源地震($h \leq 60$ km), 仅考虑振幅随震中距 Δ 变化的影响, 因此公式(5)可简化为

$$M = \lg(A/T) + \sigma(\Delta). \quad (6)$$

式中, $\sigma(\Delta)$ 为是振幅随震中距 Δ 变化的校正因子, 称作量规函数(Calibration Function).

本文采用 1967 年于苏黎士举行的国际地震学与地球内部物理学协会(IASPEI)大会的推荐的莫斯科-布拉格公式(IASPEI 公式)计算震级:

$$M = \lg(A/T) + 1.66 \lg(\Delta) + 3.3. \quad (7)$$

式中, A 为质点运动最大振幅(单位: μm), T 为最大振幅对应的周期(单位: s), Δ 为震中距(单位: 度).

从(7)式中可以看出, 要确定地震震级 M , 关键是确定地面质点震动最大振幅 A 、对应的周期 T 以及震中距 Δ . 震中距 Δ 可由 GPS 观测台站坐标 (B_i, L_i) 和震中位置 (B, L) 根据公式(1)求得. 而最大振幅 A 和对应周期 T 则由 GPS 获得的地震波震相中提取.

利用单个台站的震相获得震动最大振幅 A 、对应的周期 T 以及震中距 Δ 后, 即可测定地震震级. 然而, 为了克服因为震源辐射地震波的方向性、断层破裂扩展的方向性以及异常的传播路径效应造成的偏差, 要对方位覆盖面尽量宽广的多台测定结果作平均.

3 方法验证

为了验证高频 GPS 进行地震定位和震级确定的可行性, 本文利用高频 GPS 数据确定 2008 年汶川地

震震中和震级.

3.1 高频 GPS 数据和地震波信号提取

2008 年 5 月 12 日, 四川汶川发生 $M8.0$ 级大地震, 造成 7 万多人死亡和巨大财产损失. 国内多个省市的 GPS 连续跟踪站网(CORS)记录了地震发生前后的高频 GPS 数据(1 Hz), 本文选取了 BANA(重庆)、CHGO(昆明)、HUPI(武汉)、SHQP(上海)、XANY(西安)5 个测站的高频 GPS 数据, 测站分布和汶川地震震中如图 1 所示.

高频 GPS 数据通过精密定位可获得地表位移时间序列. 目前精密定位主要有相对定位和精密单点定位(PPP)2 种方法, 相对定位需要至少一个静止的测站作为参考站, 而 PPP 方法无需参考站即可实现单站定位处理, 因此在处理较大地震时通常采用 PPP 方法.

本文利用武汉大学研制的 PANDA 软件采用 PPP 方法对 1HzGPS 数据进行处理(Liu 和 Ge, 2003; Shi 等, 2011), 获得的汶川地震地表同震位移波形, 如图

2 所示.

许多研究已对利用 PANDA 软件 PPP 定位的精度进行了详细分析, 因此本文不再赘述. Shi 等(2010)指出, 统计 1 天 24 小时 PPP 动态定位结果, 定位精度为平面 1 cm、高程 2~3 cm. Xu 等(2013)针对高频动态定位的特点, 研究了 PPP 在短时间内的动态定位精度, 说明 PPP 在短时间内(3 min 统计结果)能获得平面 2~4 mm, 高程 5~8 mm 的定位结果.

3.2 震中确定

由公式(2)可知, 确定震中的关键是获得各个台站的地震到时. 基于高频 GPS 数据 PPP 解算获得的同震位移波形, 可通过人工判断或计算机自动识别地震到时. 地震波到达之前, GPS 位移时间序列处于相对稳定状态, 当地震波达到时, 位移时间序列会产生较大波动. 因此可以通过如下方法实现自动探测: 首先利用滑动窗口对位移时间序列进行短时平均(STA, short-term average), 并计算标准差 σ , 设定 3σ 为探测阈值(THR, threshold value), 当某一历元的振

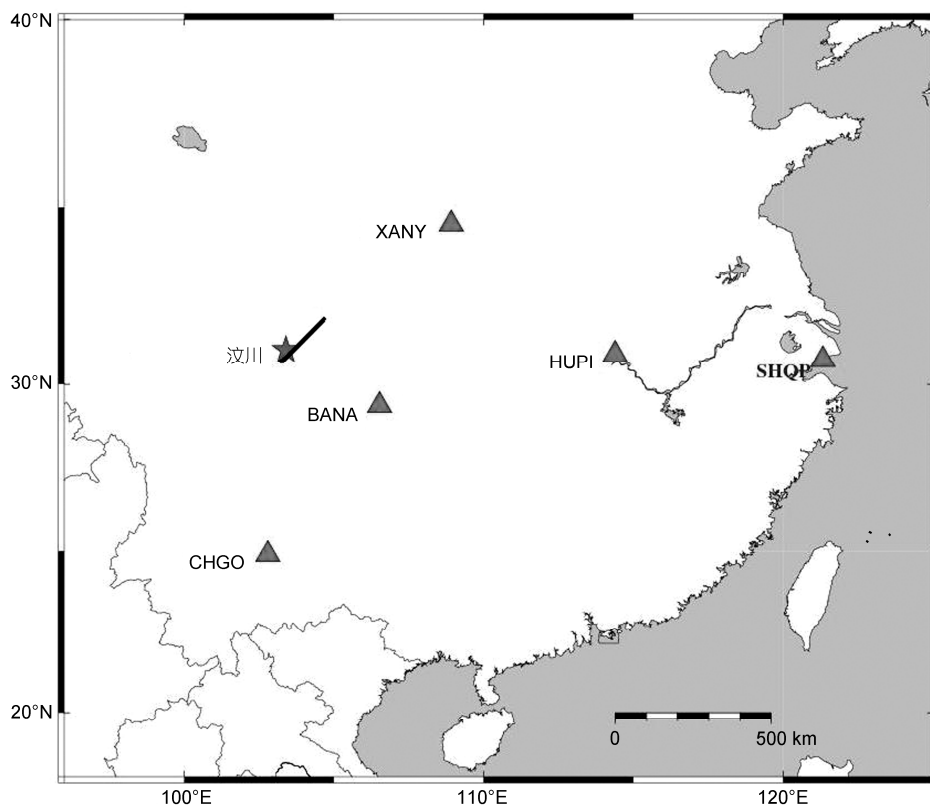


图 1 1 HzGPS 数据站点及汶川地震震中分布图

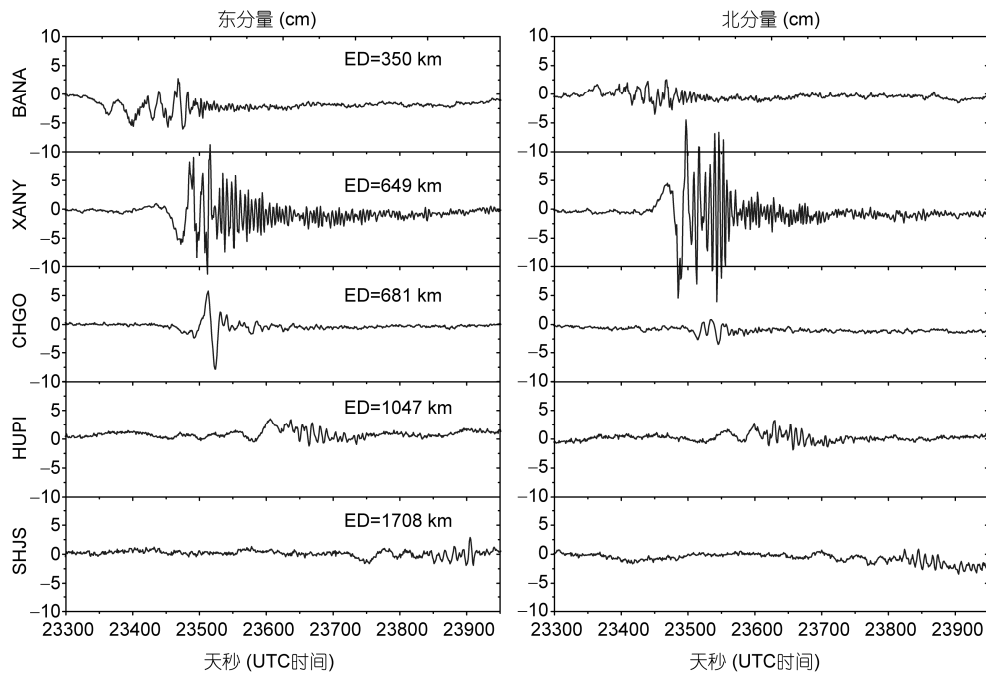


图2 1 HzGPS 数据获得的汶川地震地表同震位移波形
ED 表示震中距

幅值超过设定阈值时,则认为地震波开始到达.该方法不仅可以满足事后模式,还可以实现实时探测.当GPS解算的位移时间序列包含的噪声较大时,为了提高信噪比,可先采用带通滤波或者S变换方法对GPS位移时间序列进行去噪处理(Parolai, 2009),然后按上述方法进行地震到时的探测.

本文以XANY站为例详细说明地震到时的提取过程.对XANY站PPP动态定位结果进行S变换去噪处理,获得去噪后的位移波形如图3所示.具体的S变换去噪方法可参考相关文献(Parolai, 2009).从图3可以看出,虽然高频的噪声明显减少,但是还存在长周期误差的低频噪声.该长周期项误差可以通过一阶差分方法进行消除,得到测站速度波形,如图4所示.通过S变换去噪和一阶差分方法处理后,得到的速度波形消除了高频和低频的误差干扰,从而顺利地确定地震波到时.将图4部分放大结果如图5,能清晰的获得地震波到达XANY站的时刻为23447 s(UTC时间).

表1为根据上述方法,利用PPP定位结果探测得到的地震到时,时间为从当天零点开始的秒数(均为UTC时间).

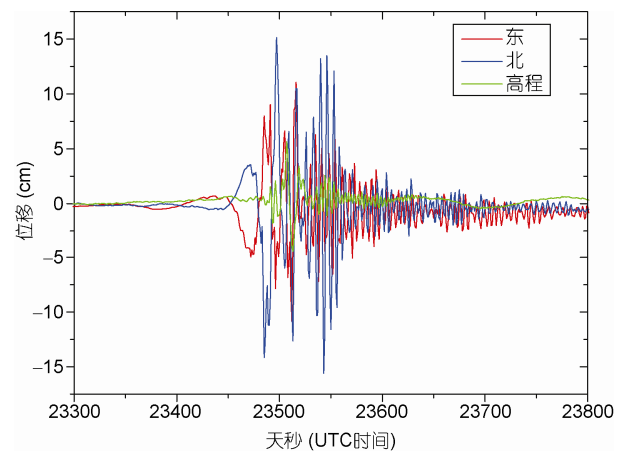


图3 S变换去噪后的XANY站同震位移波形

根据公式(2),由表1所示的5个测站的数据反演的震中坐标为(30.977°N, 103.497°E),地震波波速 3.9 km s^{-1} .由公式(4)计算的发震时刻为23280(UTC时间06:28:00).中国地震局公布的震中坐标为(30.986°N, 103.364°E),地震发震时刻为06:28:04(UTC时间).通过比较,本文结果与中国地震局公布的结果震中相差约12.7 km,发震时刻相差4 s.

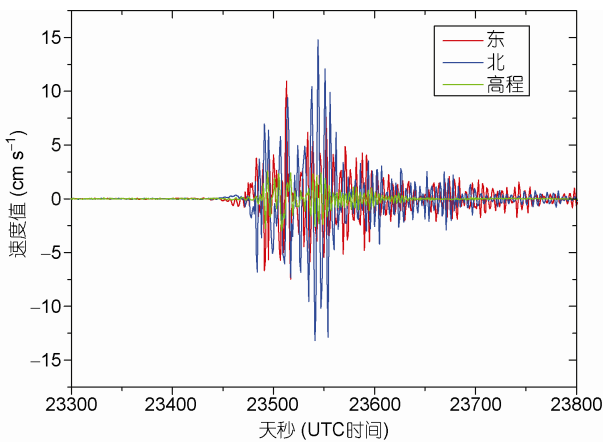


图 4 XANY 站同震形变速度波形

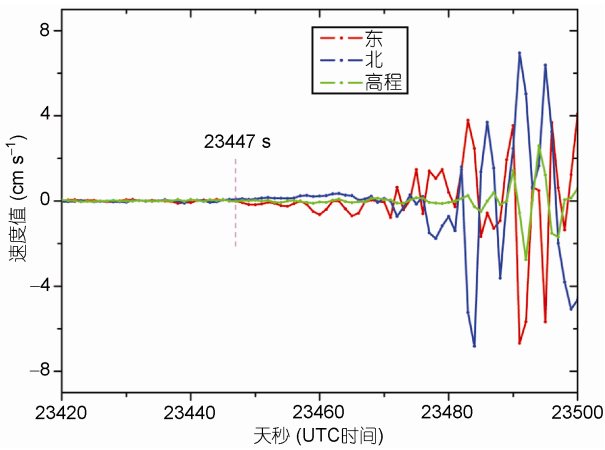


图 5 XANY 站同震形变速度波形(放大图)

表 1 GPS 测站坐标和获得的地震到时

测站	北纬(°)	精度(°)	地震到时(s)
BANA	29.379543	106.529187	23370
XANY	34.539837	108.923693	23447
CHGO	24.889962	102.799080	23457
HUPI	30.871016	114.394834	23551
SHQP	31.115818	120.921836	23706

由于地震波的传播速度与地质结构有关, 本文假设每个方向传播速度相等, 使震中定位包含由均速传播假设带来的误差. 在实际应用中, 可采用距离震中较近的台站精确反演震中位置.

3.3 震级确定

为了确定汶川地震的震级, 高频 GPS 数据同样采用图 1 所示的测站, 根据图 2 所示的 GPS 同震位移波形确定地震波震相的最大振幅 A 和相应周期 T . 本文主要采用人工识别的办法求取地震波最大振幅和对应周期. 以 CHGO(昆明)站为例说明具体的确定过程. 由图 2 中 CHGO 站 GPS 结果放大的地震波形如图 6 所示.

由图 6 可得, 对东西向(EW)和南北向(NS)两个分量分别进行提取, 东西向最大摆幅 $2A_{EW}$ 是从零点一边再摆动到另一边, 它的一半即为东西向(EW)最大振幅 A_{EW} , 对应的周期 T_{EW} 可从相邻两个波峰测得; 同理, 南北向最大摆幅 $2A_{NS}$ 是从零点一边再摆动到另一边, 它的一半即为南北向(NS)最大振幅 A_{NS} , 对

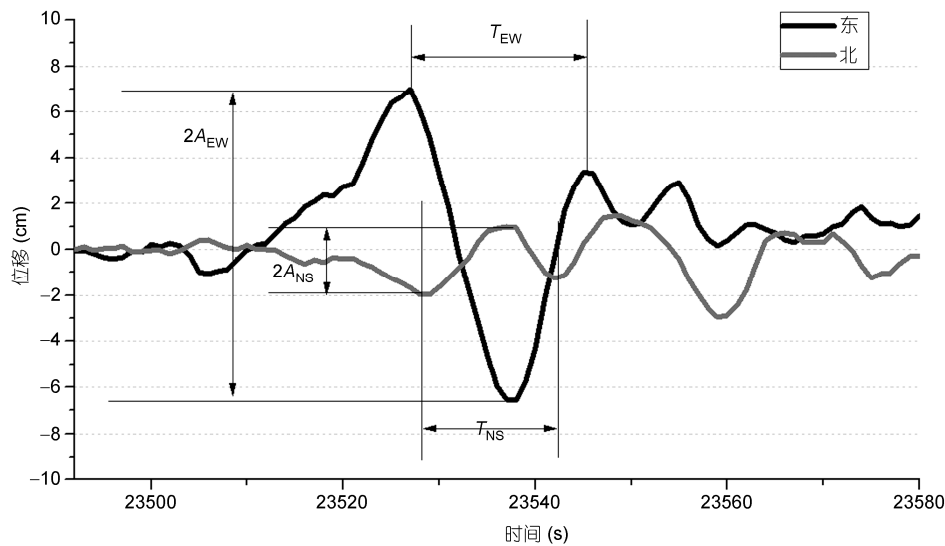


图 6 昆明 CHGO 站测得的地震波形图

应的周期 T_{NS} 可从相邻两个波峰测得; 则水平向最大振幅 A 为东西向和南北向两个水平分量的振幅矢量和, 即 $A = \sqrt{A_{EW}^2 + A_{NS}^2}$.

当东西向周期 T_{EW} 与南北向周期 T_{NS} 不相等时, 水平向周期 T 可由如下加权公式计算:

$$T = (T_{EW} A_{EW} + T_{NS} A_{NS}) / (A_{EW} + A_{NS}). \quad (8)$$

最后求得 CHGO 测站获得的汶川地震波的的东西向(EW)最大振幅 A_{EW} 为 6.76 cm, 对应周期 T_{EW} 为 18 s, 南北向(NS)最大振幅 A_{NS} 为 1.48 cm, 对应周期 T_{NS} 为 15 s, 因此最大振幅 A 为 6.92 cm, 即 $6.92 \times 10^4 \mu\text{m}$, 对应周期 T 为 17.5 s.

根据上述方法, 可以求得每个台站的地震波最大振幅与对应周期. 表 2 给出了利用图 2 所示的 5 个 GPS 台站的地震波信号确定的相应参数, 以及根据公式(7)计算的汶川地震的震级.

从表 2 中可以看出, BANA 站计算的震级最小, 仅为 $M7.69$, XANY 站计算的震级最大, 达到 $M8.49$. 与汶川地震实际震级 $M8.0$ 相差较大. 分析其原因, 主要与断层破裂扩展的方向性和地震波辐射的方向性有关. 汶川地震主要是由沿龙门山构造带的映秀-北川断裂和灌县-江油断裂发生逆冲兼右旋走滑破裂引起(王卫民等, 2008), 断层走向大约为 229.4° . 如图 1 所示, XANY 站正好位于断层破裂方向(黑色线段所示)的延伸线上, 而 BANA 站与震中的连线大致垂直于断层破裂方向. 地震波传播具有破裂扩展方向性, 通常沿断层破裂方向地震波强度更大. 说明地震波大小不仅与震中距有关, 而且与断层破裂方向有关. 而本文采用的震级计算方法主要依据地震波的强度大小和震中距, 而未考虑断层破裂扩展方向性和地震波辐射方向性的影响. 同时由于 GPS 台站观测墩的高度不同, 各台站对地震波幅值的放大程度也不完全相同, 因而计算的震级与实际震级有 0.1~0.5 的

偏差.

为了克服因为震源辐射地震波的辐射方向性、破裂扩展的方向性、异常的传播路径效应造成的偏差, 以及观测台站周围的地壳结构、近地表岩石的性质、土壤的疏松程度、GPS 观测墩高度等因素引起的放大效应, 在确定震级时, 要对方位覆盖面尽量宽广的多台测定结果作平均, 以获得更精确的地震确定结果. 根据表 2 计算的震级结果, 统计震级平均值为 $M8.14$. 而中国地震局公布的汶川地震的震级为 $M8.0$. 本文计算的结果与实际结果相差约为 0.1 个震级单位.

受我国已有高频 GPS 资料限制, 本文在利用 GPS 计算汶川地震震级时, 采用的是 IASPEI 提供的经验计算参数, 其校正参数并不一定完全满足我国利用 GPS 进行地震震级确定. 随着我国高频 GPS 资料的不断积累, 通过多次地震观测资料拟合校正参数, 甚至可以拟合各个台站的校正参数, 为今后利用高频 GPS 进行震级速报提供依据.

4 结语

本文提出了利用高频 GPS 数据记录的地震波形确定大地震($M > 7$)震中和震级, 给出了由高频 GPS 结果计算震中和震级的具体步骤. 基于国内 1 Hz 高频 GPS 数据反演了 2008 年汶川 $M8.0$ 级地震的震中和震级, 反演得到的震中位置为(30.977°N , 103.497°E), 震级为 $M8.1$ 级, 发震时刻为 23280(UTC 时间 06:28:00). 与中国地震局公布的结果比较, 震中相差约 12 km, 发震时刻相差 4 s, 震级相差约 0.1 个震级单位.

受 GPS 观测台站分布不均及目前 GPS 定位精度的影响, 本文反演的震中和震级与实际发布的结果仍有一定的误差, 但是, 随着 GPS 硬件和软件算法的不断改进, 以及实时 GPS 网络的布设和连续运行, 高

表 2 根据 GPS 结果确定的地震波最大振幅、对应周期及计算的震级

测站	$A_{EW}(\text{cm})$	$T_{EW}(\text{s})$	$A_{NS}(\text{cm})$	$T_{NS}(\text{s})$	$A(\text{cm})$	$T(\text{s})$	$\Delta(^{\circ})$	震级
BANA	4.39	14	2.6	14	5.10	14	3.15	7.69
XANY	8.52	20	14.51	20	16.82	20	5.84	8.49
CHGO	6.76	18	1.48	15	6.92	17.5	6.13	8.20
HUPI	1.83	18	1.51	17	2.37	17.5	9.43	8.04
SHQP	0.62	20	2.10	20	2.19	20	14.99	8.29

频 GPS 将成为一种有效的观测手段独立或者辅助地震仪实现大地震震中实时定位和震级快速确定, 为地震预警、震后快速救援及海啸预报等地震学应用提供新的技术手段和数据保障。

致谢 感谢中国大陆构造环境监测网工程中心、国家测绘地理信息局、西安勘察测绘院、重庆市地理信息中心、上海市测绘院和四川省地震局等单位提供的高频 GPS 数据; 感谢两位审稿专家为本文提出的宝贵意见。

参考文献

- 方荣新, 施闯, 宋伟伟, 等. 2013. 实时 GNSS 地震仪系统实现及精度分析. 地球物理学报, 56: 450–458
- 杨智娴, 陈运泰, 苏金蓉, 等. 2012. 2008 年 5 月 12 日汶川 M_w 7.9 地震的震源位置与发震时刻. 地震学报, 34: 127–136
- 殷海涛, 张培震, 甘卫军, 等. 2010. 高频 GPS 测定的汶川 M_s 8.0 级地震震时近场地表形变过程. 科学通报, 55: 2621–2626
- 王卫民, 赵连锋, 李娟, 等. 2008. 四川汶川 8.0 级地震震源过程. 地球物理学报, 51: 1403–1410
- 张小红, 郭斐, 郭博峰, 等. 2012. 利用高频 GPS 进行地表同震位移监测及震相识别. 地球物理学报, 55: 1912–1918
- Allen R M, Ziv A. 2011. Application of real-time GPS to earthquake early warning. *Geophys Res Lett*, 38: L16310, doi: 10.1029/2011GL047947
- Avallone A, Marzario M, Cirella A, et al. 2011. Very high rate (10 Hz) GPS seismology for moderate-magnitude earthquakes: The case of the M_w 6.3 L'Aquila (central Italy) event. *J Geophys Res*, 116: B02305, doi: 10.1029/2010JB007834
- Bilich A, Cassidy J F, Larson K M. 2008. GPS seismology: Application to the 2002 M_w 7.9 Denali fault earthquake. *Bull Seismol Soc Amer*, 98: 593–606
- Blewitt G, Kreemer C, Hammond W C, et al. 2006. Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems. *Geophys Res Lett*, 33: L11309, doi: 10.1029/2006GL026145
- Bock Y, Melgar D, Crowell B W. 2011. Real-time strong-motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers. *Bull Seismol Soc Amer*, 101: 2904–2925
- Elósegui P, Davis J L, Oberlander D, et al. 2006. Accuracy of high-rate GPS for seismology. *Geophys Res Lett*, 33: L11308, doi: 10.1029/2006GL026065
- Gutenberg B. 1945a. Amplitudes of P, PP and S and magnitude of shallow earthquakes. *Bull Seismol Soc Amer*, 35: 57–69
- Gutenberg B. 1945b. Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull Seismol Soc Amer*, 35: 3–12
- Hanks T C, Kanamori H. 1979. A moment magnitude scale. *J Geophys Res*, 84: 2348–2350
- Hung H K, Rau R J. 2013. Surface waves of the 2011 Tohoku earthquake: Observations of Taiwan's dense high-rate GPS network. *J Geophys Res Solid Earth*, 118: 1–14
- Ji C, Larson K M, Tan Y, et al. 2004. Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data. *Geophys Res Lett*, 31: L17608, doi: 10.1029/2004GL020448
- Larson K M, Bodin P, Gomberg J. 2003. Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake. *Science*, 300: 1421–1424
- Liu J, Ge M. 2003. PANDA software and its preliminary result of positioning and orbit determination. *J Nat Sci Wuhan Univ*, 8: 603–609
- Miyazaki S, Larson K M, Choi K, et al. 2004. Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki earthquake using 1-Hz GPS data. *Geophys Res Lett*, 31: L21603, doi: 10.1029/2004GL021457
- Parolai S. 2009. Denoising of seismograms using the S transform. *Bull Seismol Soc Amer*, 99: 226–234
- Richter C F. 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull Seismol Soc Amer*, 25: 1–32
- Shi C, Lou Y, Zhang H, et al. 2010. Seismic deformation of the M_w 8.0 Wenchuan earthquake from high-rate GPS observations. *Adv Space Res*, 46: 228–235
- Shi C, Lou Y D, Song W W, et al. 2011. A wide area Real-time differential GPS prototype system in China and result analysis. *Surv Rev*, 43: 351–360
- Stein S, Wysession M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Berlin: Blackwell Publishing Ltd. 263
- Wang G, Boore D M, Tang G, et al. 2007. Comparisons of ground motions from colocated and closely spaced one-sample-per-second Global Positioning System and accelerograph recordings of the 2003 M 6.5 San Simeon, California, earthquake in the Parkfield region. *Bull Seismol Soc Amer*, 97: 76–90
- Xu, P, Shi C, Fang R, et al. 2013. High-rate precise point positioning (PPP) to measure seismic wave motions: An experimental comparison of GPS PPP with inertial measurement units. *J Geod*, 87: 361–372