

用数值模拟格林函数方法合成近源地面运动地震图

赵志新^① 赵 昭^② 徐纪人^① 久保田隆二^③

(^① 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; ^② Konica Minolta, Tokyo 192-8505, Japan; ^③ Kawaski Geological Engineering Co Ltd Tokyo, 2-11-15, Japan. E-mail: zhaozhixin@ccsd.org.cn)

摘要 用数值模拟计算所得小地震波形代替经验格林函数法中的观测小地震波形, 合成 1995 神户地震震源附近强地面运动理论地震图。数值模拟计算的小地震波形, 称为计算格林函数地震波形或计算小地震波形。数值模拟小地震波形计算是在二维适当高精度速度结构条件下用拟傅里叶变换微分求解波动方程进行的。拟傅里叶数值模拟中使用了快速、高精度、高稳定性的错格实数傅里叶变换微分算子。在合成神户大地震的综合理论地震图的计算中, 首先根据震源谱的拐角频率与地震断层长度的关系确定出的数值模拟所得格林函数地震波形的地震矩和相当震级。再将这些计算的小地震波形用经验格林函数的方法合成神户地区地震断层附近部分台站的理论地震图。合成近源地面运动地震图时使用了多重震源破裂过程模式。结果表明综合理论地震图与作为目标地震的 1995 年神户 M7.2 地震的观测波形吻合得很好。它意味着该方法对于在缺少地震观测的地区进行地震学研究和强地面运动预测是十分有效的。

关键词 数值模拟格林函数 经验格林函数法 小地震波形 目标地震 近源地面运动地震图

合成理论地震图的方法已广泛地被应用于研究地球内部特征。为了减少地震损失, 合成理论地震图的方法也应用于强地面运动预测研究^[1]。大地震震源附近地面运动的研究尤为人们关注^[2-4]。强地面运动预测已经有效地应用于抗震设计研究和建筑物结构的响应控制设计分析之中。直接的数值计算模拟理论地震图方法和格林函数方法近来常用于地震波动及地面运动研究之中^[5-10]。

经验格林函数方法是研究和预测强地面运动的方法之一^[11,12]。其主要原理认为, 在某一观测点记录到的地震波波形是与地震震源过程, 地震波传播所经路径的介质特征和近地面场地效应特征三者都有关系^[13]。这三者因数之间有着极为密切的关联, 但在许多情形下可以分别分离研究^[14,15]。在同一观测点记录到的大的地震与其近旁发生的小地震的记录波形应该有着极为相似的波的传播路径特征和场地效应影响。只是它们的震源过程存在着较大差别。在运用经验格林函数方法解时, 观测点记录到的中、小地震的波形可以看作小地震震源区未来发生大地震在同一观测点的大地震波形的格林函数的近似。在格林函数方法中被作为研究对象的未来大地震又称为目标地震, 波形被用作格林函数的小地震常称为目标地震的元素地震。当选择适当的时间和空间震源破裂模式^[16-18], 就可以用观测到的小地震的波形合成未来大地震的波形。该方法的优点是可以省去

对地震波传播路径介质速度结构的研究探查。经验格林函数方法多适合于合成研究 0.5 到大约 20 Hz 频率段之间的理论地震图的频谱特征。易于满足地震工程上的高频分析需要。但是该方法要求小地震发生在目标大地震的指定区域, 然而适当的地震不是总能够发生在人们计划研究的区域。影响了格林函数方法的使用范围。还有, 由于小震记录在低频段的信噪比很小, 经验格林函数法难于进行 0.5 Hz, 特别是 0.1 Hz 以下的低频地震波形合成分析。

另一方面包括震源模式在内的三维直接模拟计算震源附近地震图的方法显然是一种研究地震波动和强地面运动的有效方法^[19,20]。但对于大型高层建筑的工程地震和防震设计要求对输入地震波进行高频的频谱特征分析^[21,22]。一些场合的频谱分析高达 15~20, 甚至 25 Hz。这对于数值模拟计算来讲, 需要高精度的地震波传播途经介质的速度结构的定量模式。在许多场合下, 难于获得满足高频地震频谱分析所需的高精度、高分辨率的地震波速度结构。加之地表面地震速度较低, 特别是 S 波速度更小, 就连能满足工程需要的低频段地震分析的适当精度的地下三维速度结构模式的勘探调查也相当不易。

在有些情形下在可能取得震源近区的适当精度的二维速度结构。通常可以选用点源模式, 用数值方法模拟计算出观测台站的适当的小地震的波形。将计算出的小地震波形代替上述经验格林函数方法中

的观测小地震波形. 再用类似于经验格林函数的方法原理, 选择适当的震源过程合成未来大地震的理论地震图. 这样的方法适合于在缺乏地震观测记录的地区研究未来大地震波形及其波动场特征. 本文将尝试, 在取得两维高精度地震波速度结构模式条件下, 用错格实数傅立叶微分方法数值模拟所得到的地震波形代替格林函数法中的观测小地震波形, 合成 1995 年日本兵库县南部地震(神户地震, 135.03°E, 34.58°N, M7.2)在神户大学(KBU), 山本小学(MOT)和六甲岛(RKI)的理论地震图(图 1). 未来目标大地震的震源破裂过程选用了多重有限震源叠加模式.

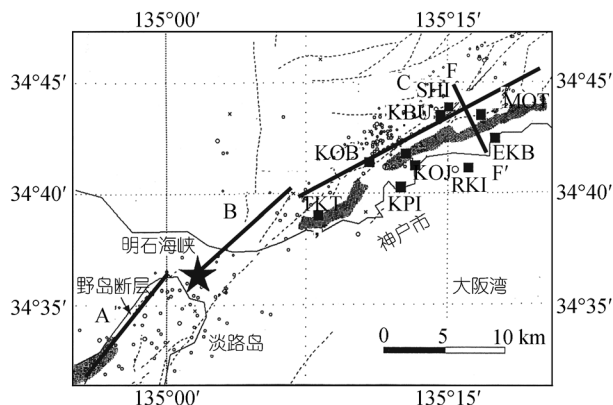


图 1 1995 年神户地震(M7.2)震中(★)及其有关观测台站粗黑线表示大地震的多重破裂过程的 3 个次级断层 A, B, C^[18]. 虚线 FF' 代表用于本文分析中的速度结构剖面的调查线. KBU: 神户大学地震台, MOT: 山本小学地震台, RKI: 六甲岛地震台(根据文献^[16]修改)

1 经验格林函数方法

按照经验格林函数方法原理, 由于大地震造成的地面运动的地震波形 $U(t)$ 理论上可以用适当震级的小地震的波形 $u(t)$ 来合成, 其表达式如下^[23]:

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) F(t-t_{ij}) * u(t), \quad (1)$$

其中

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'(1-e^{-1})} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} e^{\frac{-(k-1)}{(N-1)n'}} \delta\left[t - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'}\right],$$

$F(t)$ 为滤波函数. N 是小地震(元素地震)的数目, 它是由未来合成的目标大地震和用作格林函数的小地震之间的地震矩的比值来确定. r 和 r_{ij} 是目标地震的震源及其中的第 (i, j) 个元素地震震源到观测点的距离. τ 是目标地震震源破裂过程的上升时间. n' 是一个适当的整数, 它可以将虚构的周期性 $\tau/(N-1)$ 转换到

研究频段以外的高频段. 这样如果已知格林函数 $u(t)$ 就可以用上述方程合成大地震的强地面运动的波形. *代表是时间域中的卷积运算.

在本文的分析中, 已知从震源到观测点的速度结构是不均匀结构. 在不均匀结构条件下将用拟傅里叶变换数值微分方法通过求解波动方程模拟计算元素地震波形 $u(t)$. 再将求得的地震波形用作格林函数波形(小地震波形)运用上述的格林函数方法合成神户大地震的理论地震波形.

2 计算格林函数的速度结构分析

图 2 所示沿图 1 FF' 测线速度结构是根据微动观测资料模式化的结果^[24,25]. 本文用来代替观测小地震波形的计算小地震波形是在沿上述两维速度结构剖面上数值模拟计算出来的. 图 2 速度结构剖面的走向几乎垂直与地震断层, 如图 1 所示横跨地震断层的子断层 C^[18]. 如图 1 所示速度结构剖面平行于从神户大学(KBU) (135.240°E, 34.725°N)到六甲岛(RKI) (135.273°E, 34.688°N)之间的连线. 山本小学(MOT)也在该速度剖面的附近. 在该地区, 沿地震次级断层 C 方向, 其速度结构要比横跨地震断层方向均匀. 结构剖面地震波的 P-和 S-波的速度及密度值也一并示于图 2 中. 从图 2 很容易看出速度结构的不均匀性. 在甲南大学(图中空心箭头处)附近的逆冲断层是由地震反射勘探结果得出的^[16,26]. 如图 1 所示在地震断层的西北面(FF' 剖面的西北区域)有基岩露头出现. 在朝向大阪湾一侧的地表结构是由上、中和下三层沉积层所组成的大阪群层覆盖在类花岗岩层上, 各层的厚度也不同. 在近大阪湾处沉积层的厚度大约为 1.6 km. 最小的 S-波速度是大阪群层最上层的, 为 500 m/s.

上述图 2 的两维速度结构曾被用于模拟计算地面运动的速度、加速度波形^[4]. 模拟计算地震波形时, 利用钻孔岩心(土心)样品分析计算了沉积表层 40 m 的土层的地震波非线性增幅特征^[24,27,28]. 为了说明本文使用速度结构及土层增幅率的可靠性及合理性, 图 2 的上图给出了 1995 年神户地震导致的神户市东滩区靠近 FF' 测线建筑物倒塌率分布调查结果^[29,30]与使用本文结构(下图)模拟所得地面加速度波形最大幅度分布的比较^[4,24]. 从图中结果看来两者吻合得相当好. 大的速度、加速度值与高的建筑物倒塌率空间相对应, 相反, 低倒塌率与地面运动加速度波形最大振幅分布的低谷区相对应. 建筑物的倒塌率与地震

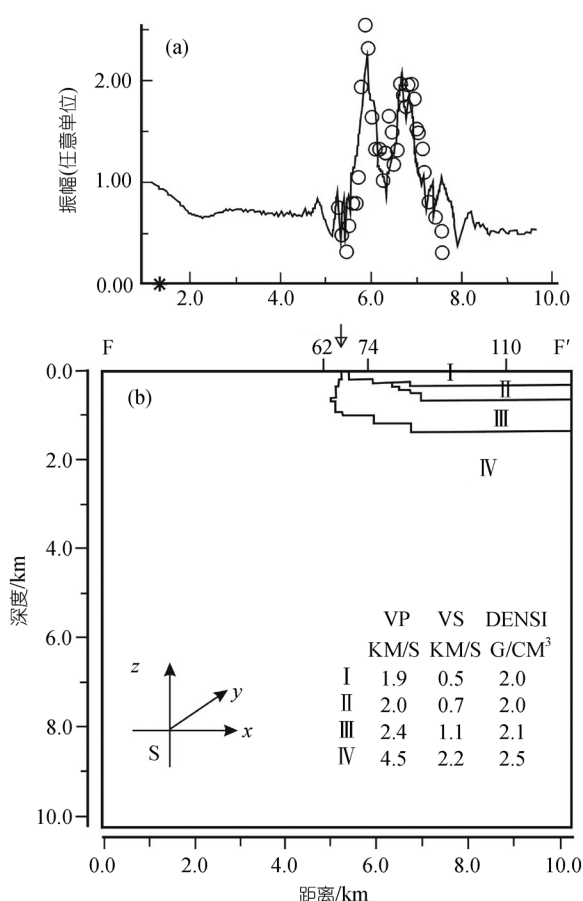


图 2 用于本文模拟计算格林函数的图 1 中 FF' 剖面的速度结构

(b) 给出了速度结构, I~IV 分别表示大阪群层的上、中、下三层结构以及类花岗岩。“S”表示震源, x, y, z 表示作用在震源“S”上的三分量体力。用数值模拟方法计算了 62, 74 和 110 三点处的格林函数小地震波形, 这些小地震波形被用作合成目标地震, 即神户大地震的图 1 所示 KUB, MOT 和 RKI 三观测台站的理论地震图。(a) 表示该速度剖面上建筑物倒塌率与利用该速度结构数值模拟所得 FF' 测线的地面加速度波形的最大振幅的比较。实线代表最大加速度波形振幅, 圆圈表示建筑物倒塌率(根据文献 [30] 修改)

地面运动两者一致的吻合关系意味着在本文图 2 速度结构模式条件下用数值模拟方法计算所得地面运动计算结果近似地反映了该区的主要地震地面运动特征, 图 2 速度模式大致反映了地震波全传播路径介质效应对研究区域地震波动场影响的主要特征。两者一致的吻合关系也表明高精度速度结构和浅层结构增幅效应分析对神户地区地震波形的数值模拟是有效的。

3 数值模拟计算小地震波形

拟傅里叶谱微分是波动方程数值模拟方法之一,

由于该方法较之其它离散数值模拟方法具有高精度和占内存少的优点, 被广泛地应用于声波和弹性波方程的数值模拟研究中 [31,32]。本文使用错格实数傅里叶变换微分算子的拟傅里叶谱微分法数值模拟格林函数小地震波形 [33,34], 它比复数傅里叶变换微分快 1/3。又比传统的实数傅里叶变换微分具有更高的精度和优良的稳定性 [35]。

3.1 数值模拟方法

本文使用了 Herrmann [36] 提出的震源时间函数模拟小地震波形, 代替经验格林函数法的观测地震波形。为了得到适当的震源函数频率曲线, 事件的震源时间函数的激励时间取为 0.4 s。图 3 表示出了该震源时间函数及其频谱曲线。从图 3 中可见震源时间函数的拐角频率大约为 1.2 Hz。在本文数值模拟计算中使用的震源函数是由 Herrmann 时间函数和一个准高斯分布的空间函数构成的。如图 2 所示, 格林函数小地震波形模拟中使用了作用在震源“S”处三方向激励体力的点源模式。计算中速度结构的剖面在水平和铅垂方向被分为 256×256 网格, 每格的边长为 40 m。计算时间间隔取为 0.003 s。以上选择的参数系统可以处理极限频率大约为 6.25 Hz 的波动方程数值求解问题。总共计算了 1000 个时间步长, 取得了 30 s 长的可用作格林函数的波形。计算空间域的边条件和自由表面问题处理使用了与文献 [33] 相同方法。

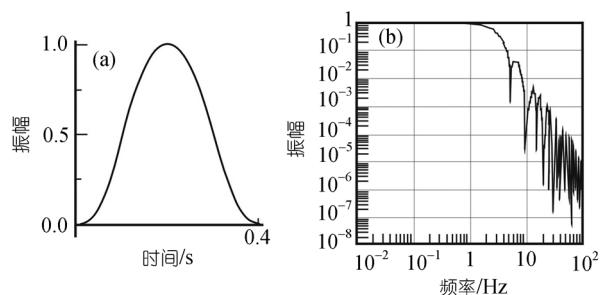


图 3 Herrmann 震源时间函数(a)及其频谱曲线(b)

3.2 数值模拟小地震波形

用错格实数 FFT 拟傅里叶谱微分法模拟计算在图 2 中所示的 62, 74 和 110 点处的波形作为格林函数分别用于合成神户大学(KBU), 山本小学(MOT)和六甲岛(RKI)的理论地震图计算, 因为这些地点距上述观测记录台站很近。神户大学下面是类花岗岩结构, 六甲岛下面的沉积层厚度大于山本小学下面的沉积层。

计算时,将图2中的 y 方向视为单位厚度,因而可以求得地震波形的三分量.图4给出了图2模式下计算所得小地震波形.分析图4三点地震波形的 x 、 y 和 z 方向分量可见,在图4中每一处 z 分量波形图中(最下一个图),第二个震相S波之前的P波(第一震相)的初动清晰而且振幅相对上面两个水平分量波形中的P分量较大.在中间的图中S波之前的P波较下面图中的 z 分量波形中小得多.在最上行的三个地震波形中都几乎只能看到一个震相.这可能与所采用的速度模型和计算坐标有关.相比而言第62点处的波形系列看上去形状简单,这是因为在神户大学下面是单一的岩石结构.然而,在第110点的地方的波形系列中三种波形的形状和震相都相当复杂.波形的持续时间也很长.这可能与该处地下岩层上面的多层的大阪群层地质结构有关.

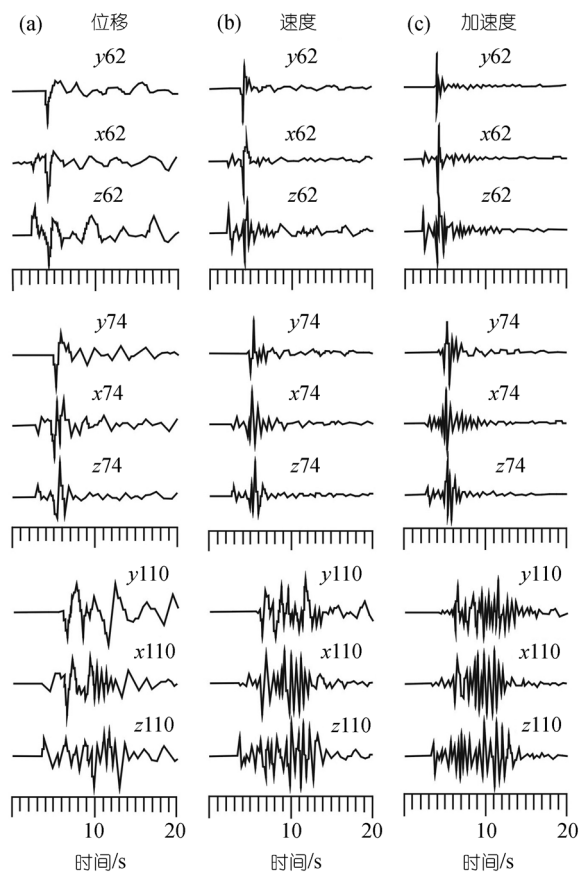


图4 用拟傅里叶谱方法离散数值模拟计算所得到的图2所示62、74和110格三处的小地震(格林函数)波形 x 、 y 和 z 方向分量

(a), (b), (c) 三行分别为各点处的位移、速度和加速度的格林函数小地震波形.在各波形图右上角的字母和数字分别表示波场的分量和上述模拟点处的号码,如 x_{62} 表示62号位置处的 x 分量

图2中速度结构剖面垂直于地震断层C的走向(大约为北东 53°).为了合成目标大地震神户地震的理论地震图,用作格林函数的数值计算所得小地震波形相应地面运动的南北分量(N-S)或者东西方向分量(E-W)可以用图4中的 x 和 y 方向波形分量合成.其结果示于图5中.如此合成的小地震图可以方便地用于代替经验格林函数方法中的观测小地震波形,合成目标大地震理论地震图.图5中N-S、E-W和U-D方向分量元素地震波形的特征与图4中水平和垂直方向波形的特征相似.图5所示波形都已经经过了从0.1到3.2 Hz的带通滤波处理.这些模拟波形在下节将作为格林函数方法中的小地震波形用于合成目标大地震的综合理论地震波形的计算中.

3.3 用作格林函数的小地震震源参量确定

因为用来合成目标大地震的格林函数小地震的

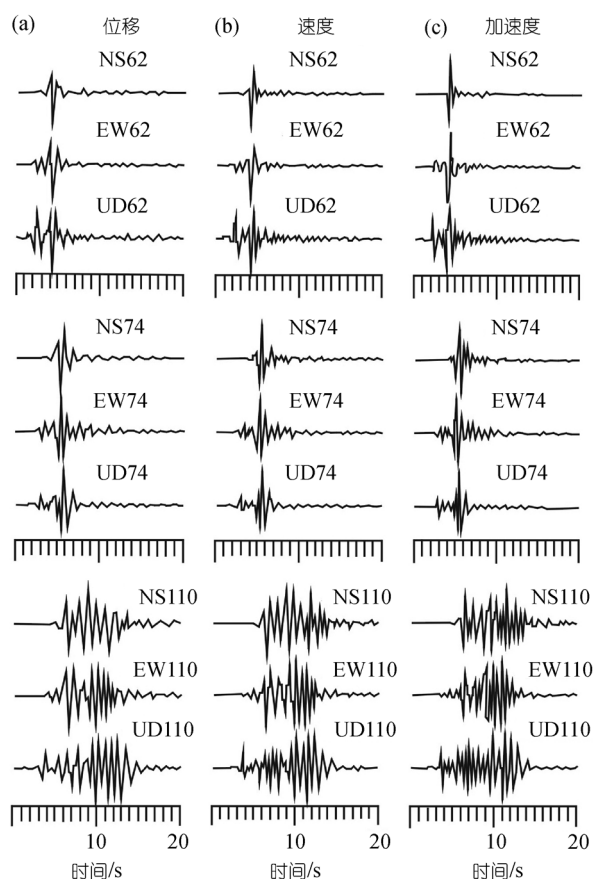


图5 图4所示62、74和110格三处的格林函数波形的南北(N-S)、东西(E-W)和上下(U-D)分量

(a), (b), (c) 三行分别为各点处的位移、速度和加速度的格林函数小地震波形.在各波形图右上角的字母和数字与图4中的含义相同

个数需要通过震源谱比例法则来确定^[23,37,38], 所以有必要先确定上述图 5 中模拟所得格林函数地震波形所代表的震级大小. 这里, 我们通过震源谱的拐角频率与地震的破裂长度之间的关系来估计格林函数波形的震级和地震矩. 图 5 中所示格林函数震源谱的频率曲线已经示于图 3 中, 图中可见震源谱的拐角频率大约为 1.2 Hz. 同时也分析一下模拟所得的格林函数的频谱曲线. 作为一个例子图 6 示出了在第 74 点处模拟位移波形东西分量的频谱曲线, 由图中可见模拟格林函数的拐角频率实际上也差不多为 1.2 Hz. 研究表明, 1.2 Hz 的拐角频率意味着格林函数波形的相当于一个地震断层长度大约 4~5 km 的 5 级左右的地震的波形^[39~41]. 其地震矩 M_0 大约为 50×10^{15} Nm. 我们选择具有以上参量的元素地震作为用格林函数近似来合成目标神户大地震的上述三观测台站的理论地震图.

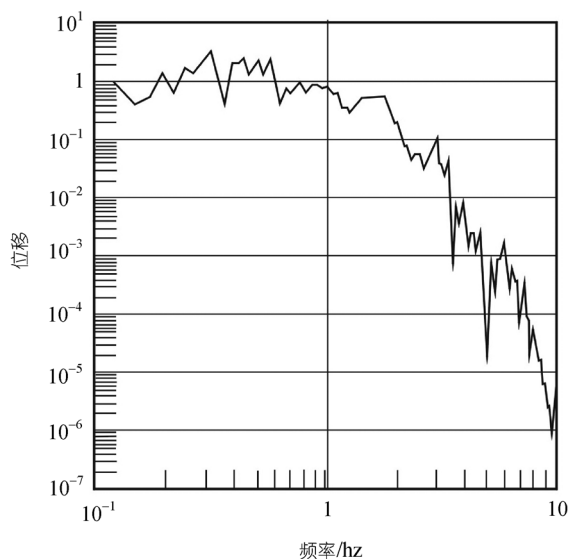


图 6 图 5 中数值模拟所得格林函数 EW74 位移分量(U) 波形频谱曲线

4 综合理论地震图

4.1 神户地震震源破裂过程模式和用作格林函数小地震震源参数

1995 年神户 M7.2 大地震的震源破裂过程是由三次次级子破裂过程组成的多重震源破裂过程^[18]. 破裂大约在水平方向延伸约 60 km, 如图 1 所示, B 和 C 两个破裂断层位于神户市一侧, A 断层在淡路岛一侧. 如图 1 所示 A, B 和 C 三子断层的走向分别为 N45°E,

N53°E 和 N233°E, 他们的倾角分别为 82°, 90° 和 85°. 三个次级断层长度大约分别为 21, 15 和 24 km, 地震矩分别为 85.9×10^{17} , 48.8×10^{17} 和 56.6×10^{17} Nm^[18]. 在合成 KBU, MOT 和 RKI 观测站的理论地震图时, 根据上节结果格林函数元素小地震的断层面在水平和铅直两方向上的长度都取为 5 km. 这样 A, B 和 C 三断层面就分别被分为 4×3 , 3×3 和 3×3 个小元素地震的断层面用来合成神户大地震断层附近上述 3 台站的理论地震图. 大地震时 B 断层首先破裂, 其后紧接着是 A 断层即刻发生破裂, 又过了 5.8 s 后 C 断层开始破裂. 本文在计算上述观测台站的理论地震图时使用了震源有限破裂模式. 借助于上述三重破裂过程的震源模式运用经验格林函数方法将合成 KBU, MOT 和 RKI 观测站的目标地震的综合理论地震图. 文献^[18]中, 三个次级断层的震源破裂过程的破裂速度选取为 3.1 km/s. 如图 2 所示因为在各台下面沉积层的厚度不同, 在计算从震源到各个目标台站的走时, 依格林函数的原理应使用震源到台站的平均速度, 所以本文使用的三者的 S 波的速度略有差别. 从震源到 KBU, 和 MOT 的速度为 3.25 km/s, 从震源到 RKI 的速度为 2.5 km/s. 三个次级断层破裂过程的上升时间分别为 0.8, 0.6 和 0.6 s.

4.2 合成目标地震理论地震图

根据上述的神户地震的震源破裂模式, 和图 5 中 62, 74 和 110 格三点波形作为近似格林函数, 用经验格林函数法合成了 1995 年神户地震在 KBU, MOT 和 RKI 地震观测站的理论地震图. 图 7~9 表示出了合成的理论地震图与三台的观测地震记录的 N-S, E-W 和 U-D 的三分量的对比图. 图 7 和 8 显示出 KBU 和 MOT 两地震台的地面运动的速度和位移的理论和观测波形的比较. 图 9 比较了 RKI 台的地面位移、速度和加速度的理论和观测波形.

在图 7~9 所示的波形中, KBU 和 MOT 观测站的位移波形是分别由在这两台观测记录到的速度地震波形积分计算出来的. RKI 观测站的速度和位移波形也是由在该台观测的加速度波形计算所得. 每一处波形都是用图 5 所示的包括 P-和 S-波震相的全波形代替格林函数法中观测地震波形合成神户地震的理论波形. 总体看来, 用以上模拟计算格林函数小地震波形合成的综合理论地震图都与实际观测地震图吻合较好.

我们注意到两个大的脉冲出现在图 7 和 8 中的

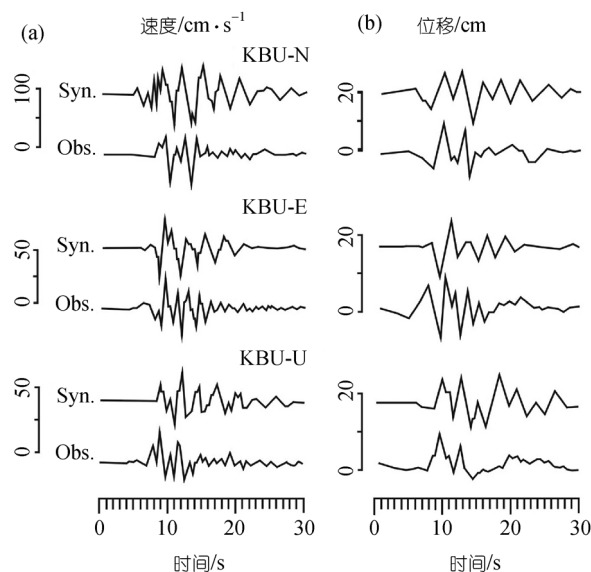


图7 1995年日本神户M7.2地震KBU观测站(震中距=23.6 km)数值模拟计算格林函数方法所得综合理论地震图和观测地震记录比较

在(a)中表出的‘Syn.’和‘Obs.’缩写分别表示相应各台站的综合理论地震图和观测地震波形。台站代号后面的N, E和U分别表示地震波形N-S, E-W和U-D分量。在图中的(a)和(b)分别表示出地震速度和位移分量波形

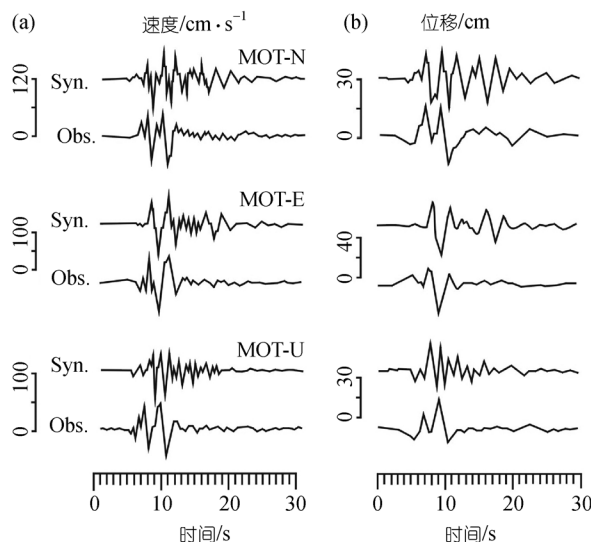


图8 1995年日本神户地震MOT观测站(震中距=26.6 km)数值模拟计算格林函数方法所得综合理论地震图和观测地震记录比较

图中符号具有与图7中的相同意义

KBU和MOT观测站中观测位移和速度波形的S-震相的所有三分量的前半部, 与此相对应的是在这两台综合理论地震图相应的时刻也出现了相似的2个

大的脉冲。至于在图9中的RKI观测站的比较情形, 包括加速度地震波形在内综合理论地震波形与实际观测波形的S波峰值与低谷都吻合得很好。这些结果表明本文使用已知速度结构条件下的离散数值模拟的格林函数小震波形合成大的目标地震波形的途径是可行的。

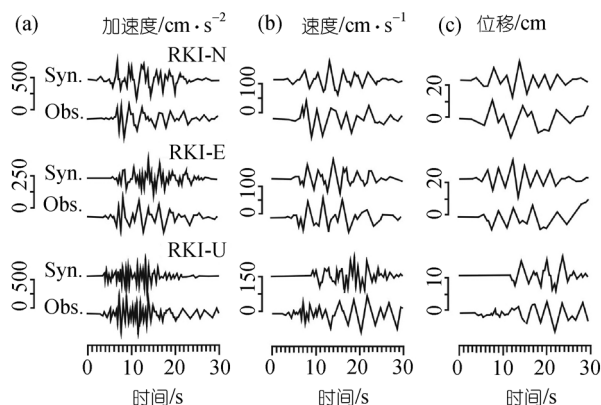


图9 1995年日本神户地震RKI观测站(震中距=17.9 km)数值模拟计算格林函数方法所得综合理论地震图和观测地震记录比较

图中的(a), (b), (c) 三行分别表示相应台站地震加速度、速度和位移波形。图中符号具有与图7中的相同意义

图7和8中在观测波形中大的脉冲之后的波形变化很快变得平静, 然而在综合理论地震波形中的脉冲后扰动仍持续了数秒钟后波形才变得较为平缓。另一方面, 在图9的加速度综合理论波形中的垂直分量(U-D)中, 综合理论地震波形与观测的吻合程度在有些部分不尽人意, 这可能是由于观测加速度垂直分量波形具有较其它分量波形高得多的高频谐波成分, 所以它与合成的综合理论地震图的比较效果可能不如其他分量的比较效果好。仔细分析图7, 8和9的波形, 与观测波形相比在综合理论地震波形的加速度与速度分量上似乎叠加了一些高频变化。这些高频变化在KBU(图7)和MOT(图8)的波形中, 特别是在RKI(图9)的合成波形中很容易发现。

5 结论

本文由图2的速度结构模式计算所得地面加速度运动与神户地震时该区建筑物倒塌率相当吻合的结果推知, 该结构大致反映了地震波传播全路径介质效应对研究区域地震波动场影响的主要特征。在选用上述速度结构的条件下用数值模拟的地震波形来代替观测小地震的波形作为格林函数近似合成了

的神户地区 3 个台站的神户大地震理论地震图。结果如下:

(i) 本文模拟计算出的格林函数小地震波形水平分量和垂直分量各自的物理特征清晰。 z 分量波形图中 S 波之前的 P 波的初动清晰而且振幅相对两个水平分量波形中的垂直分量大。 x 分量波 S 之前的 P 波较 z 分量波形中 P 波分量小得多。 y 分量波形中几乎没有 P 波出现。表明计算用作格林函数的 E-W, N-S 和 z 向小地震波形的速度结构和模拟方法大致准确。

(ii) 合成近源地震图与实际观测到的 1995 年神户大震的 RKI, MOT 和 KBU 地震台的实际观测波形变化一致吻合。在图 7 和 8 中的 KBU 和 MOT 观测站中观测位移和速度波形的 S-震相的所有三分量中的两个大脉冲与它们在综合地震图中出现时刻也相应。在图 9 中的 RKI 观测站的情形, 包括加速度地震波形在内理论地震波形与实际观测波形的 S 波峰值与低谷都吻合得很好。这些结果意味着数值模拟地震波形反映了该区地下地质结构的特征和物理条件 [4,24]。

(iii) 二维速度结构计算所得小地震波形代替观测小地震作为格林函数近似运用经验格林函数方法合成目标大地震的理论地震图计算在有些情形下是可行的。

(iv) 这种方法可以将经验格林函数方法推广应用到缺乏小地震观测波形的地区。有利于那些地区的强地面运动的预测研究和防灾工作。

更好的方法是期望在已知高精度三维速度结构条件下的应用三维模拟格林函数合成的理论地震图, 或者直接计算方法计算理论地震图。将会进一步深化地震地面运动研究。

致谢 感谢日本京都大学入仓教授和日本九州大学川濑教授对本文的帮助。感谢两位审稿人对本文的有益评论。

参 考 文 献

- Anderson J G, Yu G. Predictability of strong motions from the Northridge, California, earthquake. *Bull Seismol Soc Amer*, 1996, 86 (Suppl): 100—114
- Pitraka A, Irikura K, Iwata T, et al. Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake. *Bull Seism Soc Am*, 1998, 88: 428—440
- Graves R W. Three dimensional finite difference modeling of the San Andreas fault: source parameterization and ground motion levels. *Bull Seism Soc Am*, 1998, 88: 881—897
- 赵志新, 徐纪人, 久保田隆二, 等. 1995 年日本神户地震建筑物倒塌与 S 波和盆地边缘次生面波干涉的研究. *科学通报*, 2003, 48(24): 2566—2571
- Haddon R A W. Use of empirical Green's functions, spectral ratios, and kinematic source models for simulating strong ground motion. *Bull Seismol Soc Amer*, 1996, 86: 597—615
- Furumura T, Kennett B L N, Takenaka H. Parallel 3-D pseudospectral simulation of seismic wave propagation. *Geophysics*, 1998, 63: 279—288 [DOI]
- Somerville P G, Smith N F, Graves R W, et al. Abrahamson. Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seism Res Lett*, 1997, 68: 199—222
- Iwata T, Hatayama K, Kawase H, et al. Site amplification of ground motions during aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake in severely damaged zone—Array observation of ground motions in Higashinada ward, Kobe city, Japan. *J Phys Earth*, 1996, 44: 553—561
- Atkinson G, Boore D M. Stochastic point-source modeling of strong motions in the Cascadia region. *Seism Res Lett*, 1997, 68: 74—85
- Beresnev I A, Atkinson G M. Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California, earthquake, II. Widespread nonlinear response at soil sites. *Bull Seismol Soc Amer*, 1998, 88: 1402—1410
- 入仓孝次郎. 强地面预测の震源模式. *地震*, 第二辑, 1994, 146: 495—512
- Hutchings L. Kinematic earthquake models and synthesized ground motion using empirical Green's functions. *Bull Seismol Soc Amer*, 1994, 84: 1028—1050
- Jarpe S P, Kasameyer P W. Validation of a procedure for calculating broadband strong-motion time histories with empirical Green's functions. *Bull Seismol Soc Amer*, 1996, 86: 1116—1129
- Schneider J F, Silva W J, Stark C. Ground motion model for the 1989 M6.9 Loma Prieta earthquake including effects of source, path, and site. *Earthq Spe*, 1993, 9: 251—287
- Chin B H, Aki K. Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: a preliminary result on pervasive nonlinear site effects. *Bull Seismol Soc Amer*, 1991, 81: 1859—1884
- 入仓孝次郎. 兵庫県南部地震の震源断層, 強震動と被害特徴. *物理探査*, 1995, 48: 463—489
- Beresnev I A, Atkinson G M. Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California, earthquake, I. Validation on rock sites. *Bull Seismol Soc Amer*, 1998, 88: 1392—1401
- Sekiguchi H, Irikura K, Iwata T, et al. Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records. *J Phys Earth*, 1996, 44: 473—387

- 19 川瀬博, 松島信一, Graves R W, 等. 1998 'エッジ効果'に着目した単純二次元盆地構造の三次元波動場解析-兵庫県南部地震の際の震災帯の成因. 地震, 1998, 50: 431—449
- 20 Zhao Z X, Xu J R. Simulations of Seismic Wave Propagation and Ground Motion Acceleration in a Basin-like Structure. J Environ Eng Geophys, 2006, 11: 133—141
- 21 Sokolov V Y. Spectral parameters of the ground motions in Caucasian seismogenic zones. Bull Seism Soc Amer, 1998, 88: 1438—1444
- 22 胡丰贤. 地震工程学. 北京: 地震出版社, 1988. 150—173
- 23 Irikura K. Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's Function. Proc 7th Japan Earthq Eng Symp, 1986, 151—156
- 24 赵志新, 徐纪人, 久保田隆二. 地震地面运动数值模拟中的土层增幅和波的多重干涉效应. 科学通报, 2004, 49(20): 2104—2112
- 25 Zhao Z X, Xu J R. A new Differentiation operator for seismic wave equation. Cont Dyn, 2000, 5: 67—70
- 26 Zhao Z X, Kubota R. The empirical Green's function method by using simulated waveforms. The Effect of Surface Geology on Seismic Motion Volume 3, Netherlands A A. Balkema Rotterdam Press, 1999
- 27 Zhao Z X, Xu J R. Basin geological structure and the simulations for mechanism of seismic disaster. Acta Geol Sin, 2004, 2405—2414
- 28 赵志新, 徐纪人, 久保田隆二. 盆地构造地震地面运动速度和加速度分布特征的数值模拟. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1085—1091
- 29 赵志新, 徐纪人. 不均匀地震构造体与灾害地面运动数值模拟研究. 大地测量与地球动力学进展. 武汉: 湖北科学技术出版社, 2004. 639—648
- 30 石川浩次, 溝口昭二, 大鹿明文. 兵庫県南部地震の神戸の地盤と被害状況調査. 応用地質, 1995, 36: 62—80
- 31 Kosloff D, Reshef M, Loewenthal D. Elastic wave calculations by the Fourier method. Bull Seismol Soc Amer, 1984, 74: 875-891
- 32 Reshef M, Kosloff D, Edwards M, et al. Three-dimensional elastic modeling by the Fourier method. Geophysics, 1988, 53: 1184—1193 [DOI]
- 33 Zhao Z X, Xu J R, Horiuchi H. Differentiation operation in the wave equation for the pseudospectral method with a staggered mesh. Earth Planets Space, 2001, 53: 327—332
- 34 赵志新, 徐纪人, 堀内茂木. 错格实数富里叶微分算子及其在非均匀介质波动传播研究中的应用. 地球物理学报, 2003, 46: 234—240
- 35 赵志新, 徐纪人, 杨文采, 等. 中国大陆科学钻探孔区反射地震剖面的数值模拟与分析. 岩石学报, 2003, 20: 127—136
- 36 Herrmann K B. SH-wave generation by dislocation source-a numerical study. Bull Seismol Soc Amer, 1979, 69: 1—15
- 37 Zeng Y, Anderson J O. A composite source model of the 1994 Northridge earthquake using genetic algorithms. Bull Seismol Soc Amer, 1996, 86: S71—S83
- 38 Sato T, Graves R W, Somerville P G, et al. Estimates of regional and local strong motions during the Great 1923 Kanto, Japan, earthquake (Ms 8.2). Part 2: forward simulation of seismograms using variable-slip rupture models and estimation of near-fault long-period ground motions. Bull Seismol Soc Amer, 1998, 88: 206—227
- 39 陈运泰, 王妙月, 林邦慧, 等. 中、小地震体波的频谱和纵、横波拐角频率比. 科学通报, 1976, 22(9): 414—418
- 40 Brune J N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear wave from earthquake. J Geophys Res, 1970, 75: 4997—5009
- 41 宇津德治. 地震の事典. 东京: 朝仓书社, 1996. 243

(2006-03-27 收稿, 2006-05-26 接受)