

# 利用数字化速度波形和仿真位移波形资料 求解震源机制解的比较<sup>\*</sup>

付 虹, 王绍晋, 龙晓帆, 邬成栋, 赵小艳

(云南省地震局, 昆明 650224)

摘要: 对 2007 年 1~7 月云南发生的 19 次  $M_L 3 \sim 4.6$  地震的实例分析表明, 数字地震仪的速度记录波形与仿真位移波形的形态相似, 振幅分布比较一致, 最大振幅比值 ( $A_{sv}/A_p$ ) 也基本相等; 由数字地震仪速度记录振幅资料和仿真位移振幅资料测定的震源机制解具有显著的一致性。在采用  $P_g$   $S_g$  波最大振幅比测定震源机制解时, 直接量取数字地震仪速度记录相应波形的最大振幅值, 获取相应振幅比数据, 这个方法是可行的。

关键词: 数字地震仪; 速度波形; 仿真位移波形; 振幅比; 震源机制

中图分类号: P315.3<sup>+</sup>3 文献标志码: A 文章编号: 1000-0666(2009)01-0018-07

## 0 引言

震源机制解包含震源断层的几何特征、震源破裂错动机制、震源破裂等效释放应力场等重要信息。它还反映了震源断层的力学性质和动力学特征, 可用来探讨地震的成因。用数量足够多的震源机制解进行统计分析, 所得结果就可以反映区域构造应力场的平均状态。震源机制解是研究震源破裂机制、震源应力场、区域应力场及其动态变化和地震构造运动的基础资料。地震孕育过程研究和地震破裂实验表明, 强震孕育往往表现出阶段性。孕震的不同时段, 强震潜在震源区及其附近地区构造应力场会出现动态调整变化, 同时, 伴随着强震的孕育, 强震潜在震源区及其附近地区会有中小地震发生。显然, 对这些中小地震震源机制解的分析, 能够揭示与强震孕育过程相关的构造应力场时空动态变化, 以及由此引起的异常构造断裂活动, 进而实现对强震的监视和预测。此外, 对序列地震震源机制解的分析, 还是地震序列后续余震趋势预测的有效方法之一。

测定震源机制解的方法有多种, 最早和最常用的是采用地震记录的  $P$  波初动符号在乌尔夫投影网上作图求解, 或由解析计算求解。目前, 震源机制  $P$  波初动解的作图法和解析算法均是基

于双力偶点源模型, 在震源参考球上依据地震台站记录到的清晰的  $P$  波初动符号分布, 求解两个节平面 (其中有一个可能是震源破裂面) 的走向、倾向、倾角和错动方向等参数, 主压应力轴、主张应力轴和中间应力轴 3 个应力主轴的方位和仰角等参数, 以及破裂面上错动力轴的方位和仰角等。为了获取较为精确的震源机制解, 要求所使用的  $P$  波初动符号清晰可靠, 数量足够多, 通常不得少于 20 或 30 个。 $P$  波初动符号在震源参考球上的分布要有一定的覆盖率, 并且相对比较均匀, 通常要求在震中周围  $P$  波初动符号分布所张的方位应大于  $270^\circ$ 。显然, 由  $P$  波初动符号求震源机制解的方法, 主要适用于震级较大的地震。为了解决用  $P$  波初动符号求解震源机制解的不确定性问题和提高解的精确度, 人们不断引入新的数值计算方法, 例如迭代法、格点搜索法等; 但是对于大量中小地震, 由于地震观测台站数量有限和分布不均匀, 不能获取足够数量的  $P$  波初动符号, 因而也就不能得到它们的震源机制  $P$  波初动解。Kissling 等 (1981) 提出, 利用  $P$  波和  $SV$  波振幅比资料, 采用地壳均匀介质模型, 以射线出射角分布作介质非均匀校正, 进而测定小震震源参数的方法。梁尚鸿等 (1984) 以点源位错震源模型, 采用层状介质中地震体波广义透射系数的快速算法, 计算  $P_g$   $S_g$  波综合地震图, 得到最大振幅,

\* 收稿日期: 2007-11-22

基金项目: 云南省“人才培养”(2006PY01-39)项目资助

再用最大振幅比值与观测资料拟合的方式来测定震源机制解参数。该方法对资料的要求容易满足,而且震源机制解具有较高的精度。对于 1 个地震,通常只要有 4 个以上地震台站的测震仪垂直分量记录到的清晰的  $P\&S$  波最大振幅,有 1 个以上台站记录到的清晰可用的  $P$  波初动,就可测定出震源机制解。这使得研究人员可以利用区域地震台网的资料来测定大量中小地震的震源机制解。传统的模拟地震仪记录的就是地动位移值,可以直接用于测定震源机制解。随着数字化地震台网的建立和不断完善,模拟地震记录将越来越少。然而,数字地震仪记录的是地动速度值,在利用振幅比资料测定震源机制解时,资料应如何使用尚值得斟酌。

## 1 数字化记录速度波形与仿真位移波形比较

### 1.1 资料选取

滇西地区大理、保山一带地震台网相对密集。选取该地区 2007 年发生的 19 次地震作为研究对象,这 19 次地震的参数如表 1 所示。

表 1 19 次  $3.0 \leq M_L \leq 4.6$  地震的参数

序号	发震时间	震中位置		发震地点	震级 $M_L$
		$\phi_N$	$\lambda_E$		
1	2007-01-18	25 92°	100. 72°	宾川	3. 4
2	2007-01-29	24 4°	100. 83°	景东	3. 0
3	2007-02-03	25 92°	99. 75°	洱源	4. 5
4	2007-03-08	25 88°	100. 6°	宾川	3. 1
5	2007-03-09	25 77°	99. 82°	漾濞	4. 6
6	2007-03-10	25 72°	98. 92°	云龙	3. 0
7	2007-03-18	25 47°	100. 38°	下关	4. 1
8	2007-03-25	24 95°	99. 3°	保山	3. 2
9	2007-03-26	24 85°	98. 83°	保山	3. 3
10	2007-03-28	25 62°	99. 42°	云龙	4. 6
11	2007-05-03	26 4°	100. 08°	洱源	3. 4
12	2007-06-10	26 77°	100. 8°	永胜	3. 2
13	2007-06-15	26 18°	100. 00°	洱源	3. 2
14	2007-06-25	24 98°	99. 35°	保山	3. 0
15	2007-07-19	25 47°	100. 1°	巍山	3. 1
16	2007-07-28	25 47°	100. 08°	下关	3. 1
17	2007-07-28	25 45°	100. 07°	巍山	3. 8
18	2007-07-28	25 43°	100. 07°	巍山	3. 0
19	2007-07-29	25 45°	100. 03°	巍山	4. 0

### 1.2 数字化记录速度波形与仿真位移波形比较

地震仪器的作用实际上就是将地面运动信息作为输入量,转换为一种可以记录保存的输出量。地面运动的输入量可以是位移、速度或加速度,输出量也可以是位移、速度、加速度或者其他物理量。对于数字化地震记录,输出的是无量纲的数字,但在实际应用中需要的是有特定含义的物理量,比如位移、速度、加速度等。为满足实际应用的不同目的和需要,人们通过地震仪器特定的传递函数将数字地震记录的数字与实际物理量,即地面运动的位移、速度或加速度联系起来,以便实际应用。在数字地震观测系统中,按地震仪器特定的频率特性,即地震仪器传递函数在频率域中的性状,可以有位移型、速度型和加速度型的记录结果。目前,云南区域数字地震台网使用的是速度型记录。

在测定震源机制解时,基于层状介质的双力偶点源模型,震源辐射出的直达  $P$  波和  $S$  波振幅大小空间分布具有方向性,形成辐射花样图形,它们反映出震源的动力学特性与震源破裂机制相关。 $P$  波和  $S$  波的振幅辐射图形具有各自的特征:沿震源破裂传播方向  $S$  波振幅最大,与震源破裂传播方向呈 45° 角方位  $P$  波振幅最大。利用振幅资料测定震源机制解时实际使用的是  $P\&S$  波最大振幅的比值,不是振幅的绝对值。梁尚鸿等 (1984) 最初提出利用区域地震台网  $P$  波垂直分量最大振幅的比值资料测定小震震源机制,采用的是位移振幅。对于速度型数字记录,Snook (1984) 认为可以直接量取相应波形速度记录的最大振幅来代替位移最大振幅。朱航和龙锋 (2005) 在研究地震序列的振幅比时,发现速度量振幅比的变化基本上反映了位移零频观测谱值的振幅比的变化。直接利用速度型数字地震仪记录的相应波形的最大振幅比值测定震源机制解应该是可行的。本文中,笔者利用云南区域数字地震台网的速度记录资料,测定了 2007 年 1~7 月在云南发生的 19 次 3~4.6 级地震的震源机制解。

云南区域数字地震台网现有 31 个子台,加上位于四川省内的 4 个子台,共有 35 个子台可供使用。地震仪采用 FBS3 速度型宽频带地震仪,采样率为 50 点 /s,在 0.05~20 Hz 范围内对地动速度有较平坦的响应。作为分析应用,从这 19 个地震

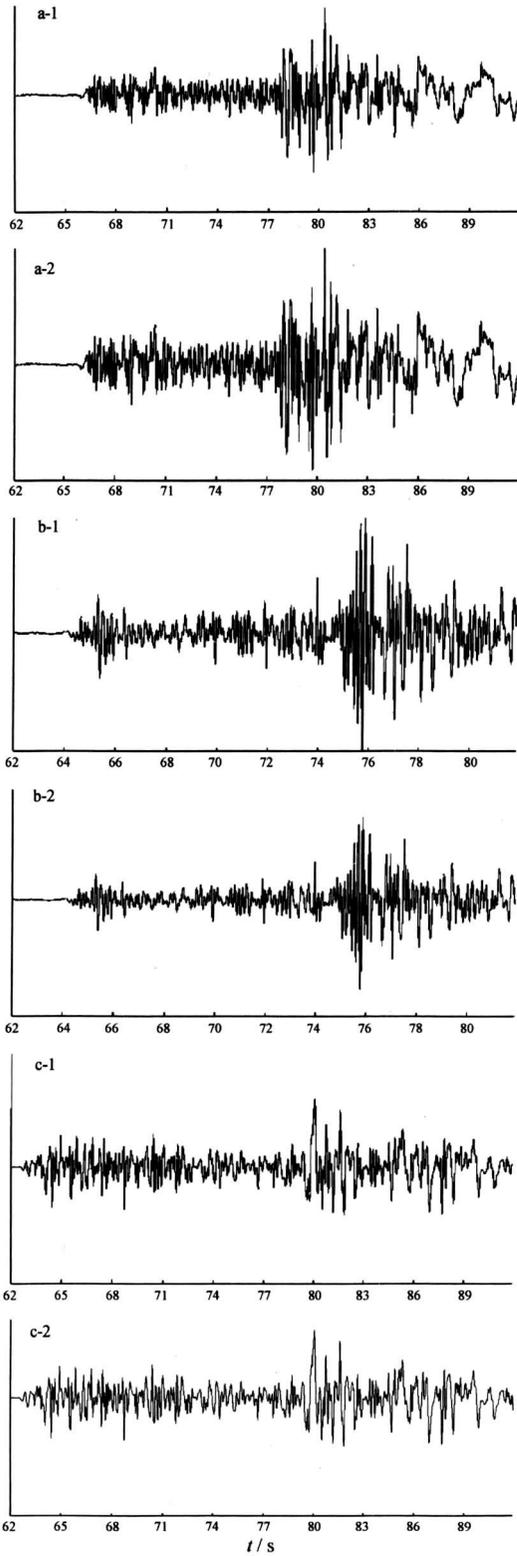


图 1 2007年 1月 18日 宾川  $M_L 3.4$ 地震鹤庆、洱源和丽江台数字地震仪垂直分量速度记录波形与仿真位移波形对比

(a-1) 鹤庆台速度波形; (a-2) 鹤庆台仿真位移波形;  
 (b-1) 洱源台速度波形; (b-2) 洱源台仿真位移波形;  
 (c-1) 丽江台速度波形; (c-2) 丽江台仿真位移波形

的数字记录中直接获取速度波形资料, 同时获取对应的仿真位移波形资料, 进行对比。图 1是鹤庆、洱源和丽江台记录到的 2007年 1月 18日宾川  $M_L 3.4$ 地震的垂直分量速度波形与仿真位移波形对比。图 2是永胜和丽江台记录到的 2007年 2月 3日洱源  $M_L 4.5$ 地震的垂直分量速度记录波形与仿真位移波形对比。由图 1、图 2可以看出, 数字地震仪记录的速度波形与仿真位移波形的形态非常相似, 振幅分布也很一致。但实际测量波形振幅时, 速度波形振幅量值往往比仿真位移波形振幅大十几倍甚至几十倍。虽然实际测量所得的最大振幅的绝对数值大小不相等, 但其最大振幅比值 ( $A_V/A_D$ ) 基本相等。因此  $P$ 与  $S$ 波最大振

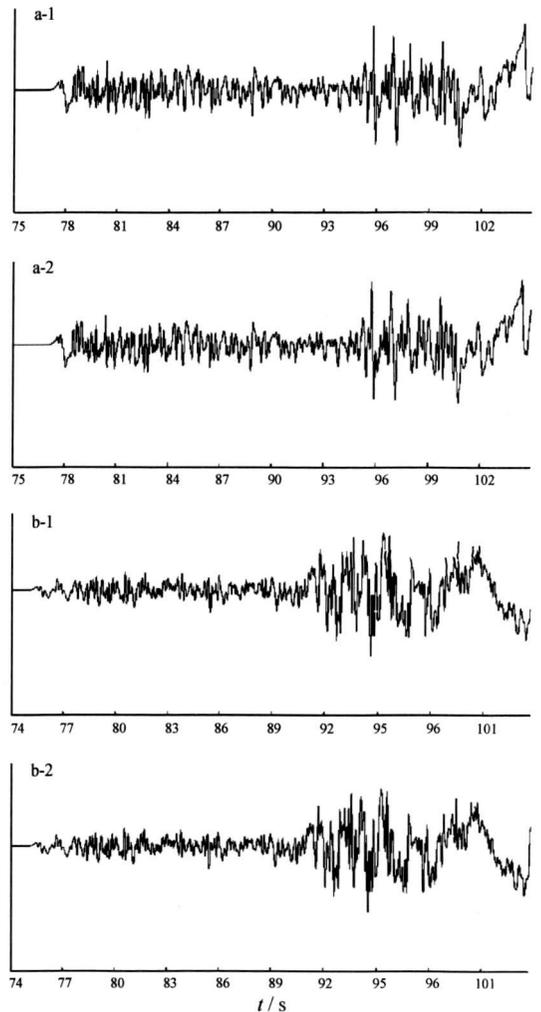


图 2 2007年 2月 3日 洱源  $M_L 4.5$ 地震永胜和丽江台数字地震仪垂直分量速度记录波形与仿真位移波形对比

(a-1) 永胜台速度波形; (a-2) 永胜台仿真位移波形;  
 (b-1) 丽江台速度波形; (b-2) 丽江台仿真位移波形

幅比值与地震仪的记录形式无关, 与振幅的绝对大小无关, 与震级大小也基本无关。例如, 鹤庆台速度记录垂直分量  $P_S$   $S_S$ 波最大振幅分别是 8.1 mm和 21.6 mm。相应的仿真位移波形记录垂直分量  $P_S$   $S_S$ 波最大振幅分别是 0.48 mm和 1.30 mm。两者相差 16 倍多。速度波形及仿真位移波形的  $P_S$ 和  $S_S$ 波垂直分量最大双振幅  $A_P$ 、 $A_S$ 最大振幅比值 ( $A_S/A_P$ ) 分别为 2.66和 2.70, 基本相等 (图 1)。永胜台速度波形记录垂直分量  $P_S$   $S_S$ 波最大振幅分别是 38.8 mm和 86.9 mm。相应的仿真位移波形记录垂直分量  $P_S$   $S_S$ 波最大振幅分别是 2.41 mm和 5.39 mm。两者相差 16 倍多。速度波形及仿真位移波形的  $P_S$ 波和  $S_S$ 波垂直分量最大振幅比值 ( $A_S/A_P$ ) 分别为 2.24和 2.23 基本相等 (图 2)。

## 2 利用速度波形资料与仿真位移波形资料测定震源机制解的比较

对上述 19 个地震, 利用云南区域数字地震台网的速度波形和仿真位移波形资料测定震源机制解。对每个地震读取垂直分量速度波形及相应的仿真位移波形的  $P_S$ 和  $S_S$ 震相的最大双振幅  $A_P$ 、 $A_S$ , 所选用的台站震中距  $\Delta \leq 210$  km, 最大双振幅  $A_P$ 、 $A_S$ 应大于 0.5 mm, 并且显著大于干扰背景; 最大双振幅  $A_P$ 、 $A_S$ 应小于记录限幅, 精度读至 0.2 mm。对于数字记录, 最小振幅应当是脉动的数倍, 应注意量取同一个周期的双振幅。一般取  $P_S$ 和  $S_S$ 波到时之后前几个周期的最大振幅, 注意分辨  $P_N$ 、 $P_{11}$ 、 $S_N$ 、 $S_{11}$ , 严格区分这些震相的混入。本方法要求至少有 4 个以上台站的资料可以提供计算, 但实际上我们获得了 7~13 个台的记录资料, 足以保证解的确定性。此外, 还要保证至少有 1 个台记录到清晰的  $P$ 波初动符号。计算时使用《云南遮挡至马龙地学断面说明书》中给出的地壳分层结构速度模型数据 (阚荣举和韩源, 1992), 最终对得到了由速度记录振幅资料和仿真位移振幅资料测定的这 19 个地震的震源机制解。图 3 和图 4 给出了利用这两种波形资料得到的每一个地震的 4 组最佳解的图解, 以做对比分析。19 对结果中, 有 14 对完全一致, 占总数的 73.7%; 另有 2

对, 其中有 1 组解一致, 有 1 组解不相同, 占总数的 10.5%; 有 3 对结果差异较大, 占总数的 15.8%。前两项可以视为同一情形, 就占到总数的 84.2%。对于震源机制解不相同的 3 对结果, 产生差异的原因很复杂, 就目前的认识分析, 可能的原因有: ① 速度波形振幅量值往往比仿真位移波形振幅量值大十几倍甚至几十倍。也就是说, 仿真位移波形振幅量值往往较小, 有时小到不足以满足测量所要求, 当出现类似情况时, 获取速度记录振幅资料和仿真位移振幅资料的台站数量不尽相同, 使得震源机制解出现差异。② 当地震震级较大时, 一定距离内的近台出现记录振幅限幅的情况, 因此部分近台的资料不能使用。由于速度波形振幅量值与仿真位移波形振幅量值大小不相等, 出现记录振幅限幅的台站也就不尽相同。显然, 基础资料是影响震源机制解结果的重要因素。当然, 震源机制解出现差异可能还有其他原因, 需在以后的工作中不断研究。

## 3 认识与讨论

(1) 数字地震台网的观测资料是研究震源机制、地震活动性、地球内部构造、地震监视和预测等的高精度优质数据源。区域数字地震台网在测定中小地震震源机制解时有显著的优势, 在进行数据处理时因其特有的人机交互方式, 使得震相的辨认、振幅测量、初动极性确定等的精度大大提高, 从而保证了震源机制解的精度和可靠性。

(2) 通过对 19 个地震的实际对比分析, 数字地震仪的速度记录波形与仿真位移波形的形态非常相似, 振幅分布也很一致。虽然  $P$ 波和  $S$ 波最大振幅的绝对数值大小不相等, 但其最大振幅比值基本相等。 $P$ 波和  $S$ 波最大振幅比值与地震仪的记录形式无关, 与振幅的绝对大小无关, 与震级大小也基本无关。

(3) 本研究中, 用数字地震仪速度记录振幅资料和仿真位移振幅资料计算的 19 个地震的震源机制解结果具有很好的一致性。在采用  $P_S$   $S_S$ 波最大振幅比测定震源机制解时, 可直接量取数字地震仪速度记录相应波形最大振幅值, 获取相应振幅比数据。用这两种资料测定震源机制解出现

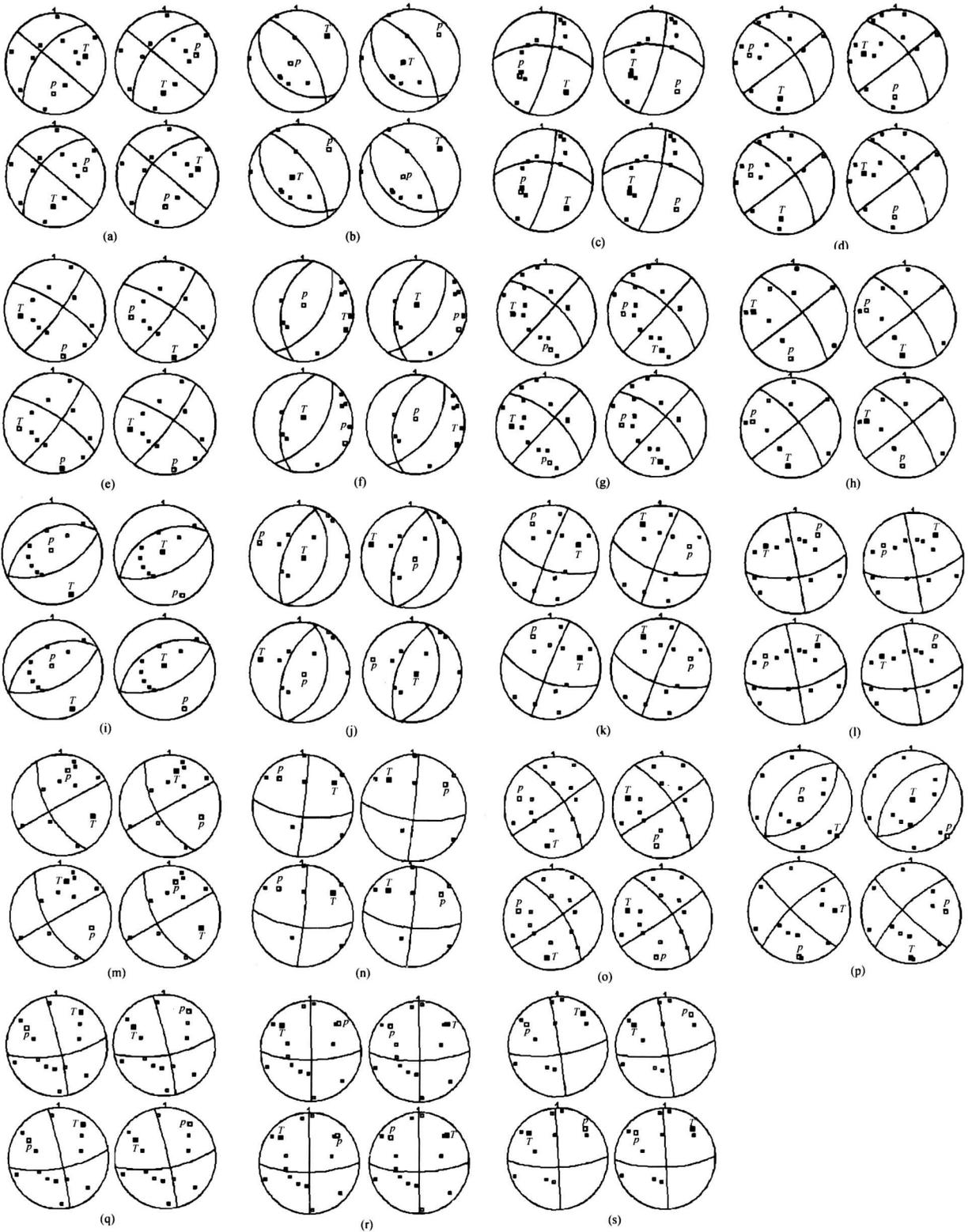


图 3 利用数字地震仪速度波形记录测定的 19 次地震的震源机制解的图解

(a) 宾川 3.4 级地震速度波形解; (b) 景东 3.0 级地震速度波形解; (c) 洱源 4.5 级地震速度波形解; (d) 宾川 3.1 级地震速度波形解; (e) 漾濞 4.6 级地震速度波形解; (f) 云龙 3.0 级地震速度波形解; (g) 下关 4.1 级地震速度波形解; (h) 保山 3.2 级地震速度波形解; (i) 保山 3.3 级地震速度波形解; (j) 云龙 4.6 级地震速度波形解; (k) 洱源 3.4 级地震速度波形解; (l) 永胜 3.2 级地震速度波形解; (m) 洱源 3.2 级地震速度波形解; (n) 保山 3.0 级地震速度波形解; (o) 巍山 3.1 级地震速度波形解; (p) 下关 3.1 级地震速度波形解; (q) 巍山 3.8 级地震速度波形解; (r) 巍山 3.0 级地震速度波形解; (s) 巍山 4.0 级地震速度波形解

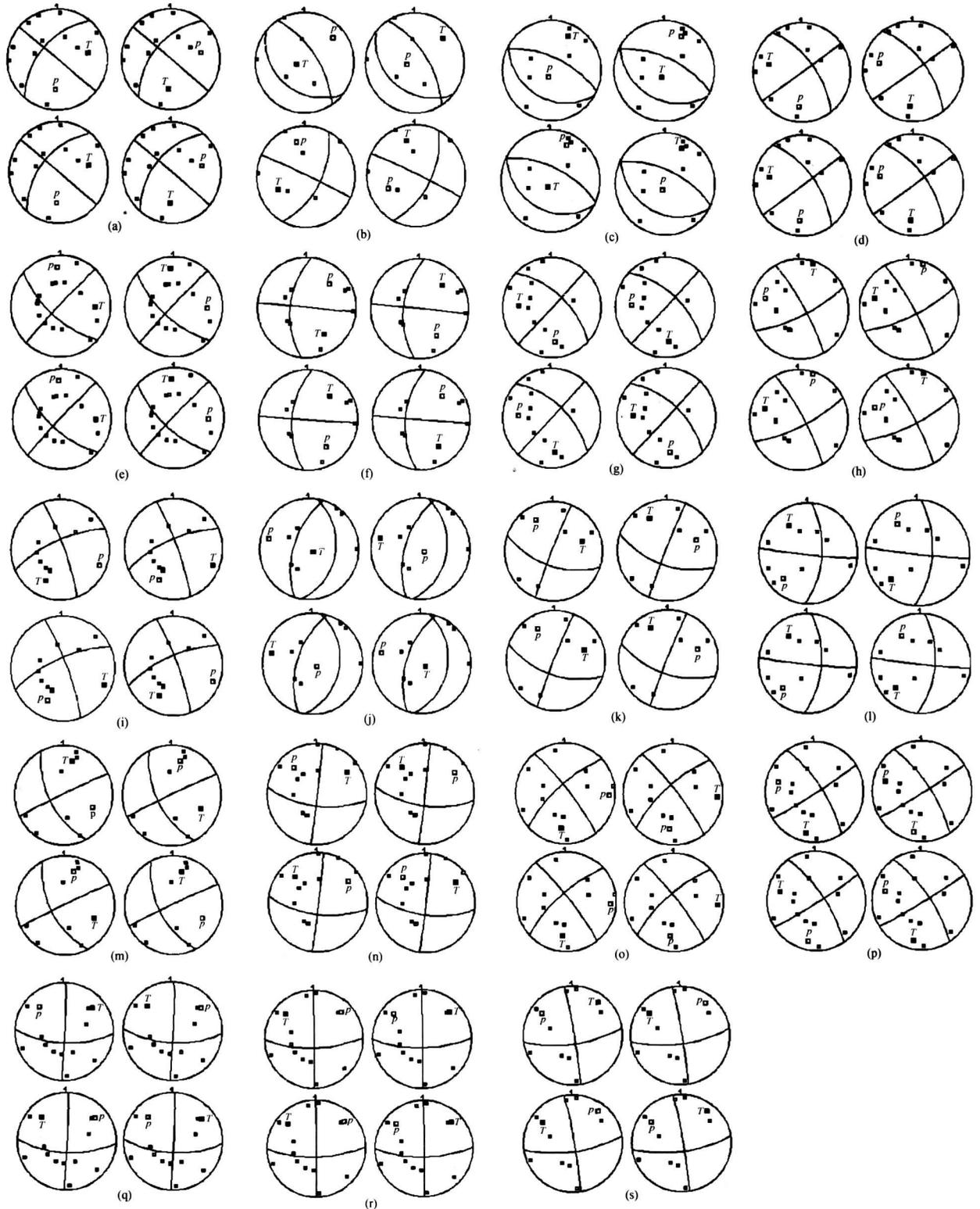


图 4 利用数字地震仪仿真位移波形记录测定的 19 次地震的震源机制解的图解

- (a) 宾川 3.4 级地震仿真位移波形解; (b) 景东 3.0 级地震仿真位移波形解; (c) 洱源 4.5 级地震仿真位移波形解; (d) 宾川 3.1 级地震仿真位移波形解; (e) 漾濞 4.6 级地震仿真位移波形解; (f) 云龙 3.0 级地震仿真位移波形解; (g) 下关 4.1 级地震仿真位移波形解; (h) 保山 3.2 级地震仿真位移波形解; (i) 保山 3.3 级地震仿真位移波形解; (j) 云龙 4.6 级地震仿真位移波形解; (k) 洱源 3.4 级地震仿真位移波形解; (l) 永胜 3.2 级地震仿真位移波形解; (m) 洱源 3.2 级地震仿真位移波形解; (n) 保山 3.0 级地震仿真位移波形解; (o) 巍山 3.1 级地震仿真位移波形解; (p) 下关 3.1 级地震仿真位移波形解; (q) 巍山 3.8 级地震仿真位移波形解; (r) 巍山 3.0 级地震仿真位移波形解; (s) 巍山 4.0 级地震仿真位移波形解

的差异,其原因很复杂,目前认为基础资料的获取可能是其中的原因之一,还可能存在其他原因,需要在今后的工作中不断认识和作进一步的分析。

在撰写本文过程中,笔者得到河北省地震局刁桂苓研究员和云南省地震局颜其中研究员的支持和帮助,在此表示感谢。

参考文献:

阚荣举,韩源.1992 云南遮放至马龙地学断面说明书 [M].北京:地震出版社.

梁尚鸿,李幼铭,束沛镒.1984.利用区域地震台网P-S振幅比资料测定小震震源参数 [J].地球物理学报,27(3):249-257.  
朱航,龙锋.2005.单台振幅比方法在马尔康M<sub>S</sub>4.7地震序列判断中的应用 [J].地震地磁观测与研究,26(4):29-35.  
Snodgrass JA.1989.Earthquake mechanism [C] // James DE. Encyclopedia of Geophysics New York: Van Nostrand Reinhold Company 239-245  
Kisslinger C, Bowman JR, Koch K.1981.Procedures for computing focal mechanisms from local (SV/P)<sub>Z</sub> data [J].BSSA,71(6):1719-1729.

### Comparing Focal Mechanisms Calculated by Using Digital Velocity Wave and Simulation Displacement Wave

FU Hong, WANG Shao-jin, LONG Xiao-fan, WU Cheng-dong, ZHAO Xiao-yan  
(Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

#### Abstract

We analyze 19 earthquakes with  $M_L 3-4$  in Yunnan recorded by digital velocity seismographs and find that the shapes of velocity waves are similar to those of simulation displacement waves, that their amplitudes distribute accordantly and the maximal amplitude ratios ( $A_{SV}/A_P$ ) are also basically equal. So the focal mechanisms calculated by using the amplitude of velocity wave and the amplitude of simulation displacement wave are markedly accordant. When using the maximal amplitude ratio of PG and SG to calculate focal mechanism, we think it is feasible directly measuring maximal amplitude of digital velocity wave and thus obtaining amplitude ratio.

Key words: digital seismograph, velocity waveform, simulation displacement waveform, amplitude ratio, focal mechanism