

王红春, 靳平, 潘常周, 肖卫国. 2009. 用改进的相对幅值法反演震源机制及其在核爆炸地震事件识别中的应用. 地震学报, 31(1): 19-31.

Wang Hongchun, Jin Ping, Pan Changzhou, Xiao Weiguo. 2009. Improved relative amplitude method for finding earthquake mechanisms and its application to the identification of underground nuclear explosions. *Acta Seismologica Sinica*, 31(1): 19-31.

用改进的相对幅值法反演震源机制及其在核爆炸地震事件识别中的应用^{*}

王红春 靳平^{*} 潘常周 肖卫国

(中国西安 710024 西北核技术研究所)

摘要 与波形反演方法相比, 相对幅值法在利用短周期地震波反演震源机制时不需要高分辨率的地球模型, 因此更适合于低震级地震事件的震源机制反演. 本文以 Pearce 的传统相对幅值法为基础, 引入一种新目标函数以量化特定震源机制解模型的直达 P 波与地表反射 pP 和 sP 波的理论相对幅值与实际观测之间的不吻合程度, 由此提高了相对幅值法的容错能力. 利用改进的相对幅值法, 反演了吉尔吉斯斯坦伊塞克湖地区震级分别为 m_b 4.9 和 m_b 3.8 的两次天然地震震源断层面解. 对于较大的地震, 利用 5 个远震台阵上观测的 pP/P 和 sP/P 相对幅值得到的震源断层面解, 与哈佛大学的 CMT 断层面解非常接近; 对于哈佛大学没有给出 CMT 解的较小地震, 利用同样方法得到的震源断层面解的走向与震中位置处主要断层的走向一致, 而且利用该断层面解可以拟合和解释区域台站上的长周期波形和 P 波初动方向. 最后, 为了说明相对幅值法在地下核爆炸地震事件识别中的应用, 利用改进的相对幅值法分析了朝鲜 2006 年 10 月 9 日核试验的远震 P 波波形, 发现没有断层面解与远震台站上的 P 波波形特征相吻合.

关键词 相对幅值法 震源机制 地震事件识别

文章编号: 0253-3782(2009)01-0019-13 中图分类号: P315.3⁺1 文献标识码: A

Improved relative amplitude method for finding earthquake mechanisms and its application to the identification of underground nuclear explosions

Wang Hongchun Jin Ping^{*} Pan Changzhou Xiao Weiguo

(Northwest Institute of Nuclear Technology, Xi'an 710024, China)

Abstract: In comparison with the inversion methods based on waveform modeling, the relative amplitude method (RAM) is more suitable for finding focal mechanisms of low magnitude earthquakes, as precise modeling of short period seismic signals requires a high resolution earth model, which is unavailable in

* 基金项目 军控核查技术项目(513310101)资助.

收稿日期 2008-06-02 收到初稿, 2008-10-13 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: jinping6608@tom. com

most practical cases. Based on the method originally presented by Pearce, we introduced a new method to quantify the fitness between predictive and observed relative amplitudes among direct P, surface reflected pP and sP for a given focal mechanism and improved the method's robustness. We have applied the improved RAM to constraining fault plane solutions of the m_b 4.9 and m_b 3.8 Issyk-Kul lake earthquakes, Kyrgyzstan. For the larger earthquake, its fault plane solution derived mainly from pP/P and sP/P measurements at 5 teleseismic array stations by improved RAM is well consistent with the Harvard CMT solution. As to the smaller event for which CMT solution is unavailable, the strike of result is similar to the strike of a major fault near its epicenter. Both long period synthetics and first-motion polarities predicted by the obtained fault plane solution are basically consistent with the observations recorded at regional stations. Finally, to demonstrate its applicability in identifying underground explosions, we also applied the improved RAM method to the underground nuclear explosion detonated by DPRK on October 9, 2006. The result shows that there is no fault plane solutions matching the overall P waveform characteristics at teleseismic stations.

Key words: relative amplitude method; focal mechanisms; identification of seismic events

引言

震源机制的差异是天然地震与地下核爆炸的本质区别。由实际的地震波反演地震事件的震源机制对事件性质的识别具有非常重要的意义。目前常用于震源机制反演的方法有P波初动法和波形反演两种(Dziewonski *et al*, 1981; Sipkin, 1994; Ford *et al*, 2007; 马淑田等 1997, 1998, 1999; 赵翠萍等, 2005)。前者由于只利用了震源在不同方向上的P波初动方向信息, 因此除非是初动方向定义台站较多且分布均匀的地震, 否则难以准确地确定其震源机制; 而后者由于受到介质结构模型分辨率的限制, 目前震源机制的波形反演方法主要还是利用长周期地震信号。大震级地震在许多台站有较高信噪比的长周期地震波, 而中小震级地震则只在区域台站及少数高质量的远震台站有较高信噪比的短周期地震波。为了满足目前小当量、低震级地下核爆炸地震事件的监测、识别和澄清的需要, 虽然也有学者利用区域三分向台站的短周期波形反演地震震源机制(Dreger, Helmberger, 1991, 1993), 但都必须以特定地区比较精细的速度模型为基础。与区域震短周期波不同, 远震短周期体波的波形相对比较简单, 并且P波波列中的直达波与地表反射波之间的相对幅值包含着源在不同方向上的辐射因子信息, 因此可以利用远震短周期直达P波与地表反射pP波和sP波之间的相对幅值反演地震事件的震源机制。Langston 和 Helmberger(1975)最先建议利用地表反射震相所包含的震源机制信息来约束震源的断层面解; Pearce(1977, 1980)利用远震台站上的直达P波及地表反射震相pP波和sP波之间的相对幅值及极性约束了数次天然地震的震源机制。因为该方法通过取相对幅值的方法扣除了传播路径的影响, 因此即使在没有精细介质模型的情况下也能使用短周期远震波形。在相对幅值法的应用方面, Marshall 等(1989)用相对幅值法得到了前苏联新地岛核试验场附近的一次地震事

件的震源断层面解,由此排除了本次事件是一次爆炸事件的可能性;Clark 和 Pearce (1988)利用相对幅值法,识别了一系列在远震台站上具有深度震相到时特征的微差爆炸;Douglas 等(1999)则利用相对幅值法,证明了几个远震台站记录到的 1998 年 8 月哈萨克斯坦的 100 吨化爆实验的远震波形不可能源自深度数公里以上的天然地震.

在上述应用相对幅值法的研究中,研究员主要搜索与用于反演的所有观测波形相对幅值完全吻合的震源断层面解.但实际上由于观测波形本身的噪声影响及上述研究中相对幅值范围的给定本身有一定个人因素,同一波形资料,不同的分析人员可能会给出不同的相对幅值上下限,因此可能得到不同的结论.为了解决这一问题,需要定义一个量化相对幅值吻合程度的函数. Rogers 和 Pearce(1992)曾利用高斯分布构造了一种量化函数.该量化函数能给出一个“最佳”震源机制解,但是这个“最佳”解往往不是最合理的解.而 Pearce (1977, 1980)使用的传统量化方法,能给出与所有直达 P 波与地表反射 pP 波和 sP 波之间观测相对幅值范围吻合的可能震源断层面解,然后再由研究人员根据其它资料(主要是地质资料)从这些解中最终确定震源解.不过这种量化方式没有对不吻合程度进行量化,在反演时容易造成无解.例如,某个震源机制模型在某个特定台站上的理论 pP/P 相对幅值为 0.9,而实际观测到的相对幅值范围为 1.0—1.3.按照传统的量化方法,该震源机制就被认为与观测资料完全不吻合,这时候就会认为无解,如果用于事件识别就有可能会将地震误识为爆炸.因此要在核爆炸地震监测中成功应用相对幅值法,就要求目标函数能在观测相对幅值上下限有一定误差的情况下,仍能对天然地震搜索到正确且稳定的解,而对爆炸事件能给出断层面模型与观测资料之间的不吻合程度,从而判断是否有断层面解.为了满足这两点要求,本文以指数函数为基础建立一个连续的量化目标函数,并以此目标函数为基础利用相对幅值法反演了两次天然地震的震源机制解.我们还利用该方法排除了朝鲜核爆炸在远震台站上的 P 波波形是源自较浅天然位错型地震的可能性.

1 相对幅值法原理

远震台站上记录到的 pP 波和 sP 波是震源激发的向上传播的 P 波和 S 波经地表反射以后沿与直达 P 波基本相同的传播路径到达台站的地震波.因此它们与直达波在时间上分离并与直达波的到时差与震源深度成正比.假设源区与台站处的介质参数一样,根据 Langston 和 Helmberger(1975)的研究,远震 P 波波形的垂向位移分量可以简单表示为

$$\begin{aligned} \mathbf{u}_z^p(\mathbf{x}, t) = & \frac{S(t)}{4\pi\rho\alpha^3\mathcal{R}^p(\mathbf{x}, \xi)} * (\mathcal{F}^p\delta(t - t_p) + R^{pP}\mathcal{F}^{pP}\delta(t - t_{pP}) \\ & + R^{sP}\mathcal{F}^{sP}\frac{\eta_a}{\eta_\beta}\frac{\alpha^3}{\beta^3}\delta(t - t_{sP}))R_{PZ} \end{aligned} \quad (1)$$

式中,星号表示卷积, \mathbf{x}, ξ 分别表示台站和源的坐标; t_p, t_{pP} 和 t_{sP} 分别表示 P, pP 和 sP 这 3 个震相的走时; ρ, α 和 β 分别为介质的密度、P 波波速和 S 波波速; $\eta_a = \sqrt{1/\alpha^2 - p^2}$, $\eta_\beta = \sqrt{1/\beta^2 - p^2}$, p 为慢度; $S(t)$ 为源函数; $\mathcal{R}^p(\mathbf{x}, \xi)$ 表示源到台站地震波传播路径的几何扩散因子; δ 为单位冲击函数; R^{pP} 和 R^{sP} 分别为 pP 波和 sP 波在地表的反射系数,可以按水平分层介质模型计算.由于 Pearce 等(1988)表明源上方的介质结构对结果的影响非常有限,因此在本文中均使用 PREM 模型计算地表反射系数; R_{PZ} 为观测台站垂向的 P 波接收函数; $\mathcal{F}^p, \mathcal{F}^{pP}$ 和 \mathcal{F}^{sP} 分别是 P, pP 和 sP 的源辐射因子.利用断层面倾角(δ)、错动角(λ)、走

向角(ϕ_s)和地震波的方位角(ϕ)以及地震射线的离源角(i_s),可以分别计算P和SV的辐射因子(Aki, Richards, 1980).对于浅源远震P波、pP波和sP波的离源角可以利用下式计算:

$$i_p = \arcsin(\alpha p_1) \quad i_{pP} = 180^\circ - \arcsin(\alpha p_2) \quad i_{sP} = 180^\circ - \arcsin(\beta p_3) \quad (2)$$

式中, p_1 , p_2 和 p_3 分别是P, pP和sP的水平慢度,一般有 $p = p_1 \approx p_2 \approx p_3$ 近似关系.根据式(1),远震台站上的P波、pP波和sP波之间的相对幅值可以表示为

$$\frac{A_{pP}}{A_p} = \frac{\mathcal{F}^{pP} R^{pP}}{\mathcal{F}^P} \quad (3)$$

$$\frac{A_{sP}}{A_p} = \frac{\alpha^3}{\beta^3} \frac{\eta_\alpha}{\eta_\beta} \frac{\mathcal{F}^{sP} R^{sP}}{\mathcal{F}^P} \quad (4)$$

取上式中的 A_p , A_{pP} 和 A_{sP} 分别表示台站实际测量到的3个震相的实际幅值,在天然地震断层面解全空间进行搜索,理论相对幅值满足式(3)和式(4)的断层面解即为可能的断层面解.事实上为了保证反演结果稳定并且合理,这里所说的吻合并不要求定义台站上实际观测到的信号相对幅值与相应震源机制的理论相对幅值严格相等,而是要求理论相对幅值落在根据实际观测资料给出的某一范围之内即为完全吻合;对于不在范围内的,可给出一个描述偏离程度的量化值.

2 反演目标函数

针对引言中介绍的传统相对幅值法在实际反演时存在的问题,本文介绍一种能连续量化观测信号特征与断层面模型吻合程度的目标函数.设有 N 个台站,第 i 个台站上测量的P波、pP波和sP波的信号幅值分别为 $A_i \pm \delta a_i$, $B_i \pm \delta b_i$ 和 $C_i \pm \delta c_i$,则该台站上P, pP和sP三个震相的相对幅值的上、下限分别为

$$pP/P \quad L_i^{(1)} = \frac{B_i - \delta b_i}{A_i + \delta a_i} \quad U_i^{(1)} = \frac{B_i + \delta b_i}{A_i - \delta a_i} \quad (5)$$

$$sP/P \quad L_i^{(2)} = \frac{C_i - \delta c_i}{A_i + \delta a_i} \quad U_i^{(2)} = \frac{C_i + \delta c_i}{A_i - \delta a_i} \quad (6)$$

式中, $L_i^{(j)}$ 和 $U_i^{(j)}$ 分别表示第 i 个台站上第 j 组震相($j=1, 2$; 分别对应于 pP/P 和 sP/P)之间的相对幅值下限和上限; A_i , B_i 和 C_i 分别为P, pP和sP波的信号幅值; δa_i , δb_i 和 δc_i 分别表示第 i 个台站上P, pP和sP波的噪声幅值.我们希望构造一个目标函数.当特定的一组断层面解在各定义台站上的理论P, pP和sP相对幅值落在实测的相对幅值范围之内时,其函数值为1;而当理论相对幅值落在实测的相对幅值范围之外时,其函数值为0与1之间的一个数.理论相对幅值偏离实测相对幅值上下限越远,理论相对幅值与实测相对幅值不一致的台站越多,目标函数值越小.具有这样性质的目标函数,它既能像 Pearce (1977)的方法那样,确定出与实际观测P波、pP波和sP波的信号相对幅值完全符合的所有断层面解,同时,对于与实际相对幅值不吻合的断层面解模型,它也可以反映出理论预测结果与实际资料之间的不吻合程度.这一性质对于地下爆炸的识别非常重要.具有上述性质的目标函数可用以下形式来表示:

$$F(\delta, \lambda, \phi_s) = \prod_i^N \prod_{j=1}^{M_i} f_{ij}(\delta, \lambda, \phi_s; L_i^{(j)}, U_i^{(j)}) \quad (7)$$

式中, M_i 是台站 i 上的震相对个数, $M_i \leq 2$.

$$f_{ij}(\delta, \lambda, \phi_s; L_i^{(j)}, U_i^{(j)}) = g[h_i^{(j)}(\delta, \lambda, \phi_s); L_i^{(j)}, U_i^{(j)}] \quad (8)$$

其中, $h_i^{(j)}(\delta, \lambda, \phi_s)$ 表示参数为 δ, λ 和 ϕ_s 的断层面解在第 i 个台站上的第 j 组震相对的理论相对幅值, 而

$$g(h_i^{(j)}; L_i^{(j)}, U_i^{(j)}) = \begin{cases} e^{-a[L_i^{(j)}/h_i^{(j)}-1]} & h_i^{(j)} < L_i^{(j)} \\ 1 & L_i^{(j)} \leq h_i^{(j)} \leq U_i^{(j)} \\ e^{-a[h_i^{(j)}/U_i^{(j)}-1]} & h_i^{(j)} > U_i^{(j)} \end{cases} \quad (9)$$

式中, a 为与信号信噪比有关的系数. 函数 g 的形状如图 1 所示. 图中横坐标为理论相对幅值对数值, 纵坐标为函数 g 的值. 当理论相对幅值在实测相对幅值的上下限之间时, 其函数值为 1; 而当理论相对幅值在实测相对幅值的上下限之外时, 则随偏离程度的增加函数值迅速减小. 具有这样性质的目标函数, 对观测信号相对幅值的上下限具有容错能力. 当给定的信号相对幅值上下限有一定误差时, 并不会导致无解, 而只会引起目标函数的值小于 1.0, 但仍能保证有较大的值. 对使用初动方向约束的事件, 只要震源解模型在一个定义台站上的理论初动方向与实际观测相反, 则目标函数值就直接取为 0.

3 反演算例

本文以吉尔吉斯斯坦伊赛克湖地区的两次天然地震(震源参数如表 1 所示)为例, 利用远震台站上的直达 P, pP 和 sP 波之间的相对幅值反演它们的震源断层面解, 并以 2006 年 10 月 9 日朝鲜核试验远震 P 波波形为例, 介绍了相对幅值法在核爆炸识别中的应用. 本文中分析的两次天然地震及一次爆炸的震中及相应观测台站分布如图 2 所示.

表 1 本文分析的地震事件目录(根据 IDC)

Table 1 Catalogue of the earthquakes studied in this paper (according to IDC)

事件序号	日期		发震时刻(UTC)		$\varphi_N/^\circ$	$\lambda_E/^\circ$	深度/km	m_b
	年-月-日	时:分:秒						
No. 1	2004-01-16	09:06:16.6	42.53°	75.45°			21	4.9
No. 2	2005-04-20	17:48:50.1	42.32°	76.53°				3.8

3.1 吉尔吉斯斯坦伊赛克湖 2004 年 1 月 16 日天然地震

本次地震的震级较大, 哈佛大学提供了 CMT 解. 根据 CMT 解得到的本次地震的最佳断层面解参数为: 倾角 48°, 错动角 90°, 走向角 88°或倾角 42°, 错动角 90°, 走向角 267°. 本文从国际数据中心(IDC)获取了国际监测系统(IMS)中 FINES, ARCES, ILAR, YKA, ASAR 等 5 个台阵的波形数据, 并从国际地震联合协会(IRIS)申请了 KN 台网

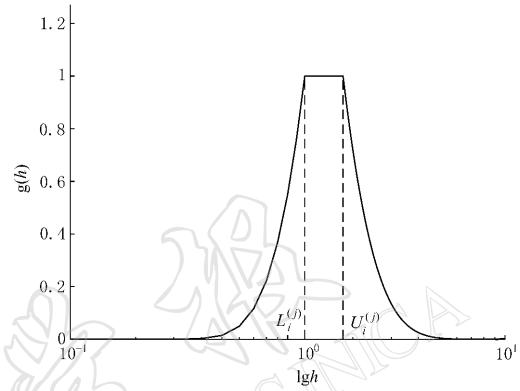


图 1 目标函数示意图

Fig. 1 Plot of objective function

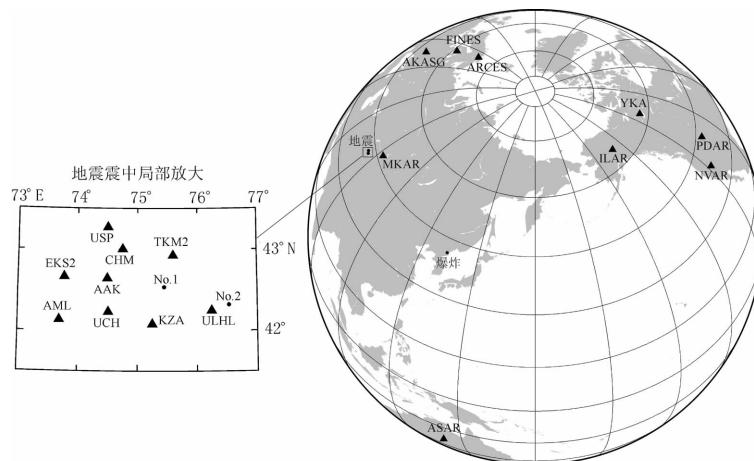


图 2 本文分析的天然地震和核爆炸的震中及相应的台站分布示意图

Fig. 2 Location of the events studied in this paper and corresponding stations used

MKAR, ULHK, KZA, UCH, EKS2, CHM, TKM2 等台站的波形数据. 本文采用聚束及互相关图(Pearce, 1977)方法来突显台阵记录中地表反射 pP 和 sP 波的信号. 本例中, 由于远震台站上的信号基本上是“骑”在低频噪声信号之上, 为了避免带通滤波器引起的信号失真, 这里采用了Douglas(1997)介绍的频率优化滤波方法对原始波形数据进行滤波. 图 3 是 5 个远震台阵记录到的 2004 年 1 月 16 日事件的 P 波波形聚束后经频率优化滤波的波形和将台阵子台分为两组, 并分别聚束和利用频率优化滤波后再计算得到的互相关图. 在

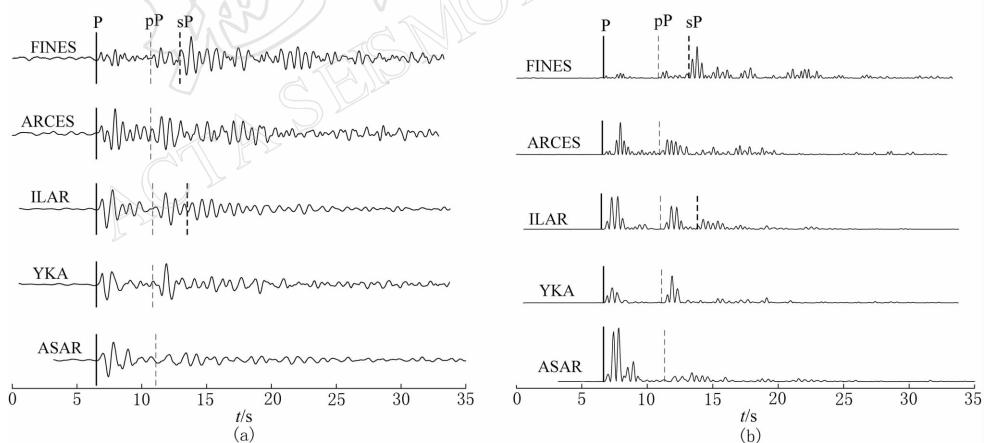


图 3 吉尔吉斯斯坦伊塞克湖 2004 年 1 月 16 日天然地震在部分 IMS 台阵上的 P 波经频率优化滤波后的波形(a)及相应的互相关图(b). 图中粗实线标识的是 P 震相, 细虚线为可能的 pP 震相, 粗虚线处为可能的 sP 震相(以下图注同此)

Fig. 3 P waveform filtered by the optimum filters (a) and the corresponding correlograms (b) of 2004-01-16 earthquake in Issyk-Kul lake region, Kyrgyzstan. The thick solid lines indicate P wave arrival, thin dash lines for the possible pP and thick dash lines for the sP (similar in the following)

互相关图中可以清楚看出各台站上的 pP 波(图 3 中用细虚线标识);在 FINES 和 ILAR 台站的互相关图上可以清楚看出 sP 波(图中用粗虚线标识).

根据远震台站上 P 波波列中 P, pP, sP 波的幅值及噪声幅值可以给定本次地震事件在各远震台站上的 pP/P 和 sP/P 相对幅值的范围,如表 2 所示. 表中还给出了各台站的震中距、方位角及 P 波初动方向,并给出了 MKAR 台站的 P 波初动方向. 根据本例中各台站信号的信噪比,将式(9)中的 α 均取为 5.0. 根据表 2 中的参数对断层面全空间进行搜索,得到了这次事件的反演目标函数在整个断层面解空间上的分布,如图 4 所示. 图中短线的长度表示目标函数的大小,短线的方向表示断层面解的走向角. 由于错动角在 $(-180^\circ, 0^\circ)$ 范围内的断层没有与远震 P 波初动相吻合的解,为了表示清楚图中只给出了错动角范围为 $(0^\circ, 180^\circ)$ 的断层面. 从图中可以看出,利用表 2 中的信号相对幅值并结合个别区域台站上的 P 波初动方向,可以将可能的断层面解约束在一个非常小的范围内(图 4). 反演时目标函数的最大值为 0.97,对应的两个断层面解为:倾角 40° ,错动角 90° ,走向角 80° ;倾角 50° ,错动角 90° ,走向角 260° . 这与哈佛大学的 CMT 最佳断层面解(倾角 48° ,错动角 90° ,走向角 88° 或倾角 42° ,错动角 90° ,走向角 267°)比较接近.

表 2 2004 年 1 月 16 日地震在部分远震台站上的 P, pP, sP 波的相对幅值范围及 P 波初动方向

Table 2 Relative amplitude bound among P, pP and sP on some teleseismic stations and P wave first motion polarity of the 2004-01-16 earthquake

台站	震中距/°	方位角/°	pP/P	sP/P	P 波初动方向
FINES	34.5	320	0.85—1.6	1.36—3.50	+
ARCES	36.9	334	0.38—1.2		+
ILAR	67.7	18	0.60—1.03	0.36—0.75	+/-
YKA	74.6	5	0.70—2.25		+
ASAR	85.5	128	0.01—0.60	0.01—0.50	+
MKAR	6.5	47			+

注: P 波初动方向“+”表示向上,“-”表示向下,“+/-”表示初动方向不确定.

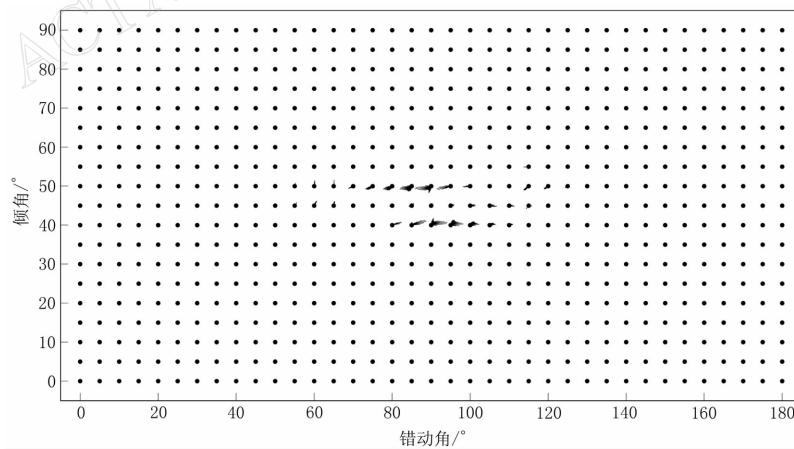


图 4 2004 年 1 月 16 日地震反演目标函数在断层面空间上的分布

Fig. 4 Distribution of the objective function value in fault plane of the 2004-01-16 earthquake

3.2 吉尔吉斯斯坦伊赛克湖 2005 年 4 月 20 日天然地震

本次地震的震级较小, 因此没有相关机构提供断层面解。本文将利用相对幅值法求解其震源机制断层面解。同样从 IDC 获取了 FINES, ARCES, ILAR, YKA 等 4 个 IMS 台阵的波形数据, 并从 IRIS 申请了 KN 和 KZ 台网 ULHL, KZA, UCH, AAK, CHM, USP, TKM2, AML, MKAR 等台站的波形数据。与前面相似, 先对台阵记录进行聚束和滤波, 并利用分组聚束和滤波得到波形计算互相关图。本例中, 噪声的频率比较高, 频率优化滤波方法虽然能减小信号失真, 但是信号的信噪比提高不多, 因此本例使用的是三阶巴特沃斯带通滤波器。图 5 给出了各台阵滤波后的聚束波形及相应的互相关图。图中显示了各波形滤波的频带范围。根据图 5 中各台上的 P 波波形, 可以得到本次事件在图中各台站上的 pP/P 和 sP/P 相对幅值范围, 如表 3 所示。表中还给出了 KZA、USP 两个区域台站的震中距、方位角及 P 波初动方向。将式(9)中的 α 取为 3.0, 根据表中各台站上的 P 波、pP 波和 sP 波的相对幅值范围对整个断层面空间进行搜索, 得到了这次地震的目标函数较

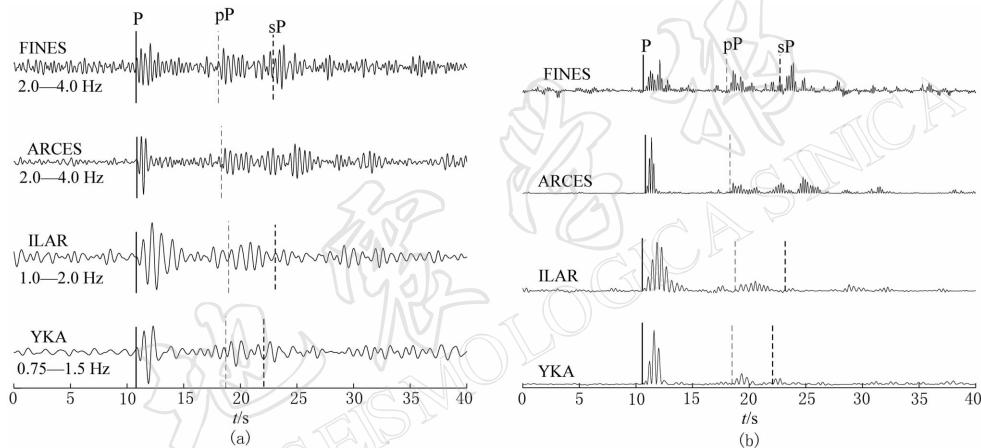


图 5 吉尔吉斯斯坦伊赛克湖 2005 年 4 月 20 日地震在部分远震台站上的 P 波波形及相应的互相关图
(a) 三阶巴特沃斯带通滤波器滤波后的波形; (b) 滤波后波形的互相关图

Fig. 5 P waveforms and corresponding correlograms on some teleseismic stations of the 2005-04-20 earthquake in Issyk-Kul lake region, Kyrgyzstan. (a) Waveform filtered by the third order bandpass Butterworth filters; (b) correlograms of the filtered waveform

表 3 2005 年 4 月 20 日地震在远震台站上的 P, pP, sP 波相对幅值范围及 P 波初动方向

Table 3 Relative amplitude bound among P, pP and sP on some teleseismic stations and P wave first motion polarity of the 2005-04-20 earthquake

台站	震中距/°	方位角/°	pP/P	sP/P	P 波初动方向
FINES	34.5	320	0.29—2.24	0.32—2.65	+/-
ARCES	36.9	334	0.25—0.76		+/-
ILAR	67.7	18	0.25—0.90	0.00—0.50	+
YKA	74.6	5	0.18—0.70	0.11—0.65	+
KZA	1.0	250			+
USP	1.7	301			-

大的两个值为 0.98 和 0.97. 其对应的断层面解为: 倾角 50° , 错动角 65° , 走向角 55° ; 倾角 45° , 错动角 115° , 走向角 265° .

为了分析本文解的合理性, 将利用本文得到的解对其他一些区域台站的 P 波初动方向进行解释. 例如图 6 是这两次地震的震源球断层面及部分区域台站 P 波射线与震源球交点

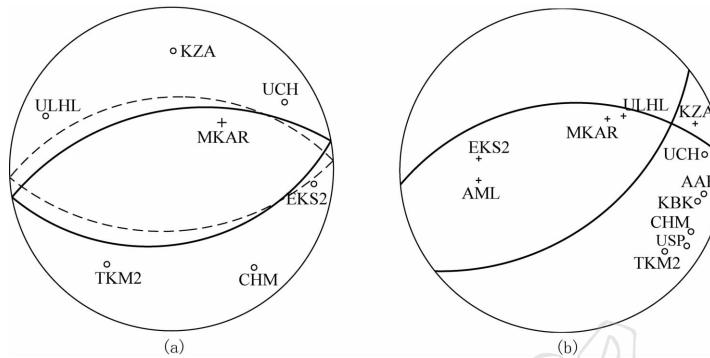


图 6 本文反演的两次天然地震的震源球断层面及部分区域台站的立体投影图

(a) 2004 年 1 月 16 日地震的断层面解投影(倾角 50° , 错动角 90° , 走向角 260°). 图中虚线是哈佛大学 CMT 断层面解(倾角 42° , 错动角 90° , 走向角 267°); (b) 2005 年 4 月 20 日地震的断层面解投影(倾角 45° , 错动角 115° , 走向角 265°). “正号”表示初动为正; “圆圈”表示初动为负

Fig. 6 Stereographic projection of the focal sphere and the regional stations

(a) Projection of fault plane solution of the 2004-01-16 earthquake (dip 50° , rake 90° , strike 260°). Thin dash lines indicate the Harvard CMT fault plane solution (dip 42° , rake 90° , strike 267°); (b) projection of fault plane solution of the 2005-04-20 earthquake (dip 45° , rake 115° , strike 265°). Positive signs indicate compressive

P wave first motion, circles indicate dilatational first motion

的立体投影图 (AKi, Richards, 1980). 从图中可以看出, 本文 2004 年 1 月 16 日地震的断层面解及哈佛大学给出的该地震的 CMT 断层面解都能解释图 6a 中各台站上的 P 波初动方向; 2005 年 4 月 20 日地震的解也可以解释图 6b 中所有台站的 P 波初动方向.

为了进一步分析本文得到的这两次地震的震源机制是否合理, 我们查找了该地区的主要断层分布图 (任纪舜, 1999), 并在图中标出了本次地震及 2004 年 1 月 16 日地震的震中位置及震源断层面投影图, 如图 7 所示. 图中 F_1 断层属于纳曼贾拉依尔造山带, F_2 断层属于天山造山带. 这两条断层的走向主要是东西偏南. 本文得到的断层面解的走向基本与该走向吻合. 对于 2005 年 4 月 20 日地震事件, 本文还尝试利用得到的震源断层

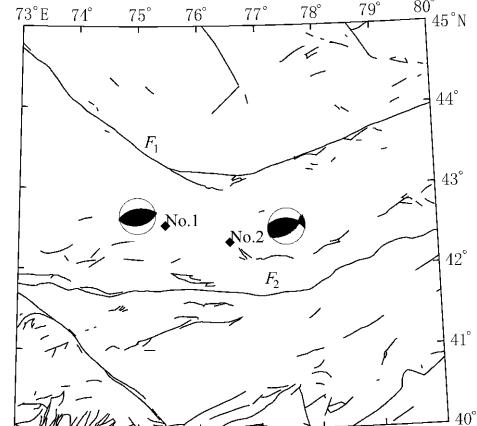


图 7 震中附近主要断层分布图

(任纪舜, 1999)

Fig. 7 Distribution of main faults in the epicenter region (Ren Jishun, 1999)

面解拟合两个区域台站上的长周期波形 (8—20 s). 图 8 是根据本文得到的 2005 年 4 月 20

日地震事件的震源机制解, 利用东哈萨克斯坦地壳的 Stevens 模型 (Stevens, 1986), 并采用 CPS 软件包的波数积分方法程序计算得到的 CHM 和 AML 两个区域台站上的长周期理论地震图与实际观测波形的比较图. 从图中可以看出, 理论地震图与实际观测波形基本吻合, 尤其是各分向波形的相对大小与实测吻合较好.

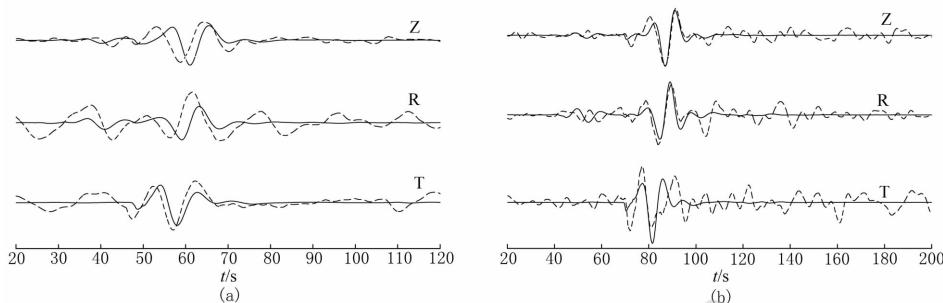


图 8 两个区域台站上 2005 年 4 月 20 日地震理论波形(实线)与实际观测波形(虚线)比较图
(a) CHM 台(震中距 156 km, 方位角 295°); (b) AML 台(震中距 232 km, 方位角 263°). 所有波形均
经过 0.04—0.125 Hz 三阶巴特沃斯带通滤波器滤波, 并对垂向记录的最大信号幅值进行了规一化

Fig. 8 Comparison between synthetic (solid traces) and observed (dash traces)

waveform on two regional stations of the 2005-04-20 earthquake

(a) CHM(distance 156 km, azimuth 295°); (b) AML(distance 232 km, azimuth 263°). All waveforms are
filtered with 0.04—0.125 Hz third order bandpass Butterworth filter and normalized
by the maximum amplitudes of Z traces

3.3 2006 年 10 月 9 日朝鲜核试验地震的远震 P 波分析

在对天然地震的远震波形进行分析时, 我们总是试图从远震 P 波记录中找出经由地表反射的 pP 和 sP 震相来确定震源的深度. 大部分天然地震的深度一般都在数公里以上, 地表反射波与直达波的到时差一般都有数秒. 而地下核试验受到工程技术的限制, 不可能在数公里以上的深度进行, 因此直达 P 与地表反射震相在时间上不分离. 但是实际观测到的地下爆炸的远震直达 P 波后往往有一些比较强的尾波具有地表反射波的到时特征, 如果在分析时将它们误判为深度震相并依此而确定其深度达到数公里以上, 则有可能将地下爆炸误识为天然地震. 图 9 是本文收集到的 IMS 五个不同方向的远震台站记录到的 2006 年 10 月 9 日朝鲜首次地下核试验的 P 波垂向信号, 经三阶巴特沃斯带通滤波器滤波后的波形及相应的互相关图. 图中 FINES, AKASG 和 ASAR 台站的直达 P 波后有一个明显信号, 其形状与直达 P 也很相似, 与直达信号的到时差约为 1.4 s, 在实际分析时极有可能被误判为地表反射波. 如果这一信号是地表反射波, 则可以估算震源的深度约为 3—4 km, 在其它远震台站上相应到时差位置附近也会有地表反射波. 虽然本例中 NVAR 和 PDAR 台站上在直达 P 波后都没有明显的信号, 但是根据另外 3 个台站上的信号假设, 图 9 所示各台站在图中细虚线处应为 pP 波, 粗虚线处为 sP 波. 根据图 9 中各台站上的 P 波波形得到这 5 个台站上 pP/P 和 sP/P 的上下限如表 4 所示. 利用这些 pP/P 和 sP/P 相对幅值对整个断层面解空间进行搜索, 其目标函数的最大值不到 0.1. 由此可以排除这几个远震台站上观测到的 P 波波形是源自深度为 3—4 km 的天然地震震源机制的可能性.

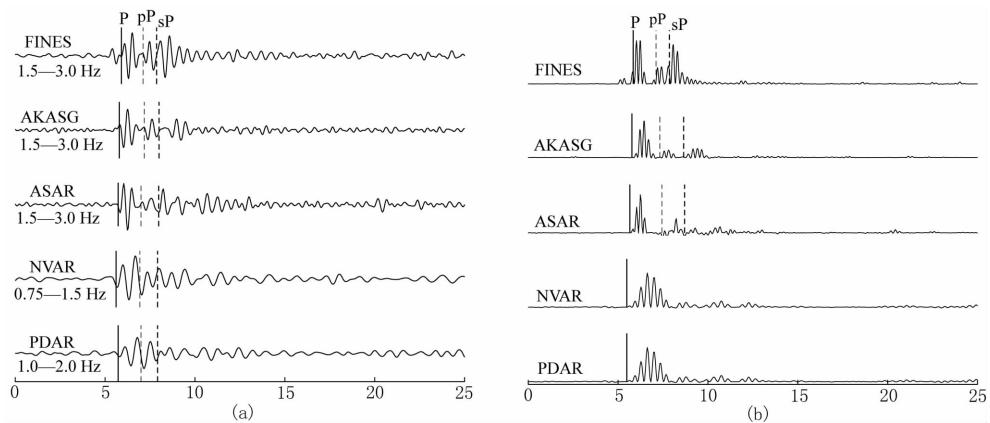


图 9 部分 IMS 台站记录到的朝鲜核试验远震 P 波波形及相应的互相关图

(a) 滤波后的远震 P 波波形; (b) 互相关图

Fig. 9 Teleseismic P waveform of DPRK nuclear explosion recorded by some IMS stations and the corresponding correlograms
(a) P waveform after filtering; (b) correlograms表 4 假设 2006 年 10 月 9 日朝鲜核试验为深度 3—4 km 天然地震的各台站
上的 P 波、pP 波和 sP 波相对幅值Table 4 Relative amplitude bound assuming 2006-10-09 DPRK nuclear explosion
to be nature earthquake at 3—4 km depth

台站	震中距/°	方位角/°	pP/P	sP/P	P 波初动方向
FINES	60.0	327	0.60—0.80	0.90—1.00	+/-
AKASG	64.5	316	0.50—0.70	0.00—0.10	+/-
ASAR	65.1	175	0.15—0.30	0.50—0.70	+/-
NVAR	79.4	47	0.20—0.50	0.20—0.50	+/-
PDAR	80.7	39	0.70—0.90	0.00—0.20	+/-

4 讨论

虽然天然地震的震源机制并不都是纯双力偶源,而地下爆炸的震源也不完全是球对称源,但是对于大部分浅源中小构造型地震,其震源机制中双力偶源分量的比例都比较大(Kuge, Kawakatsu, 1990);而地下爆炸源矩张量的各向同性分量一般是主要成分。为了进一步分析仅用断层面解空间搜索的方法能否得到具有一定各向同性分量天然地震的真实断层面解,并且利用目标函数值能否识别事件的性质,本文进行了如下的数值模拟实验。实验过程如下:

1) 利用本文算例 1 得到的断层面解(倾角 40°, 错动角 90°, 走向角 80°)计算矩张量,然后与爆炸源矩张量相加得到源的矩张量,并计算表 2 中各远震台站的理论地震图(远震理论地震图的计算方法参见 Marson-Pidgeon 和 Kennett(2000))。通过调整爆炸源的大小得到不同爆炸源比例下各台站上的理论地震图。本文采用 Bowers 和 Hudson(1999)的矩张量模值计算方法计算震源矩张量中各分量的百分比。

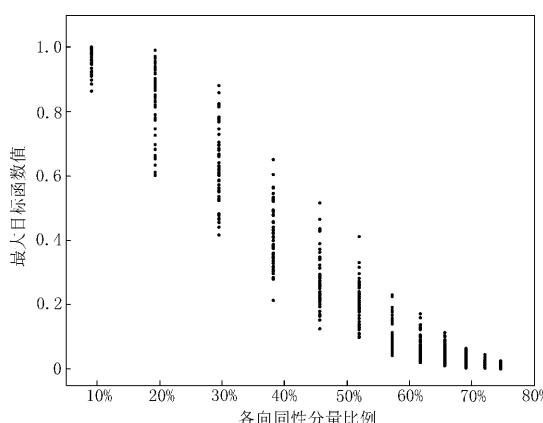


图 10 目标函数值对爆炸源成分的数值
实验结果示意图

Fig. 10 Objective function value versus percentage
of explosive source component obtained
in numerical test

断层面解与用于实验的解相吻合；而当各向同性分量大于 60% 时，目标函数的最大值基本上小于 0.2。由此可进一步证明，改进相对幅值法对天然地震震源机制反演及核爆炸识别的适用性。

5 结论

本文在 Pearce(1977, 1980) 相对幅值法的基础上，引入适当的目标函数，对各种震源机制断层面解与实际观测的 P 波、pP 波和 sP 波相对幅值的吻合程度进行了量化，从而增加了反演方法对 P 波、pP 波和 sP 波相对幅值范围上下限的容错能力。利用构造的目标函数对两次天然地震可能的震源机制断层面参数解进行了搜索。结果表明，利用有一定方位角分布的少数远震台站上的 P 波、pP 波和 sP 波之间的相对幅值、初动方向及少数区域台站上的 P 波初动，可以将天然地震的可能震源机制断层面解约束在真实断层面解附近一个较小的范围之内。对于有异常信号的地震事件，可以利用得到的断层面解解释观测台站上的异常信号特征，这对可疑地震事件的澄清具有非常重要的意义。本文中在对两次天然地震反演时目标函数最大值均小于 1.0，也就是本文得到的震源机制断层面解，并没有完全与用于约束的所有 P 波、pP 波和 sP 波相对幅值上下限吻合。这种不吻合主要是因为 P 波、pP 波和 sP 波的相对幅值上下限设置有一定的误差，但是利用本文介绍的目标函数仍能得到合理的震源机制断层面解。对朝鲜地下核爆炸在远震台站上的 P 波波形特征的分析表明，利用相对幅值法并结合本文介绍的目标函数值，可以排除本次地下核爆炸产生的远震 P 波波形源自深度为数公里的位错型天然地震的可能性。这对于利用远震 P 波波形识别地震事件性质具有重要意义。

参 考 文 献

马淑田, 姚振兴, 纪晨. 1997. 1996 年 3 月 19 日新疆伽师 $M_S 6.9$ 地震的震源机制以及相关问题研究 [J]. 地球物理学

- 报, **40**(6): 782-790.
- 马淑田, 姚振兴, 纪晨. 1998. 1996年2月3日云南丽江地震双重破裂的初步估计及相关问题研究[J]. 地震学报, **20**(1): 18-28.
- 马淑田, 姚振兴, 纪晨. 1999. 用长周期面波波形拟合及P波初动方向估计中等地震的震源机制[J]. 地球物理学报, **42**(6): 785-799.
- 任纪舜. 1999. 从全球看中国大地构造:中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京:地质出版社: 22-23.
- 赵翠萍, 陈章立, 郑斯华, 刘杰. 2005. 2003年9月27日中、俄、蒙边界 $M_{\text{S}}7.9$ 地震震源机制及破裂过程研究[J]. 地震学报, **27**(3): 237-249.
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*[M]. California: San Francisco: W H Freeman: 109-155.
- Bowers D, Hudson J A. 1999. Defining the scalar moment of a seismic source with a general moment tensor[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**: 1390-1394.
- Clark R A, Pearce R G. 1988. Identification of multiple underground explosions using the relative amplitude method[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 885-897.
- Douglas A. 1997. Bandpass filtering to reduce noise on seismograms: Is there a better way? [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**: 770-777.
- Douglas A, Bowers D, Marshall P D, Young J B, Porter D, Walis N J. 1999. Putting nuclear-test monitoring to the test [J]. *Nature*, **398**: 474-475.
- Dreger D S, Helmberger D V. 1991. Source parameter of the Sierra Madre Earthquake from regional and local body waves[J]. *Geophys Res Lett*, **98**: 8107-8125.
- Dreger D S, Helmberger D V. 1993. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data[J]. *J Geophys Res*, **98**: 8107-8125.
- 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]. *J Geophys Res*, **86**: 2825-2852.
- Ford S R, Dreger D S, Walter W R. 2007. Identifying isotropic events using an improved regional moment tensor inversion technique[C]// *Proceedings of the 29th Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies*. LA-UR-07-5613, 561-570.
- Kuge K, Kawakatsu H. 1990. Analysis of a deep “non double couple” earthquake using very broadband data[J]. *Geophys Res Lett*, **17**: 227-230.
- Langston C A, Helmberger D V. 1975. A procedure for modeling shallow dislocations[J]. *Geophys J R astr Soc*, **42**: 117-130.
- Marshall P D, Stewart R C, Lilwall R C. 1989. The seismic disturbances on 1986 August 1 near Novaya Zemlya: A source of concern? [J]. *Geophys J*, **98**: 565-573.
- Marson-Pidgeon K, Kennett B L N. 2000. Flexible computation of teleseismic synthetics for source and structural studies [J]. *Geophys J Int*, **143**: 689-699.
- Stevens J L. 1986. Estimation of scalar moments from explosion-generated surface waves[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **76**: 123-151.
- Pearce R G. 1977. Fault plane solutions using relative amplitudes of P and pP[J]. *Geophys J R astr Soc*, **50**: 381-394.
- Pearce R G. 1980. Fault plane solutions using relative amplitudes of P and surface reflections: further studies[J]. *Geophys J R astr Soc*, **60**: 459-487.
- Pearce R G, Hudson J A, Douglas A. 1988. On the use of P-wave seismograms to identify a double-couple source[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 651-671.
- Rogers R M, Pearce P G. 1992. Use of the relative amplitude method to compute “best fit” earthquake moment tensors [J]. *J Geophys Res*, **97**: 14083-14095.
- Sipkin S. 1994. Rapid determination of global moment-tensor solutions[J]. *Geophys Res Lett*, **21**: 1667-1670.