

# 终止相的理论地震图—兼论唐山地震震源破裂过程\*

温增平 秦保燕

(国家地震局兰州地震研究所)

## 摘 要

本文首先较为系统地回顾了终止相研究的历史、进展,对震源破裂过程产生终止震相的物理机制进行了讨论,并详细讨论了主事件分析法以及合成包含终止相的理论图的方法。在此基础上应用主事件分析法处理了唐山地震的实际资料,给出唐山地震的震源破裂过程的大致时空图象,同时计算了包括终止事件的合成图。结果表明,考虑破裂过程的终止事件可以较好地拟合P波观测图,从而进一步确认唐山地震震源破裂过程包括两次终止事件的可能性。此外本文还对唐山地震的震源环境以及调整单元的让位情况进行了讨论。

## 一、终止相研究的历史与进展及问题提出

终止震相是断层破裂传播至震源端部和自由表面时出现的震相。一般称前者为终止相,后者为破出相。在地震图上这两种震相均较为显著。它们携带有震源破裂过程的丰富信息,因此详细地研究这两种震相,有助于搞清地震时震源破裂的细节,从而为地震预报、强地面运动及工程建设服务。

### 1. 终止相研究的历史及其进展

1964年美国地震学家萨维奇在玻璃模型上<sup>(1)</sup>作张性破裂实验时首次发现了这种震相,其样品如图1a所示。

在玻璃板内预先设有一初始破裂,然后让该破裂扩展到玻璃板边缘,记录采用低通滤波器。由于破裂扩展到玻璃板的距离和破裂速度是已知的,所以应变计所记录到的震相可以根据已知的走时来识别。图1b是应变计记录到的破裂扩张至玻璃板边缘的整个记录。图1b中的到时与预计时间一致。由图可知 $P_b$ (即破出相)是较显著的事件。

另一实验是在预先设有破裂的玻璃板上做的。破裂虽然没有到达自由边界,但有一震相出现在初动4秒的时刻,萨维奇认为这是终止震相,即破裂从一个端部传至另一个端部突然终止时产生的。

在此之后萨维奇试验性地对三个大地震的终止相进行识别。这三个大地震是1959年10月

\* 地震科学联合基金资助项目。

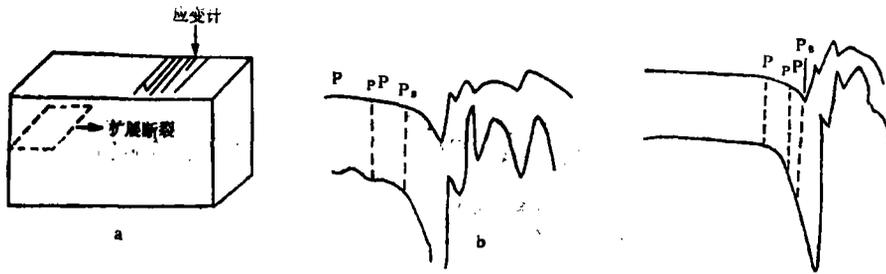


图1 破裂实验用的玻璃模型及两个扩展断裂的应变记录

a. 模型 b. 应变记录

Fig. 1 Glass model used in fracture experiment and two strain records in the extended fracture

18日蒙他那地震, 1960年5月22日智利大地震以及1964年3月28日阿拉斯加大地震。他利用贝尼奥夫长周期记录进行终止相识别并利用终止相确定了地震时断层扩展的速度及断层长度。

继萨维奇之后日本学者平泽朋郎<sup>[2]</sup>用体波研究了1964年6月16日新泻地震, 他发现在初动4秒至20秒左右分别出现显著的震相 $P_2$ 和 $P_3$ , 据平泽朋郎分析 $P_2$ 震相有可能是破出相,  $P_3$ 是终止相。

1972年Fukan<sup>[3]</sup>对1963年11月9日Wester Brazile 7.0级地震进行研究, 结果也找到了类似的地震震源破裂的终止震相。同年Sudo对1966年3月16日台湾地震进行研究时也发现了类似的终止事件。

1983年法国学者Compilb用数值模拟方法估计了近场准动态断层传播时终止相的特征。1985年西德学者Brustle博士对终止相又进行了讨论并详细分析了几个深源地震的终止相特征。

在国内秦保燕<sup>[4]</sup>等首次根据震源端部存在调整单元讨论了终止相的成因, 并将震源破裂过程模拟为有限移动源和瞬时面源的叠加。而后者正是断层破裂传播至端部时发出终止相的原因。并首次对1976年7月28日唐山大地震, 1976年8月16日、22日和23日松潘三次大地震以及1986年8月26日门源6.4级地震终止相进行了研究, 并得到了这些地震震源破裂过程和有关震源破裂的动力学参数。很显然终止相是研究震源破裂过程的重要震相。

## 2. 问题提出——终止相的进一步研究

以上是简要介绍终止相研究的历史和进展。除了用终止相研究震源破裂过程外, 近年来不少学者也试图用合成理论地震图的方法研究震源破裂过程<sup>[5, 6]</sup>。此外, 一些学者采用复合震源模式或复杂运动学模式来模拟复杂的强震地面运动记录和震源特性之间的定量关系(AK<sup>[7]</sup>, 1977, Boatwright<sup>[8]</sup>, 1982)。最近金森又提出了使用复断层震源模式解释地震记录的复杂性。该模式认为地震发生除主断层参予震源破裂过程外, 在主断层附近的子断层也同时参予了这种震源的破裂过程。我国周蕙兰<sup>[9]</sup>在用合成理论地震图反演震源的破裂过程中, 发展了金森的模式和方法使之适用于多断层活动。

在前人研究的基础上, 本文试图对终止相作进一步的研究, 其研究的要点是:

(1) 国外在进行终止相研究时没有考虑震源端部存在调整单元, 虽然在地震图上分析某些震相为终止震相, 但由于地震时端部无明显让位, 所以很难解释为何终止相很显著。在国内秦保燕等人用组合模式研究了终止相的成因, 并对国内5次地震进行处理, 并得到了有

关的震源参数。但当时由于时间关系未进行带有成因观点的终止相理论地震图的研究。本文试图结合唐山大地震用主事件分析技术确定震源的破裂过程中破裂速度阶跃的位置，在此基础上进一步确定破裂传至端部产生的终止相，以及考虑震源端部存在调整单元时引起终止相的震源时间函数，将所得理论地震图与实际地震图进行拟合。由此研究终止相的运动学和动力学特征以及它们的发育程度与调整单元介质性质等关系。

(2) 用终止相同样可以解释震源的复杂性，并对用实际地震图得到的震源时间函数的多个阶梯函数作出更为合理的解释。

(3) 已有不少学者<sup>[10]</sup>研究过唐山地震的破裂过程。然而他们在研究中并未考虑破裂传至震源端部突然终止时而产生的终止震相对记录波形的影响，在用理论地震图反演震源破裂过程中虽然考虑了sP、pP等深度震相，但却忽略了能量比sP、pP大的破出相对浅源大地震波形的影响。此外，国内外常将一个大地震震源破裂过程按多次破裂处理而未对其成因进行研究。实际上所谓多重事件或多次事件有可能与一次浅源大地震本身就存在的始破裂、达及自由表面而出现的破出相和破裂传播至震源端部时终止而产生的终止相有关。

## 二、震源破裂过程与终止相产生的物理机制

震源破裂过程与地震成因模式紧密相关。不同的成因模式其震源破裂过程及其能量释放过程是不同的，特别是震源端部表现出明显的差异，在这里我们将位错模式和组合模式进行比较。

### 1. 位错模式和震源破裂过程

对于震源破裂过程而言，位错模式<sup>[11]</sup>是没有成因观点的模式，因为它是纯粹的数学模式，它不能说明地震为何在此孕育和发生，在发生地震时震源端部应力集中是否会导致破裂继续传播等一系列问题也不能得到解释。从剪切位错模式的位移分布来看(图2)，位错在断层中部最大，向端部衰减为零。因为位错模式的断层端部已进入弹性各向同性的连续介质中，这样的断层破裂传播至位错源的端部，将不会有明显的终止相出现，而且大地震发生后还会在端部产生高度应力集中，并使位错继续向前传播。此外大地震发生前，位错还未发生时，均匀介质不能给锁住的断层提供剪切应变能，因为在断层面和其端部应力到处都是一样的，所以位错模式是一种计算模型，它对震源破裂过程的描述是不合理的，其关键是没有考虑震源端部在孕震和发震过程的作用。

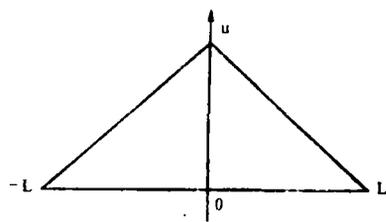


图2 位错模式位移分布图  
Fig. 2 Distribution of displacement in the dislocation model

### 2. 立交模式和组合模式与震源破裂过程的终止相

立交模式和组合模式这二者结合起来是解释活动断层被锁住积累剪切应变能量最终发生大地震的成因模式。

根据立交模式和震源组合模式的研究<sup>[12, 13]</sup>，活动断层如果要重新锁住，其断层面上必须重新形成凹凸面。立交模式认为，凹凸面可以由应力场作用下在下岩石圈中产生的长而直的

剪切滑移断层,在垂直于活动断层面的下方通过来实现。当它通过活动断层的底部时,使活动断层扭曲形成凹凸面而闭锁。此外该活动断层的端部必须存在一定尺度的应力调整单元,它的介质强度低,可以把外围的应力调整到震源端部形成剪应力集中,因此在大地震孕育过程中其调整单元端部出现应力集中并为震源区提供剪切应变能,其震前的综合成因模式如图3所示。地震前在凹凸区应力最集中的区域首先破裂,发生剪切错动,然后向两侧传播形成双侧破裂,我国绝大多数地震时的始破裂区位于震源的断层面内而不位于端部就是这个道理。其发展时震源破裂过程如图4所示。由图4可以看到,当震源端部的调整单元在震时调整能力较强,并能提供较大的让位时,则剪切位移将有较大的释放。另外根据秦保燕等人的研究,组合模式导致终止相有三个因素:软弱介质对断层传播的止裂作用;拉应力区的让位作用;象力对传播断层的吸引作用。这三种作用导致震源破裂传播到边界时突然加速而后突然减速终止从而形成显著的终止事件。

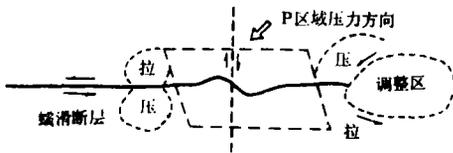


图3 大震前震源区的剪切变形和调整单元端部的拉压应力集中区

Fig. 3 Shear deformation of the source region and stretching—pressure stress concentration region at the end of the adjustment element before large earthquake

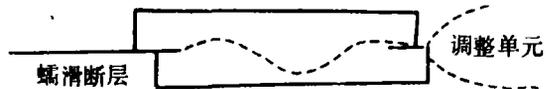


图4 大震时震源的两端岩体错入调整单元,调整单元两端的拉压应力区

Fig. 4 Two rock masses beside the fault insert into the adjustment element during large earthquake, and the stretching—pressure stress region at the end of the adjustment element

### 3. 孕震区介质状态与终止相

下面我们从另一角度讨论终止震相的形成。终止相是同孕震区端部介质物理性质、应力状态的高度不均匀相联系的。在断层上这种应力状态、物理性质的非均匀性也是存在的,只是比其端部相对要均匀,因此在地震发生时断层面传播过程中也会由于断层面上存在某些障碍物而引起不均匀滑动,并相应造成破裂速度的阶跃,破裂在此作极短暂的停顿,随后继续破裂,由此引起的震相可以认为是暂态终止相或称之为准终止震相,它应当比位于震源端部的终止事件小得多。本文对准终止事件不做详细讨论。

根据以上所述终止相是破裂扩展在断层端部急剧终止的信号,从这种意义上讲,它等价于起始激发的信号,终止相反映的是破裂速度突然增大然后突然减小,因此可以通过破裂速度突然增加或降落来模拟,终止相如用降落来模拟,则它同起震相的极性相反〔1〕。

## 三、震源破裂过程的终止相的研究方法

实际上大地震震源过程较为复杂,但起始、终止事件仍是复杂震源破裂过程中起决定作用的事件,这些事件的运动学特征反映了震源破裂的不同位置和不同的破裂速度。因此本文将介绍处理复杂震源破裂过程的主事件分析法和用广义射线理论合成浅源地震的理论地震图的基本原理。

### 1. 主事件分析技术

主事件分析技术又称为主震分析法。它是分析复杂地震震源破裂过程的有效方法，并可以给出破裂时间序列的详细过程。它包括破裂的时间序列，各次错动的相对位置和破裂速度的空间取向以及视破裂速度等信息，因此它是研究复杂大地震震源破裂过程的重要手段。以下仅给出原理，方法的详细介绍可参阅文献〔14〕。

设第一次错动和第n次错动空间距离为L(km)，时间间隔为τ，在第j个台站，第n个P震相的到时差为 $t_j^n$ ，则 $t_j^n$ 可以近似表示成：

$$t_j^n = \tau - L/v_p \cdot \cos\theta_j \tag{1}$$

$$j = 1, 2, 3, \dots; n = 2, 3, \dots$$

其中 $\theta_j$ 是连接震源1和n的连线与台站j的P波的辐射线方向之间的夹角， $v_p$ 是P波速率。

### 2. 合成浅源地震的理论地震图的原理

近十几年来，在理论地震学领域中合成理论地震图的研究取得了很大的进展。这为认识震源破裂过程提供了途径。如将合成理论地震图同观测结果进行对比，可以获得丰富的震源信息，这要比单纯利用初动资料的震源机制解或用波谱研究震源破裂过程前进了一大步，因为它不仅利用初动信息，还利用了振幅、相位等信息。本文主要应用广义射线理论讨论浅源地震的理论地震图的合成问题。

#### (1) 计算远场体波理论地震图的基本原理

我们先讨论相对简单的位错模式，图5为HASKELL剪切位错模式，它用沿断层面两边介质的相对错动过程来模拟天然地震的震源过程。图中 $\xi_1$ 轴沿断层走向， $\xi_3$ 轴朝下为正， $\delta$ 表示断层面的倾角，在这里我们具体用无限介质中有一HASKELL模型代表剪切破裂，对于这个模型走滑断层双力偶位移的解为：

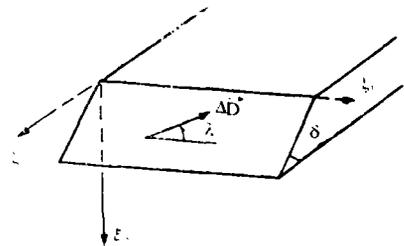


图5 HASKELL剪切位错模型  
Fig. 5 The model of Haskell shear deformation

$$\bar{W}(r, z, w) = K \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^2 A}{\partial r^2} - \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial r} \right) \right] \cdot \sin 2\theta \tag{2}$$

$$\bar{V}(r, z, w) = K \left[ \frac{2}{r} \left( \frac{\partial^2 A}{\partial r^2} - \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial r} \right) + K \frac{\partial B}{\partial r} \right] \cdot \cos 2\theta \tag{3}$$

$$\bar{Q}(r, z, w) = K \left[ \frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{\partial^2 A}{\partial r^2} - \frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial r} \right) + K \frac{\partial B}{\partial r} \right] \cdot \sin 2\theta \tag{4}$$

式中W、V、Q分别是垂直向、方位向和径向组成的位移分量，参数A、B分别为：

$$A = \frac{\text{Exp}[-(s/\beta)R]}{R} - \frac{\text{Exp}[-(s/\alpha)R]}{R} \tag{5}$$

$$B = \frac{\text{Exp}[-(s/\beta)R]}{R} \tag{6}$$

这里R是震源到接收点的距离， $\alpha$ 、 $\beta$ 分别代表P、S波的波速，K是源的强度，s是拉普拉斯变换量。

经一系列运算，P、SV波的势函数可以表示为：

$$\phi = \frac{M_0}{4\pi\rho} \sum_{j=1}^8 A_j(\theta, \lambda, \delta) C_j \frac{H(t-R/\alpha)}{R}, \quad (7)$$

$$\Omega = \frac{M_0}{4\pi\rho} \sum_{j=1}^8 A_j(\theta, \lambda, \delta) S V_j \frac{H(t-R/\beta)}{R}. \quad (8)$$

对浅源地震而言, P波列主要由P波以及在震中附近地表反射的sP、pP波列构成, 利用广义射线的概念, 可以得到双力偶远场垂向位移:

$$W = \frac{M_0}{4\pi\rho} \sum_{j=1}^8 [C_j(P_0) \delta(t) + C_j(P_0) R_{,P} \delta(t - \Delta t_1) + S V_j(P_0) \eta_s/\eta_p R_{,P} \delta(t - \Delta t_2)] A_j \frac{R_{P\phi}}{R}. \quad (9)$$

其中:

$$\Delta t_1 = 2H\eta_s, \quad (10)$$

$$\Delta t_2 = H(\eta_s + \eta_p), \quad (11)$$

$$D(t) = \delta(t). \quad (12)$$

$$\text{即} \quad W(t) = W_P + W_{,P} + W_{,P} \quad (13)$$

W(t)可以变换成如下形式:

$$W(t) = \frac{M_0}{4\pi\rho_s \alpha_h^2} \frac{g(\Delta)}{a} C(i_0) [R^P(\phi, i_h) T(t, \tau, t_c) + R^P(\phi, \pi - i_h) \pi^{PP}(i_h) T(t - \Delta t^{PP}, \tau, t_c) + \alpha_h^2/\beta_h^2 R^{SV}(\phi, \pi - i'_h) \pi^{SV}(i'_h) \cdot \frac{\beta_h \cdot \cos i'_h}{\alpha_h \sqrt{3} \cos i_h} T(t - \Delta t^{SV}, \tau, t_c)]. \quad (14)$$

如果将震源发出的地震波经过地球介质、地震仪的滤波作用也考虑在内, 那么(14)式还需卷积这两个因子, 那么:

$$W_{s,r}(t) = W(t) * Q(t) * I(t). \quad (15)$$

式中 $\alpha_h$ 、 $\beta_h$ 、 $\rho_h$ 分别代表震源处的P波波速、S波波速和密度;  $i_0$ 、 $i_h$ 、 $i'_h$ 分别为入射角、离源角、转换离源角;  $\Delta$ 、 $a$ 分别为震中距和地球半径;  $\phi$ 是台站相对于断层走向的方位角;  $g(\Delta)$ 为几何扩散因子;  $C_P(i_0)$ 为观测点P波的接收系数;  $T(t, \tau, t_c)$ 是震源时间函数,  $t$ 为走时,  $\tau$ 为位错上升时间,  $t_c$ 为破裂持续时间;  $R^P$ 、 $R^{SV}$ 分别是P、SV波的辐射花样。Q(t)、I(t)分别为介质的吸收系数和仪器的脉冲响应; \*表示卷积。

## (2) 终止震相与震源时间函数

震源时间函数是反映断层面上的质点在完成错动幅度的过程中其位移、速度随时间的变化规律的函数。它表征介质破坏过程中, 断层面上各点在每一时刻的错动状态。其理论基础是岩石破坏实验和断裂力学理论研究及由此求得的断层扩展动力学解。但只有在对断层扩展规律有基础研究的基础上, 才能给出震源时间函数合理的初始模式, 通过使用试错法, 用计算理论地震图的方法来研究实际地震的震源过程。

以下主要讨论一般位错模式震源时间函数。图6a所示的曲线表示断层动态扩展的基本图象, 从破裂前沿到达时断层开始错动, 错距逐渐增加, 到达某一时刻 $\tau$ 错距达到最大, 以后以恒定的速度扩展, 其相应的震源时间函数可以表示为:

$$T(\vec{x}, t) = \mu \int \dot{D}(\xi, t + t_v(\vec{x})) dF \quad (16)$$

其中  $F_0$  为断层面， $\mu$  是刚度系数。

$$t_v(\xi) = \frac{\xi \cdot \cos\theta}{v} \quad (17)$$

其物理意义如图 6 b 所示。

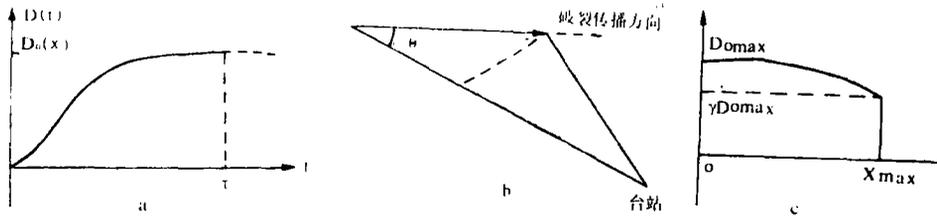


图 6 错距的时间函数、有限破裂段示意图及错距分布图

a. 错距时间函数 b. 有限破裂 c. 错距分布图

Fig. 6 Sketch of slip as a function of time and finite fracture segment and distribution of the slip

由以上讨论可知，震源时间函数是计算  $\dot{D}(\xi, t)$  在断层面上积分得到的。考虑到  $\dot{D}(\vec{x}, t)$  的物理意义我们将  $\dot{D}(\vec{x}, t)$  表示为：

$$\dot{D}(\vec{x}, t) = D_0(\vec{x}) \cdot \dot{f}(t) * \delta(t - t_c(\vec{x})) \quad (18)$$

实际上错距在断层面上分布极不均匀，如图 6 c 所示。如在开始的破裂区，由于介质尚未破裂，因而破裂的速度和位移幅度都受限制，因此在始破裂区的位错的幅度较小。当破裂传至震源端部的调整单元时，由于那里有拉应力区以及软弱介质对传播断层的吸引作用，因而破裂有一加速过程然后停止，这一过程导致终止相的出现。此外在断层传播过程中断层面上凹凸不平起到一定的阻碍作用，此时也会产生速度的阶跃而导致震源时间函数的变化。因此实际的震源时间函数可能是复杂的。

为了描述这一特性，引入一函数  $g(\vec{x})$ ，

$$D_0(\vec{x}) = D_0^{max} g(\vec{x}) \quad (19)$$

其中  $g(\vec{x})$  随断层形状的不同而有不同形式，对矩形断层而言  $g(\vec{x})$  取如下形式：

$$g(\vec{x}) = \sqrt{\left[1 - (1 - v_1^2) \left(\frac{x_1}{x_{1max}}\right)^2\right] \left[1 - (1 - v_2^2) \left(\frac{x_2}{x_{2max}}\right)^2\right]} \quad (20)$$

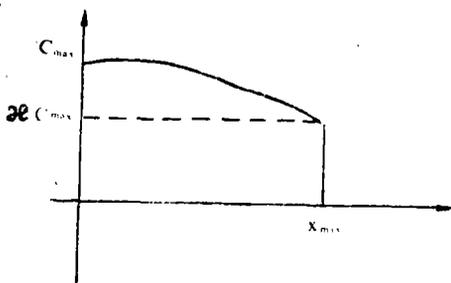


图 7 破裂速度示意图

Fig. 7 Sketch of the rupture velocity

当离开断层面时，即  $|x_1| > x_{1max}$  或  $|x_2| > x_{2max}$  时， $g(\vec{x}) = 0$ ，其中  $v_i \in [0, 1]$ 。

为了计算方便引入  $d(\vec{x})$ ，令：

$$d(\vec{x}) = \frac{D_0(\vec{x})}{D_0} = g(\vec{x}) / \bar{g} \quad (21)$$

故滑动速率表示成：

$$\dot{D}(\vec{x}, t) = \dot{D}_0 \cdot \dot{f}(t) * d(\vec{x}) \cdot \delta(t - t_c(\vec{x})) \quad (21)$$

考虑到传播速度的可能变化，引入  $C(\vec{x})$

描述这一特征。对单倾或双倾破裂的矩形断层，时间延迟 $t_c$ 可写成：

$$t_c(\vec{x}) = \left| \int_0^x C^{-1}(\vec{x}_1') dx' \right|,$$

$$C(\vec{x}') = C_{\dots} [1 - (1 - \gamma)(x_1/x_{1\dots})^2]。$$

$C(\vec{x})$ 沿断层的分布情况如图7所示。图7表征破裂扩展到断层端部破裂速度急速降为零。所示震源时间函数 $T(t)$ 变为

$$T(t) = \mu \bar{D}_0 \cdot S \left\{ f(\dot{t}) * \frac{1}{S} \int_s d(\vec{x}) \cdot \delta(t - t_c(\vec{x}) + t_v(\vec{x})) dx^3 \right\}。$$

即 
$$T(t) = M_0 \{ f(\dot{t}) * z(t) \};$$

$$z(t) = \frac{1}{S} \int_s d(\vec{x}) \cdot \delta(t - t_c(\vec{x}) + t_v(\vec{x})) dx^3。$$

### 3. 震源模拟

由于我们主要讨论模拟震源的实际破裂过程，为此采用包括运动学特性的位错模式。

$$\underline{D}(\underline{x}, t) = D_0(\underline{x}) \cdot f(t) * \delta(t - t_c(\underline{x}))。$$

其中 $f(t)$ 是描述整个断层在破裂过程中上升到最终错距 $D_0(\underline{x})$ 的光滑程度。在这一模式的基础上引入考虑震源端部调整单元的条件、传播过程中的障碍物或子断层等，源的振动用源参数的阶跃来描述。对于破裂速度的变化，如破裂速度在断层端部突然减少到零，而产生的终止相在合成图时用破裂速度减小到零来模拟。

## 四、唐山地震震源破裂过程及终止相

前面我们已经讨论了终止相的研究方法。这部分将用主事件分析技术进行唐山地震主要事件的定位，在此基础上确定终止震相。然后用合成理论图的方法与唐山地震的实际图进行拟合。由此结合唐山大地震对终止相的发育程度以及其震源端部调整单元在震时的让位情况进行讨论。此外还对唐山大地震的震源环境作简要的讨论。

图8给出了笔者收集的唐山地震的世界长周期台网P波段的部分资料。仔细观察原始记录图，发现波形较为复杂，这些P波列清晰地揭示了震源的复杂活动性。秦保燕等人在利用实际记录图分析唐山地震的震源过程时，也已经指出 $P_1$ 、 $P_3$ 、 $P_4$ 可能就是始破裂震相和两个终止相。认真分析实际记录图不难发现，几乎所有的台站都能观察到唐山地震震源破裂过程至少经历了四次破裂速度阶跃的错动。其中可以认为 $P_3$ 、 $P_4$ 是破裂传至震源端部的调整单元时，破裂终止所产生的震相。进一步分析还会发现振动 $P_2$ 、 $P_3$ 、 $P_4$ 的到时差不是反射、折射、转换等常规震相所预期的到时。此外振动 $P_2$ 、 $P_3$ 、 $P_4$ 到时随 $\theta$ 角的规则变化，说明它们不是地表反射、转换波，而是代表了唐山地震的震源特性。

应用主事件分析技术处理唐山大地震，将振动 $P_1$ （初动）取为始破裂源，同时将它取为参考源，并假设其震源位置、发震时刻已知，表1和图9分别给出的是各台站观测到的 $P_2$ 、 $P_3$ 、 $P_4$ 相对于 $P_1$ 的到时差以及主事件分析技术处理后的回归曲线。我们发现震源破裂过程有速度阶跃，破裂方向虽有差异，但大体一致。这说明所反映的破裂过程主要与主断层有关。为此我们将所有的振动可置于同一条断层面上，并称这一方向为主破裂方向。另外主事

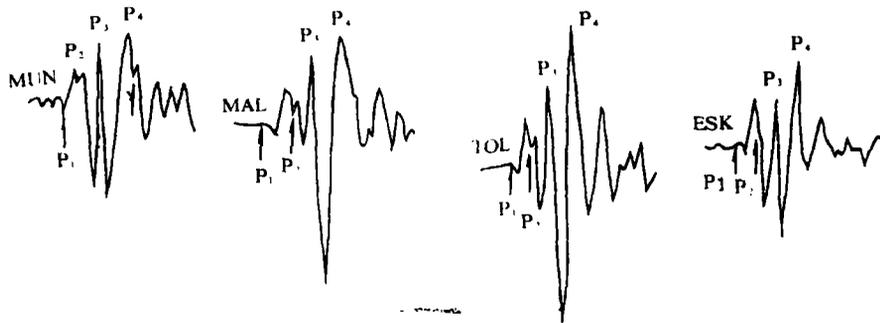


图8 世界台网的长周期地震记录  
Fig. 8 The long-period seismogram of WWSSN

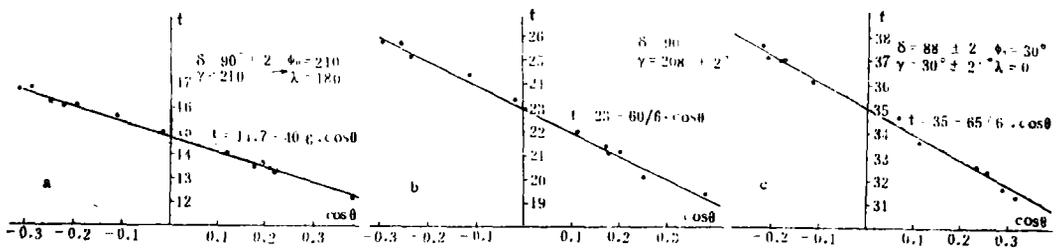


图9 源振动的主事件分析的回归曲线  
a. 源振动1和2 b. 源振动1和3 c. 源振动1和4  
Fig. 9 The regression curve using the master-event analysis method for source shakes

件分析技术处理唐山地震的结果表明，唐山地震震源破裂过程可能是由四次速度阶跃的错动组成，其中包括两次终止事件。这或许能解释唐山地震造成那么严重破坏的原因，在初始破裂建筑物已造成破坏，在短暂的几十秒内又紧接着错动几次，又在原始的基础上加重了灾情，造成罕见的损失。在上述反演结果的基础上，我们提出如图10所示的震源破裂模式。

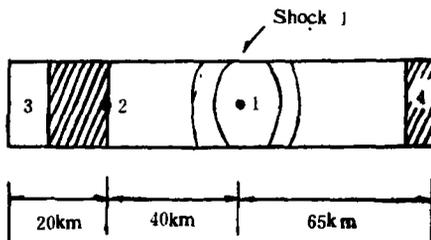


图10 唐山地震震源破裂模式  
Fig. 10 The source rupture model for the Tangshan earthquake

依据主事件分析法，我们已大体得到了唐山地震震源破裂过程。破裂首先是从由地震波资料所确定的震源位置开始，然后沿断层走向较为缓慢地向西南、东北两侧破裂，之后14.7秒又发生了破裂速度阶跃的错动，

该事件离开始破裂点西南40公里。大约在始破裂后的23秒和35秒破裂分别传至断层的西南、东北两侧的端部时，又发生了两次终止事件。其位置分别位于始破裂点西南60公里，东北65公里。

考虑到上述情形，我们采用如图10所示的震源破裂模式，用试错法计算多个阶梯时间函数的理论地震图，同时调整阶梯函数的相对幅值，拟合实际地震图的波形。在计算中取地球介质密度 $\rho = 2.6\text{g/cm}^3$ ，P波速度 $v_p = 6.0\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ， $\alpha_1^2/\beta_1^2 = 3$ ， $t^* = \int -\frac{d\tau}{dQ} = 1.0$ ，断层面解取 $\phi = 210^\circ$ ， $\delta = 80^\circ$ ， $\lambda = 180^\circ$ ， $h = 15\text{km}$ ，同时断层宽度取为20km。

根据前面的方法，在图10所示的震源模式和半无限空间介质模型下，计算了理论地震图。

具体模拟以下述方式实现。破裂首先是从始破裂的震源位置开始，沿断层走向向西南、北东方向扩展。14.7秒后在离开初始振动源西南40公里处又有一次事件发生，并向西南方向扩展。与此同时破裂速度由2.8km/s跃变为2.72km/s，在此后的8.3秒内错断20公里的障碍物，并且破裂速度由2.72km/s逐渐减小为2.4km/s。在初始破裂后大约23秒，向西南传播的一支断层遇到断层端部，破裂终止。这一过程用破裂速度由2.4km/s减小到零来模拟。振动4解释为向东北方向传播的断层遇到断层端部时，破裂终止产生的，可用破裂速度由1.9km/s减小到零来模拟。

表1 唐山地震主要事件参数

| 台 站 | 方位角(度) | 震中距(度) | $t_{1-2}$ | $t_{1-3}$ | $t_{1-4}$ |
|-----|--------|--------|-----------|-----------|-----------|
| GSC | 42     | 89.9   | 16.2      | 25.5      | 32.4      |
| LON | 37     | 79     | 16.0      | 26.0      | 31.4      |
| GDH | 357    | 71     | 16.8      | 25.7      | 31.9      |
| RAB | 135    | 54     | 13.5      | 21.0      | 37.1      |
| NAI | 263    | 84     | 13.6      | 21.1      | 37.       |
| MHI | 285    | 46     | 14.1      | 21.9      | 36.1      |
| IST | 303    | 65     | 14.9      | 23.1      | 34.6      |
| STU | 319    | 72     | 15.6      | 24.3      | 33.7      |
| KOD | 242    | 46     | 12.1      | 19.3      | 39.2      |
| TAU | 159    | 86     | 13.4      | 21.3      | 37.       |
| ADE | 162.6  | 76.3   | 13.2      | 25.1      | 37.5      |
| KIR | 77     | 72     | 15.0      |           | 32.6      |

在由主事件分析技术处理唐山地震的实际资料后提出唐山地震震源破裂模式的基础上，我们具体计算了唐山地震近十个观测台的理论地震图(图11)，将其同实际记录图对比，结果发现：合成地震图基本上拟合了实际记录，即我们应用主事件分析法处理得出的唐山地震震源破裂模式大体上反映了唐山地震震源的实际过程。特别是考虑了破裂传至震源端部的终止效应，使理论地震图得到改善，并能与实际记录较好地拟合。

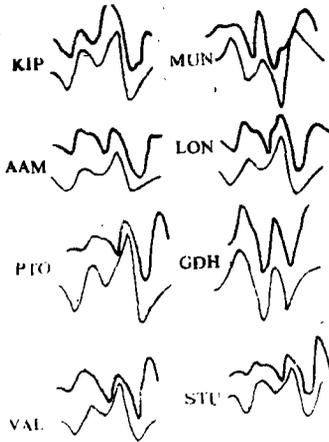


图11 理论地震图和实际记录图的对比  
(粗线代表观测图, 细线代表合成图)  
Fig.11 Comparison of synthetic seismogram with observed seismogram

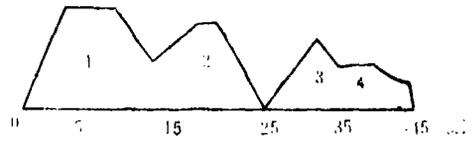


图12 唐山地震的震源时间函数  
Fig.12 Source-time function for the Tangshan earthquake

根据理论地震图与实际地震图的拟合可以发现, 唐山地震的震源时间函数出现了四个随时间变化的准阶梯函数, 如图12所示。它表明唐山大地震的震源破裂过程并不是一次简单事件, 而是一系列速度阶跃的错动逐次释放能量的复杂过程。其中有两次速度阶跃的事件是破裂传至震源端部的调整单元破裂

终止时发生的。这两次速度阶跃的错动的强度同震源端部的让位情况密切相关。例如就调整单元的让位情况而言, 唐山震源区的西南端(即产生终止相 $P_3$ 处)要比震源区的东北端(即产生终止相 $P_4$ 处)让位相对充分。这说明震源西南端调整单元的介质和积累单元介质之间的差异要比震源东北端调整单元的介质和积累单元的介质之间的差异要大。这使主震在西南

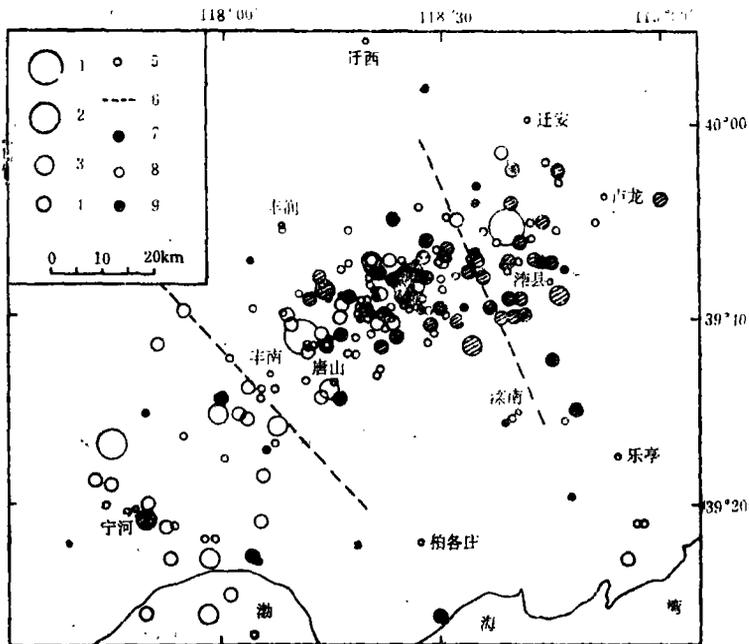


图13 唐山地震序列早期阶段的余震震中分布  
1.  $M_L=7.0-7.9$  2.  $M_L=6.0-6.9$  3.  $M_L=5.0-5.9$   
4.  $M_L=4.0-4.9$  5.  $M_L=3.0-3.9$  6. 分区界线 7. 7.8级地震后至6.2级地震前 8. 6.2级地震后至7.1级地震前 9. 7.1级地震后6小时内  
Fig.13 Epicentral distribution of early aftershocks for the Tangshan seismic sequence

端能量释放要比在东北端释放得相对充分。此外由于事件2在主震震源破裂过程中释放了部分能量,这样使得余震在震源区的东北端要比在西南端相对丰富。这同图13所示的唐山地震序列早期阶段的余震震中位置分布特别一致。值得指出的是,应用主要事件分析法处理实际地震震源破裂的时空图象的结果,有可能进一步预报大震后余震展布的大致空间区域以及强余震发生的可能范围。这对大震后地震趋势分析有着极其重要的意义。

此外,唐山地震的余震分布明显地呈现出北东走向,这同我们反演出震源破裂的方向基本一致。值得指出的是,主事件分析法反演出事件2的位置同宁河附近北北西向的基底断裂和唐山发震断层的交汇区相吻合,如图14所示即均离开唐山地震始破裂区大约40公里,这很可能是由于宁河附近的横向断层阻碍所致。

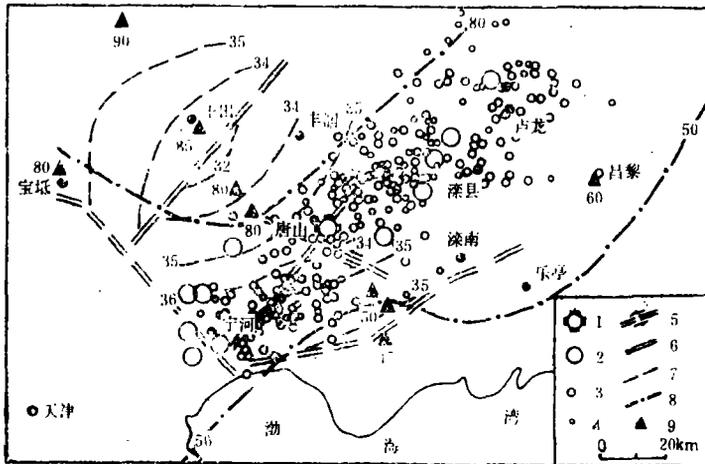


图14 唐山地震与地壳上地幔结构的关系

1.  $M_L \geq 7$  2.  $M_L = 6-6.9$  3.  $M_L = 5-5.9$  4.  $M_L = 4.5-4.9$
5. 丰南平移断裂 6. 地壳基底断裂 7. 莫霍面等深线(单位:公里)
8. 上地幔高导层等深线(单位:公里) 9. 大地电磁测点及上地幔高导层埋深(单位:公里)

Fig.14 Relationship between the Tangshan earthquake and crust-upper mantle structure

本文是在秦保燕、周蕙兰导师的指导下完成的,郭增建老师审阅了全文,在此一并表示感谢。

### 参 考 文 献

- [1] Savage, J.C., The stopping phase on seismograms, Bull. Seism. Soc. AM., No.55, 47-58, 1965.
- [2] Tomowo. Hirasawa, Source mechanism of Niigate earthquake on June 16, 1964 as derived from body waves, Journal Physics of the Earth, Vol.13, No. 2, 1965.
- [3] Fukun, Y., Source process of a large deep focus earthquake and its tectonic implication—the wester Brazile earthquake of 1963, Phy. Earth. Planet Interiors, No. 5, 61-76, 1972.
- [4] 秦保燕等, 组合模式与地震图上的终止震相—兼论唐山地震的破裂过程, 西北地震学报, Vol. 9, No. 4, 1987.
- [5] Burdick, L.J. and G.R. Mellman, B.S.S.A., Vol.66, 1458-1499, 1976.
- [6] Heaton, T.H. and D.Helemerger, Generalized ray models of the San Ferando earthquake, B.S.S.A., Vol.69, 1311-1341, 1979.
- [7] Das, S. and K. AKi, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, No.50, 643-668, 1977.

- [8] Boatwright, J., A dynamic model far-field acceleration, B.S.S.A., 1982.
- [9] 周慕兰等, 复杂大地震分析和龙陵地震震源过程, 地球物理学报, Vol.27, No. 6, 523—536, 1984.
- [10] Butler, R., Stewart, G.S. and Kanamori, H., The July 27, 1976 Tangshan China earthquake a complex sequence of intraplate events, B.S.S.A, Vol.69, 1979.
- [11] 郭增建、秦保燕, 震源物理, 地震出版社, 1979.
- [12] 郭增建、秦保燕, 由“立交模式”讨论地震预报, 西北地震学报, Vol. 7, No. 2, 1985.
- [13] 郭增建、秦保燕等, 震源孕育模式初步讨论, 地球物理学报, Vol.16, 1973.
- [14] Muller, G. et al., Journal Geophys., No.44, 203—218, 1978.

## THE SYNTHETIC SEISMOGRAMS FOR STOPPING PHASES— DISCUSSING THE SOURCE RUPTURE PROCESS OF THE TANGSHAN EARTHQUAKE

Wen Zhengping, Qin Baoyan

(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, China*)

### Abstract

In this paper, the history and progress of study on stopping phase are reviewed systematically, and the physical mechanism of stopping phases in the source rupture process is discussed. The master-event analysis method and the synthetic seismogram method including stopping phase are discussed in detail. By using the master-event analysis method, the actual data of the Tangshan earthquake are processed, and we get the spatial-temporal picture of the source rupture process during the Tangshan earthquake, meanwhile, the synthetic seismograms including stopping events are calculated. The results show that with taking into account of stopping events of rupture process, the P-wave observed seismograms can be fitted better, the possibility is further confirmed that there existed two stopping events during the source rupture process of the Tangshan earthquake. Finally, the source environment of the Tangshan earthquake and the abdication of adjustment element are also discussed.