

震源断层的长度与错动幅度 之间关系的讨论*

龚钢延

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

震源断层的长度和错动幅度是震源参数中两个重要的量,寻找它们在震前的指标对地震预报具有要重的意义。这两个量的比位代表了地下断层错动的协调性,因此有助于了解震源环境。

本文通过对中国、日本、美国三地区的大震断层资料的处理,得到了震源断层的长度与错动幅度之间近似地存在着线性关系的结论,震源断层的错动幅度是其长度的 10^{-5} 数量级。另外,本文根据地震过程中震源断层的长度与错动幅度之间的协调关系,讨论了1976年唐山地震前的断层蠕滑问题,以及郯庐断裂带上几百公里的水平错距是否可能的问题。

一、前 言

震源的断层长度和震源断层错动幅度对于地震预报有重要的参考意义。例如已知孕震断层的长度,即可用已发生地震的震级与震源断层长度的关系求这个孕震断层一旦发震时的可能的震级。另一方面,一些学者曾发现,由地震波求得的地震时断层的错动幅度比在地震前后用大地测量方法求出的错动幅度要小,于是认为大地测量多出来的错动幅度是震前蠕滑的结果。但是,大地测量资料不是震后立刻测出的,而是在几周或几个月之后才完成的。这就难以肯定上述多出来的错动幅度是震前蠕滑的还是震后滑动所形成的。如果是前者,则有较为重要的地震预报意义,如果是后者,则无预报意义。另外有的研究者发现,唐山大震前六年,震中区的蠕滑断层仅8公里长,但错动幅度却达到了1米多^[1],再者,有的研究者认为郯庐大断裂平错了几百公里^[2],诸如此类的问题都要求对震源断层的长度与错动幅度之间的关系进行讨论。

关于震源断层长度与错动幅度之间的关系,似乎首先是由Pan研究的^[3],他得出的结果是

$$\log L = 1.15 \log D + 4.25 \quad (1)$$

* 本文是作者1984年研究生硕士学位论文一部分

$$\text{或} \quad D = 0.0002L^{0.87} \quad (2)$$

1970年美国学者M. G. Bonilla曾统计出最大断层错动幅度(呎)与地表破裂长度(哩)的关系为〔4〕:

$$\log D = 0.86 \log L - 0.46 \quad (3)$$

这个公式是用最小二乘法求得的。

1965年郭增建和秦保燕在执行酒钢烈度区划任务时,为了由孕震断层的分段性长度估算未来发震时的震级,曾建立了震级与震源断层长度之间的关系为:

$$M = 3.3 + 2.1 \log L \text{ (公里)} \quad (4)$$

並曾用这个公式估算过嘉峪关孕震断层未来发震时的震级〔5〕。

1973年他们又按类似的思路建立了震级与断层错动幅度的关系〔6〕:

$$D = 10^{0.55M - 1.25} \text{ (厘米)} \quad (5)$$

1981年郭增建和秦保燕把(4)式和(5)式联立,消去M后,求出震源断层的长度与错动幅度的关系〔7〕:

$$\log D = 1.09 \log L - 5 \quad (6)$$

这个公式与前面Pan和Bonilla的公式的不同之处,在于它代表了震源地方的断层参数,但毕竟当时所用的资料较少,这个公式尚需进一步用更多的资料进行改进。

以上仅是用地震时的断层资料而讨论的,问题本身还没有涉及到震源模式的概念。1958年加拿大学者steketee提出用弹性位错理论来计算震源地方的断层长度和错动幅度等问题。1964年苏联学者Kocmpon把断裂力学的结果应用于震源孕育和发生过程,以求得震源的某些力学参数。弹性位错理论和断裂力学应用于震源物理中,都涉及到地震的震源模式问题,下面将有关的震源模式问题作简单介绍。

1. 位错模式 用位错模式模拟震源时,一般都采用剪切位错,此模式尚存在一些问题。例如位错面上的位错量与位错面的尺度没有因果上的联系。

2. 断裂力学模式 用该模式来模拟震源时,裂纹长度和裂纹面上位移量之间须保持一定的联系,但在裂端会出现应力奇异的矛盾。

3. 屈服模式 Dugdale(1960)首次解决了张裂纹裂端屈服的问题〔8〕。Bilby等人在1963年用裂隙的连续分布位错方法成功地解决了剪切裂纹端部应力奇异的问题〔9〕。后来,陈培善等将此屈服模式应用于对地震震源问题的研究中,並讨论了震源长度与震源平均错距之间的关系〔10〕。但是,屈服模式仍是在均匀介质中才成立,不能对断层面错动后在端部引起的错动岩体去处的的问题给出合理的解释。

4. 组合模式 该模式的特点之一在于引进了应力调整单元,消除了震源断层端部的应力奇异,解决了震源端部在震源错动后错动岩石的去处和容纳问题。虽然该模式在物理上比较合理,但关于断层长度和错动幅度方面的协调关系还未具体讨论,本文将对此问题也进行一些讨论,试图寻求调整单元与积累单元之间的线度关系。

二、震源断层的长度和错动幅度之间关系的进一步研究

为了进一步研究大地震震源断层长度,震源断层错距以及这两者之间的关系,本文收集了中国、日本、美国三个地区大量强震的断层资料。为了对这些地震断层资料进行处理,首先要分析地震时地表断裂与震源断层的关系。

(一) 地表断裂与震源断层的关系

1. 地震时震源断层长度与地表破裂长度之间的关系

研究地震的震源参数一直是人们很重视的问题。地震后地表的破裂能够为测定震源参数提供一定的参考,但地表破裂又不能完全地反映地下断层面的真实尺度。例如1975年海城7.3级地震时,地表破裂长度仅5.5公里,由余震资料确定的震源断层长度为70公里^[11];1976年唐山7.8级地震时,地表破裂长度仅有8公里^[12, 13]。很显然这两个地震的震源破裂向地表传播中,其长度有很大的衰减,地下震源断层长度比地震时地表破裂长度要大。影响震源破裂向地表传播的因素可能有以下几方面:

(1) 震源深度 为了估计震源深度对震源破裂长度的影响,假设震源深度为震源断层面(矩形面)的中点到地表的垂直距离,震源孕震层顶部厚度基本相同,这样震源的断层面宽度就近似地代表了震源深度。在表1中列举了地震时震源长度 $L_{源}$ 与地表破裂 $L_{表}$ 的比值随深度的变化。从该表中可以看到:震源的深度越大(即断层面的宽度越大)则震源断层面传播到地表的破裂长度就越小。

震源长度与地表破裂长度^[14]

表 1

时 间	震 中	震 级	震源长度 (Km)	断层面宽度 (Km)	地表破裂长度 (Km)	$\frac{L_{源}}{L_{表}}$
1943	日本 Tottori	7.4	37	12	8	5
1959	日本 Tesikaga	6.2	10~13	10~7.7	2	5
1964	日本 Niigata	7.4	100	20	20	5
1931	新西兰 Hawke's Bay	7.9	100	30	10	10
1964	美国 Alaska	9.2*	700±100	150	63	11
1897	印度 Assam	8.7	240	120	19	13
1968	新西兰 Inangahua	7.1	45	25	1	45

有*号者为矩震级 M_w , $L_{源}$ 代表震源长度, $L_{表}$ 代表地表破裂长度

(2) 震源顶部软弱夹层 大地电磁测深和地震波速测量的结果表明,在地壳的顶部(距地面5公里深左右)存在着一低阻层和低速层,它可能是地壳上部介质中的软弱夹层。对于走滑断层的地震来说,震源断层面发生快速错动时,可能在软弱夹层处发生解耦,解耦处上方的地表就可能不发生破裂,在这种情况下如用地表破裂长度来估计震源断层长度,显然会过小。

(3) 地表沉积岩厚度 地表层沉积岩的厚度也会对地表破裂有影响。一个传播的破裂在通过沉积岩层时,由于沉积岩对破裂能量的强烈吸收,使得破裂的能量减小,因而地表破裂长度也随之减小。对于板块边界和洋壳中发生的地震,往往由于地表沉积厚度小,因而产生很长的、连续的破裂。在地表基岩出露的地区,震源破裂则易于传播到地表。

(4) 破裂的性质

地震发生时有两种类型的剪切过程,即脆性剪切破裂和原有破裂面上的粘滑运动。对于震级较大的浅源地震,如果震源断层是沿老断层发生的,地震时可以沿狭长的剪切带形成很长的破裂;如果震源断层是在完整介质中产生的新断裂,可能其长度就会减小。前者可以被认为是构造运动积累的能量除部分地消耗于克服断层的粘结强度外,主要用于推动断层两盘

的相对运动, 产生很大的形变, 破裂易于反映到地表上; 后者由于要产生新的破裂, 破裂两盘岩体的相对运动量较小, 地表破裂也就不明显了。

2. 震源错距随深度的变化

震源大多位于地下5~30公里的深度上, 位于以花岗岩为主的岩层中。当震源区岩体发生快速剪切错动而形成地震时, 地表上断层错距与震源断层错距存在着较大的不同, 这种差别主要来自于震源区上方基岩或沉积岩与震源顶部的解耦和地表覆盖层对地震能量的吸收, 因此有必要讨论震源错距随震源深度的变化关系。

Knopoff曾认为震源破裂后在地表上的错距达到最大值, 错距随距地表深度的加大而按某种规律衰减至零^[15], 对于垂直走滑断层

$$D = D_0 (1 - Z^2/h^2)^{1/2} \quad 0 < Z < h \quad (7)$$

式中 D_0 为地面上的断层错距, h 为震源深度, D 为位于深度 Z 处的断层面上面的错距。Chinnery等也曾有过类似的研究, 只不过所假设的衰减规律不同而已^[16]:

$$D = D_0 e^{-[Z/b]^a} \quad (8)$$

式中 b 为常数。

以上这两种模式对于测定震源的最大错距非常方便, 仅在地面上测量就可以了。但是, 这两种错距随深度的分布形式都存在着共同的问题, 即把地表和地表以下的介质当作均匀完全弹性体来考虑, 另外还假设震源位于地表上, 震源断层面底部是不动的。实际上震源不可能位于地表, 因而地表上的破裂错距就不是震源破裂错距, 更不可能是震源破裂错动的最大值。

根据上述讨论, 作者认为地震时断层的最大错距应该发生于地下的震源断层错动面上, 不过准确地求得震源断层错动幅度尚存在着一定的困难。

(二) 由地表大地测量资料求得的断层长度和错动幅度与震源地方这两个参数的关系

大地震发生后是要引起地表位移的。人们通过测量在地表的位移场可以反演求震源参数, 这项反演工作已由许多研究者作过了, 在这种反演过程中, 首先要将地震模拟为半无限弹性介质内部的一个错动, 然后求这个错动在地表引起的位移场, 最后用所求得的位移场与地震后地表位移场进行比较。实际的地壳(尤其是地表层)介质的形变性质往往很复杂, 前已述及, 地壳表层介质松软, 有使震源地方错动幅度不能按纯弹性介质传播的情况出现, 因此, 由地表大地测量资料反演求得的震源断层长度和错动幅度只能比震源地方的实际值小, 而不可能比它大。

(三) 由地震波所求出的震源断层长度和错动幅度与实际震源断层的关系

地震学的研究表明, 短周期波主要决定地震能量, 长周期波主要决定震源断层的维度。但在已往的地震观测资料中由于地震仪周期不够长, 所以对于大地震来说所求的震源维度只能偏小而不可能偏大。另外用地震波求解的震源错动幅度仅代表了震源断面上的弹性错动, 对于非弹性的滑动部分, 目前频带不够宽的地震仪不能够记录上, 若把震源断面上的错距认为是断层错距和非弹性错距叠加之和, 则用地震波求出的震源错动幅度与震源地方的真实错动幅度相比是偏小的。

(四) 大地震震源断层长度与其错距资料的处理结果

本文选取了发生在中国地区的23个震级大于7级的地震、日本地区的24个震级大于7级的地震、美国地区的22个震级大于6级的地震的断层资料, 其中发生于较早年代里的地震其

断层参数以地表宏观破裂错动为主，而近些年来地震，其断层参数以地震波资料和大地球测量反演资料为主，同时也参考地震时的地表断裂资料。把这些地震资料按照时间发生的先后顺序列于表2—表4中。

中国地区地震断层资料 表2

编号	时间	震中	震级	断层长度 (公里)	最大错距(米) D_m	平均错距(米) \bar{D}
1	1733. 8. 2	云南会泽	$7\frac{1}{2}$	100		
2	1902. 8. 22	新疆阿图什	$8\frac{1}{4}$	160		
3	1906. 4. 17	台湾嘉义	7	13	2.8	
4	1906. 12. 23	新疆玛纳斯	8	100	2	
5	1920. 12. 26	甘肃海原	$8\frac{1}{2}$	200	10	
6	1927. 5. 23	甘肃古浪	8	150		2.4
7	1931. 8. 11	新疆富蕴	8	150	5.4	
8	1932. 12. 25	甘肃昌马	7.5	120	2	
				116	5	
9	1935. 4. 21	台湾台中	7	70	3	
10	1937. 1. 7	青海都兰	$7\frac{1}{2}$	120		
11	1948. 5. 25	四川理塘	$7\frac{1}{4}$	70		
12	1950. 8. 15	西藏察隅	8.6	250		14
13	1951. 11. 15	台湾东海岸	7.5	40	2.1	
14	1952. 8. 18	西藏	7.5	8		
15	1954. 2. 11	甘肃山丹	$7\frac{1}{4}$	20	1.6	
16	1966. 8. 22	河北邢台	7.2	60	1.8	
17	1966. 7. 18	渤海	7.4	45		2.2
				34		0.32
18	1970. 1. 5	云南通海	$7\frac{3}{4}$	70	2.1	
19	1973. 2. 6	四川炉霍	7.9	100	3.0	
20	1974. 5. 11	云南永善	7.1	66		0.07
21	1975. 2. 4	辽宁海城	7.3	70	1.17	
22	1976. 5. 29	云南龙陵	7.3	26.2		0.46
23	1976. 7. 28	河北唐山	7.8	115	2.9	

日本地区地震断层资料表 美3

编号	时 间	震 中	震 级	断层长度 (公里)	断 层 错 距 (米)			
					垂直 D _⊥	水平 D _∥	最大 D	平均 \bar{D}
1	1847.5.8	普光寺	7.4	30	2.4			
2	1891.7.31	陆羽	7.5	60	2.5			
3	1891.10.28	浓尾	8.4	150	6.8	8.6	10.5	
			8.0	80				4.2
			8.0	110				8
4	1894.10.22	坂田	7.3	20				
5	1896.8.21	陆羽后千屋断层	7.5	60	2.5			
6	1923.9.1	关东	7.9	130				2.1
			8.3	130				6.7
			8.2	100				4.5
7	1925.5.23	北但马	7.1	1.6	0.5			
8	1927.8.7	丹后	7.5	40			3.4	
			7.6	35				2.8
9	1930.11.26	北伊豆	7.1	35	2.0	2.7	3.4	
			7.1	35				8
10	1931.9.21	西埼玉	7.0	20				1.0
11	1933.8.8	三陆近海	8.3	185				3.3
12	1940.8.2	积丹半岛近海	7.7	170				1.1
13	1943.9.10	鸟取	7.4	33				2.5
14	1945.1.13	三河	7.1	20				2.2
15	1946.12.21	南海道	8.1	120				3.1
16	1948.6.28	福井	7.3	30				2
17	1961.8.19	北浓尾	7.0	40				2.5
18	1963	择捉近海	8.1	250				8
19	1964.6.16	新潟	7.5	100				4
20	1968.5.16	十胜冲	8.2	150				4.1
21	1968.6.12	岩手县近海	7.2	80				0.64
22	1969	北海道东部近海	7.8	180				2.9
23	1969.9.9	岐阜县中部	6.6	18				0.64
24	1973.6.17	根室半岛近海	7.4	100				1.6

美国地区地震断层资料 表4

编 号	时 间	震 中	震 级	断层长度 (公里)	断 层 错 距 (米)			
					垂 直	水 平	最 大	平 均
			M		D_{\perp}	D_{\parallel}	D_m	\bar{D}
1	1811.12.16	密苏里、新马德里	8	76	8			
2	1857.1.9	南圣安德烈斯断层	$8\frac{1}{4}$	380				5
3	1868.10.21	哈瓦德断层	7	56		4.5		
4	1872.8.26	加利福尼亚	8	64	6.9	6.0	9.1	
5	1899.9.8	阿拉斯加	8.3	132	14.3			
6	1906.4.18	中圣安德烈斯断层	8.3	450			6.4	
7	1915.10.2	普莱曾特谷	7.6	65	4.6	2.7	5.3	
8	1927.3.7	福克斯群岛	7.5	100				8
9	1932.12.20	内华达塞达山	7.3	61	0.6	0.83	1	
10	1933.3.11	长滩	$6\frac{1}{4}$	30				0.2
11	1934.1.30	内华达埃克塞西厄山	6.5	1.5			0.13	
12	1940.5.18	英佩利尔谷	7.1	60				2.4
13	1947.9.10	加利福尼亚莫哈维沙漠	6.4	6			0.05	
14	1952.7.21	克恩郡	7.6	65			3.1	
15	1954.7.6	福隆东虹山	6.6	18			0.31	
16	1954.8.23	福隆东虹山	6.8	30			0.76	
17	1954.12.16	美景峰	7.4	59			7	
18	1954.12.16	迪克西谷	7.1	62			3.7	
19	1958.7.10	阿拉斯加	8.0	200	1.1	6.55	6.6	
20	1964.8.28	阿拉斯加	8.5	80	10	0.15	10	
21	1266.6.27	派克菲尔德	6	37				0.3
22	1968.4.9	博瑞哥山	6.8	7				0.25
23	1971.2.9	旧金山	6.6	20				1.65
24	1972.7.30	阿拉斯加	7.6	180				5
25	1975.7.8	加利福尼亚湾	6.5	50				0.12
26	1979.2.28	阿拉斯加东南	7.2	65				2.1
27	1979.10.15	英佩利尔谷	6.8	40				0.52

对于中小地震,地震时释放的能量较小,往往不易在地表上形成破裂和错动,因此用宏观方法和大地测量方法就不能求得震源地方的断层长度和错动幅度。在此情况下就要使用地震波的观测资料。由于中小地震的维度较小,目前地震仪周期基本上能够反映这类地震的震

源尺度，因此这类地震震级和断层长度与错动幅度之间的关系式的建立，可以采用最小二乘法。

综上所述，对于大地震来说，无论地表的宏观地震断裂参数还是由大地测量、地震波资料所求得的地震断裂参数都是比震源地方真实的断层长度和错动幅度偏小的，所以本文皆取同一震级地震中的最大值作为震源地方的断层长度和错动幅度，即取包线作为震源地方的震源参数值，如图 1—图 3 所示。根据图中的包线，求得了如下的经验关系式

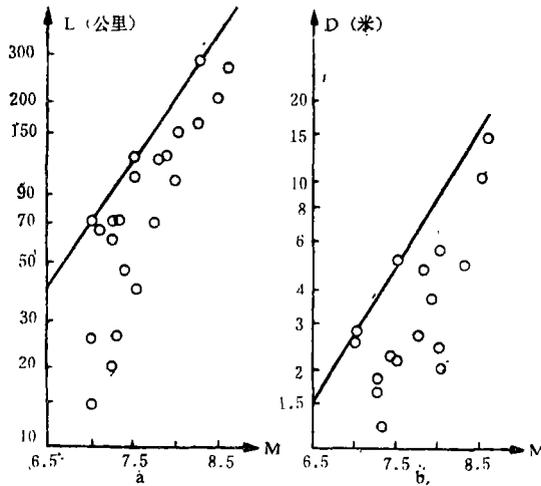


图 1 中国地区

Fig. 1 Chinese regions.

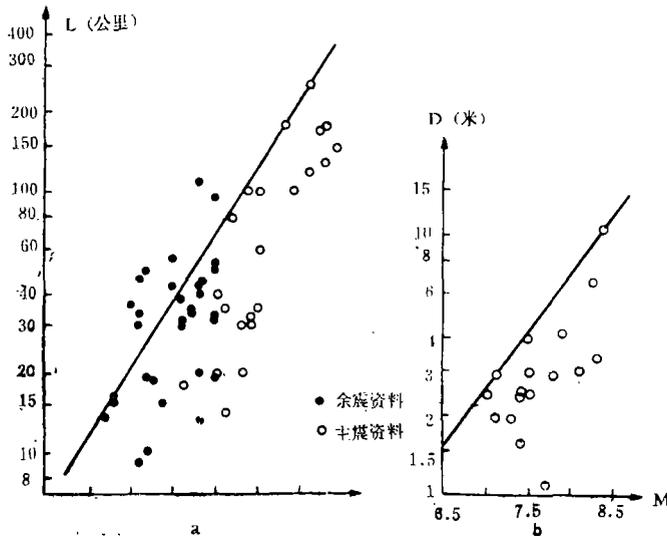


图 2 日本地区

Fig. 2 Japanese regions.

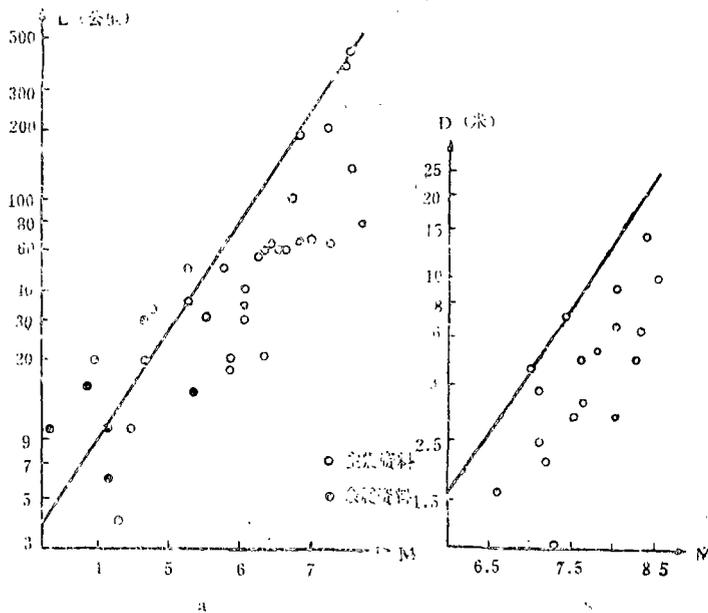


图3 美国地区

Fig. 3 American regions.

$$\text{中国地区} \quad M = 2.98 + 2.17 \log L \quad (9)$$

$$M = 12.08 + 1.99 \log D \quad (10)$$

$$\text{日本地区} \quad M = 3.06 + 2.10 \log L \quad (11)$$

$$M = 12.66 + 2.15 \log D \quad (12)$$

$$\text{美国地区} \quad M = 2.74 + 2.10 \log L \quad (13)$$

$$M = 11.88 + 2.08 \log D \quad (14)$$

(9) — (14) 式中的 L 、 D 分别代表震源断层的长度和错动幅度，均以公里为单位。

在上述成对的关系式中，消去震级 M 后，可得到震源错距与其长度之间的经验关系式：

$$\text{中国地区} \quad D = 2.67 \times 10^{-5} L^{1.09} \quad (15)$$

$$\text{日本地区} \quad D = 3.43 \times 10^{-5} L^{0.98} \quad (16)$$

$$\text{美国地区} \quad D = 2.69 \times 10^{-5} L^{1.01} \quad (17)$$

这三个式子反映了 D 与 L 之间近似地呈线性关系，错距 D 一般为长度 L 的十万分之几的数量级，即 $D \approx 10^{-5} \times L$ 。

应该指出，(9) ~ (17) 式仅适合于大地震的情形，其符合程度可以用大地震后的余震区分布进行检验。对于中强震及那些地表断层作用不明显的地震，除了用波谱资料确定上述参数外，也可用大震后的余震资料进行补充验证。

一般认为余震带的长度是大致可反映主震震源的断层长度的，有时还可能比这个长度长一些，所以如果对由地表断裂，大地测量资料和地震波资料求出的震源断层长度取包线最好的话，则对余震资料所求得的震源断层长度可用最小二乘法求其最佳直线，以便与包线拟合。

此外，根据某一台站 P — S 波时间间隔的资料也可以估计余震区的最大线度。表 5 就是用这种方法确定的 33 个日本地区余震分布的最大线度，震级范围是 5.5 ~ 7.0。

由余震最大线度求得的震源参数^[22] 表5

编号	时间	地震	(P-S)波 $\Delta\tau$ (秒)	震级	余震区最大线性长度(公里)
1	1928. 5. 27	Off Sanriku.	11.6	7.0	97.4
2	1929. 5. 22	Off Miyazaki Pref.	4.8	6.8	40.3
3	1930. 3. 22	Off Sanriku.	1.8	5.8	15.1
4	1930. 5. 1	Off Chiba Pref.	4.5	6.6	37.8
5	1930. 11. 26	Shizuoka Pref.	6.2	7.0	52.1
6	1931. 2. 17	Hokkaido.	2.2	6.8	18.5
7	1931. 9. 21	Saitama Pref.	2.2	7.0	18.5
8	1931. 11. 2	Off Miyazaki Pref.	3.6	6.6	30.2
9	1931. 11. 4	Off Miyazaki Pref.	4.0	6.1	33.6
10	1932. 11. 26	Off Urakawa	1.6	6.8	13.4
11	1933. 1. 7	Off Iwete Pref.	13	6.8	109.2
12	1935. 9. 18	Off Urakawa.	5.5	6.8	46.2
13	1936. 2. 21	Nara Pref.	1.8	6.4	15.1
14	1937. 1. 6	Off Miyazaki Pref.	5.1	6.5	42.8
15	1937. 10. 17	Off Chiba Pref.	3.5	6.6	29.4
16	1939. 3. 20	Off Miyazaki Pref.	3.8	6.6	31.9
17	1939. 5. 1	Oga Pen.	5.8	7.0	49.6
18	1940. 6. 12	Off Chiba Pref.	3.6	6.1	30.2
19	1941. 7. 15	Nagono Pref.	1.2	6.2	10.1
20	1942. 8. 21	Off Miyazaki Pref.	5.8	6.2	48.7
21	1943. 8. 12	Fukushima Pref.	5.5	6.1	46.2
22	1943. 10. 13	Nagano Pref.	1.1	6.1	9.2
23	1947. 4. 17	Off Kii Pen.	1.7	5.7	14.3
24	1947. 11. 4	NW Off Hokkaido.	4.0	7.0	33.6
25	1948. 5. 9	Off Fukushima Pref.	4.0	6.7	33.6
26	1948. 6. 15	Wakayama Pref.	3.8	7.0	31.9
27	1949. 12. 26	Tochiki Pref.	4.0	6.7	33.6
28	1952. 3. 7	Off Ishikawa Pref.	5.5	6.8	42
29	1955. 7. 27	Tokushima Pref.	4.3	6.0	36.1
30	1956. 3. 6	Chiba Pref.	1.9	5.8	16
31	1956. 8. 13	Off Izu Pen	6.6	6.5	55.4
32	1957. 11. 11	Near Niijima	2.2	6.3	18.5
33	1959. 1. 31	Hokkaido	3.2	6.2	26.9

利用表5和表6中的资料,把数据点在M-logL图上,发现用最小二乘法处理的余震分布长度与已得到的关系式(11)、(13)符合得较好(如图2a、3a所示)。

由余震分布求得的美国西部地震的震源长度^[23] 表6

编号	时间	地震	震级	震源长度(公里)
1	1962. 6. 27	Kaoiki, Hawaii	6.1	13.8
2	1963. 7. 7	Juab Valley, Utah	4.9	10
8	1963. 8. 31	Salinas, Calif.	4.6	15
4	1963. 9. 14	Watsonville, Calif	5.4	30
5	1964. 11. 16	Corralitos, Calif.	5.0	4
6	1965. 9. 10	Antioch, Calif	4.9	6
7	1966. 1. 23	Dulce, New Mexico	4.7	20
8	1966. 6. 28	Paskfield, Calif.	5.5	33
9	1966. 8. 16	Caliente, Nevada.	5.2	10
10	1966. 9. 12	Truckee, Calif	4	10
11	1967. 6. 21	Fairbanks, Alaska	5.4	20
12	1968. 10. 29	Rampart, Alaska	6.0	50

四、考虑震源模式时断层长度与错动幅度之间关系的研究

当不考虑时间效应时,研究地震断层错动后产生的位移场通常可用静力位错方法和断裂力学方法。在前面的部分中,我们取用地震断层资料时已经考虑了深度对震源参数的影响,在此仅取二维裂纹作为研究对象,讨论两种不同情形下沿裂纹面上的位移的分布。

假设均匀各向同性的弹性介质中有一贯穿的裂纹,(1)裂纹的两端被固定;(2)裂纹的两端不固定(但仍受介质本身的约束)。求在纯剪切应力作用下沿裂纹面上的位移。

通过这两种情形的计算和对比,试图寻找破裂长度和错动幅度之间的固有的规律性。

(一) 纯剪切静态裂纹面上的弹性解

为了使问题简化,把地震破裂问题近似看作为断裂力学的边值问题,地震前介质是一完整体,在受到均匀分布的纯剪切应力作用后,地震时在平行于剪应力的方向上形成一条裂纹。该问题在力学上可抽象认为,在一无限大的厚板内,存在一长度为 $2a$ 的贯穿直线状裂纹,如图4所示。求解这两种剪切裂纹问题的弹性解,可用Westergarrd复应力函数方法,计算当 $y=0$ 时,断面 $|X| \leq a$ 上的位移分布为:

$$\left. \begin{array}{l} \text{I型} \quad u(X, 0) = \frac{1-\nu}{\mu} \sigma \sqrt{a^2 - X^2} \\ \quad \quad v(X, 0) = 0 \\ \text{II型} \quad w(X, 0) = \frac{1}{\mu} \sigma \sqrt{a^2 - X^2} \end{array} \right\} |X| \leq a \quad (18)$$

$$(19)$$

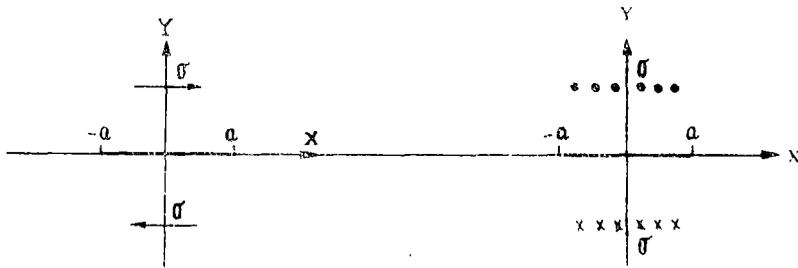


图 4

在上面的计算中，预先假定了在裂端 $|X| = a$ 处位移恒为零的边界条件，这就相当于裂端固定的情形。此外，还假设了破裂面为自由状态，这与地震中断层面错动时，断层面上仍具有摩擦力的事实不符合。对此，假设破裂面上有均匀分布的摩擦应力 σ_f 作用，用叠加原理得到修正后的位移分布是^[17]

$$\left. \begin{aligned} u(X, 0) &= \frac{1-\gamma}{\mu} (\sigma - \sigma_f) a \sqrt{1 - \left(\frac{X}{a}\right)^2} \\ w(X, 0) &= \frac{1}{\mu} (\sigma - \sigma_f) a \sqrt{1 - \left(\frac{X}{a}\right)^2} \end{aligned} \right\} |X| \leq a \quad (20)$$

平均位移可以简单地求得

$$\left. \begin{aligned} \bar{u} &= \frac{1}{2a} \int_{-a}^a 2u(X, 0) dX = \frac{\pi}{2} \frac{1-\gamma}{\mu} (\sigma - \sigma_f) a \\ \bar{w} &= \frac{\pi}{2\mu} (\sigma - \sigma_f) a \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

若取断层长度 $L = 2a$ ，断层平均错距 $\bar{D} = \bar{u}$ 或 \bar{w} ，走滑断层对应于 I 型断裂，倾滑断层对应于 II 型断裂，由 (21) 式得到

$$\frac{\bar{D}}{L} = \begin{cases} \frac{\pi(1-\gamma)}{4\mu} (\sigma - \sigma_f) & \text{走滑断层} \\ \frac{\pi}{4\mu} (\sigma - \sigma_f) & \text{倾滑断层} \end{cases} \quad (22)$$

(二) 用裂隙的连续分布位错方法求解静态纯剪切裂纹的弹塑性解

用经典的复应力函数方法求解弹性剪切裂纹面上的位移分布时，得到了断层平均错距随断层长度的线性变化。但是，由于假设了在裂端固定的条件，导致了应力在裂端处具有 $r^{-\frac{1}{2}}$ 的奇异^[17]，实际上在介质达到屈服强度的地方首先发生塑性形变，此后才发生破裂。前已述及，屈服模式解决了这个问题。

假定在各向同性的均匀弹性介质中，在区域 $y = 0, |X| \leq C$ 中存在一裂纹，在无限远处作用了一对平行于裂纹方向的剪切应力 $\sigma_{xy} = \sigma_0$ (如图 5 所示)。当裂端的应力集中达到了介质的屈服应力后，在区域 $|X| < C$ 中的位错可以进入到 $|X| > C$ 的介质中，并在这些区域中引起了塑性位移。设在 $C < |X| \leq a$ 的区域中，在单位长度位错线上的位错阻力为 $b\sigma_{ys}$ (σ_{ys} 是介质的屈服强度， b 是布格矢量)，如果沿位错线的位错密度用 $f(X)$ 来表示，裂

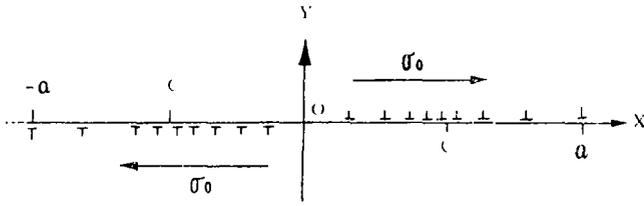


图 5

纹上位错的平衡方程为^[18]:

$$\frac{\mu b}{2\pi(1-\gamma)} P \cdot \int_{-a}^a \frac{f(X')}{X-X'} dX' = \begin{cases} -\sigma_0 & |X| < C \\ -(\sigma_0 - \sigma_{ys}) & C < |X| < a \end{cases}$$

式中P代表积分取柯西主值, 由该方程可求得位错分布密度 $f(X)$ 和塑性区的尺寸 $(a-c)$:

$$f(X) = \frac{2(1-\gamma)\sigma_{ys}}{\pi\mu b} \ln \left| \frac{X(a^2 - C^2)^{1/2} + C(a^2 - X^2)^{1/2}}{X(a^2 - C^2)^{1/2} - C(a^2 - X^2)^{1/2}} \right| \quad (23)$$

$$a - C = a \left(1 - \cos \frac{\pi\sigma_0}{2\sigma_{ys}} \right) \quad (24)$$

在塑性区域中, 塑性位移 u_p 等于通过 $X=C$ 到 $X=a$ 之间所有位错的布格矢量的和:

$$u_p(C) = \int_c^a b f(X) dX = \frac{4(1-\gamma)}{\pi\mu} \sigma_{ys} \cdot C \cdot \ln \left[\sec \left(\frac{\pi\sigma_0}{2\sigma_{ys}} \right) \right] \quad (25)$$

下面通过一些计算, 讨论在裂纹面上的位移分布情况。

当 $X = \pm a$ 时, $u_p(\pm a) = 0$ 。

当 $|X| \leq C$ 时,

$$u(X) = \int_X^C b f(X) dX = \frac{2(1-\gamma)}{\mu\pi} \sigma_{ys} \left[2C \ln \frac{C}{a} + C \ln \left| \frac{\sqrt{a^2 - C^2} + \sqrt{a^2 - X^2}}{\sqrt{a^2 - C^2} - \sqrt{a^2 - X^2}} \right| \right. \\ \left. - X \ln \left| \frac{X\sqrt{a^2 - C^2} + C\sqrt{a^2 - X^2}}{X\sqrt{a^2 - C^2} - C\sqrt{a^2 - X^2}} \right| \right], \quad 0 \leq X < C \quad (26)$$

当 $X = 0$ 时, 位移达到最大值

$$u(0) = u_p(C) + \frac{2(1-\gamma)}{\pi\mu} \sigma_{ys} \cdot C \cdot \ln \left| \frac{\sqrt{a^2 - C^2} + a}{\sqrt{a^2 - C^2} - C} \right| \quad (27)$$

在 $|X| < C$ 段上, 由式(26)可知 $u(X)$ 是由两部分组成, 一部分是裂端的塑性位移 $u_p(C)$, 另一部分是随裂纹长度的增大而逐渐减小的弹性位移。

当 $C < |X| \leq a$ 时, 所求得位移的分布是:

$$u(X) = \int_X^a b f(X) dX = C \ln \left| \frac{\sqrt{a^2 - C^2} + \sqrt{a^2 - X^2}}{\sqrt{a^2 - C^2} - \sqrt{a^2 - X^2}} \right| \\ - X \ln \left| \frac{X\sqrt{a^2 - C^2} + C\sqrt{a^2 - X^2}}{X\sqrt{a^2 - C^2} - C\sqrt{a^2 - X^2}} \right| \quad (C < |X| \leq a) \quad (28)$$

在 $|X| = C$ 处的位移是该段中的最大位移 $u_p(C)$, 当 $|X|$ 增大时, 位移逐渐尖灭至零。

若考虑到地震断层面上有一均匀分布的摩擦应力 σ_f , 可利用叠加原理把(24)式代入

(25)式, 由于 $\sigma_{ys} \gg (\sigma_0 - \sigma_f)$, 可得到:

$$u_p(C) \approx \frac{\pi(1-\gamma)}{2\mu\sigma_{ys}}(\sigma_0 - \sigma_f)^2 \cdot C \quad (29)$$

在裂纹为反平面剪切裂纹的情形下, 只要将上面所给出的式子中的 $\frac{\mu}{1-\gamma}$ 用 μ 来代替,
 σ_{xy} 用 σ_{xz} 来代替就行了。

如果取塑性位移 $u_p(C)$ 作为地震时断层面上的位移, 即 $D_p = u_p(C)$, 取断层面的线性长度 $L = 2C$, 在小范围内的屈服条件下, $\sigma_{ys} \gg \sigma_0 - \sigma_f$, 由(29)式得:

$$\frac{D_p}{L} = \begin{cases} \frac{\pi(1-\gamma)}{4\mu\sigma_{ys}}(\sigma_0 - \sigma_f)^2 \\ \frac{\pi}{4\mu\sigma_{ys}}(\sigma_0 - \sigma_f)^2 \end{cases} \quad (30)$$

以上利用线弹性断裂力学和连续分布位错理论求得的断层错动幅度与断层长度之间的关系(29)、(30)式均为线性关系, 此关系与本文所得到的经验关系式(15)一(17)基本相符。

(三) 组合模式

前已述及, 弹性位错模式在裂纹端部具有应力奇异的缺点, 它导致了断裂难以停止的困难。断裂端部有塑性区的屈服模式虽然消除了裂纹端部应力奇异, 但这种模式并不是在任何物理条件下都成立的。1973年郭增建等提出用组合模式^[6]来解决这个问题, 认为震源是由应力积累单元和其两头的应力调整单元组成, 当积累单元破裂形成地震时, 调整单元起到使断裂停止和让位的作用。对于断裂长度和错动幅度之间的关系, 最近邹定元曾用组合模式讨论过沿地震破裂带上的位错分布问题^[19], 认为沿断层面上的错动幅度是由震前长期缓慢的滑动与地震时突然的滑动这两部分组成, 并且还认为震前在积累单元中只有其中间一点是不动的, 由中间点向两旁延伸, 预滑产生的位移逐渐增大, 直至震前已滑移到全部把剪切应变能释放完的那个位置。作者认为有不妥之处, 那就是把积累单元在震前不动的地方假设得太短, 这样不利于引起地震的发生。此外, 这个问题还与调整单元的让位问题有关, 其中较为简单的情况是调整单元是蠕滑的情况。假设调整单元长期形成的滑动幅度为椭圆形分布, 则积累单元发震时的最大错动幅度仅为调整单元震前长期滑动幅度的最大值。根据形变的协调关系, 积累单元的长度应该与调整单元(蠕滑断层)的长度相近。这样, 就可以用调整单元(指蠕滑形式的断层)的错动来推测未来积累单元的错动形式和错动幅度。

五、某些问题的讨论

(1) 在快速错动下和在慢速错动下的断层端部的协调可能是不一样的。因为在快速错动下, 断层端部的物质不易同时作调整运动, 这种调整运动包括水和气体不能即刻受压扩散。当滑动是缓慢的情况下, 可能发生流体和塑性体的调整运动。此外, 相邻块体也可能作调整运动, 从而为错动调整让位。因此对于地表上的断层错动, 其长度和错动幅度之比与地震时的快速错动情况下是不同的。即

$$\frac{D_{慢}}{L_{慢}} > \frac{D_{快}}{L_{快}} \quad (31)$$

由此可知, 1976年唐山大震前8公里长的断层上发生了1米多的蠕滑, 这对于坚脆介质中的断层长度和错动幅度是不协调的, 但是作为缓慢的滑动和介质中有可调整的流体的情况下还是可能的。对于郯庐大断裂带在地质史上错动几百公里的情况, 可用缓慢错动下的公式来讨论。截止目前已见到的在缓慢情况下或地质史上最大错动幅度的公式是〔8〕

$$D = 0.22L^{0.69} \quad \text{或} \quad L = 2.19D^{1.45} \quad (32)$$

式中D为断层错动幅度, L为断层长度。由该式可知, 郯庐大断裂若有400公里的错距, 则断层长度近似为13,000公里, 事实上该断裂没有这么长。某些作者认为郯庐断裂错动幅度达几百公里是指我国境内接近断裂端部的地段, 这样断裂端部的协调问题就不能解决, 因此作者认为郯庐断裂错动几百公里的幅度是不可能的。如果郯庐断裂带的南端要容纳大的错动幅度, 则可能有块体的调整运动, 这一点应当进一步研究。

(2) 关于唐山地震是在新断层上发生的还是沿已有的断层面上发生的问题, 有的观点认为地表无地质上可见的大断裂带, 所以认为1976年唐山大震是在地下完整介质中发生的。另一种观点认为这个大地震的下方莫氏界面有公里级的错距〔10〕, 这虽然是地质年代中形成的, 但又可能其断裂通穿地壳, 因此认为唐山大地震发生在已有的断层带上, 即该地震的形成是因为粘滑断层的错动。从已讨论的断层长度与错动幅度的协调关系来看, 如果地壳底部有公里级的错动幅度, 则其断层长度(在这里这个长度相当于断层深度)至少也通穿了地壳, 因此作者支持唐山大震是在已有的断层上发生的观点。

(3) 关于唐山大震前断层是否发生蠕滑的问题。从上述粘滑的情况来看, 震前出现蠕滑是可能的(完整岩石脆性破坏之前不能出现滑动)。但是从错动幅度来看, 有的学者认为通过大地测量得出的错动幅度为4米多, 由地震波求得的错动幅度为2米左右, 因此震前有蠕滑〔1〕。另外, 有的学者认为由大地测量求得的错动幅度为2米多, 与地震时由地震波资料求出的错动幅度相符, 因此震前无蠕滑〔21〕。但是无论哪一个错动幅度都要比真正震源地方的错动幅度为小, 因此上述争论还需进一步讨论。

本文是在郭增建先生的悉心指导下完成的, 发表时作了删改。秦保燕老师对本文提出了许多建议并与作者进行了多次讨论, 李博、闵子群两位老师审阅了全文并提出了宝贵的意见, 作者在此一并表示衷心的感谢!

(本文于1985年9月20日收到)

参 考 文 献

- 〔1〕张郢珍, 唐山地震前地壳的异常隆起及无震蠕滑, 地震学报, Vol. 3, №1, 1981.
- 〔2〕高维明等, 沂沭大陆裂谷的生成与演化, 地震地质, Vol. 2, №3, 1980.
- 〔3〕舍尔曼著, 地壳断裂发育的物理规律, 高中和译, 地震出版社, 1980.
- 〔4〕Bonilla, M.G., Surface faulting and related effects, In: Wiegel, R.L. (editor); Earthquake Engineering, Printice-Hall, New Jersey, P. 47—74, 1970.
- 〔5〕郭增建、秦保燕, 地震时极震区所产生的断裂和形变, 酒钢地震考察报告之六, 1965.
- 〔6〕郭增建等, 震源孕育模式的初步讨论, 地球物理学报, Vol. 16, №1, 1973.
- 〔7〕郭增建、秦保燕, 震级标准与地震预报, 地震地磁观测与研究, Vol. 2, №3, 1981.

- [8] Dugdale, D.S., Yielding of steel steets containing slits, *J. Mech. Phys. Sol.*, Vol. 8, 100—108, 1960.
- [9] Bilby, B.A., Cottrell, A. H. and Swinden, K., The spread of plastic yield from a notch, *Proc. Roy. Soc.*, Vol. 272, 304—314, 1963.
- [10] 陈培善等, 从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报, *地球物理学报*, Vol. 20, № 3, 1977.
- [11] 吴开统等, 海城地震序列特征, *地球物理学报*, Vol. 19, № 2, 1976.
- [12] 刘忠书等, 中国强震地表破裂的基本特征, *地震研究*, Vol. 6, № 1, 1983.
- [13] 马宗晋等, 中国近年九次强震的构造分类, *西北地震学报*, Vol. 2, № 1, 1980.
- [14] Wyss, M., Estimating maximum expectable magnitude of earthquake from fault dimension, *Geology*, Vol. 7, № 6, 336—340, 1979.
- [15] Knopoff, L., Energy release in earthquakes, *Geophys. J. Roy. Astro. Soc.*, Vol. 1, № 1, 41~51, 1958.
- [16] Chinnery, M.A. and Petrak, J.A., The dislocation fault model with a variable discontinuity, *Tectonophysics*, Vol. 5, № 6, 513—529, 1968.
- [17] 范天佑, 断裂力学基础, 江苏科学技术出版社, 1978.
- [18] Lardner, R.W., *Mathematical theory of dislocations and fractures*, University of Toronto Press., 1974.
- [19] 邹定元, 我国走滑型断层地震裂缝水平位错分布的考察与研究, *地震科学研究*, № 2, 1984.
- [20] 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 一九七六年唐山地震, 地震出版社, 1982.
- [21] 张祖胜, 利用大地测量资料反演地震震源参数的若干问题, *地震学报*, Vol. 6, № 2, 1984.
- [22] Utsu, T., A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophysical magazine*, Vol. 30, № 4, 521~605, 1961.
- [23] Libermann, R.C. and Pomeroy, P.W., Source dimensions of small earthquakes as determined from the size of the aftershock zone, *B.S.S. A.*, Vol. 60, № 3, 879—890, 1970.

DISCUSSION ON THE RELATIONSHIP BETWEEN FOCAL FAULT
LENGTH AND FACAL FAULT DISLOCATION

Gong Gangyan

(*Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau*)

Abstract

F.F.L. and F.F.D.* are two important quantities of the earthquake source parameters. It is important for earthquake prediction to find indicated scales of them before earthquake occurs. The special value between F.F.L. and F.F.D. represents the harmonic property in dislocation procedure of fault at depth. This property is helpful for us to understand source circumstance.

In this paper, we have collected the fault data of great earthquakes occurred in regions of China, Japan and the United States, then analysed and processed these data, and obtained approximate linear relationship between F.F.L. and F.F.D., the former of which is 10^5 order of magnitude larger than the latter.

In addition to the above-mentioned, depending on the harmonic relationship between F.F.L. and F.F.D. in the earthquake procedure, we discuss the problem whether the earthquake fault before the 1976 Tangshan earthquake crept or not, and whether the slippage in the Tanlu fault can do or not for hundred kilometers of horizontal offset.

* F. F. L. and F. F. D. respectively stand for focal fault length and focal fault dislocation.