

震源区内一些宏观现象的讨论—— 烈度分布与震源体积的关系

谢原定 杨天锡

(国家地震局兰州地震研究所)

引 言

震源体积是地震学上很重要的一个问题,对此,前人从地震波、余震分布和大地测量方面进行研究〔1〕。当应用它去解决地震区划和大地震预报时,上述方法就很难应用,因此,利用宏观资料来研究震源体积就很重要了。本文试图通过烈度分布和等震线的形态特征、地震时伴随产生的地表的地震断裂和垂直位移场,建立相应的震源模型来描述震源体积的形状、大小和结构性质,为证实所得震源模型的可靠性,还用余震资料做了对比。

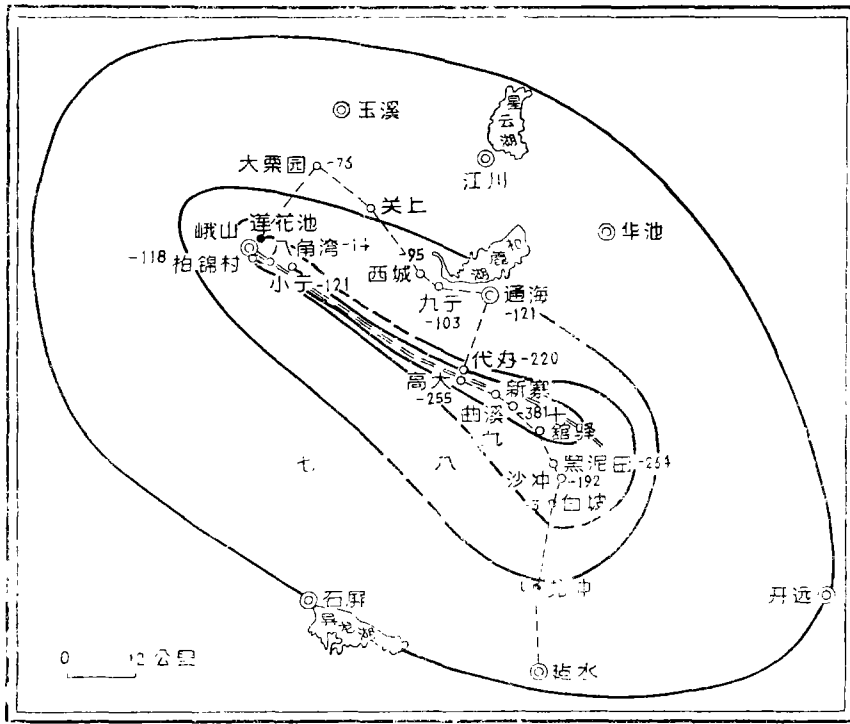
一、等震线的形态和烈度分布的特征

强烈地震宏观破坏的事实表明〔2〕:等震线的分布内密外疏;其形状普遍呈现为椭圆;椭圆分布的长短半径之比,内大外小,反映在形态上,椭圆等震线分布内偏外圆,八度区是其过渡区。这种特征,在复盖层甚薄、震源断层面陡直、以及地质断层出露地表的山区,表现特别明显。八度区内高烈度等震线的形态,围绕出露的地质断层走向呈条带状分布,沿走向烈度衰减极慢,而垂直走向,烈度衰减急剧增快。这种震例以1970年1月5日通海地震烈度分布等震线的形态最为典型(图1*)。此外,在复盖甚厚,震源断层面未能出露地表的平原地区,烈度的分布和等震线的形态,与潜伏地质断层的走向有关,反映了上述总的衰减规律(图2**)。在山区与平原交接地带发生的强震,虽然最内等震线两侧有明显的不对称性,但烈度的衰减,还是遵循上述总的规律。

这种大面积上的烈度分布和等震线的形态特征,只能和震源体积的形状、大小和结构性质、震源深度、震源距离、震源机制类型以及岩体结构性质有关。由于我国大地震的深度一般不大,多在20公里左右,因此,震源破裂面传播的优势方向以及在传播过程中牵动岩体两侧造成的破碎部分,几乎全部到达地表。由此可见,等震线的形状,基本上反映了孕震体的形状和震源机制的类型。

*根据1970年2月中央地震工作小组云南地震队资料综合编制。

**根据1976年唐山地震工作资料综合编制。



---。水准测量路线反水准点高程变化(毫米)
 • 表示水准点 == 地震断裂

图1 1970年1月5日通海地震地震断裂, 水准测量垂直位移场与烈度分布。

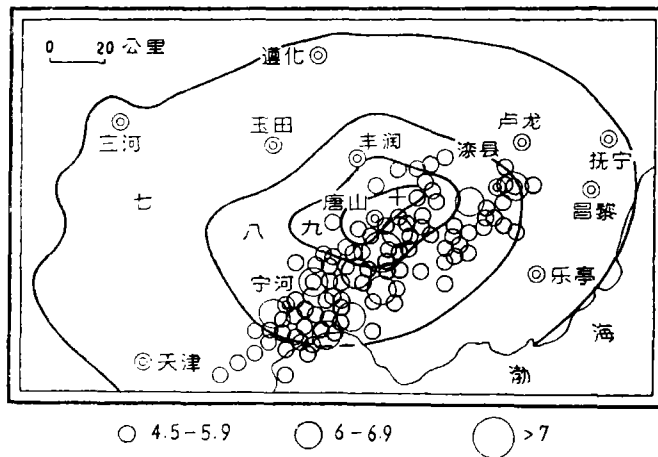


图2 1976年7月28日唐山地震余震分布与烈度分布

二、地震断裂和烈度分布的关系

强震发生时,在高烈度区,由于震源断层面的运动,不同程度地产生了地表的地震断裂^[3-9],其展布方向与等震线的长轴方向一致,也与出露在最内等震线内的地表地质断层或潜伏地质断层的走向相一致或相重合。经查明,最内等震线内地质断层具有晚近时期活动的特征。地震断裂的形态分布、出露岩性、所见规模、断裂错动的力学性质都反映和震源断层面的运动相联系,和区域构造应力场相联系^[4-9]。它和地表软弱地带内由地震波产生的地震断裂不同,是地震时,破裂面沿着晚近时期活动的地质断层传播直接到达地表的一种断裂。这种断裂和烈度分布的关系,根据过去郭增建等同志(1965年)和现在我们的统计,我

表1 我国境内伴随震源断层面运动产生地震断裂和相应的烈度与震级

编号	地震时期 年.月.日	震中位置		震中地名	震中烈度 (I ₀)	震级 (M)	震源深度 (h) km	断裂长度 (km)	备注
		φ _N	λ _E						
1	1515.6.17	26.6	100.8	永 胜	十	8		2	
2	1556.1.23	34.5	109.7	华 县	十一	8		70	清基中挖掘
8	1668.7.25	35.3	118.6	郟 城	十二	8 $\frac{1}{2}$		7.5	
4	1812.3.8	43.7	83.0	伊 宁 东		7—8		10—30	
5	1902.8.22	39°53'	76°12'	阿图什附近	≥十	8 $\frac{1}{4}$	56	50	
6	1906.3.17	23.5	120.5	嘉 文		6 $\frac{3}{4}$		13	
7	1920.12.16	36.5	105.7	海 原	十二	8 $\frac{1}{2}$		200	
8	1927.5.23	37.6	102.6	古 浪	十一	8		70	
9	1931.8.11	46.8	89.9	富 蕴 附近	十一	8	20	150	
10	1932.12.25	39.7	97.0	昌 马	十	7 $\frac{1}{2}$		120	
11	1933.8.25	32.0	103.7	迭 溪	十	7 $\frac{1}{2}$		1—4	
12	1935.4.21	24.5	120.8	新 竹		7		60	
13	1937.1.7	35.5	97.6	都 兰	十	7 $\frac{1}{2}$		2—130	
14	1948.5.25	29.7	100.3	理 塘 南	十	7 $\frac{1}{4}$		75	
15	1952.8.18	31.0	91.5	当 雄 附近		7 $\frac{1}{2}$		4	
16	1954.2.11	39.0	101.3	山 丹 东北	十	7 $\frac{1}{4}$		20	
17	1955.4.14	30.0	101.8	康 定 南	九	7 $\frac{1}{2}$		20	
18	1960.11.9	32°47'	103°40'	漳 腊	九	6 $\frac{3}{4}$	5	1	
19	1966.2.5	26°12'	103°12'	东 川	九	6 $\frac{1}{2}$		8—10	
20	1966.3.8	37°21'	114°55'	隆 尧 东	九+	6.8	10	36	
21	1970.1.5	24.0	102.7	通 海	十+	7.7	13	47	
22	1973.2.6	31.5	100.4	炉 霍	十	7.9	17	90	
23	1975.2.4	40°39'	122°48'	海 城	九+	7.3	12	6	
24	1976.7.28	39.6	118.2	唐 山	十一	7.8	16	6—8	

国境内伴随震源破裂面传播过程中产生地表断裂的地震，相应的烈度下限和震级下限是： $I_0 = 九度$ 、 $M = 6\frac{1}{2}$ 级（表1）。烈度小于九度，震级小于 $6\frac{1}{2}$ 级的地震，国内还未发现在地表产生上述性质的地震断裂的资料。一次大地震，这种地震断裂的展布范围，根据目前所得资料^[5-8]，也是在九度等震线所包围的地区内（表2、图1.3.*4*）。

表2 大地震伴随地表断裂展布的等震线范围

地震时间	地点	震中烈度	震级	地震断裂展布的烈度区	备注
1920.12.26	海原	十二	$8\frac{1}{2}$	九度	据考察报告同基岩主要在九度区，主干地震断裂也主要展布在九度区，八度区内远不及九度区内强烈
1932.12.25	昌马	十	$7\frac{1}{2}$	九度	
1970.1.5	通海	十	7.7	九度	
1973.2.6	炉霍	十	7.9	八度	

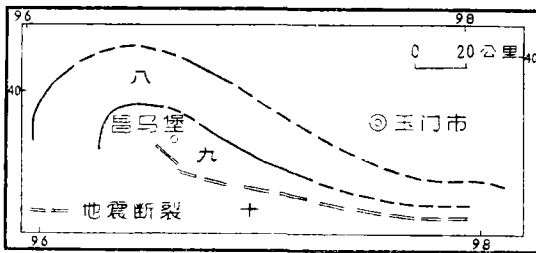


图3 1932年12月25日昌马地震地震断裂与烈度分布

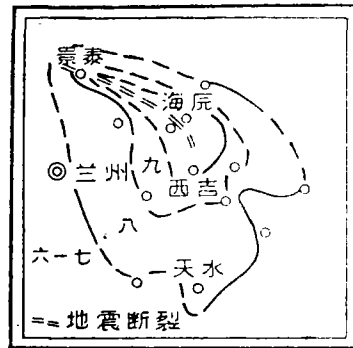


图4 1920年12月26日海原地震地震断与烈度分布

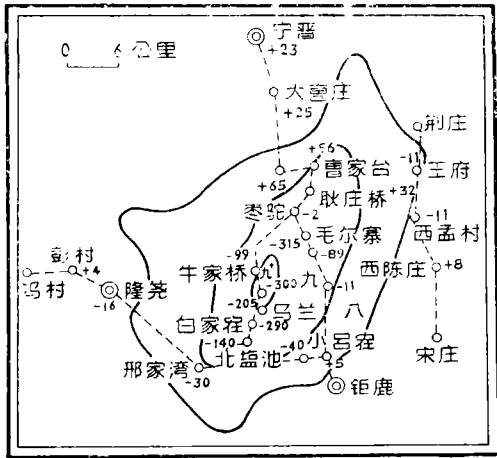
综上所述，震源破裂面传播到达地表的烈度值是九度和九度等震线所包围的区域。由此可见，震中烈度达到九度的地震，震源破裂面有可能到达地表，即震源体积有可能和地面相截。而大于九度的地震，据日本学者大家道男的研究^[10]，震级大于7.4级时，震源体积的直径大于地壳厚度。因此，当地震强度大于等于十度时，完全破裂区的大小，基本上可以看成是最小近场烈度九度等震线所包围的地区，这个地区我们将它定义为 $I_0 \geq 九度, M \geq 6\frac{1}{2}$ 级地震的极震区的下限区；烈度九度是岩石破裂的最低强度值。

三、主震余震分布和垂直位移场与烈度分布的关系

近年来我国发生了不少强烈地震，大多数属前震——主震——余震型，记录了不少余震；地震后，对不少强烈地震当即进行了大地水准测量和基线三角测量，获得了震后震源区相对震前垂直位移空间变化的资料，我们将这些资料和烈度等震线的分布做了对比分析，发现，一些调查比较仔细、等震线勾划比较可靠的地震，如1966年3月8日陇尧6.8级地震、同年3月22日宁晋东汪7.2级地震、1970年1月5日通海地震、1975年2月4日海城地震以

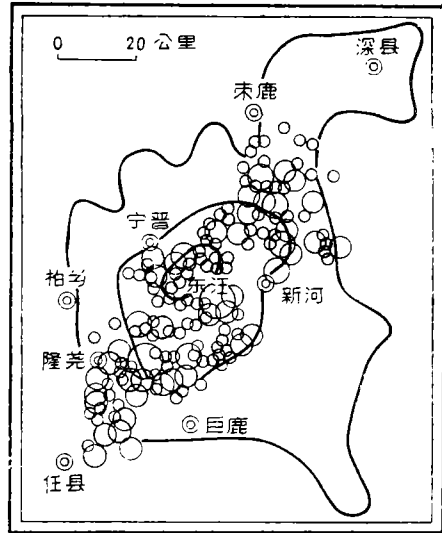
*图3、4、根据文献5、6、绘制。

及1976年7月28日唐山7.8级地震等，它们中间有的地震的余震分布范围和八度等震线所包围的区域相吻合，有的地震的震后垂直位移场的区域和八度等震线相一致，也有二者都和八度等震线所包围的区域相一致（图1、2、5—8*）。这一事实表明，震源体积大小并非九度



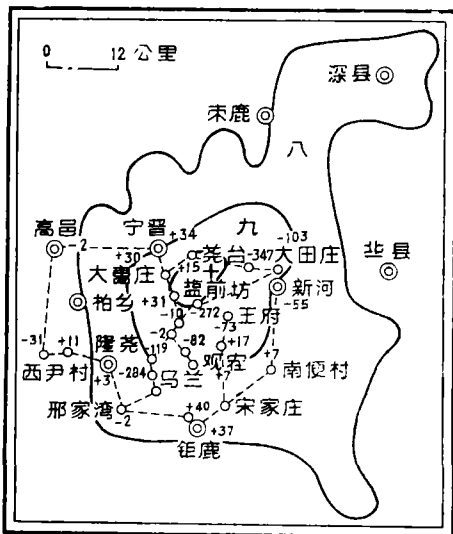
--○ 水准测量路线及水准点
-2 高程变化(毫米)

图5 1966年3月8日隆尧地震震后水准测量垂直位移场与烈度分布



○ 3.8-4.7 ○ 4.8-5.7 ○ 5.8-6.6 ○ 6.7-7.3

图6 1966年3月22日宁晋东汪地震余震分布与烈度分布



--○ 水准测量路线及水准点
-2 高程变化(毫米)

图7 1966年3月22日宁晋东汪地震震后水准测量垂直位移场与烈度分布

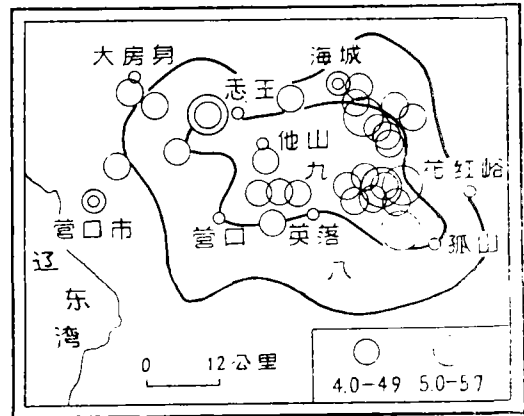


图8 1975年2月4日海城地震余震分布烈度分布

*图5—7 根据文献〔8〕及1966年国家测绘总局资料综合编制，图8 根据1975年海城地震工作队资料综合编制。

等震线反映的完全破裂区所能完全表征出来。实际的震源体积大小，还应包括不完全破裂区的八度区，否则不好解释与八度区相对应的震源区何以也会发生余震和剩余形变。从这一事实出发，我们统计了1900年以来有仪器记录、而又经过详细宏观考察、获得比较可靠而完整的等震线的13次 $I_0 \geq 9$ 度、 $M \geq 6 \frac{1}{2}$ 级的地震（表3）。从这些地震的等震线图上，分别取其八度等震线所包围的区域，量出它们的实际面积和长轴的长度，分别进行统计。由统计作图发现，不同震级的地震，其八度等震线所包围的面积和由面积折合的直径、以及八度等震线长轴的长度和震级之间，有较好的线性关系（图9—11）。

表 3

编号	地震日期	地名	震级	震中烈度	八度等震线长轴 (km)	八度等震线包围的 面积(km ²)	由面积折合的直径 (km)
1	1920.12.26	海原	$8 \frac{1}{2}$	十二	330	53200	260
2	1925.3.16	大理河海中	7		80	821	32.4
3	1927.5.23	古浪	8	十一	166	13600	131.6
4	1933.8.25	迭溪	$7 \frac{1}{2}$	十	90	2140	52.2
6	1941.5.16	临沧南	7	九	40	750	31.0
6	1952.9.30	冕宁	$6 \frac{3}{4}$	九	40	1656	29.0
7	1954.2.11	山丹	$7 \frac{1}{4}$	十	56	604	45.2
8	1955.9.23	鱼鲜	$6 \frac{3}{4}$	九	56	887	33.6
9	1966.3.8	隆尧	6.8	九+	40	896	33.8
10	1967.8.30	炉霍	6.8	九	34	484	24.8
11	1970.1.5	通海	7.7	十	80	2178	52.6
12	1975.2.4	海城	7.3	十	70	2266	53.8
13	1976.7.28	唐山	7.8	十一	120	7225	96.2

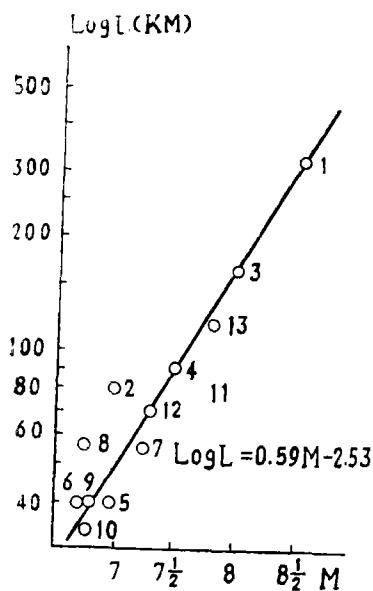


图 9 八度等震线长轴长度与震级关系

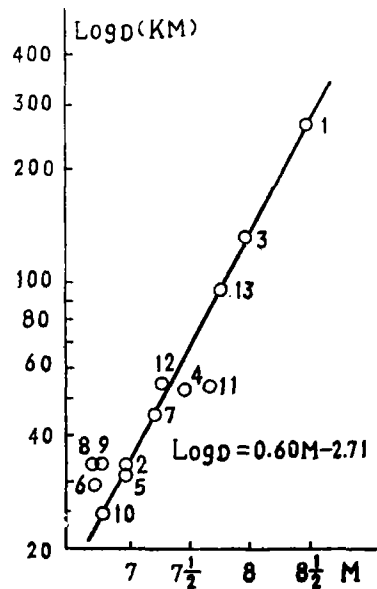
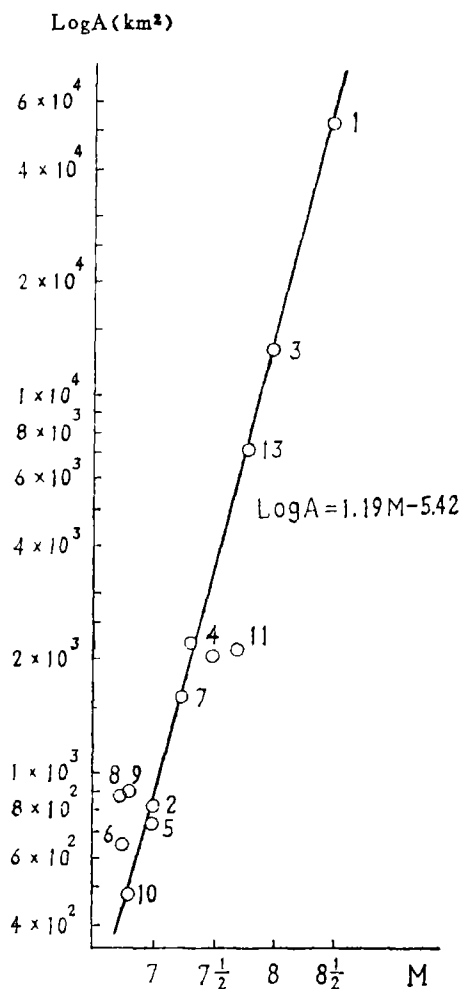


图 10 八度等震线面积折合的直径与震级关系

图中三条直线相应的方程，用最小二乘法处理，其结果为：



$$\log A = 1.19M - 5.42 \quad (1)$$

$$\log D = 0.60M - 2.71 \quad (2)$$

$$\log L = 0.59M - 2.53 \quad (3)$$

式中：A——八度等震线所包围的面积，以平方公里计；

D——由八度等震线面积折合的直径，以公里计；

L——八度等震线长轴的长度，以公里计。

为进一步讨论八度等震线所包围的面积和八度等震线长轴长度与震级之间的关系，我们取一些与上述公式相近的其他公式^[11]，根据某些地震的实际的八度等震线面积、长轴长度进行验算，并将结果和(1)——(3)式得出的结果作对比，其结果列于表4中。

由表4的对比可以看出，上述(1)、(2)、(3)式与其他公式并无很大矛盾，所出现的偏差，完全在烈度一度所允许的震级变化幅度内，因此，在我国境内可以应用公式(1)——(3)来估计历史上没有仪器记录的地震的大小。按照 $M \propto E \propto V$ 的关系，对于 $I_0 \geq 9$ 度、 $M \geq 6$ 等级的地震，其八度等震线所包围的面积、八度等震线面积折合的直径或八度等震线长轴的长度可以用来表征震源体积的大小。

应当指出，震级与八度等震线包围的面

图11 八度等震线包围的面积与震级关系

根据通海、海城及唐山地震的八度等震线面积和长轴，

表4 分别由各有关公式计算的震级对比

地 震	由地震波测定的震级(M_s)	饭田(1965年) $M = 0.76 \log L + 2.27$ (L : 以Cm计)	普米斯(1967) $M = 1.06 \lg L + 0.23$ (L : 以Cm计)	舍巴林(1971) $M = 3.6 + 2 \log L$ (L : 以km计)	宇津德治 $M = 3.8 + 2 \log L$ (L : 以km计)	本文公式 $\log L = 0.59M - 2.53$ (L : 以km计)
1970.1.5	7.7	7.38	7.35	7.04	7.24	7.51
1975.2.4	7.3	7.38	7.36	7.06	7.26	7.25
1976.7.28	7.8	7.58	7.63	7.57	7.77	7.81

地 震	由地震波测定的震级	宇津德治: $M = \log A - 6$ (A : 以Cm ² 计)	本文公式: $\log A = 1.19M - 5.43$ (A : 以km ² 计)
1970.1.5	7.7	7.34	7.36
1975.2.4	7.3	7.36	7.37
1976.7.28	7.8	7.86	7.79

积及八度等震线长轴长度之间的关系,并不是单值对应的,因为震源体积的形状、大小、震源深度、震源距离、震源机制类型,地壳介质的性质以及地形地貌、水文工程地质条件、房屋建筑类型、每个人对评定烈度的经验等,都对烈度分布和衰减产生影响。但是宏观地用八度等震线包围的面积对比震级大小,来描述震源体积在地表的具体投影范围,建立这种震源体积的空间联系是有益的。

四、震源体积的讨论

根据以上论述,对震源体积的形状、大小和结构性质可以得出如下认识:震源体积是应力围绕积累单元发展起来的。地表产生的地震断裂带,是震源体积内破裂面传播到达地表的标志。对于 $I_0 \geq 9$ 度、 $M \geq 6 \frac{2}{3}$ 级的地震,九度等震线所包围的区域是震源体积内的完全破裂区,九度等震线和八度等震线之间的八度区,是震源体积的不完全破裂区,它的形成,可以仿照郭增建等人的地震孕育组合模式^[12]和哈斯科尔、安艺敬一的位错模型讨论^[13-15]。

设在地壳中原有的老断层带上,其中有一被锁住的地段,而在大范围的区域构造力作用下,这个被锁住的地段将形成应力集中区,两端未被锁住的地段,应力不断向积累单元迁移,不断地将应力调整到积累单元上去,这种在积累单元周围就形成了有一定展布范围的应力集中区,当积累单元某处快速错动后,断层破裂向整个积累单元断层面上传播,当其遇到调整单元时就趋于停止。由于破裂错动是一个急剧的形变过程,所以断层破裂错动带周围一定范围内也造成破裂,这就是前述的完全破裂区,即主要放能区。但积累单元周围还是有一定的应力分布,它在积累单元错动时也相应释放了应力,但应力降不很大,因之破裂甚少,这就是前述的震源体的非完全破裂部分。如此说来,震源体内外两部分仅仅是由应力大小和放能的程度所决定。此外,也有可能是积累单元断层面及其附近在大的破裂错动前介质经历了弹性形变、塑性形变和硬化的阶段,而积累单元外围的应力可能未达到塑性形变和硬化的程度地震就发生了,这种硬化区因脆性破坏而形成完全破裂区,外围的弹性形变区只放掉少量能量而非完全破裂区,当然,这个问题很复杂尚需进一步研究。

参 考 文 献

1. 朱传镇 有关震源体积的理论 地球物理学报 12—2.1963.
2. 中央地震工作小组办公室主编 中国地震目录(1—4分册) 科学出版社 1971.
3. 何志桐等 邢台地震系列的空间分布、构造应力场及发生过程的探讨 地球物理学报 20—2 1977.
4. 阚荣举等 我国西南地区现代构造应力场与现代活动特征的探讨 地球物理学报 20—2. 1977.
5. 时振梁等 1932年昌马地震的自然破坏现象及形成原因的初步探讨 地球物理学报 17—4 1974.
6. 国家地震局兰州地震大队 宁夏回族自治区地震队 1920年12月16日的海原大地震 地球物理学报 19—1.1976.
7. 唐荣昌等 1973年炉霍7.9级地震的裂缝特征及地震成因的初步探讨 地球物理学报 19—1.1976.
8. 周光 甘肃山丹地震的地质现象 地质学报 34—3.1954.

9. 大塚弥之助 (y. Otruka) 昭和10年4月21日台湾中部地方ラ = 起の与 = 地震 L = 伴て为地震断层附地震断层的诸特征 东京帝国大学研究所汇报别册第3号, 1936
10. 大塚道男 (M. Otruka) Earthg—megnitud and Surface Fault Formation. J. Physi Earth 1964.5. Vol 12. №1.
11. 中国科学院地球物理所编 地震学基础 科学出版社 1977.
12. 郭增建等 震源孕育模式的初步讨论 地球物理学报 1973.
13. N. A. Haskell Total energy and energy Spectral density of elastic Wave radiation from propagation fault. Bull. Seism. Sci. Am. 54.6, 1811—1841 1964
14. N. A. Haskell Total energy and energy Spectral density of elastic Wave radiation from Propagation fault. Part II A Slatistical Souce model, Bull Seism, Sci. Am. 56. 1 125—140 1966
15. 陈培善 严寿民 震源机制与烈度分布的关系 地球物理学报 18—1, 1975