

弱震活动与续发性地震的可能关系*

王振声 王娟

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

大震后总有绵延多时的余震,大震前常有弱震活动增强现象。密集分布的弱震往往伴随有续发性强震。本文从弱震活动的能量关系上给出发生续发性地震的可能判据。并阐述了决定序列类型的余震活动所赖以存在的可能地质条件。

一、前 言

大震发生以后,几乎无例外地有弱震发生;大震发生之前,也常有弱震活动增强的现象。由于历史地震缺乏弱震记载,所以对弱震的研究很少。近年来区域台网相继建立,积累了一些余震及强震前弱震活动的记录,因而对地震序列活动的研究日渐增多。但过去多偏重于序列类型的研究,对于余震活动以及弱震活动在增强后有无续发性地震的问题研究尚少。本文拟对这一问题及序列活动发生的地质条件作一初步探讨。

二、续发性地震的判别问题

观测表明,续发性地震的震中位置通常在前一地震序列中余震密集区的附近。时间间隔短则半年,长则数年。而它们释放的能量则由同一区域中的应变能供应。

众所周知,地层中的某些部位在应力作用下发生变形,从而积累应变能。一旦应变超过一定限度,岩层就会破裂产生错动,形成地震以释放贮存的应变能。如果岩层中积累的应变能未能一次释放完毕,余下的能量将重新分配在邻近岩层内,经过一段时间继续变形以蓄积能量。当再一次达到破裂强度时,就会激发新的地震。这一地震就叫做续发性地震。

按主震释放能量在序列总能量中的比例,地震序列大致可分为三类。主震能量不足80%的称为震群型序列;主震能量达到90%以上的称为主-余震型序列;主震能量大于99%的称为孤立型序列。本文在这个基础上讨论了弱震活动与续发性地震的关系。

* 1982年6月4日收到初稿,1983年4月27日收到修改稿。

三、余震活动与续发性地震

在主震以后发生的弱震称为余震。六级以上地震发生后所观测到的余震活动，通常密集于主震附近。这种余震可以视为与主震同处于一个承受过应变的形变体中。由于弹性体中应变能的密度正比于应变量的平方。所以贝尼奥夫曾经设法从地震波能量的平方根求出应变，即单位体积中的形变量。不过，正如贝尼奥夫指出的，地震体积，亦即应力贮存的空间是随震级而增大的。大震小震的根本差别不在于单位体积的形变量，而在于受应力作用及其释放应力的体积大小。所以后来巴特等人以余震体积作为形变体积，提出了如下关系^[1]：

$$\lg V = aM_s + b \tag{1}$$

表 1

日期(年·月·日)	震 中	M_s	$V(\text{cm}^3)$	$S(\text{km}^2)$
1969.5.21	霍布逊湖	6.8	1.31×10^{19} ①	1310 ①
1969.7.18	渤海	7.4	4.35×10^{19} ①	1630 ①
1970.1.5	通海	7.7	9.98×10^{19} ②	4040 ①
1973.2.6	炉霍	7.9	1.58×10^{20} ①	9120 ①
1974.5.11	永善	7.1	2.54×10^{19} ①	1360 ①
1975.2.4	海城	7.3	3.64×10^{19} ①	2100 ①
1976.4.6	和林格尔	6.3	3.8×10^{18} ②	188 ②
1976.7.28	唐山	7.8	1.65×10^{20} ③	5600 ③
1976.9.23	巴音木仁	6.2	2.4×10^{18} ④	244 ④
1979.7.9	溧阳	6.0	1.26×10^{18} ⑤	110 ⑥
1979.8.25	五原	6.0	1.9×10^{18} ②	145 ②

- ① 《西北地震学报》 1980 年 2 卷 2 期 p.51
- ② 《内蒙古地震》 1979 年 2 期
- ③ 《唐山地震》 陈非比等编 p.51
- ④ 据陕甘宁青地震目录统计
- ⑤ 《西北地震学报》 1980 年 2 卷 3 期 95
- ⑥ 《江苏地震工作通讯》 1980 年 1 期

表 2

M_s	$\lg V$	\hat{M}_s	$\hat{M}_s - M_s$	回归平方和	$U = 5.313$
6.8	19.12	6.9	+0.1	残差平方和	$Q = 0.034$
7.4	19.64	7.3	-0.1	统计方差	$S_1^2 = Q/(11 - 2)$
7.7	20.00	7.7	±0		$= 0.00378$
7.9	20.20	7.9	±0	标准偏差	$S_1 = 0.0615$
7.1	19.40	7.1	±0	F 分布临界值	$\lambda_F = 10.6 (\alpha = 0.01)$
7.3	19.56	7.3	±0	F 统计量	$F = U/S_1^2 = 1406$
6.3	18.58	6.4	+0.1		$F \gg \lambda_F$
7.8	20.22	7.9	+0.1	t 分布临界值	$\lambda_t = 3.25 (\alpha = 0.01)$
6.2	18.38	6.2	±0	置信半区间	(置信度 99%)
6.0	18.10	5.9	-0.1		$B = 1.14\lambda_t S_1$
6.0	18.28	6.1	+0.1		$= 0.23$

事实上,如果假定岩层破裂时的应变能密度大体上一致,则上述关系可以直接从古登堡-里克特震级能量公式获得。据此,作者从国内各地震带统计了十一个六级以上主-余震型序列(表 1)。用最小二乘法拟合震级与余震体积的线性关系,获得如下表达式:

$$M_s=0.929\lg V-10.91 \tag{2}$$

为了便于估计震级,将(1)式稍作变化。具体计算结果及统计参数见表 2。标准偏差 $S_1=0.0615$, 结果表明采用的数据基本上是适当的。F 统计量远大于 F 分布的临界值,这也证实了上述的线性关系是显著的。由表 2 可见,从(2)式计算的震级与观测值的误差在 ± 0.1 以内。为了进一步了解(2)式的可靠性,以 99% 的置信度,查得 t 分布的临界值为 $\lambda=3.25$ 。通过简单的计算可知(2)式的最大置信区间为 ± 0.23 。亦即,在正常情况下,仅有 1% 的可能使计算的震级与实际震级相差约 0.3。

为了验证(2)式的适用范围,又用(2)式处理了 4 个震群型序列的余震体积(图 1)。结果表明计算震级与观测值的误差除 1 例达到 0.2 以外,其余的误差均在 0.1 以内(表 3)。

由此可见,(2)式较为可靠地反映了我国的地震序列余震体积与主震震级的关系,然而(2)式的意义不仅在于估计与余震体积相应的主震震级,其重要意义还在于预估续发性

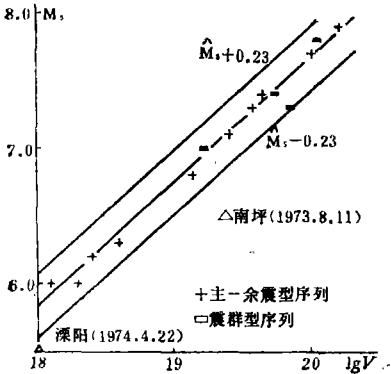


图 1 余震体积震级公式

表 3

日期(年·月·日)	震中	M_s	$V(\text{cm}^3)$	\hat{M}_s	$\hat{M}_s - M_s$
1966.3.8	邢台隆尧	6.8/6.2/7.2/6.2/6.0/~7.3	7.36×10^{19} ①	7.5	+0.2
1976.5.29	龙陵	7.5/6.6/7.6/6.8/~7.8	1.1×10^{20} ②	7.7	-0.1
1976.8.16	松潘	7.2/6.7/7.2/~7.4	5.3×10^{19} ③	7.4	± 0
1976.11.7	盐源	6.7/6.8/~7.0	2.1×10^{19} ④	7.0	± 0

- ① 《西北地震学报》 1980 年 2 卷 2 期 p.51
- ② 1976 年龙陵地震资料汇编
- ③ 据陕甘宁青地震目录统计
- ④ 据四川省地震目录统计

表 4

日期(年·月·日)	震中	M_s	$V(\text{cm}^3)$	\hat{M}_s	$\hat{M}_s - M_s$
1974.4.22	溧阳	5.5	1.01×10^{18} ①	5.8	+0.3
1979.7.9	溧阳	6.0	1.26×10^{18} ②	5.9	-0.1
1973.8.11	南坪	6.5	2.3×10^{19} ③	7.1	+0.6
1976.8.16	松潘	7.2/6.7/7.2/~7.4	5.3×10^{19} ③	7.4	± 0

- ① 《西北地震学报》 1980 年 2 卷 2 期 p.51
- ② 《西北地震学报》 1980 年 2 卷 3 期 p.95
- ③ 据陕甘宁青地震目录统计

地震的震级。当统计到 1974 年 4 月 22 日溧阳 5.5 级地震序列时，用(2)式获得的主震震级应为 5.8 级(表 4)，观测值已超出(2)式的置信区间。这就意味着该次地震远没有将形变区的应变能释放完毕。换句话说，一个 5.8 级左右的地震正在孕育之中。终于在 1979 年 7 月 9 日又发生了一次 6.0 级地震。

又如，1973 年 8 月 11 日南坪 6.5 级地震(表 4)，按(2)式计算求得震级为 7.1 级。同样意味着该地区正在酝酿一个 7 级左右的强震。这就是三年后 1976 年 8 月 16 日的松潘 7.2 级地震。

从图 1 可以看出，溧阳 5.5 级地震，南坪 6.5 级地震都远远低于由(2)式所得的直线。只要处于(2)式的置信区间之外，一次与(2)式所得估计值相当的地震或许是不可避免的。

表 5

M_s	$\lg S$	\hat{M}_s	$\hat{M}_s - M_s$	回归平方和	$U = 5.170$
6.8	3.117	7.1	+0.3	残差平方和	$Q = 0.177$
7.4	3.212	7.2	-0.2	统计方差	$S_1^2 = Q/(11 - 9)$
7.7	3.606	7.6	-0.1		$= 0.0196$
7.9	3.960	8.0	+0.1	标准偏差	$S_1 = 0.140$
7.1	3.134	7.1	± 0	F 分布临界值	$\lambda_F = 10.6(\alpha = 0.01)$
7.3	3.322	7.3	± 0	F 统计量	$F = U/S_1^2 = 263$
6.3	2.274	6.2	-0.1		$F \gg \lambda_F$
7.8	3.748	7.8	± 0	t 分布临界值	$\lambda_t = 3.25(\alpha = 0.01)$
6.2	2.387	6.3	+0.1	置信半区间	(置信度 99%)
6.0	2.041	5.9	-0.1		$B = 1.14\lambda_t S$
6.0	2.161	6.1	+0.1		$= 0.52$

四、大震前弱震活动的增强与续发性地震

主震前数月之内常有弱震活动增强现象。这种现象有时表现为密集分布的小震群。由于它的密集性，表明震中区域已经达到临界破裂状态。对震源深度不易确定的弱震，用弱震展布面积以代替(2)式中的余震体积，也可获得较好的估计。现仍以表 1 中的 11 个序列拟合震级与展布面积的线性关系求得：

$$\hat{M}_s = 1.06 \lg S + 3.76 \tag{3}$$

具体计算结果及统计参数见表 5。统计方差 $S_1^2 = 0.0196$ ，这不如(2)式理想。说明采用的数据值得进一步核实。但是，无论是体积还是面积，都是采用其对数值的，所以在数据上一般性的误差不是严重的问题。统计量 $F = 263$ ，仍远大于 F 分布的临界值 10.6，说明线性关系还是明显的。预报震级与观测值的误差除了霍布逊湖 6.8 级地震为 0.3 和渤海 7.4 级地震为 -0.2，其余都在 ± 0.1 以内。按 99% 的置信度可以求得(3)式的置信区间为 ± 0.52 (图 2)。这就意味着如果(3)式的预报震级高于观测值 0.6，就有把握预估一次续发性强震的震级。

作者用(3)式估计了 8 个密集小震群的预报震级(表 6)，都远远高于小震群的最大震

表 6

编 号	密 集 型 小 震 群					续 发 性 地 震			
	日期(年.月.日)	震中	M_{max}	S (km^2)	\hat{M}_r	日期 (年.月.日)	震中	M_r	$\hat{M}_r - M_r$
1	1974.12.21—1975.1.31	筏窝水库	5.2	380	6.5 ①	1975.2.4	海城	7.3	-0.8
2	1975.7.17—1975.8	呼和浩特附近	2.8	274	6.4 ②	1976.4.6	和林格尔	6.3	+0.1
3	1975.12.16	腾冲	4.0	2140	7.3 ③	1976.5.26	龙陵	7.5/6.6/7.6/ 6.8/~7.8	-0.5
4	1976.2.25—1976.3.30	黑山	3.8	1520	7.2 ④	1976.7.28	唐山	7.9	-0.6
5	1976.3.10—1976.3.27	松潘、南坪 之间	2.8	1786	7.2 ⑤	1976.8.16	松潘	7.2/6.7/7.2/ ~7.4	-0.2
6	1976.4.27	乌兰布和	3.8	182	6.2 ⑥	1976.9.23	巴音木仁	6.2	±0
7	1976.10.1—1976.10.29	盐源	3.8	1071	7.0 ⑦	1976.11.7	盐源	6.7/6.8/~7.0	±0
8	1977.3.11—1977.3.31	宝应	3.4	159	6.1 ⑧	1979.7.9	溧阳	6.0	+0.1
9	1978.12.16	思茅东北	3.7	1368	7.1 ⑨	1979.3.15	普洱	6.8	+0.3
10	1982.9.16—1982.10.31	乌鲁木齐西南	4.1	43	5.5 ⑩	1983.3.3	呼图壁县	5.4	+0.1

① 据辽宁省地震目录统计

② 据内蒙古自治区地震目录(1923—1980)统计

③ 据 1976 年龙陵地震资料汇编统计

④ 据中国东部地震目录(1970—1979)统计

⑤ 据陕甘宁青地震目录统计

⑥ 据云南省地震目录统计

⑦ 据江苏省地震目录统计

⑧ 据乌鲁木齐地震台地震快报

级。这表明形变区大部分应变能还没有被释放出来,预期将有一次续发性强震发生。如 1976 年 4 月 27 日宁夏乌兰布和小震群(表 6 之第 6 例),以展布面积 $182km^2$ 代入(3)式得预报震级为 6.2 级。但小震群最大震级仅 3.8。相隔 5 个月,1976 年 9 月 23 日在巴音木仁附近又发生了一次 6.2 级主-余震型序列活动,从而将累积的能量释放完毕。

密集型小震群释放出一小部分应变能,而将余下的能量分配到邻近岩层裂隙之间进行应力调整。只要某裂隙尖端应力集中处的应力超过了岩层的断裂强度,从而造成裂隙的失稳扩展时,就会激发成新的大震。

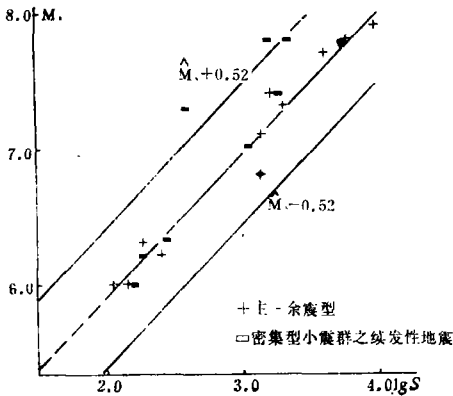


图 2 余震面积震级公式

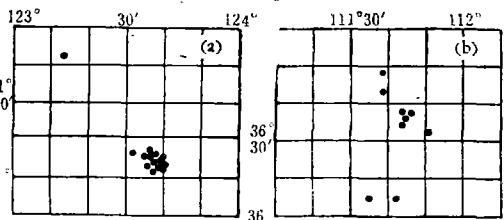


图 3 (a) 筏窝水库密集型小震群。
(b) 介休 5.1 级分散型小震群。

但对于分散型的小震群, 如 1979 年 6 月 19 日介休 5.1 级小震群(图 3_(b)) 其震中展布区域中介质的应力状态不同于密集型小震群展布区域中的介质应力状态; 并且这类小震群与其后的强震似无明确联系. 所以还不能用(3)式来估算续发性地震的发生. 因此如何处理这类小震群的问题就有待于今后进一步的研究探讨.

五、序列活动的地质条件

地震活动是与活动的构造带紧密相关的, 构造的基础不同, 地震活动也随之而异. 中国板内地震主要发生在块体边缘的断裂裂隙上. 特别是那些山前凹陷区的破裂带, 在大震后, 由于余震活动的展布方式及其强度常与所在地质条件有关, 所以有必要对形成序列活动的地质条件作深入研究. 以便对余震强度取得进一步的认识. 我们首先讨论序列活动的地质条件:

(一) 主-余震型序列的地质条件

1. 1979 年 7 月 9 日江苏溧阳 6.0 级地震是主-余震型序列活动的典型震例. 它发生于茅山主干断裂东侧. 茅山东侧隆起部位大致位于西阳镇—薛埠—上沛线以西; 西部边界到湖熟附近, 总体方向成北北东向. 震中南面有一北西西向张性断裂与之交接, 溧阳地震即位于与茅山主干断裂相交交的北西西向次一级的张性断裂部位上(图 4_(a)).

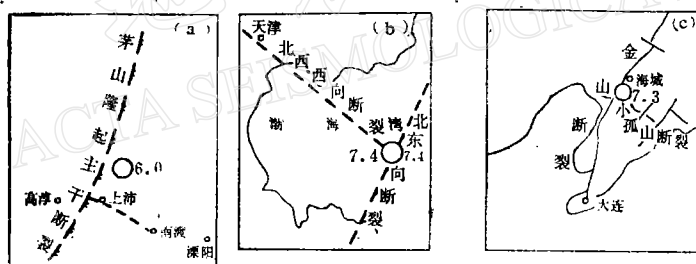


图 4 (a) 溧阳地区构造. (b) 渤海地区构造. (c) 海城地区构造.

2. 1969 年 7 月 18 日渤海 7.4 级大震. 据物探资料郯庐主干断裂带向北确已伸入渤海, 其西侧断裂伸入渤海中部, 称为渤中北东向断裂. 该区发育有局部的渤中断块隆起, 隆起南侧有渤中烟台北西西向断裂(图 4_(b)), 渤海大震即位于渤中北东向主干断裂与渤中一烟台北西西向断裂的交接部位^[2].

3. 1975 年 2 月 4 日海城 7.3 级大震. 据震后调查发现沿海城到小孤山南东东向的析木河故道内, 显示出一组断断续续的断裂(图 4_(c)), 这就是小孤山—岫岩断裂. 它与海城—金州断裂似以丁字型交接, 震源区在距交接点 20 公里的小孤山—岫岩断裂上^[2].

由此可见, 主干断裂带与次一级断裂的交接复合部位则是主-余震地震序列活动的有利场所^[3]. 从这一论点出发来分析, 1931 年 8 月 11 日富蕴 8.0 级主-余震型大震的序列活动则应发生在与额尔齐斯主干断裂带相交交的可可托海—二台的次一级断裂带上^[4], 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级大震应发生在北东向地壳基底主干断裂与丰南北西西向平

移断裂的交接处^[5]。

(二) 震群型序列活动的地质条件

震群型序列活动的地质条件与主-余震型不同。从大构造角度来看,多组构造交接复合的三角地带(或菱形地块)是震群型序列活动的有利场所,而构造复杂、介质条件不均一的破碎地带,以及脆性基底的花岗岩则是震群型序列有利的地质条件^[6]。例如 1976 年 5 月 29 日龙陵 7.2 级震群,位于龙陵三角的断块内,这一断块为三条边界断裂所围限。这三条断裂主要特征是(图 5(a)):

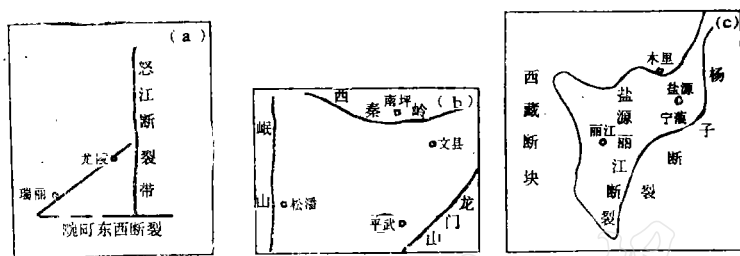


图 5 (a) 龙陵 1976 年地震构造。(b) 松潘地区构造。(c) 盐源—宁蒗构造分区。

(1) 怒江大断裂位于龙陵以东,其北段沿怒江河谷西岸呈北北西向延伸,在镇安盆地西侧的淘金河附近通过。

(2) 龙陵—瑞丽大断裂位于龙陵以北,大致沿北东 40° 方向延伸,在地质史上可能是一条逆断层。

(3) 晚町大断裂走向为北东东,沿中缅边界附近延伸,地质史上也表现为逆断层性质。

包围震区的这三条大断裂,不但对震区构造发育有控制作用,而且控制了龙陵地震序列的主要特性。震区所在并没有一条大型构造来统一控制,地质结构则主要是花岗岩体与多种不同性质岩石组成。与沉积岩相比脆性较强^[6]。

类似的尚有:

1. 1976 年 8 月 16 日松潘 7.2 级震群型序列活动。序列中三次强震皆沿虎牙断裂分布,虎牙断裂位于北东向龙门山断裂带、南北向的岷山断裂带、与秦岭纬向构造带所围限的三角地块内部(图 5(b))。

2. 1967 年 11 月 7 日四川盐源 6.7 级震群型序列活动。6.7 级地震的发震构造为北西走向的桃子断裂,它由北西向南东穿入震中区,震中位于其东南的端点部位;桃子断裂即位于盐源—丽江断块内部。这一断块为西藏断块、扬子断块、理塘—木里断块所围限(图 5(c))^[6]。

总之,在三个主要构造带交接复合的三角地带中,构造复杂,介质条件不均一,及其以脆性岩体为基底的花岗岩是发生震群型序列活动的有利地质条件。这种地质条件以西南川滇地震区为多见^[2]。所以上述几个震例皆位于川滇地区。除上述震例外,属于震群型的序列活动者尚有四川马边震区等。华北的邢台震区(菱形断块)也属震群型序列活动的场所,其地质条件皆与上述地质条件相似^[2]。

(三) 孤立型序列的地质条件

孤立型地震序列的典型一例就是 1981 年 1 月 24 日道孚地震, 该震位于鲜水河断裂带中段的道孚谷地内, 鲜水河断裂带走向是北西向 (图 6(a)), 它是甘孜—盐源断块区和色达—松潘断块区的分界线, 这是一条单一型的主干断裂带^[3]。此外尚有:

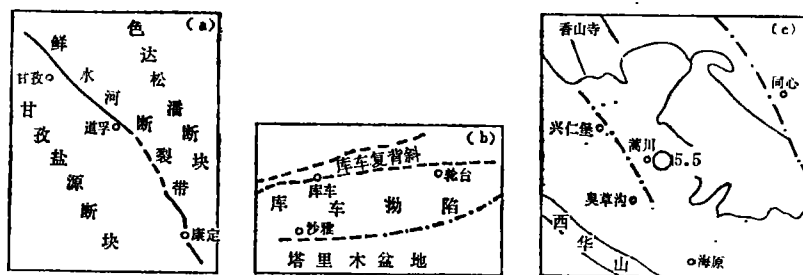


图 6 (a)道孚地区构造分区。(b)库车地区构造。(c)海源地区构造。

1. 1979 年 3 月 29 日新疆库车东北 6.0 级地震, 它位于库车拗陷中, 而库车拗陷又处于南天山地槽和塔里木地台间过渡的北轮台—破城子单一型的深大断裂带上 (图 6(b))。由于新构造运动强烈, 所以近期仍有活动^[3]。

2. 1982 年 4 月 14 日海原县蒿川 5.5 级地震, 这一地震发生在陇西旋卷构造带上, 震区位于两个褶皱带中间的构造盆地中, 即海原盆地内部。盆地北部是香山褶皱带, 其展布成北西西向, 其北缘断裂规模大, 活动性强。按仪器资料震前 1982 年 1 月这一震区小震活动有所增强, 其展布方位也为北西西向 (图 6(c))。由此可以推断这一地震为北西西向单一型断裂带活动所致。

因此, 孤立型地震序列活动则是单一型主干断裂带的产物。

综上所述, 我们可将各种序列类型的有利地质条件排列于后, 它们是:

1. 孤立型——单一型的主干断裂带。
2. 主-余震型——与主干断裂带相交接的次一级构造带。
3. 震群型——多组断裂带交接复合的三角断块(或菱形断块)内部。

令人鼓舞的是, 上述地质条件是随着序列类型的复杂化而复杂起来的。首先, 我们从主-余震型序列活动着眼, 其地质条件除了主干断裂带外, 尚有次一级断裂带相交接, 如将这次一级断裂带给以变化时, 将会得到什么样的结果呢? 我们将会看到:

1. 当次一级断裂带在某一震区不出现而在地质上表现为单一型的主干断裂带时, 这就是孤立型序列活动的有利场所。

2. 如这次一级断裂带演变为与主干断裂带同等规模大小而成为共轭断裂带时, 那就是双震型序列活动的场所。由于这种共轭构造在川滇地区多处于三角断块内部, 所以双震型序列从属于震群型序列活动的范畴。这种序列已由刘正荣研究, 兹不赘述。

3. 当这次一级断裂发展演变成多组断裂相交接的三角块体(或菱形断块)时, 那么这种地质条件就是复杂而又多样化的震群序列的有利场所。

由此可见, 次一级断裂带的变化影响着序列活动的类型。如所周知, 余震活动的强度是决定序列类型的一个主要参量。因此从序列活动入手来研究余震活动与地质条件的关

系,则有助于了解续发性强震的地质背景.这方面的工作有待今后进一步深入研究.

六、小 结

总结以上几个方面的研究,可以作出如下几点小结:

1. 各种类型的序列活动与其发生部位所处的地质条件有关.不同的地质条件产生着不同类型的序列活动.

2. 密集分布的弱震可以用(2)或(3)式估计主震震级.当观测值低于(2)式中计算值并且在 0.3 以上,或低于(3)式中的计算值并在 0.6 以上时,常有续发性强震发生.由此我们可以估计未来续发性强震的大小.

参 考 文 献

- [1] M. 巴特,地震学引论(中译本,郑治真译),地震出版社,1978.
- [2] 马宗晋等,1966—1976 年中国九大地震,地震出版社,1982.
- [3] 王振声,从能量及地质条件探讨孤立型序列活动特征,地震研究,5, 3, 268—273, 1982.
- [4] 新疆地震局综合队,1931 年 8 月 11 日新疆富蕴大地震,西北地震学报,2, 2, 1980.
- [5] 国家地震局《1976 年唐山地震》编辑组,1976 年唐山地震,地震出版社,1982.
- [6] 王振声、肖丽珠,震群型序列活动特征,地震研究,6, 2, 1983.

POSSIBLE CONNECTION BETWEEN WEAK SEISMIC ACTIVITY AND AN ENSUING STRONG EARTHQUAKE

WANG ZHENSHENG WANG JUAN

(Lan Zhou Institute of Seismology, State Seismological Bureau)

Abstract

A strong earthquake is necessarily followed by a sequence of aftershocks and usually preceded by weak seismic activity of increasing magnitude. A sequence of weak earthquakes closely spaced in time is generally followed by an ensuing strong earthquake. In this paper, a possible criterion is derived on the basis of energy relation of the sequence of weak earthquakes for estimating the occurrence of the ensuing strong earthquake. Besides, it is also suggested that the possible geological structural condition with which the type of aftershock sequence may be related.