

大陆板内地震破裂带长度异常的讨论

汤 泉 谢原定

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文以1937年元月7日青海托索湖7.5级地震与1927年5月22日甘肃古浪8.0级地震为例,应用断裂力学中破裂时能量的平衡关系,分析了地震破裂带的长度异常。指出了长度异常在地震预报中的意义:假若一次强震后,出现了破裂带长度的偏长异常,则该地区在今后数十年内仍是一个地震危险区;相反,假若出现了偏短的长度异常,那么该区在今后相当一段时间内将不会再发生大震

众所周知,大地震往往在地表伴生一定规模的破裂带,并且破裂带的长度和震级间存在一定的关系。但在我国历史上,有个别地震的破裂带长度与震级明显不符。如1937年元月7日青海托索湖7.5级地震的破裂带长度竟长达300公里,是我国目前最长的地震破裂带^[1],而1927年5月22日甘肃古浪的8级大震的破裂带长度又明显的偏小,只有61公里。本文试图用断裂力学中能量平衡的概念来说明这种地震破裂带长度的异常现象(以下简称为长度异常)。并指出长度异常在中期地震预报中的作用。

一、地震破裂带长度和震级的一般关系

地震破裂带长度 L 是描述地震过程中的一个重要参数。对于大地震,它基本上反映了地震断裂的长度。因此假若在震前能估计出该值的大小,就能预测未来地震的震级。例如,文献^[2]曾提出用确定地震断裂终止点的方法来估计未来地震的破裂长度 L 。

破裂带长度(L)和震级(M)间存在一定的相互关系。这方面已发表了许多文献。图1中我们分别给出了文献^[3—5]的结果。由图中可见,这些结果相互是比较接近的。下面将主要应用文献^[3]给出的统计公式

$$M = 2.11 \lg L + 3.3 \quad (1)$$

式中 L 以公里计。

本文选用了1900年有仪器记录以来,在我国西部地区发生的九次6.9级以上地震的破裂带长度资料来检验(1)式的正确性(表1)。表中相对偏差用下式计算

表 1

序号	地 震	震级(M _s)	破裂带长度(公里)	由(1)式计算的长度(公里)	相对偏差%
1	1920.12.16宁夏海原	8.5	22'	300	-27
2	1948.5.25四川理塘南	7 $\frac{1}{4}$	75	76	-1
3	1927.5.22甘肃古浪	8.0	61	173	-65
4	1931.8.11新疆富蕴	8.0	170	173	-2
5	1932.12.25甘肃昌马	7.5	116	100	16
6	1937.1.7青海托索湖	7.5	300	100	200
7	1948.5.25四川理塘	7 $\frac{1}{4}$	75	76	-1
8	1973.2.6四川炉霍	7.9	100	155	-35
9	1981.1.24四川道孚	6.9	4.5	52	-13

$$\text{相对偏差} = \frac{\text{实际长度} - \text{计算长度}}{\text{计算长度}} \quad (2)$$

考虑到地震断层的力学性质对破裂带长度的影响,本文只讨论以平推为主的地震类型。另外,双震型的地震因不易区别各次地震对破裂长度的贡献,本文未讨论。当把这此资料绘于图1时,可以发现这九个地震中有七个地震的资料与(1)式吻合得较好。其中,五个地震的相对偏差在20%以内,海原地震和1973年的炉霍地震略大一些,分别为,-27%和-35%。这七个地震中,只有两个地震的资料曾在(1)式的建立时使用过¹⁾,即1920年的海原8.5级地震和1932年的昌马7.5级地震。由此可见,公式(1)基本上反映了地震破裂带长度和震级之间的内在联系,也就是说我国西部地区发生的大地震通常是满足关系式(1)的。

从图1中还可以明显地看到有两个地震与(1)式相差甚远,即1937年青海托索湖的7.5级地震(序号为6)。和1927年甘肃古浪的8.0级地震(序号为3)托索湖地震的破裂带长度为300公里,比通常7.5级地震的破裂带长了200公里,相对偏差达200%。对于这样长的破裂带,文献[1]曾提出,这次地震的震级可能达到8级。不过即使如此,这次地震的破裂带仍然偏长。古浪地震又比通常的8级大震的破裂带长度短了100多公里,相对偏差达-65%。尽管破裂带长度L,因为各地地质条件的差异,会与(1)式有

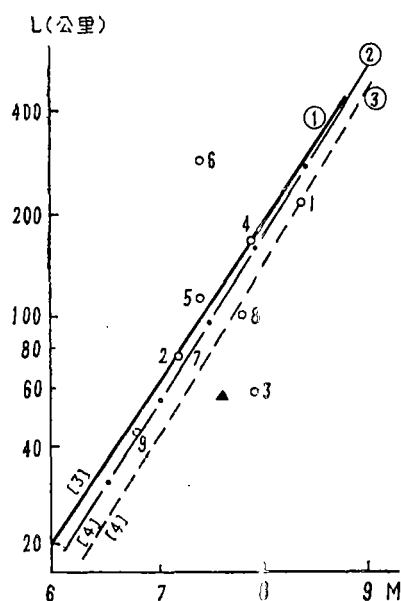


图1 震级M和断裂长度L的经验公式

① $M = 3.3 + 2.1 \log L$ ② $M = 3.6 + 2 \log L$ ③ $M = 3.8 + 2 \log L$ (宇津德治)

Fig. 1 The empirical formula between M (magnitude) and L (the length of rupture belt.)

1) 郭增建、秦保燕,地震时报震区所产生的断裂和变形,酒钢报告之六,1965.

一定的偏离。但像这两个地震如此之大的偏差显然是不能用这种简单的原因加以解释的，因而我们把它视为地震破裂长度的异常现象。下面将用地震破裂时的能量关系来解释这种现象。

二、地震破裂时的能量关系

地震过程是岩石的一次快速断裂。由断裂力学分析可知，当一个试件的张性裂纹形成时，应满足如下的能量平衡关系

$$W_E = U_K + U_S \quad (3)$$

式中 W_E 是释放出来的弹性能，当试件破裂而完全丧失承载能力时，它也就是原试件中储存的弹性能； U_K 为动能； U_S 是形成新的裂纹所消耗的能量，根据Ivin—Orowan理论，它包括表面能和塑性功两部分。

地震断裂是一种在差应力作用下的复合破裂，因此应对(3)式加以修正。首先，即使震后，破裂的岩体仍处在应力的作用之下，因此在该体积内或多或少地总还有一部分弹性能，地震时释放出来的弹性能只可能是震前储存的弹性能的一部分。故 W_E 可改写为

$$W_E = W_{E0} - W_{E1} \quad (4)$$

式中 W_{E0} 是震前的弹性能， W_{E1} 是震后的弹性能。另外，断层的两盘在地震过程中始终保持着接触，因而地震过程中，显然要消耗一定数量的能量用于克服摩擦力做功。这部分能量用 U_F 表示，则(3)式可写成

$$W_{E0} - W_{E1} = U_K + U_S + U_F \quad (5)$$

对于大地震来说，断层深度可视为相同的量，并用 H 来表示，为简化起见，这里假设 $H = 1$ 。并设断层面上的平均摩擦力为 $\bar{F}$ ，则

$$U_F = \bar{F} \cdot L H \bar{D} = \bar{F} L \bar{D} \quad (6)$$

式中 $\bar{D}$ 为地震的平均错距。将(6)式代入(5)式可得震后的剩余能量，

$$\omega = \frac{W_{E1}}{L} = G - \left(\frac{U_K}{L} + 2T + \bar{F} \bar{D} \right) \quad (7)$$

式中 G 为能量释放率，又称为裂纹扩展力，地震发生时它应等于 C_0 。 T 为裂纹扩展单位面积所消耗的表面能和塑性功的和。 T 和 G_0 均为材料常数。因为地震波是由震源处的机械振动所产生，因此可以认为地震波幅射所消耗的能量 E_s 是一个和动能 U_K 有关的量，假设它们之间的比例系数为 β ，则

$$U_K = \beta E_s \quad (8)$$

这样，(7)式可写成

$$\omega = (G_0 - 2T - \bar{F} \bar{D}) - \frac{\beta E_s}{L} \quad (9)$$

这就是地震断裂发生时的能量关系式。

断层面上的摩擦力可用下式给出[7]：

$$F = F_0 + \mu (P_0 + P_n - P') \quad (10)$$

式中 F_0 为断层面上的粘结力， μ 为摩擦系数， P_0 为大地静水压力， P' 是断层面上有液体存在时的孔隙压力， P_n 是差应力在断层面上垂直分量。如果断层面是直立的，那么 P_n 是水平

差应力在断层面的上的投影。在本文所讨论的地区范围内,震源处的岩性,地壳结构、地壳厚度等差异不大,因此可认为平均摩擦力 $\bar{F}$ 是一个常量。这样,在每次地震后,影响剩余应变能大小的主要因素将只剩 $\beta E_s/L$ 一项。

三、地震破裂带长度的异常及它在中期地震预报中的意义

一般情况下,地震波能量 E_s 和 L 之间满足一定的关系(如(1)式),因此由(9)式可知,对于相同震级的地震,其震后的剩余应变能 ω 的大小应是一定的。

当出现长度异常时,情况就不同了。首先假设 L 过长,则 $\beta E_s/L$ 就要减小,由(9)式可知,剩余应变能 ω 就要相应地增加。相反,如果 L 过短时, ω 就会低于一般的水平,也就是弹性位能释放得比较充分。

剩余应变能的大小直接影响了震后该地区的应力状态,因而也就影响到未来的地震趋势。但目前尚没有一种计算剩余应变能的有效方法,本文仅对此给出了一个粗略的定性估计。以偏长的长度异常为例,这时剩余应变能较多,震后这些应变能重新分布时,就会使该地区及其附近区域的应力处于一种较高的状态。因而再一次发生大震的可能性就大。

综上所述,我们可以得到这样一个简单的结论:某地区发生一次大震后,假若该地震出现了破裂带长度的偏长异常,那末该地区在今后数十年内仍是一个地震危险区;假若出现了偏短的长度异常,则该地区在今后相当一段时间内将不会再发生大震。下面以此结论分析本文开头提出的两个特殊地震。

1937年元月7日青海托索湖7.5级地震:上文已指出,这个地震出现了偏长的长度异常。震后至今已有45年的历史了,在这45年中该地区又发生了两次较大的地震:1963年4月19日的7.0级地震和1971年3月24日的6.8级地震。这三次地震震中分布可见图2。由图中可见,它们显然是属于同一地区的。

1927年5月22日古浪8.0级地震:这个地震出现了明显的偏短的长度异常。震后55年以来在古浪地区没有发生过一次6级以上的地震,这与托索湖地震形成了一个明显的对照。

这两个特殊地震的分析是与本文所得的结论相符的。1970年元月5日云南通海发生了7.7级地震,震后的宏观考察表明这次地震的破裂带长度为60公里,相对偏差达=52%,属于偏短的长度异常(见图1中的 Δ 符号)。根据本文的讨论,通海地区在震后数十年内不会发生大震。目前已过去14年,虽这14年中该区未发生大地震,但今后一段时间内,本文所得结论是否正确,尚需实践的检验。

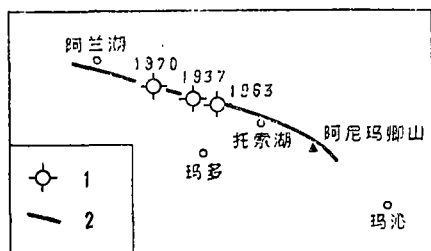


图2 青海1937年7.5级地震的地震断裂及断裂带上的地震活动图

1.震中位置 2.1937年地震断裂

Fig. 2 The seismicity in the rupture belt ($M=7.5$) in 1937 in Qinghai.

本文认为,造成长度异常的主要原因可能是地震过程中岩石块体运动的难易造成的。对于长度 L 一定的地震,假定岩石块体受了某种约束而难于运动时,总能量分配在动能上的比例就会减少,因而地震波的能量 E_s 也相应地减少,这就形成了震级偏小,破裂带长度偏长的异常。这时,由于块体运动困难,剩余弹性应变能显然也要较多。

下面以文献〔2〕提出的组合模式为例来讨论这个过程(图3)。图中(1)是地震前的情况, CD 是积累单元,即 $L=CD$ 。地震时,图中(2)的让位条件比较充分,而图中(3)的让位条件不够充分,也就是块体不易运动。二者相比,显然(3)所示的情况动能较小,这样就会产生破裂带长度偏长的异常。

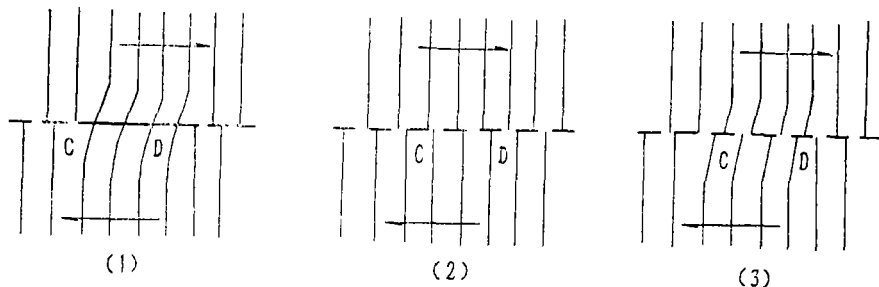


图 3

托索湖地震块体的西侧是稳定的柴达木地块。根据震源机制解和宏观调查结果,这个地震的错动是反对称的。因而当此盘向西错动时,就会受到柴达木盆地的阻挡而不易运动。地震形变带的宏观特征—形变带东段错动明显而西段不明显,也证实了这一点〔1〕

四、讨 论

人们早就注意到,一些特大地震往往出现破裂长度偏长的现象。例如,1960年智利大地震,震级只有8.3,但断裂长度却达到800—1000公里。人们认为,这是由于用地震波确定震级出现了饱和的现象,因此1977年金森博雄提出了矩震级的概念(M_w)〔8〕

$$M_w = \frac{1}{1.5} \lg M_0 - 10.7 \quad (11)$$

式中 M_0 为地震矩

$$M_0 = \mu \bar{D} L H \quad (12)$$

式中 μ 为切变模量。这样矩震级就是一个与断层长度有关的量。例如,智利地震的矩震级为9.5级。虽然矩震级可以解决断层长度与震级不符的矛盾,并且使(1)式对特大地震仍然适用〔9〕但它仍然解决不了本文讨论的8级以下地震测定的震级与破裂长度不符的矛盾。特别是对于偏短的长度异常则更不能矩震级加以说明。

需要指出,(9)式中影响剩余应变能的还有一个因素——平均错距 $\bar{D}$,过大的 $\bar{D}$ 也会影响剩余应变的减少。图4给出了平均错距 $\bar{D}$ 与 M 的分布图〔10〕。由该图本文得到了平均错距 $\bar{D}$ 与 M 间的统计关系

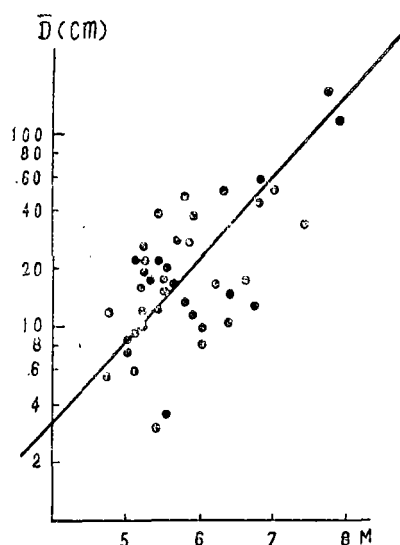


图4 平均错距和M关系图(取自文献[10])

Fig. 4 The relation between M and the dislocation distance.

$$M = 2.31 \lg \bar{D} + 2.9 \quad (13)$$

式中 $\bar{D}$ 的单位为厘米。这样可以和上述讨论类似,得到 $\bar{D}$ 对剩余应变能的作用。由于这方面的资料不全,本文未作详细讨论。

在判断破裂长度的偏短异常时,需持慎重的态度。分析时要考虑破裂错动的形式、地表的覆盖、震源深度、宏观考察的工作条件等等因素对破裂长度的影响。例如我国东部的地震,由于地表覆盖较深,破裂长度往往偏短。文献[11]曾给出我国东部地区M和L之间的统计公式

$$M = 2.97 \lg L + 2.56 \quad (14)$$

式中L以公里计。显然(14)式得到的破裂带长度要低于(1)式的结果。因此应用本文的方法分析东部地区的地震时,应采取新的统计公式。

断裂力学在地震学,尤其是地震地质中的应用仅是刚刚开始。本文是这方面工作的一次初步尝试,难免有不足及欠妥之处,欢迎批评指正。

本文撰写过程中,郭增建同志曾提出宝贵意见,在此表示衷心感谢。

(本1984年10月31日收到)

参 考 文 献

- [1] 李龙海、贾云鸿, 1937年青海托索湖7.5级地震形发带特征, 西北地震学报, Vol. 3, № 3, 1981.
- [2] 汤泉、贺玉亭, 破裂终止的实验研究及地震断裂终止的讨论, 西北地震学报, Vol. 5, № 3, 1983.
- [3] 郭增建、秦保燕、徐文耀、汤泉, 震源孕育模式的初步讨论, 地球物理学报, 1973.
- [4] 蒋博、高维安, 强震地面效应及其形成的地质条件, 地质科学, № 1, 1976.

- [5]中国科学院地球物理研究所, 地震学基础, 科学出版社, 1977.
- [6] Lawn, B.R. and Wilshaw, T.R., Fracture of brittle solids, Cambridge university, 1975.
- [7] 郭增建、秦保燕, 震源物理, 地震出版社, 1979.
- [8] Kanamori, H., The energy release in great earthquakes, J.G.R., Vol.82, 1977.
- [9] 郭增建、秦保燕, 震级标准与地震预报, 地震地磁观测与研究, №3, 1981.
- [10] 国家地震局震源机制研究小组, 中国地震震源机制的研究, 第二集, 1973.

DISCUSSION ON THE ANOMALY OF THE LENGTH OF SEISMIC RUPTURE BELT

Tagn Quan Xie Yuanding

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

Abstract

In this paper, take two earthquakes for example: Tuosuohu's on Jan. 7, 1937 ($M=7.5$) and Gulang's on May 22, 1927 ($M=8.0$) The anomaly of the length of seismic rupture belt is discussed with the concept of energy balance in fracture mechanics.

Such an anomaly of the length of rupture belt is of great importance in earthquake prediction. If the rupture belt is longer during a large earthquake, the same location can still be considered as a risk zone in the coming tens of years. In reverse, if the rupture belt is shorter, this region can be calm for quite a long period.