

用活动块体应变能预测研究强震活动的理论及实验依据^{*}

文丽敏¹, 石宝文², 许峻³, 李建有², 樊俊屹⁴, 许昭永^{2,5}, 杨润海⁵

(1. 云南大学 资源环境与地球科学学院, 云南 昆明 650091; 2. 昆明南方地球物理技术开发有限公司, 云南 昆明 650000;
3. 昆明峻奇无损检测工程有限公司, 云南 昆明 650000; 4. 中国地震台网中心, 北京 100045;
5. 云南省地震局, 云南 昆明 650224)

摘要:从弹性力学、断裂力学角度,以总应变能预测研究块体地震活动,并从岩石破坏试验结果论述这种预测研究的实验依据,最后结合实例证明,用块体应变能积累释放进行强震活动预测研究在实际应用中的可行性。这种分析研究方法可能对地震危险区及最大震级预测有实际应用价值。

关键词:块体总应变能; 预测研究; 强震活动; 实验依据

中图分类号: P315.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0666(2016)03-0365-11

0 引言

以往对地震孕震区的研究多注重于断层方面,对整个地质块体如何发震的研究相对较少。对孕震、发震指标的研究也往往限于某一地域、某些简单物理量,很少将多个因素综合成一个物理量,对大范围单一地质体进行研究。但对于一个大地震而言,它首先必须具备相当大的能量,要积聚大的能量与应力应变大小(或与应变速率、弹性模量、积累时间)、块体体积有关。而某一局域的单一物理量如应力、应变及其速率的大小可以作为发震判据,但却不易判定震级大小。《工程场地地震安全性评价》(GB17741—2005)为工程场地地震安全性评价制定了一系列原则、标准和方法,规定了如何利用构造地质、大地形变测量、地球物理场以及历史地震等进行研究。以往研究只是分别用地应力或应变(形变)进行地震预测研究,很少有人进行综合考虑。但是,理论及实验研究显示,可能震源区的位置和最大震级不仅与构造和历史有关,更与应力状态,包括方向、大小、增加速率、集中位置等,以及岩体自身性质,包括强度、杨氏模量、应变大小及增长速率、裂缝(断层)大小和数量等有关,同时还与作用方式有

关。陈祖安等(2009)曾以应变能密度的空间分布讨论2008年汶川8.0级地震孕震机理,但却未探讨如何以总能量预测强震活动。许昭永等(2010)综合各种因素将其统归为应变能积累释放特征这一个物理量进行强震活动预测研究。本文论述了运用块体应变能预测强震活动的理论及实验依据,并以实例说明以块体应变能积累释放进行强震活动预测研究的可行性。

1 基本理论: 总应变能及地震震级判定

1.1 块体总应变能

地震大小与已积累的应变能大小有关,本节主要依据《固体力学》(尹祥础,2011)及有关编著论述。

1.1.1 完整块体应变能密度

对于线弹性体,应变能密度为

$$w = 1/2 \sigma_{ij} \varepsilon_{ij}, \quad (i, j = 1, 2, 3). \quad (1)$$

由广义胡克定律可得

$$\sigma_{ij} = 2\mu \varepsilon_{ij} + \lambda \vartheta \delta_{ij}. \quad (2)$$

其中, $\delta_{ij} = 1$ ($i = j$); $\delta_{ij} = 0$ ($i \neq j$).

1.1.2 含断层(裂缝)块体应变能密度

设 K_I 、 K_{II} 、 K_{III} 分别为 I、II、III 型应力强

^{*} 收稿日期: 2015-01-05.

基金项目: 国家自然科学基金(41264003)和云南省教育厅科学研究基金(2012C110)联合资助.

度因子, 可表示为

$$K_I = \sigma^\infty \sqrt{\pi a}, K_{II} = \tau_{xy}^\infty \sqrt{\pi a}, K_{III} = \tau^\infty \sqrt{\pi a}. \quad (3)$$

式中, σ^∞ 、 τ_{xy}^∞ 、 τ^∞ 分别为无穷远处的拉(正)应力、剪应力及撕剪应力, a 为裂缝半长度。

对于复合型裂纹, 端部各点的应变能密度为

$$w = S/r = (\alpha_{11} K_I^2 + 2\alpha_{12} K_I K_{II} + \alpha_{22} K_{II}^2 + \alpha_{33} K_{III}^2)/r. \quad (4)$$

式中, S 为应变能密度因子, $S = S(\theta)$ 。 r 为到达裂缝端点的距离, θ 为 r 与裂缝延长线的夹角。 α_{ij} 为与剪切模量 μ 、泊松比 ν 及角度 θ 有关的常数。

1.1.3 破裂判据

常用的破裂判据有断裂韧性、应变能密度因子和能量释放率 3 种。本文采用应变能密度因子判据(尹祥础, 2011), 此准则认为, 裂纹沿最小应变能密度因子 S_{\min} 的方向扩展, 即沿满足以下条件的方向扩展:

$$\frac{\partial S}{\partial \theta} = 0, \quad \frac{\partial^2 S}{\partial \theta^2} > 0. \quad (5)$$

当 S_{\min} 达到一定的临界值 S_c 时, 裂纹开始失稳扩展, 即

$$S_{\min} = S(\theta_0) = S_c. \quad (6)$$

对于完整岩石的剪切破坏, 一般用库仑准则, 其也适用于塑性破坏:

$$\tau = C + \sigma \tan \phi. \quad (7)$$

式中, C 、 ϕ 分别为内聚力和内摩擦角, 其也可用于判定结构体沿软弱面滑动破坏。

对于三轴应力, 在平面应力时, 可表示为

$$C = -(\sigma_1 + \sigma_3)/2 \tan \phi + (\sigma_1 - \sigma_3)/2 (\sin 2\alpha - \tan \phi \cos 2\alpha). \quad (8)$$

其中, σ_1 、 σ_3 分别为最大和最小主应力。参照应变能密度因子判据和最大能量释放率准则: 当所积累应变能密度达到或超过块体同一区域材料所能承受的极限(临界)值时, 即发生局部破坏或破裂(地震)。

1.1.4 块体应变能

一般, 块体应变能(积累)采用下式计算:

$$W = \int w(x, y, z; t) dv dt. \quad (9)$$

其中, $w(x, y, z; t)$ 为应变能密度, 它与位置及时间

有关。而应变能 W 的大小还与块体体积及积累时间长短有关。

对于断层应变能, 将 3 种类型裂缝应变能如下式相加得到:

$$W = \frac{B\pi}{E'} \sigma_0^2 a^2 + \frac{B\pi}{E'} \tau_0^2 a^2 + \frac{B\pi}{E} (1 + \nu) \tau_0^2 a^2. \quad (10)$$

式中, 1、2、3 项分别为 I (张裂)、II (剪裂)、III (撕裂) 型裂纹应变能量计算; 对平面应力 $E' = E$, 对平面应变 $E' = E/(1 - \nu^2)$ 。

1.2 强震震级预测

对于可能发生的强震最大震级依据已经积累的应变能进行估算。有许多研究结果表明, 地震效率大约为百分之几到百分之十几, 其上限为 18% (金森博雄, 2001)。本文用总能量的 15% 依据震级能量关系 (Gutenberg, Richter, 1956) 估算震级 (能量单位: J):

$$\begin{cases} \log(15W/100) = 4.8 + 1.5 M, \\ \log W = 5.624 + 1.5 M. \end{cases} \quad (11)$$

2 岩样应力、应变实验

2.1 岩样上应变能的测试、计算和破裂及破坏强度测定

2.1.1 应变能的测试、计算

岩石破坏试验较多且有代表性的是以三轴压缩 (包括真三轴 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)、准三轴 ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) 进行。试验中可以实测 3 个主轴方向的压力 (主应力 σ_{ii}) 和位移 (主应变 ε_{ii}), 由其计算出 3 对最大剪应力和剪应变。假定在岩样上应力、应变为均匀分布时, 应变能密度 w 以下式计算:

$$w = 1/2 \sigma_{ij} \varepsilon_{ij} = 1/2 \sum_{i=1}^3 \sigma_{ii} \varepsilon_{ii} + (\sigma_{11} - \sigma_{33})(\varepsilon_{11} - \varepsilon_{33}) + (\sigma_{11} - \sigma_{22})(\varepsilon_{11} - \varepsilon_{22}) + (\sigma_{22} - \sigma_{33})(\varepsilon_{22} - \varepsilon_{33}). \quad (12)$$

$$\text{岩样总应变能 } W = wV. \quad (13)$$

并未考虑应变能密度的不均匀性。

2.1.2 破裂及破坏强度测定

在岩样上发生的破裂, 其强度可以用波的振幅或波列持续时间确定。对于破坏强度, 可以实测应力(降)或释放的应变能确定。同时, 对于

有明显突变的破裂强度也可用释放的应变能确定。

2.1.3 应变能曲线变化

实验地震学研究中，多以应力（压力）、应变（位移）曲线研究破裂特征。而以应变能研究破裂特征者甚少，并都以最后破坏来模拟强震，但许昭永等（2009）认为仅以破坏来模拟地震是不够的，同时还应用破裂来模拟地震：大破裂相应大地震，小破裂相应小地震，破坏相应极强震。在以强破裂和破坏同时模拟强地震后，再以块体应变能研究预测强震活动就比较清晰可行了。图1为在有一定围压时增加轴向压力使岩样破坏的典型应力应变曲线图（Brace, Byerlee, 1970; Byerlee, Brace, 1968）。由图看出，岩样重复几次出现破坏，每一次破坏压力降都很大（不小于400 MPa），同时显示每一次破坏后压力（差）也都未降到零，而是降到一定水平基本保持稳定，而后轴向压力（应力）再增加，达到与此前大致相同的最大值后，再次破坏。如此形成几个破坏孕育及发生周期。对于每个破坏孕育过程其应变能积累曲线都如图2中虚线所示，它表示除第一个周期应变能从零开始积累外，其后几个周期应变能都从某个非零基值开始积累，当达到最大值后，以一个极强破裂（破坏、主断裂）释放绝大部分应变能，此时前一个应变能积累释放周期结束，新的周期开始。将这几个过程连起来就形成应变能积累释放和强破裂重复活动周期。

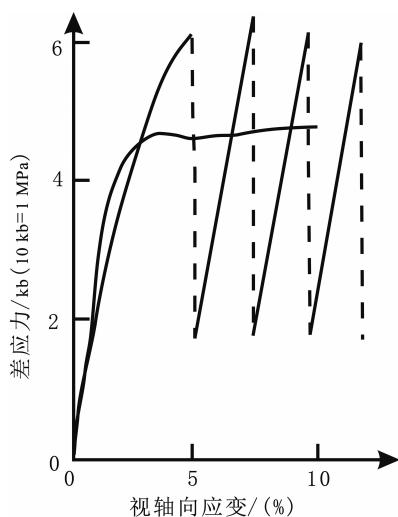


图1 有围压时使岩样周期破坏的应力应变曲线
(据 Brace, Byerlee, 1970; Byerlee, Brace, 1968)
Fig.1 Stress-strain curve of rock-sample with period-failure while confining pressure (based on Brace, Byerlee, 1970; Byerlee, Brace, 1968)

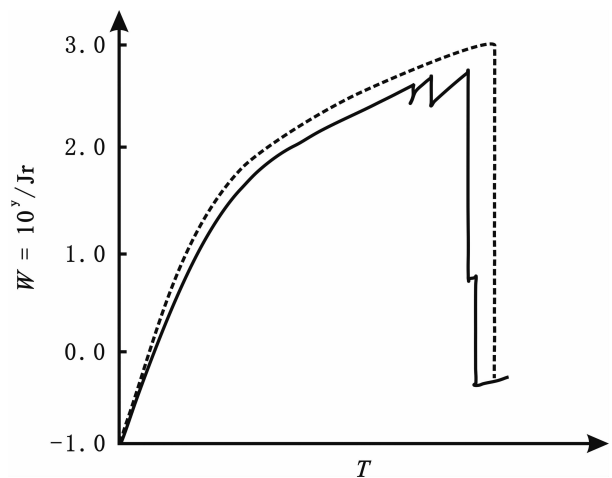


图2 岩样应变能积累释放第一周期和强破裂活动示意图

Fig.2 Schematics of the first period of strains energy accumulating-releasing of rock-sample and activity of strong fracture

对于地质块体，很难直接测量其3个主应力 σ_{ii} 和3个主应变 ε_{ii} 。因此，一般在某点（或小区域）测定应变，再以本构关系推定应力。实验地震学中有大量（岩样上）多个定点应变的测试结果，具体参照胡毅力等（1997）的文献。图3为砂岩和花岗岩拼合岩样单面直接剪切时在破坏孕育过程中特大破裂及各测点的应变变化（杨润海等，2006）。试样前表面布设8个声发射检波器，后表面布设12组应变片（图3左上角）。图中1~12为相应各点应变。由图3可以看出：（1）不是在任何情况下，都能实测3个主应力 σ_{ii} 和3个主应变 ε_{ii} ；（2）无论何时，岩样破坏孕育过程中，岩样上各点的应变基本不相等。因此，实测多个关键点的应变（率），再用弹性常数和式（1）、（2）、（9）、（12）、（13）计算试块的应变能是比较合理、可靠的方法；（3）在低应力（大约70%破坏应力之前）时没有出现强破裂（应变突变），但在高应力及最后破坏之前，多个应变突变（强破裂）先后发生。然而这些突变并未在力曲线上全部引起明显下降：第一次（3、4点）突变力曲线下降不明显；第二次（1、6和7、12点等）突变力曲线有下降但不够突出，最后一丛突变力曲线下降突出明显。岩样破坏，剪应力（总水平力）突然急剧下降。由此推断，其积累释放和强破裂活动曲线大致如图2中实线所示。它反映了在低应变能

时没有强破裂发生, 在达到相当高应变能后, 随时都可能发生强破裂。第一次强破裂后, 力曲线略显下降, 3、4 点的应变突然下降, 应变能有所下降; 其后随应力增加, 应变能再增加上升。而后再发生第二次强破裂。随后重演应变能下降后再增加, 再破裂, 直至最后破坏, 释放绝大部分应变能。这是一个完整的应变能积累释放和强破

裂活动曲线, 这种曲线比较有普遍性。这种强破裂每一个都释放一部分应变能, 但随着应力增加, 应变能继续积累 (增加), 直到岩样破坏, 才释放了绝大部分能量, 当然在破坏后可能还有强破裂。此后若适度增加正应力, 可能再形成一个应变能积累释放和强破裂 (粘滑) 活动周期, 如图 1 所示。

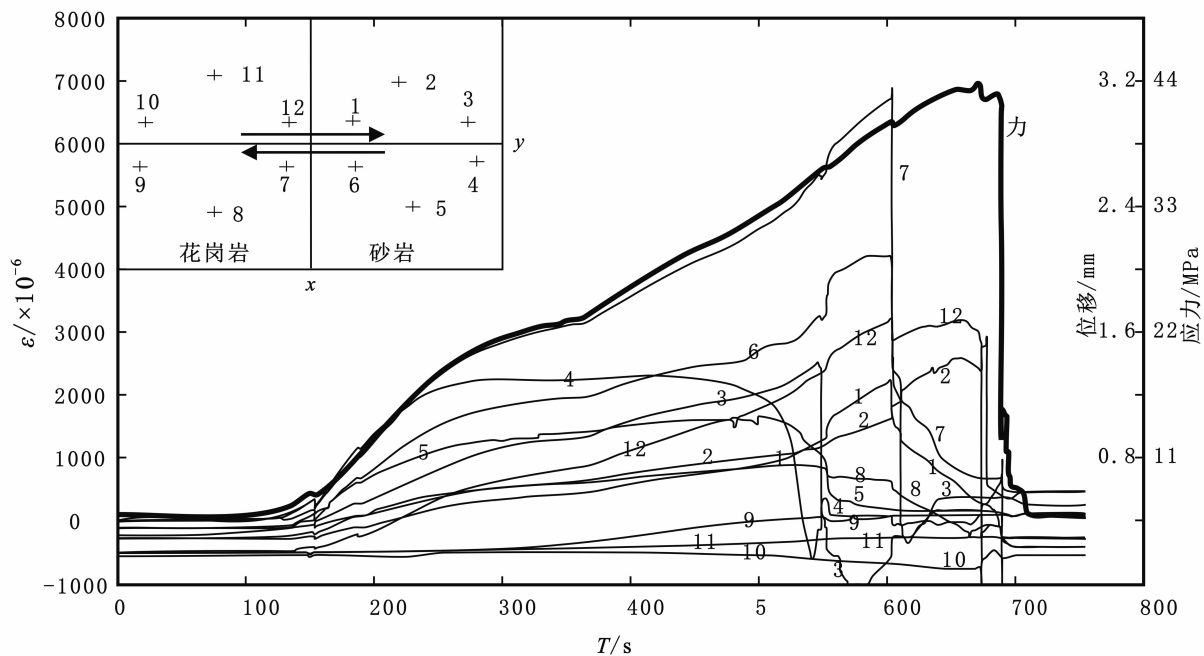


图 3 岩石试样破坏孕育过程中不同测点的应变变化 (据杨润海等, 2006)

Fig. 3 Variation of strain at various measuring points in the process of failure preparing of rock-sample (from Yang et al, 2006)

2.2 破裂及破坏位置测定

这类试验可以通过岩石破裂信息采集和定位系统确定破裂在试样上的位置, 其方法与测震学相似。而对强破裂和破坏位置的预测研究, 往往依据微、小和中等破裂的时空分布特征及应变 (形变) 场的时空分布特征确定。

2.2.1 三轴压缩破坏试验

Mogi (1968) 和许昭永等 (1992, 1997) 的试验结果显示了在完整岩样破坏孕育过程中形变和破裂的空间、时间变化特征。图 4 为含小岩块混凝土试样三轴加载破坏试验的破裂和纵向应变在高应力时的平面分布图 (胡毅力等, 1997)。图 4a、b 分别为 93% 和 99% 破坏应力时的应变分布。

图 4c ~ e 分别为约 91% 和 97% 破坏应力前后和 98% 破坏应力后的破裂分布。由图可看出, 在临近破坏时, 试样上出现了高应变区、高梯度区和应变空区 (由高应变围成的低应变区) 特征区, 强破裂就发生在这些应变特征区内, 先后形成破裂 (围) 空区、丛集区和条带 (交汇) 区等中小破裂特征区。这些强破裂的强度虽然不如最后破坏高, 但比其它破裂强度高很多。而对于破坏, 其断面往往贯穿整个岩样。

2.2.2 具有典型构造的模拟试验

图 5 为有机玻璃试样在达到约 70% 破坏应力时, 以激光实时干涉计量技术得到的条纹图及破裂空间分布 (许昭永等, 2002, 2009)。条纹密度

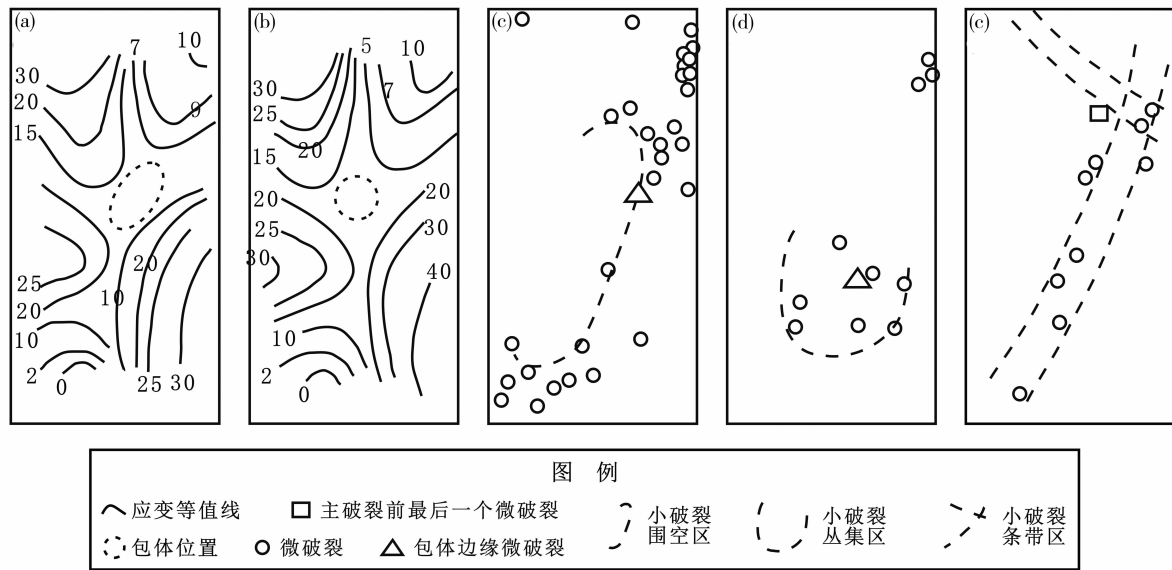


图4 含小岩块混凝土试样三轴加载破坏试验的破裂和纵向应变在高应力时的平面分布图
(据胡毅力等, 1997)

(a)、(b) 分别为 93% 和 99% 破坏应力时的应变分布; (c)、(d)、(e) 分别为约 91% 及约 97% 破坏应力和 98% 破坏应力后的破裂分布

Fig. 4 The plane distribution schematic of the fracture and longitudinal strain of concrete specimen with small rock blocks under triaxial load failure test in the case of high stress (from Hu *et al*, 1997)

(a), (b) show the strain distribution at 93% and 99% of failure stress respectively; (c), (d), (e) are schematics of area of micro-, macro and failure at about 91% , 97% and 98% of failure-stress respectively

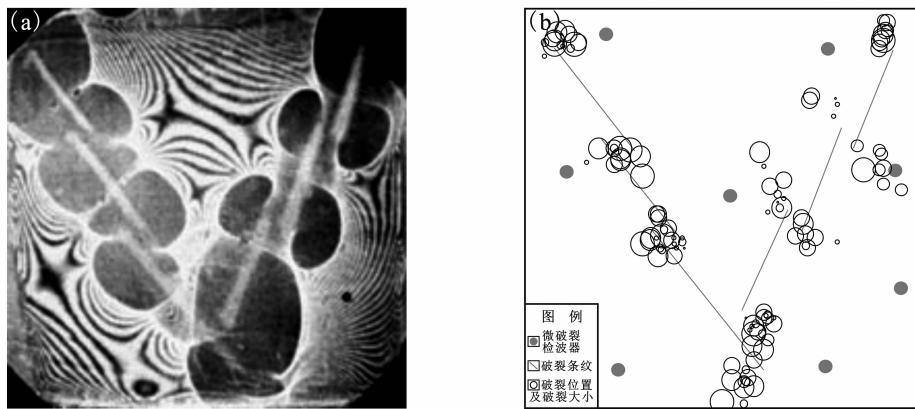


图5 有机玻璃试样在双轴加载过程中, 以激光实时干涉计量技术得到的条纹图 (a) 和破裂空间分布图 (b) (据许昭永等, 2002, 2009)

Fig. 5 Shadow areas of caustics obtained by laser real time interferometry technique in the process of biaxial loading of the plexiglass sample (a) and spatial distribution of fractures (b) (from Xu *et al*, 2002, 2009)

越大的地方, 应力、应变能密度、应变能密度因子均越大。条纹密度大到一定程度时变成阴影区。依据应变能密度因子判别准则, 条纹密并且当应变能密度因子最小值达到一定的临界值时, 裂纹开始向应变能密度因子的低值方向失稳扩展, 破裂发生。强破裂发生在焦散阴影区 (高应变能密

度因子区)。这些区域处在模拟断层岩桥区 and 断层交汇区, 即这个试验同时显示了在强破裂之前所出现的应变特征区、破裂特征区和特殊地质构造区特征, 也就是以实验结果证实了以应变特征区、破裂特征区和特殊地质构造区判定强破裂 (地震) 发生位置的可行性。

2.2.3 单剪试验

(1) 破裂空间分布特征

单面直接剪切就是用一种特殊的试验装置,对岩石试样上下加一定的正压力。侧面分别在靠上和靠下半面以钢块加载,两钢块中间错开一个水平缝,使岩样硬生生从中间产生水平走滑断裂,如图3左上角简图所示。这可准确有效地模拟无论是先前存在的或新产生的走滑断层的强震孕震过程。与图3对应的微破裂二维定位(正面内)如图6所示(杨润海等,2006)。图6为微破裂随时间在 X (0~70 mm 花岗岩、70~140 mm 砂岩)和 Y 方向的变化。从图中看出,在开始施加剪切力时,在左上角花岗岩内(0~30 mm)发生一丛微破裂。随后,相当一段时间内, X 方向微破裂集中

在120~140 mm内(图6a),即声发射主要发生在砂岩内靠近剪断(端)点附近。大约在400 s(即实验时间的一半)后,荷载超过破坏应力的50%,微破裂逐渐从140 mm向0 mm方向增多,即破裂从砂岩向花岗岩发展。直至临近最后一个特大(主)破裂,花岗岩内微破裂才增多。而在 Y 方向,除开始施力时,花岗岩左上角发生一丛微破裂外,其他微破裂基本在中间位置。但从大约400 s至临近主破裂,微破裂却向上下两端扩展,即位置的离散性逐步加大,一般的破裂和特大破裂依然分布在中间位置。总之,这类强破裂、破坏的位置大多数在破裂剪切带附近,即微破裂丛集或条带上,少量在试样边角附近。

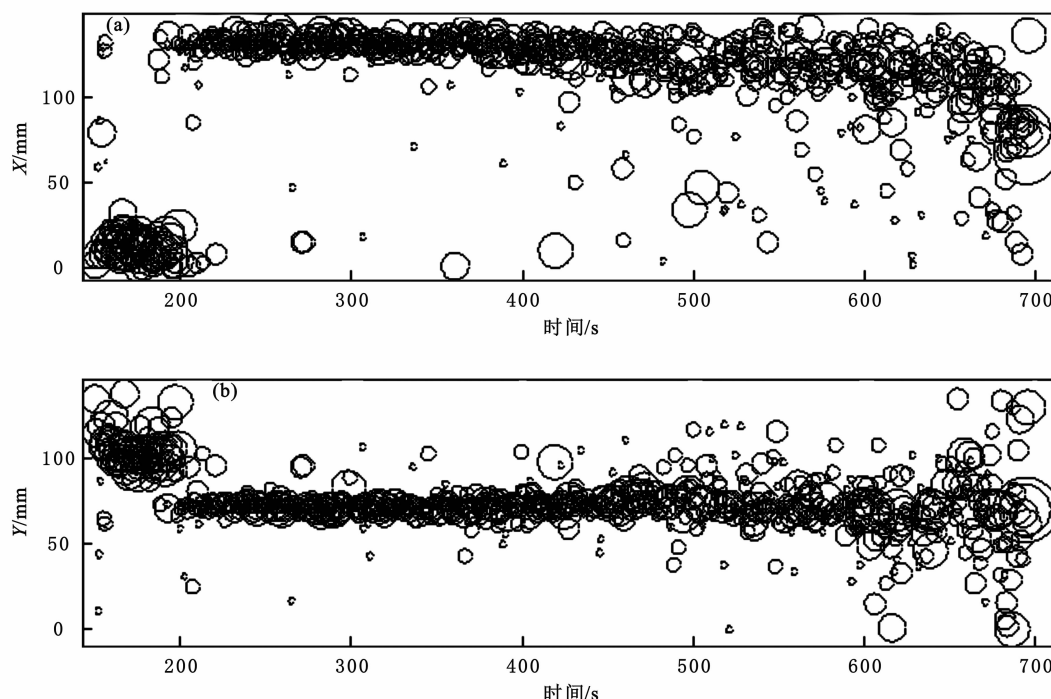


图6 微破裂的空间位置随时间的变化(圆的大小表示微破裂事件的大小)(据杨润海等,2006)

(a) X 方向(0~70 mm为花岗岩;70~140 mm为砂岩);(b) Y 方向

Fig. 6 Spatial position of micro-fracture varied with time (the size of the circle indicates the severity of the micro-fracture event) (from Yang *et al.*, 2006)

(a) X -direction (granite is located at 0~70 mm; sandstone is located at 70~140 mm); (b) Y -direction

(2) 形变空间分布特征

图7a为与图3对应的临近第一次强破裂(3、4点应变突变)之前的应变空间分布(杨润海等,2006)。在砂岩石块上未来剪断缝端点附近(与钢块接触)应变较高(图6a)。随着这个高应变中心应变继续增高,第一次特大破裂发生。

图7b为最后剪断裂前的应变空间分布(杨润

海等,2006)。随着第二次特大破裂(图3所示1、6点的应变突变)出现,高应变区向砂岩上部转移,且越来越高;而岩样中部(砂岩和花岗岩连接相邻部分)高应变区的应变却大幅度降低,并逐步出现低应变中心。这个中心从砂岩内逐步向花岗岩处转移。随后,砂岩上部的高应变区也扩展到花岗岩上;拼合岩样下部应变也逐步升高;

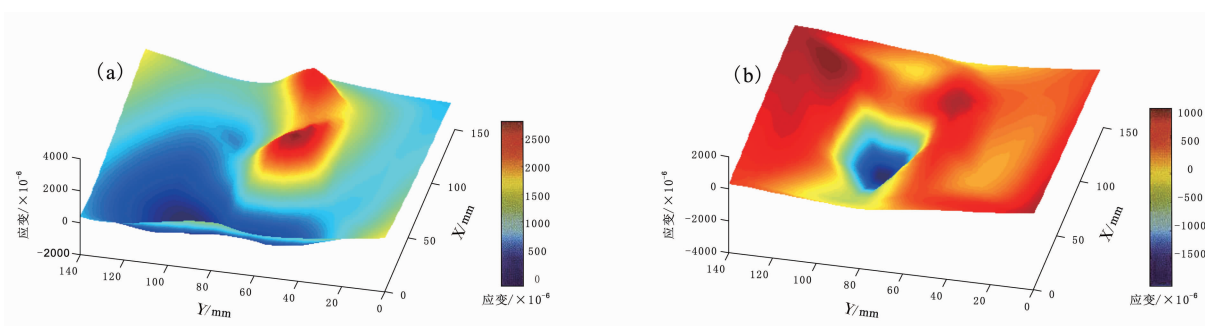


图7 与图3对应的不同阶段的应变空间分布(据杨润海等, 2006)

(a) 第一次强破裂(3、4点应变突变)之前; (b) 最后剪断裂前

Fig. 7 Spatial distribution of strains in various stages corresponding to that in Fig. 3 (from Yang *et al.*, 2006)
(a) before the first strong fracture (abrupt change of strain at point 3, 4); (b) before the final shear fracture

中部的应变空区特征越来越明显并向花岗岩转移。临近特大破裂时, 除最后破裂点外, 其它区域变形已基本相似, 应变空区急剧缩小, 最后主破裂发生。

本实验的特征是: 先出现高应变中心, 接着这个中心沿未来剪切缝从砂岩边缘向拼合岩样中部转移, 而原先的高应变中心却逐步变成低应变区—应变空区, 最后除应变空区外其它大部分区域变形基本相似, 最后的特大(主)破裂就发生在应变空区。剪切破裂沿未来剪切缝先从砂岩边缘开始, 而后逐步向拼合岩样中部发展, 并最终穿过花岗岩。

总之, 在强破裂或破坏之前, 点应变或应变场会出现时空特征变化, 而破裂分布也会出现时空特征变化。可以利用这种特征变化预测强破裂和破坏位置, 而以应变能总量预测强度较好。

3 川滇菱形块体应变能积累释放周期和强震活动特征

与实验相对应, 本文选取各类资料较为齐全的川滇菱形块体的东南块体, 计算该块体的应变能积累和释放, 分析其应变能积累释放周期和强震活动特征。川滇菱形块体东南、西北两块体的应变能积累释放周期和强震活动特征明显, 下文将结合已有资料简述川滇菱形块体东南块体的应变能积累释放周期和强震活动特征, 具体方法及结果参见许昭永等(2015)和陈立军等(2015)的研究。

3.1 体积

川滇菱形块体在丽江—小金江断裂带附近厚度梯度变化较大, 皇甫岗等(2010)以此断裂带

将菱形块体分为西北和东南两块(图8)。东南块体厚度较小, 为38~48 km, 平均43 km。面积约为 $1.16 \times 10^{11} \text{ m}^2$, 体积约 $4.99 \times 10^{15} \text{ m}^3$ 。

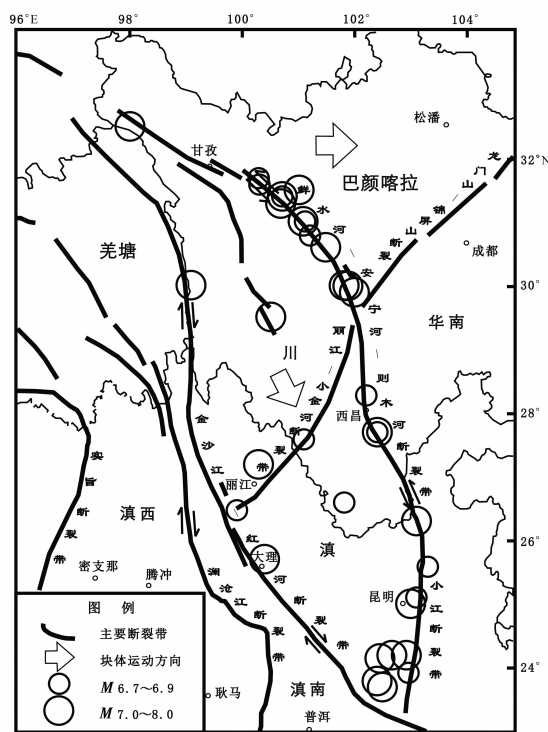


图8 川滇菱形块体及1700年以来 $M \geq 6.7$ 强震分布(据皇甫岗等, 2010)

Fig. 8 Sichuan - Yunnan Diamond Block and distribution of $M \geq 6.7$ earthquake since 1700 (from Huangfu *et al.*, 2010)

3.2 弹性常数

黄永祥等(2002)曾利用滇中地壳的速度构造, 计算川滇块体东南块体的3个地区的杨氏模量, 本文取川滇块体东南块体的杨氏模量 $E = 7.74 \times 10^{10} \text{ Pa}$, 剪切模量 $\mu = 3.173 \times 10^{10} \text{ Pa}$ 。

3.3 应变速率

在 1970 年通海地震和 1973 年炉霍地震前并没有与本地块相关形变数据, 于是取近年来川滇菱形块体和邻近块体的主张应变、主压应变和剪应变的平均年应变速率进行研究。依据李延兴和郭良迁 (2002) 所测得的昆明及邻区主压应变、面应变和最大剪应变等值线图, 将昆明南 1999 ~ 2001 年平均年速率主压应变 $1.1 \times 10^{-7}/a$ 、主张应变 $1.0 \times 10^{-7}/a$ (取值与面应变同) 和剪应变 $1.5 \times 10^{-7}/a$ 分别作为东南块体的主压、主张和剪应变速率。

3.4 应变能积累

川滇菱形块体东南块体的应变能积累为

$$W_{SE} = 4.99 \times 10^{15} M^3 \times \left\{ \frac{3}{4} \times [7.74 \times (1.0^2 + 1.1^2)] + 3.5 \times 3.17 \times 1.5^2 \right\} \times 10^{10} Pa \times 10^{-14} (\Delta t)^2 = 1.886 \times (\Delta t)^2 \times 10^{13} J. \quad (14)$$

研究表明, 到某次强震时, 块体应变能并非单调增长, 而是此前还有强震发生, 即已释放部分应变能, 下式计算实际应变能积累:

$$W = W_{is} - \sum_1^{n-1} W_{ii}. \quad (15)$$

式中, W_{is} 为到 t 时的块体应变能积累, 由式 (1)、(2)、(9) 和 (13)、(14) 计算, W_{ii} 为 t 之前各个强震所释放的应变能, 由式 (11) 计算。此时以式 (15) 所得能量用式 (11) 预测未来最大强震震级。

3.5 应变能积累释放周期和强震活动特征

1700 年以来, 东南块体 $M \geq 7.5$ 地震有 4 次: 1733 年云南东川紫牛坡 7 $\frac{3}{4}$ 级地震, 1833 年云南嵩明 8 级地震、1850 年四川西昌普格间 7 $\frac{1}{2}$ 级地震和 1970 年云南通海 7.8 级地震。经过一些对比研究, 许昭永等 (2015) 建议取某次特大地震 ($M \geq 7.5$) 的发生时间为后续应变能积累的起始时间。若这一时期连续发生 2 个 $M \geq 7.5$ 的强震, 则取后一个为后续应变能积累周期的起始时间。据此, 第一周期从 1733 年起始。由于嵩明 8 级和西昌普格间 7 $\frac{1}{2}$ 级地震仅相隔 17 年, 为确保新周期开始后其前一周期的应变能绝大部分或完全释放, 因此第二周期起始点取四川西昌普格间 7 $\frac{1}{2}$ 级地震的发生时间 1850 年 (为零点)。由式 (13)、(14) 得到东南块体全部应变能积累随时间增长的平滑曲线 (图 9), 由式 (15) 得到包含每次强地震能

量释放及其后应变能重新积累的锯齿形增长曲线。

图 9 中显示有很明显的特征, 主要有: (1) 块体应变能积累释放的周期性。川滇菱形块体东南块体的应变能积累释放周期比较完整的有 2 个, 大约都为 120 年。1733 年东川紫牛坡强震之前为一个不完整周期。第一周期为 1733 ~ 1850 年, 紧接着第二个周期开始, 1970 年云南通海 7.8 级地震发生, 第二周期结束, 第三周期开始。从图中可以看出, 从一个新周期开始, 大约有 20 年左右或更长时间不会发生 $M \geq 6.7$ 强震; 30 年左右不会发生 $M \geq 7$ 强震; (2) 120 年积累的应变能为 $1 \times 10^{17.43} J$, 预测强震为 7.87 级。然而, 这些应变能并非仅由一个、而是由几个强震释放的, 其中 $M \geq 7$ 地震就有 4 次; (3) 每个周期中, $M \geq 7$ 强震之后到下一个强震时块体所积累的应变能, 都不足以形成后一个强震。然而, 从每个周期开始到每个强震发生, 块体积累的应变能, 包括扣除已发生强震所消耗的能量, 都足以形成本次强震; (4) 第二个周期应变能积累释放曲线显示, 每次强震时的预测震级, 都高于实际发生的强震, 仅 1970 年的强震预测震级与实际震级相同 (表 1)。而对于第一周期, 前两次的预测震级高于实际强震, 但 1833 年的嵩明 8 级强震预测震级仅为 7.7 级; (5) 这些强震在时间上没有规律, 只是随着时间增长, 应变能迅速增长, 可能发生的最大地震的震级加大。

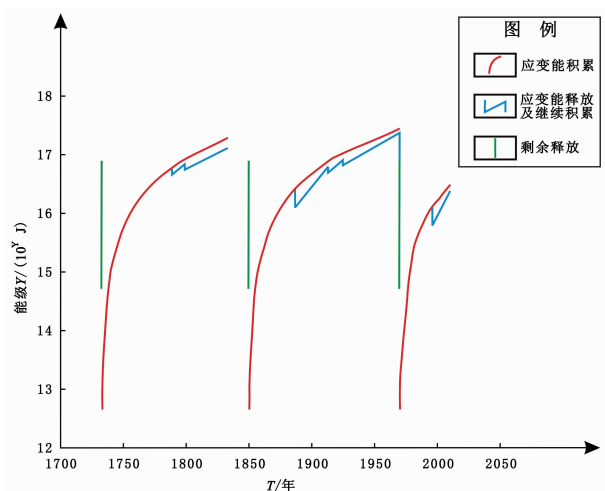


图 9 川滇菱形东南块体应变能积累释放和强震活动曲线

Fig. 9 Curve of strain energy accumulation and release and strong earthquake activity in the Southeast Block of Sichuan - Yunnan Diamond Block

表1 东南块体 $M \geq 7$ 的强震与采用能量积累释放曲线预测震级的比较Tab. 1 Comparison of $M \geq 7$ strong earthquakes in Southeast Block and magnitude predicted by energy accumulation and release curve

年份	震级	$\varphi_N / (^\circ)$	$\lambda_E / (^\circ)$	地点	积累能量/ 10^9 J	预测震级
1733	7 $\frac{3}{4}$	27.7	102.4	云南东川紫牛坡	积累释放第一周期起始年	
1789	7	24.2	102.9	云南华宁路居	16.77	7.43
1799	7	23.8	102.4	云南石屏宝秀	16.82	7.46
1833	8	25.0	103.0	云南嵩明、杨林一带	17.20	7.72
1850	7 $\frac{1}{2}$	27.7	102.4	四川西昌、普格间	第一周期结束、第二周期起始年	
1887	7	23.7	102.5	云南石屏	16.41	7.19
1913	7	24.2	102.5	云南峨山	16.77	7.43
1925	7	25.7	100.4	云南大理附近	16.73	7.40
1970	7.8	24.2	102.7	云南通海	17.35	7.82

4 讨论和结论

以块体总应变能预测强震活动特征已有较成熟的力学理论，也有广泛、众多的实验结果，目前需要解决的问题是如何将这些理论和实验结果转化为地震力学的求解。

4.1 以块体总应变能预测强震最大震级

与单独利用应力、应变等变化特征预测地震不同，以总应变能对整个活动块体上可能发生强震的最大震级进行预测。因为即使应力应变的绝对值及其变化能够准确测定，可以准确预测发震时间，但很难预测震级大小。如图1所示，岩样每一次破坏应力降都很大 (≥ 400 MPa)，但其震级达不到7、8级，甚至连1、2级都很难达到。这是因为地震大小与释放出的能量多少有关，与块体已积累的能量多少也有关，即除去应力应变大小，还与存储能量的体积有关。而由能量预测震级则相对较准。

由于目前还没有满足式(1)、(9)精确计算块体应变能的条件，与其它定量地学问题一样，在估算应变能积累总能量时，本研究也作了诸多简化假设。这可能使结果具有很大的不确定性，然而依然可满足对最大震级判定的精度要求。因为，其它相对精确的方法所得结果的偏差很难小

于10%，而对于震级预测，即使能量偏差30%，依据式(11)，震级偏差也只有0.008级；能量偏差10倍，震级偏差也只有0.7级。因此，用本文提出的方法虽然有一定的不确定性，但从所列出的震例看，以块体应变能预测强震震级与实际震级相当吻合。比如川滇菱形块体东南块体强震预测结果，与实际震级偏差都小于0.5级，完全可满足地震安全性评价对潜在地震最大震级预测的精度要求，而相应的计算条件及工作量却简化得多。当资料足够和条件许可时，也可尽量逼近(1)、(9)式去计算块体应变能。

因此，以块体总应变能预测强震震级的方法是可行的，与实际震级相差不多，对地震安全性评价可能很有意义，可避免抗震设防烈度偏离实际太多。

4.2 对强震发生位置的预测

对地震危险区(潜在震源区)预测的方法比较成熟，实验结果也证明，可以根据形变特征、地震分布特征或地质构造特征预测地震危险区，这3方面的研究成果可以直接使用。试验同时显示，强破裂不仅发生在试样(块体)边缘或断层带上，也发生在块体内部。也就是说，可能多个潜在震源区(地震危险区)。因此，必须对地震危险区的唯一性进行研究，即确定强震在多个危险区中的哪一个危险区发生还需深入仔细研究。

4.3 以块体应变能积累释放周期研究强震平静活跃循环周期

在论及地震活动周期时,都是针对某一地域的强震在时间域上重复出现间隔,而本研究却显现,对一个固定活动块体,其所能够积累的应变能是有限的,在达到一定大小后,其一边积累,一边释放(部分先期强震),只是积累比释放多;在达到它所能承受的极限后,将以极强震形式(一个或两个)释放绝大部分能量,而后重新再积累、再释放。如此形成周期反复,形成地震平静—活跃循环周期。但它绝不是单个地震的重复发生周期。如图1、2的实验结果所示,块体应变能积累释放有明显的周期性,而且其基值并不为零。图9则显示,块体应变能积累释放的周期性制约着强震的平静活跃循环周期,而强震本身在时间上没有任何规律。只是随着时间增长,应变能迅速增长,可能发生的最大地震震级加大。由此得到重要启示:以整个块体应变能积累释放周期特征来研究强震活动,可能更有意义。许昭永等(2015)虽然作了一些研究,然而这种应变能和强震活动的周期性研究还太少,周期性对各个活动块体是否都成立,以及其它相关问题还需仔细研究。

4.4 需要进一步研究的问题

前述虽然从理论及实验结果证实块体总应变能预测研究强震活动是合理的、可行的,但这只是一种探讨,它至少还有两方面需要深入研究和改进:一是计算条件,如块体应变能密度不可能处处均匀相等,应力、应变速率也不会永远为常数,所用应变速率并非本块体实测,深部应力、应变状态未必与地表一致等。主轴方向的应变能不能只以杨氏模量和应变速率计算,3对(6个)剪切应变能差异较大等。二是研究实例太少,有许多问题待解,如块体应变能积累释放周期是否普遍,其影响因素如何,如何对具体单一危险区确定最大震级等。

将应力、变形、深部构造、大地构造、历史地震等多方面因素综合为应变能一个物理量,以此活动地块的应变能确定潜在震源区及其最大震

级是有意义的。它有充分的理论和实验依据,这可能对地震安全性评价非常重要。但此研究刚刚开始,要实现应用还需深入研究。

参考文献:

- 陈立军,许峻,陈晓逢等. 2015. 用块体应变能预测强震位置与震级的研究[J]. 地震研究, 38(1):16-23.
- 陈祖安,林邦慧,白武明等. 2009. 2008年汶川8.0级地震孕震机理研究[J]. 地球物理学报, 52(2):408-417.
- 胡毅力,许昭永,王彬等. 1997. 含硬包体试样形变演化特征的实验研究[J]. 地震, 17(3):162-168.
- 皇甫岗,陈颢,秦嘉政等. 2010. 云南地震活动性[M]. 昆明:云南出版集团公司,云南科技出版社, 23-30, 108.
- 黄永祥,黄润秋,许强等. 2002. 昆明玉溪研究区GPS和Kaiser应力测量结果与数值拟合反演[J]. 地震研究, 25(增刊1):48-56.
- 金森博雄. 2001. 地震的能量收支与地震效率[J]. 黄辅琼译. 李兴才校. 2003. 世界地震译丛, (5):61-68.
- 李延兴,郭良迁. 2002. 昆明及其邻区的地震活动趋势估计[J]. 地震研究, 25(增刊1):12-16.
- 许昭永,胡毅力,许峻等. 2010. 应变能积累在地震安全性评价中的应用探讨[J]. 地震学报, 32(1):77-87.
- 许昭永,梅世蓉,庄灿涛等. 1992. 真三轴压缩时几种岩样微破裂定位的初步结果[J]. 地震学报, 14(增刊):703-709.
- 许昭永,王彬,赵晋明等. 1997. 含硬包体试样微破裂图像演变过程的实验研究[J]. 地震学报, 19(3):317-322.
- 许昭永,王彬,胡毅力等. 2009. 试论岩石破裂和破坏的差异对地震模拟及前兆研究的影响[J]. 地球物理学报, 52(3):712-719.
- 许昭永,文丽敏,许峻等. 2015. 川滇菱形块体的应变能积累释放周期后强震预测[J]. 地震学报, 37(5):774-786.
- 许昭永,杨润海,赵晋明等. 2002. 实验研究加载、卸载破裂中焦散阴影区的动态变化特征[J]. 地震学报, 24(2):186-195.
- 杨润海,许昭永,胡毅力等. 2006. 组合岩样破裂孕育过程中应变场的动态变化特征[J]. 地震研究, 29(4):360-365.
- 尹祥础. 2011. 固体力学[M]. 北京:地震出版社, 58-65, 388-427.
- Brace W F, Byerlee J D. 1970. California earthquake: Why only shallow focus[J]. Science, 168(3939):1573-1575.
- Byerlee J D, Brace W F. 1968. Stick slip, stable sliding, and earthquakes effect of rock type, pressure, strain rate, and stiffness[J]. J Geophys Res, 73(18):6031-6037.
- Gutenberg B, Richter C F. 1956. Earthquake magnitude, Intensity, energy, and acceleration[J]. Bull Seism Soc Am, 46(2):105-145.
- Mogi K. 1968. Source locations of elastic shocks in the fracture process in rocks[J]. Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo, 46:1103-1125.
- GB17741—2005, 工程场地地震安全性评价[S].

Theory and Experimental Basic of Studying and Predicting Strong Earthquake Using Strain Energy in Geologic Block

WEN Limin¹, SHI Baowen², XU Jun³, LI Jianyou², FAN Junyi⁴, XU Zhaoyong^{2,5}, YANG Runhai⁴

(1. *School of Resource Environment and Earth Sciences, Yunnan University, Kunming 650091, Yunnan, China*)

(2. *Kunming Southern Geophysical Technology Co., Ltd, Kunming 650091, Yunnan, China*)

(3. *Kunming Junqi Undestructive Testing Technology Co., Ltd, Kunming 650041, Yunnan, China*)

(4. *China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China*)

(5. *Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China*)

Abstract

The theory basic of studying and predicting the strong earthquake using total strain energy in the whole geologic block was analyzed by elasticity mechanic and fracture mechanic, and the experimental basis of the predicting research is discussed by the test result of rock failure. Then combined with the actual example, the feasible of the research method was verified in the real application. The research method may have the practical application value for predicting the seismic risk region and the magnitude of strong earthquake.

Key words: total strain energy of the block; prediction study; strong earthquake activity; experimental basis