

浅源构造地震的动力学模型

章 根 德

(中国科学院力学研究所)

前 言

地震是一种地球内部急骤变化的、复杂的物理力学过程。“一年全球大约发生地震五百万次左右,其中百分之九十五是浅震,一般地在地下五至二十公里上下。”〔1〕发生最多,对人类危害最大的是构造地震。构造地震是由于地壳板块在外力作用下发生变形,当地壳介质承受不住巨大应力时,就产生突然的断裂与错动,从而释放出大量的应变能,并以地震波的形式传播出去。之后,地壳的应力场又重新调整。伴随着地壳变形的破裂过程,同时发生着热、光、电、磁等多种复杂现象。在这错综复杂的矛盾过程中,是地壳板块受力与受力介质的物理力学特性这个主要矛盾决定了地震的孕育与发生的过程,围绕这个主要矛盾的分析,将使我们从本质上深刻认识地震,从而也使地震预报能建立在现实与可靠的基础上。

本文通过对地壳板块的物理力学特性及受力情况的简化,提出了浅源构造地震的动力学模型,给出了地震过程的主要参数的定量关系式,以及对地震预报的参考意见。

一、浅源构造地震的动力学模型

地壳介质的物理力学特性及受力情况是极为复杂的,为了能把握地震过程的主要特点,必须借助地震学、地质学和实验岩石力学等多方面的研究成果对复杂的过程作适当的简化。

构造地震绝大多数发生于板块边界及其附近,即使是板块内部的地震,也总是与地壳内的深大断裂相联系。这表明,断裂对地球表层的构造变形及地震的形成起了很重要的作用。在同一构造层内,由于小型的层内断裂、节理、片理、矿物成份的不同,都使岩石介质显现出通常宏观尺度的不连续、不均匀与各向异性。

但是,连续、均匀与各向同性是一个相对的概念。例如,通常宏观力学中视为连续、均匀、各向同性的金属材料,从分子或晶粒的角度来看,同样是离散的、不均匀、各向异性的。这里,问题的关键在于从什么尺度来看待材料介质。在地壳板块中能否找到一种地质力学的尺度,在这个尺度的意义上,地壳板块的同一构造层内的介质可以看成是连续、均匀、各向同性的?地震学、地质学、岩石力学的研究成果为我们的这个设

想提供了强有力的支持。

1. 同一构造层内不同地壳构造区所测得的岩石介质的平均密度、泊桑比与弹性波速几乎是一致的，这表明在同一构造层内，地壳的性质是几乎不变的〔2〕。

2. 地壳岩层中，随着深度的增加，温度逐渐升高，其梯度为30°C/公里，压力逐渐增加，其梯度为300大气压/公里。温度的增加降低了岩石的破裂强度，围压的增高增强了岩石的强度，不同温度、围压与应度率条件下岩石的破裂准则可以表示为〔3〕：

$$\frac{\sigma_1}{S_o(0)} + \frac{S_o(0) - S_{Bo}(0)}{S_o(0) + S_{Bo}(0)} \sigma_2 - \frac{\sigma_3}{S_T(0)} = 1 - BT(A - \log \dot{\epsilon}) \quad (1)$$

(1) 式中, $S_o(0) = 125,000$ psi

$S_T(0) = 46,870$ psi

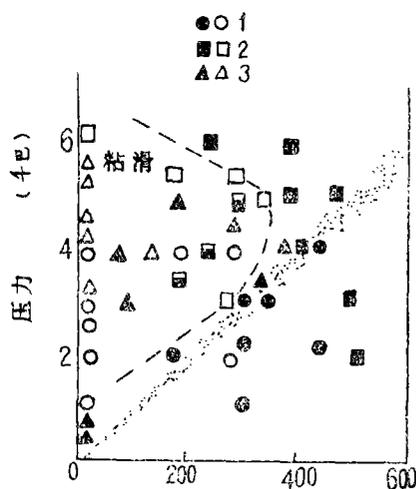
$S_{Bo}(0) = 156,250$ psi

$B = 2.21 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$

$A = 4.60$

对应变率 $\dot{\epsilon}$ 由 10^{-6} /秒变到 10^2 /秒的范围，我们计算了从5公里到20公里的各个不同深度相对应的温度与围压对岩石破裂的影响。计算结果表明，在十多公里深度的范围内，温度与围压线性递增对岩石破裂强度的影响几乎互相抵消。这就是说，在十多公里深的范围内，岩石的破裂强度几乎不随深度而变。

3. 由岩石的粘滑与摩擦特性的实验研究表明〔4〕，具有锯齿状切面的花岗岩的滑动有相当明确的稳定范围。如图（1）所示。在高温和低压下，滑动是稳态的，在低温与高压下，滑动是非稳态的。由非稳态滑移向稳态滑移转化的压力和温度的条件是3千巴的围压与300°C的温度，这相当于地壳中10公里深的围压与温度。10公里以上，主要表现为非稳态的粘滑，10公里以下，主要表现为稳态滑移。而这个结论与大部分构造地震主要发生于5—10公里深度的现象相吻合。



图（1） 围压温度空间的粘滑与稳滑范围。

上面的分析表明，同一构造层中的地壳板块的岩石介质，虽然随着深度增加，温度与围压都线性递增，但是在10多公里的深度内，不论是岩层的弹性常数、破裂强度还是粘滑特性，几乎都没有变化。所以，从某种地质力学的尺度来看，可以认为是连续的、均匀的与各向同性的。

这里所指的地质力学尺度，是这样估算的：位错理论告诉我们，从分子尺度（约为 10^{-8} 厘米）看是不连续、不均匀、各向异性的，在比它大四、五个数量级的距离上（约为 $10^{-4} \sim 10^{-3}$ 厘米）就可以看成连续的、均匀的与各向同性的，并能运用弹性理论来求

解应力场。借助于这个观念，如果认为地壳岩层内显示宏观不连续、不均匀与各向异性的断裂、节理、纹理等等具有几米~几十米的尺度，那么在比这个尺度高四、五个量级的尺度上，即几十公里到几百公里的尺度上，可以认为是连续的、均匀的与各向同性的。这个尺度，相当于地震波的波长。在这个空间特征尺度上，岩石力学的研究成果能推广用于地壳岩层中。地震学上的关于最大压力垂直于岛弧地区，并和大规模的走向滑动断层成 45° ；压应力与块体运动方向一致的结论，说明了这种推广的合理性。

另一方面，地壳介质在时间上还表现出流变特性。为了反映地壳介质本构关系中时间特征，有必要根据地质学的实践引入时间特征尺度。如果我们将应力作用时间分为“短期的”，“中期的”，“长期的”^[6]，对于地震发生过程，相应于短期应力（标准时间为3秒，持续时间的范围的上限为4小时），由地震波传播的事实表明，（微）弹性理论能够对地震过程给出良好的描述。

地壳板块受力情况有下列显著特点：

1. 由地应力的测量表明，最大主应力的作用方向，处处是水平的或接近于水平的^[1]。
2. 地震过程中断裂扩展的长度与震源区的线度相比于地球半径都是个小量，所以它们所张的弧度几乎可以忽略不计；它们相比于板块的尺度也是个小量，可以将板块边界看作在无穷远处。
3. 与浅源构造地震相联系的深大断裂，断裂的深度一般总是大于震源深度。如果将地震过程看作是原先断裂的扩展，那末，往往可以将断裂看成是贯穿整个深度的穿透裂纹。
4. 由于地壳中的岩层总是处于较高的围压下，所以岩层最可能发生的破裂形式是剪切破坏。
5. 地震通常以地壳介质突然断裂与错动的形式出现。这是一个动力学过程。故只有揭示高速破裂传播的理论才是适用的。事实上，岩层中裂纹扩展过程，可以分为稳态扩展与非稳态扩展两个阶段，在稳态扩展阶段，裂纹扩展的速度很小，裂纹扩展受应力 τ 的控制，这相当于地震的前兆时期。在非稳态扩展阶段，裂纹的传播处于自持状态，不受应力 τ_0 的控制，裂纹传播速度很快就达到极限速度 v_m ，这相当于主震的发生过程。

岩石中裂纹扩展的实验曲线如图（2）所示^[6]，曲线中的拐点， $\frac{1}{l_0} = \frac{l_{cr}}{l_0}$

$\left(\frac{d^2v}{dl^2} = 0\right)$ 标志着裂纹扩展由稳态向非稳态的转化，即主震的触发点，为了简化计算，我们用公式：

$$\left. \begin{array}{l} V = 0 \quad l < l_{cr} \\ V = v_m \quad l > l_{cr} \end{array} \right\} \quad (2)$$

来近似岩石中裂纹扩展的实验曲线。

综合上面的分析，我们可以将浅源构造地震简化为中央具有穿透裂纹的无穷大板Ⅱ型开裂的动力学问题，并且断层面上岩石介质的围压与温度随着深度的递增呈线性增加。如图（3）所示。

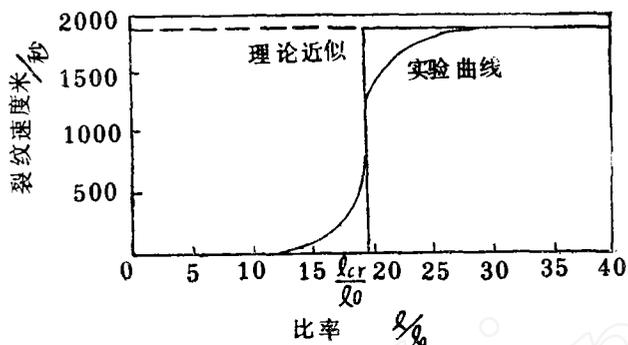


图2 裂纹扩展速度与裂纹长度比的关系。

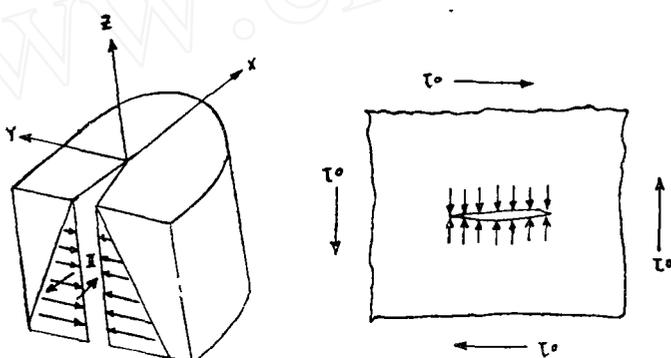


图3 浅源构造地震的动力学模型示意图。

二、地震过程主要参数的定量关系式

上面给出的动态断裂模型是个三维问题。为了便于理论计算，有必要作如下简化。

由于地壳岩层中随深度增加而线性递增的温度、围压，在地震前后并没有什么变化。地震过程的能量释放只是地块所积蓄的弹性能的释放。所以，对于估算地震前后的能量变化，我们可以不考虑温度及围压对能量释放的影响。

根据公式(1)的计算表明，在十多公里深度内，岩层的破裂强度几乎是不随深度而变化的。所以，我们可以认为穿透裂纹的扩展不受岩层深度变化的影响。这样就能将一个三维问题简化成平面应变问题了。

下面给出地震过程主要参数的定量关系：

1. 震级与断层长度的关系。

地震过程的能量释放：设 U_0 为地壳板块在裂纹扩展前的弹性势能， W 为裂纹扩展过程中外面补充的能量， E 为裂纹扩展所减少的总能量，那末，任一瞬时的总能量，

$$U_0 + W - E \quad (3)$$

它与初始的能量差为:

$$U_0 - (U_0 + W - E) = E - W \quad (4)$$

这部分能量转化为: 地块动能 K , 地震波能量 ε , 耗散能 D (包括破裂表面能、塑性功、粘性耗散等。) 即: $E - W = K + \varepsilon + D$ 。 (5)

由于地震是突然爆发的瞬时过程, 地块来不及与外界有能量交换, 故 $W = 0$ 。

设 $G = \frac{dE}{dA}$, 为裂纹扩展单位面积能量释放 (减少) 率, 则,

$$E = \int_0^L G \cdot h \, d(2l) \quad (6)$$

这里, h —地块的厚度, l —裂纹的半长。能量释放率 $G = G(l, v)$, 是裂纹传播速度、裂纹长度的函数。可以写成^[7]:

$$G = g(v) G^* \quad (7)$$

$$\text{式中, } g(v) = \frac{A [b \cdot v \cdot (1 - cv) \cdot S (\frac{1}{v})]^2}{(1 - v) (1 - av) d} \quad (8)$$

$$G^* = \frac{1 - v}{2 \mu} K^{*2} \quad (9)$$

公式 (8) 中, $a = \frac{1}{c_i}$, c_i 为膨胀波速度,

$$b = \frac{1}{c_T}, \quad c_T \text{ 为剪切波速度,}$$

$$c = \frac{1}{c_R}, \quad c_R \text{ 为瑞利波速度,}$$

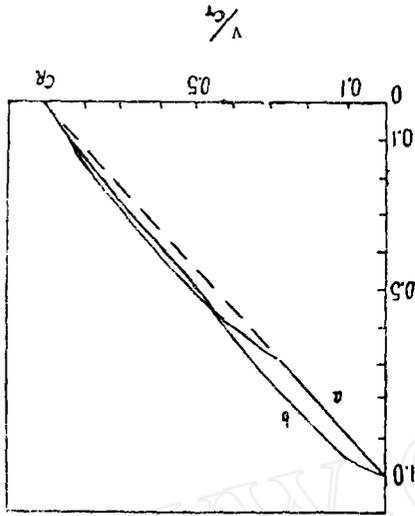
$$A = (1 - a^2 v^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$d = 4 (1 - a^2 v^2)^{\frac{1}{2}} (1 - b^2 v^2)^{\frac{1}{2}} - (2 - b^2 v^2)^2$$

v 为泊桑比, μ 为剪切模量,

$$S(v) = \exp \left\{ -\frac{1}{\pi} \int_a^b t^{\sigma-1} \left\{ \frac{4 u^2 (u^2 - a^2)^{\frac{1}{2}} (b^2 - u^2)^{\frac{1}{2}}}{(b^2 - 2 u^2)} \right\} \frac{du}{u - x} \right\}$$

$g(v)$ 作为 v 的函数的图形表示于图 (4) 中。在实际应用中, 常用直线 $g(v) = 1 - cv$ 来代替 $g(v)$ 曲线。这些曲线并不明显地依赖于泊桑比, 在曲线 a 与 b 之间能为直线 $g(v) = 1 - v/c_R$ 很好地近似。 $v > 0.3G$ 时用破折线表示, $v < 0.3G$ 时, 直线与曲线几乎没有什么差别。



图(4) 裂纹的速度因子 $g(v)$ 。

a: $v = \frac{1}{2}$ 的任意运动裂纹。

b: $v = \frac{1}{2}$ 的自相似裂纹扩展

K^* 依赖于裂纹的瞬时长度,一般地,它不等于同样长度的静态裂纹的应力强度因子 K_s ,考虑到裂纹扩展过程中,一端产生的扰动对另一端影响的修正,则 $K^* \approx k_s = \sqrt{\pi l} \tau_0$ [7]

$$\text{于是, } G = \frac{1-v}{2\mu} \left(1 - \frac{v}{c_R}\right) \pi l \tau_0 \quad (10)$$

代入(6)式,积分后可得:

$$E = \int_0^L G \cdot h(d \geq l) = \frac{1-v}{2\mu} \tau_0^2 \pi h \left\{ \frac{l^2}{4} + \frac{1}{4} \frac{v_m}{c_R} L^2 \right\} \quad (11)$$

上式中 v_m 为裂纹扩展的极限速度,它总是低于瑞利波速度。主要原因在于破裂表面能随着裂纹扩展速度的增加而迅速增加。例如,对于上地壳, $C_R = 0.9194 C_T \approx 3$ 公里/秒[5],而实际测到的 V_m 约为1.8公里/秒[6]。所以,一般可取 $V_m \approx \frac{1}{2} C_R$

设地震效率为 η ,则

$$\varepsilon = \eta E \quad (12)$$

按照震级能量关系式,可表示为:

$$\log \varepsilon = \alpha_1 M + \alpha_2 \quad (13)$$

按照古登堡—李希特震级能量关系, $\alpha_1 = 1.5$, $\alpha_2 = 11.8$,式(11)中的常数取值为: $\tau_0 = 100$ 巴, $\eta = 0.05$, $h = 20$ 公里, $\mu = 3.3 \times 10^{11}$ 达因/厘米², $v = 0.25$, $V_m = \frac{1}{2} C_R$,代入可得:

$$M = \frac{1}{3} \log L + 4.9 \quad (14)$$

L以公里为单位。

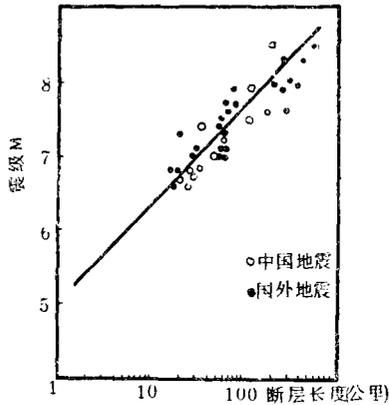


图5 震级与断层长度的关系。

与实测的地震资料进行比较。根据努尔^[8]给出的全球大陆内6.6级以上大地震的M与L的数据及中国部分大地震的资料^{*}，对 $M \geq 6.6$ 级的地震拟合 $M \sim \log L$ 直线为： $M = \frac{1}{3} \log L + 5.0$ (15)

(见图5)二者比较，动态断裂模型给出的理论值与实测资料的斜率与截距都符合得很好。

2. 地震矩：

地震矩首先是由安艺对1964年新泻地震定义的。地震矩 $M_0 = \mu \bar{D} S$ 。这里S为断层面积， \bar{D} 为地震时产生的按断裂面积平均的错动量， μ 为剪切模量。

地震是地壳板块的突然断裂，在裂纹的高速传播中，由于裂纹尖端的应力集中，使岩石达到屈服，裂纹尖端存在一塑性区，使得裂纹端部的表面分离而不增加裂纹的长度。裂纹端部的二个裂纹面的相对位移就形象地描述了地震的错距。

裂纹顶端的张开位移，按照Dugadole模型表示为： $\delta = \frac{8 \sigma_s}{\pi E} l \ln \sec \left(\frac{\pi}{2} \frac{\tau}{\sigma_s} \right)$ ，

在 δ 的展开式中仅考虑第一项，得 $\delta = \frac{\pi}{E} \frac{\tau^2 l}{\sigma_s}$ 。 σ_s 为流变应力。对平面应变状态

($\sigma_z = \nu(\sigma_x + \sigma_y)$)，由于三轴应力状态提高了流变应力 σ_s ， $\sigma_s = n \sigma_y$ ，n约等于2， σ_y 为屈服应力。

能量释放率G与张开位移 δ 的关系：

$$G = \sigma_s \delta = 2 \sigma_y \delta \quad (16)$$

张开位移最大值 $\delta_{max} = \frac{G}{\sigma_s} = \frac{1 - \nu}{2 \mu \sigma_s} \pi \tau^2 \frac{L}{2}$ 。它与L成线性关系，故平均错动量

$\bar{D} = \frac{1}{2} \delta_{max}$ 。断层面积为 $S = L \cdot h$ 。代入地震矩的公式得：

$$M_0 = \frac{\epsilon}{\eta} \frac{1}{1 + \frac{\nu_m}{C_R}} \frac{\mu}{\sigma_s} \quad (17)$$

$$\log M_0 = \alpha_1 M + \alpha_2 + \log \left(\frac{\mu}{\eta \sigma_s} \frac{1}{1 + \frac{\nu_m}{C_R}} \right) \quad (18)$$

公式中的 α_1 ， α_2 ， μ ， η ， ν_m 用前面用过的值代入， σ_y 取150公斤/厘米²代入，得到：

$$\log M_0 = 1.5M + 15.97 \quad (19)$$

与实测的地震资料比较。由国内外地震资料^{[9]-[11]}，对 $M_0 \sim M$ 作图，如图6，

* 国家地震局震源机制研究小组：“中国地震震源机制的研究”，1973年8月，未出版。

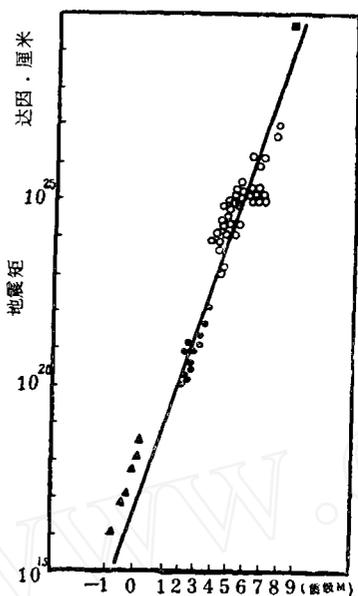


图6 地震矩与震级的关系。

其符号表示大小不同级别的地震从图中求得： $\log M_0 = 1.5M + 16$ (20)

二者符合得很好。

$\log M_0 \sim M$ 的回归直线的斜率与震级能量关系——见公式(13)中的斜率相同，这是显然的。因为，从公式(17)明显可知， M_0 与 ε 有同一量纲，只是能量联系了流变应力 σ_s ，而地震矩联系了剪切模量 μ 。这样，就清楚地揭示了地壳板块的断裂与震源机制的内在联系。从而也对地震矩给出了明确的物理意义：断层面刚性错动的总力矩。

三、关于地震预报的意见

利用前面关于地震过程主要参数的定量关系式，可以通过断层张开位移的测量或小震震源参数的测定来估算地应力 τ ，圈定地震危险区，估计未来大震的震级。

特别是，动态断裂模型从理论上指出了地震爆发前断层张开位移速率异常的问题，为短期预报提供了依据。前面提到，裂纹扩展由稳态向非稳态的转化标志了主震的触发。在裂纹扩展的失稳点有： $\frac{d^2v}{dl^2} = 0$ ，即点 (v_{cr}, l_{cr}) 是拐点，见图2。在拐点左侧，

$\frac{d^2v}{dl^2} > 0$ ， $\frac{dv}{dl} > 0$ ，而 $\frac{dv}{dt} = v \frac{dv}{dl} > 0$ ，表明裂纹扩展是不断加速的。断层张

开位移速率： $\frac{d\delta}{dt} = \frac{1-v}{2\mu s \sigma} \pi \tau_0^2 v$ ，它正比于裂纹扩展速度。地震前兆前期（裂纹稳

态扩展期）， v 几乎接近于常数，故断层张开位移速率 $\frac{d\delta}{dt}$ 也为常数，在前兆后期，

快接近失稳点时，裂纹的扩展突然加速，相应地，断层张开位移的速率也突然增加。这样，断层张开位移的速率异常，为主震的触发提供可靠的信息。

例如海城地震中，“地震前几个月，金川断层南段张开位移变化量为前几年年变率的二十余倍。”*当时，这个断层张开位移的速率异常，曾作为短期预报的一个重要依据。

* 中国科学院图书馆内部资料：“辽宁省海城7.3级地震预测预报和预防的概况。”，1977年。

动态断裂模型还可以进一步地给出定量的关系。如果,由实验测定了岩石裂纹扩展失稳时的临界能量释放率 G_{cr} ,流变应力 σ_s ,就能估算出地震发生时断层临界张开位移, $\delta_{cr} = \frac{G_{cr}}{\sigma_s}$ 。根据断层的水准线路测量,从断层张开位移速率的突然异常,张开位移接近临界 δ_{cr} ,就能更正确地作出地震的短期预报。

四、结 论

浅源构造地震的动力学模型给出了地震过程的主要参数的定量关系式与短期预报的意见。地震矩与震级的关系,从超微震、微震直到8.5级的大震,理论结果与实测资料都比较符合。这表明了在地壳断裂过程中,地震矩与地震能量具有内在的统一性。在大的构造地震中,它通过断层长度明显表现出来;而在小地震中,断层长度往往是隐伏于地下不易测量的。所以,断层长度与震级的关系,只是对大的构造地震,理论结果与实测资料才符合得较好。

致谢:

中国科学院力学研究所研究员钱寿易同志审阅了本稿,国家地震局地球物理所马鸿庆同志提供了大量地震实测资料,在此特致谢意。

参 考 文 献

- [1] 李四光:“论地震”,地质出版社,1977年。
- [2] Gzovsley, M.V.: Tectonophysics. 10 (1973) 1/2.
- [3] Lindholm, U.S.: Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 11 (1974) 5.
- [4] Brace, W.F.: «Mechanics of crustal Earthquakes», final technical report Dec. 1, 1971, AD 739688.
- [5] Scheidegger, A.E.: «Principles of Geodynamics», Springer-Verlag, 1963, 2nd. Ed.
- [6] Bieniawski, Z.T.: Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 4 (1967) 4.
- [7] Rose, L.R.F.: Int. J. Fracture, 12 (1976) 6
- [8] Nur, pro, zrd congr 9 nt soc 1974.
- [9] Aki, K.: Tectonophysics 13 (1972) pp423—446.
- [10] Aki, K.: J.G.R. 74 (1969) pp615—631.
- [11] Takano, K.: J. phys. Earth. 19 (1971) 3.