

# Zpracování seismických dat

## VII. Velikost zemětřesení - magnitudo

Josef Havíř

Josef.Havir@ipe.muni.cz



# 1. princip magnituda.

Magnitudo je veličina úměrná velikosti zemětřesení, která není závislá na vzdálenosti od zdroje.

Veličinu **magnitudo** definoval Richter v roce 1935 jako veličinu úměrná logaritmu výchylky odečtené na Wood-Andersonově seismometru v oblasti jižní Kalifornie.

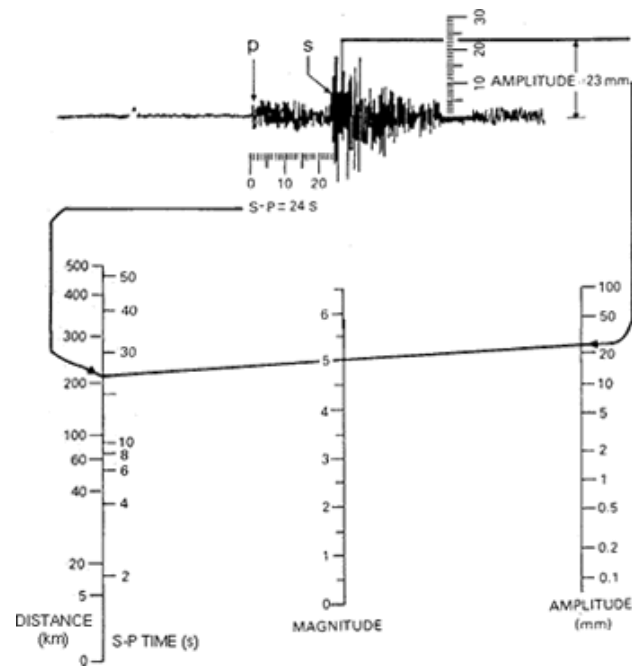
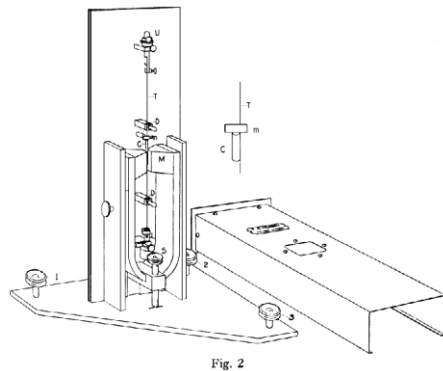


**Charles F. Richter (1900-1985)**



Richterovo magnitudo bylo odvozeno pro lokální jevy (vzdálenost  $\Delta = 30\text{-}600$  km). Nazývá se proto **lokální magnitudo**. Richter roku 1935 empiricky odvodil tabulku funkčních hodnot funkce  $\sigma_L(\Delta)$  v závislosti na vzdálenosti.

$$M_L = \log A + \sigma_L(\Delta)$$



Závislost amplitudy  $A$  na vzdálenosti zdroje  $\Delta$  a na velikosti zemětřesení si můžeme vyjádřit přibližným vztahem:

$$A = a \cdot \Delta^{-b}$$

kde  $a$  je veličina úměrná velikosti a  $b$  je parametr popisující úbytek amplitudy s rostoucí vzdáleností.

Magnitudo je logaritmus veličiny úměrné velikosti, tj.

$$M = \log(a)$$



$$M = \log(A) + b \cdot \log(\Delta)$$

Člen popisující útlum amplitudy se vzdáleností má v některých vzorcích podobu členu úměrného logaritmu vzdálenosti, v jiných je nahrazen tabulkovými hodnotami.



Obecně si lze magnitudo vyjádřit ve formě:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$$

M ... magnitudo

A ... amplituda

T ... perioda

f ... funkce popisující korekci pro epicentrální vzdálenost ( $\Delta$ ) a hloubku hypocentra (h)

$C_s$  ... staniční korekce

$C_r$  ... korekce zohledňující vlastnosti zdrojové oblasti



## Gutenbergovo magnitudo počítané z objemových vln:

$$m_B = \log\left(\frac{A}{T}\right) + q(\Delta, h)$$

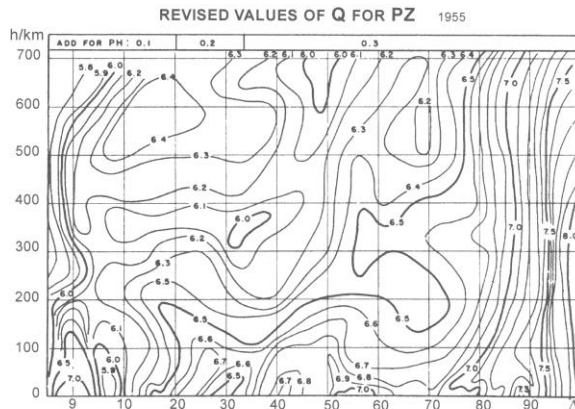
A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

T ... perioda maximální vlny (pro vlnu P platí  $T \leq 3$  sec.),

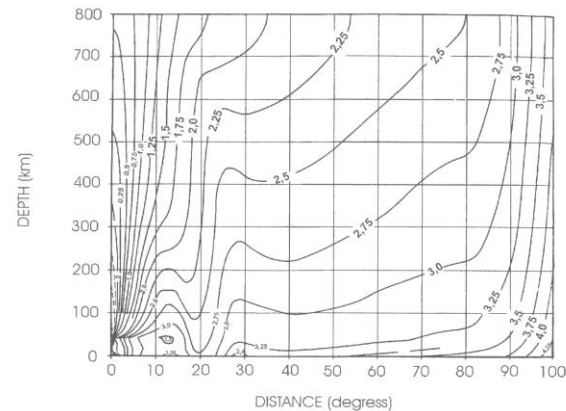
q ... kalibrační funkce závislá na epicentrální vzdálenosti a hloubce – hodnoty kalibrační funkce jsou určeny pro všechny vzdálenosti a hloubky pomocí komplikovaného konturového grafu.



V současnosti se v široké míře používá pro výpočet magnituda  $m_b$  z objemových vln P a PKP vztah určený Veithem a Clawsonem (1972) pro krátkoperiodické záznamy, který je formálně shodný s Gutenbergovým magnitudem  $m_B$ , liší se grafy pro funkci  $q(\Delta, h)$  a způsobem odečtu amplitudy (peak-to-peak, v nanometrech):



$$m_B = \log\left(\frac{A}{T}\right) + q(\Delta, h)$$



$$m_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + q(\Delta, h)$$





Pro vzdálené otřesy odvodil Gutenberg v roce 1945 také **magnitudo počítané z povrchových vln**, tento vztah platil pro stanici Pasadena:

$$M_s = \log A + 1.656 * \log \Delta + 1.818$$

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

$\Delta$ ... epicentrální vzdálenost ve stupních

Vztah platí pouze pro mělká zemětřesení, proto tu schází závislost na hloubce (u vzdálených zemětřesení nejsou v případě hlubokých zemětřesení pozorovány povrchové vlny).



Vzorec pro magnitudo počítané z objemových vln byl následně upravován tak, aby platil také pro další stanice. Nejpoužívanější je tzv. pražský vzorec (Vaněk et al. 1962).

Pražský vzorec magnituda **počítaného z povrchových vln** (Vaněk et al. 1962):

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 * \log \Delta + 3.3$$

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

T ... perioda maximální vlny,

$\Delta$  ... epicentrální vzdálenost ve stupních



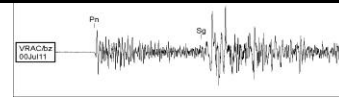
Pražský vzorec byl převzat IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) a doplněn omezeními, s nimiž je znám jako **IASPEI vzorec**:

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 * \log \Delta + 3.3$$

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

T ... perioda maximální vlny (10s =< T =< 60s, doporučená je hodnota 18s =< T =< 22s),

$\Delta$  ... epicentrální vzdálenost ve stupních



## 2. limity magnituda

Závislost mezi amplitudou a velikostí zemětřesení je ve skutečnosti mnohem komplikovanější, než aby ji mohly plně popsat vzorce pro výpočet magnituda.

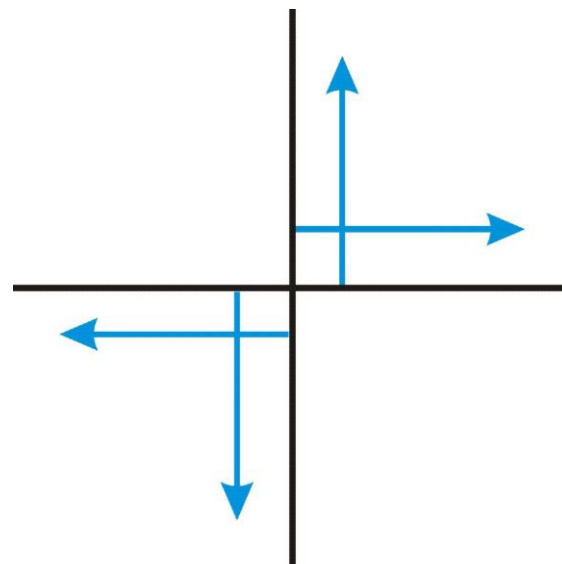
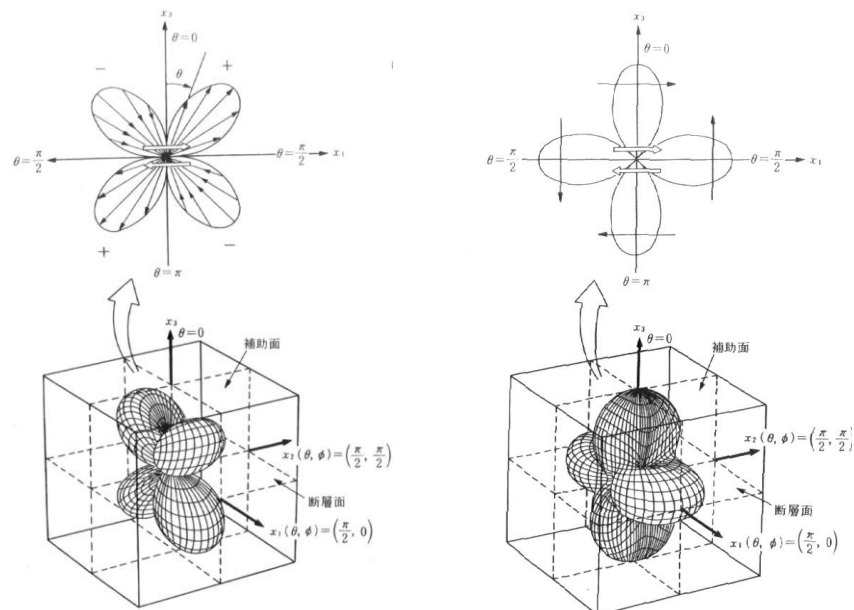
Mezi komplikace limitující použití magnituda patří:

- závislost na vyzařovací charakteristice vln
- závislost na periodě
- závislost na lokálních geologických podmínkách



# závislost na vyzařovací charakteristice vln

Při prokluzu podél zlomové plochy je amplituda generovaných vln směrově závislá. Při výpočtu magnituda je tato závislost zanedbána.



**Grafické znázornění vyzařovacího modelu pro podélné (vlevo) a příčné (vpravo) vlny**

## závislost na periodě

Útlum amplitudy se vzdáleností je frekvenčně závislý.

Pro vlny s velmi odlišnou převládající frekvencí se používají odlišné vzorce:

- lokální magnitudo **MI** ... periody do 1 s.
- magnitudo **mb** pro výpočet z objemových vln ... periody řádově první sekundy
- magnitudo **Ms** počítané z povrchových vln ... periody řádově desítky sekund.



# saturace magnituda

Rohová frekvence u silných otřesů ( $m_b > 5.5$ ) je menší než 1 Hz. To znamená, že jsou silně potlačeny amplitudy objemových vln, jejichž perioda je typicky řádově první sekundy. Amplitudy povrchových vln jsou přitom i u silnějších otřesů (do  $M_s = 7.25$ ) stále ještě odečítány v ploché části spektra.

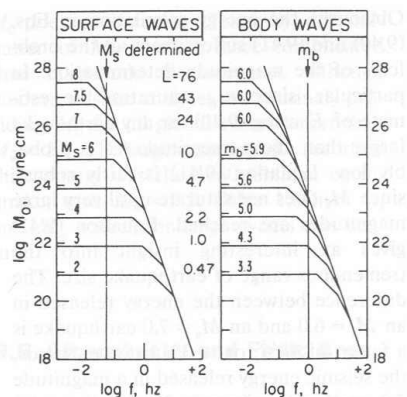
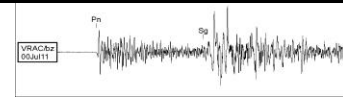
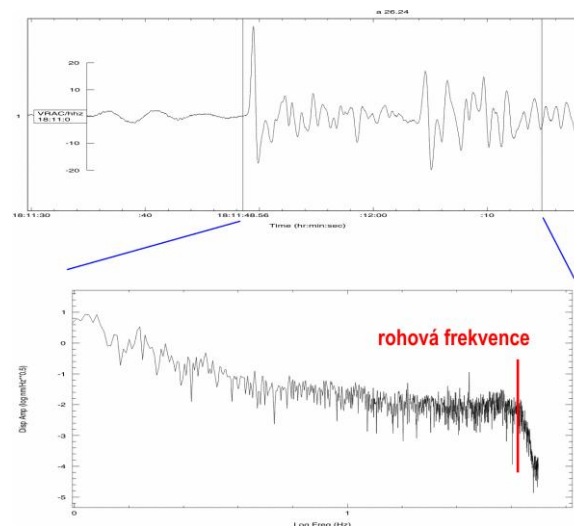


FIGURE 9.20 Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which  $M_s$  and  $m_b$  are determined. (From Geller, 1976.)



## závislost na lokálních geologických podmínkách

Je zřetelná především u lokálních a regionálních jevů.

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$$

Duda a Janovskaya (1993) ukázali, že variabilita ve členu popisujícím útlum amplitudy se vzdáleností může u period  $T < 1s$  přesáhnout hodnotu 0.6, ale při delších periodách ( $T > 4s$ ) je menší než 0.3.





Pro lokální a regionální jevy se používají vzorce pro lokální magnituda, velikosti parametrů ve vzorci se odvozují podle lokálních podmínek.

Důležité je, aby:

- vzorec dobře popisoval relativní úbytek amplitudy se zmenšující se velikostí jevu
- pro silné jevy registrované vzdálenějšími stanicemi produkoval obdobné hodnoty u blízkých i vzdálených stanic (a obdobné hodnoty, jako vzorce rutinně používané u vzdálenějších stanic)



Pro zohlednění variability vypočítaných hodnot magnituda se někdy k hodnotě magnituda v závorce uvádí kód stanice, pro kterou bylo spočítána, nebo kód datového centra, pokud jde o průměrné magnitudo vypočtené v daném centru.

$m_b = 4.0$  (VRAC)

$m_b = 4.0$  (IPE)



### 3. momentové magnitudo

**Moment síly** - charakterizuje otáčivý účinek síly

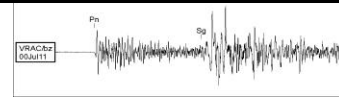
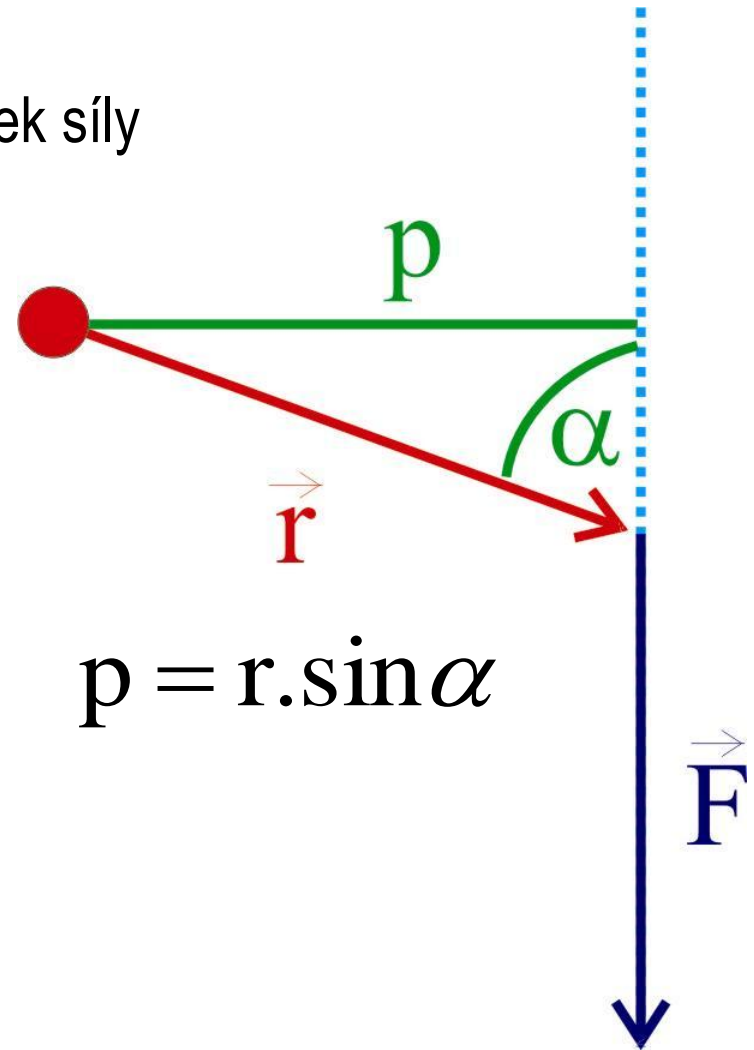
$$M = F \cdot r \cdot \sin \alpha = F \cdot p$$

M ... moment síly

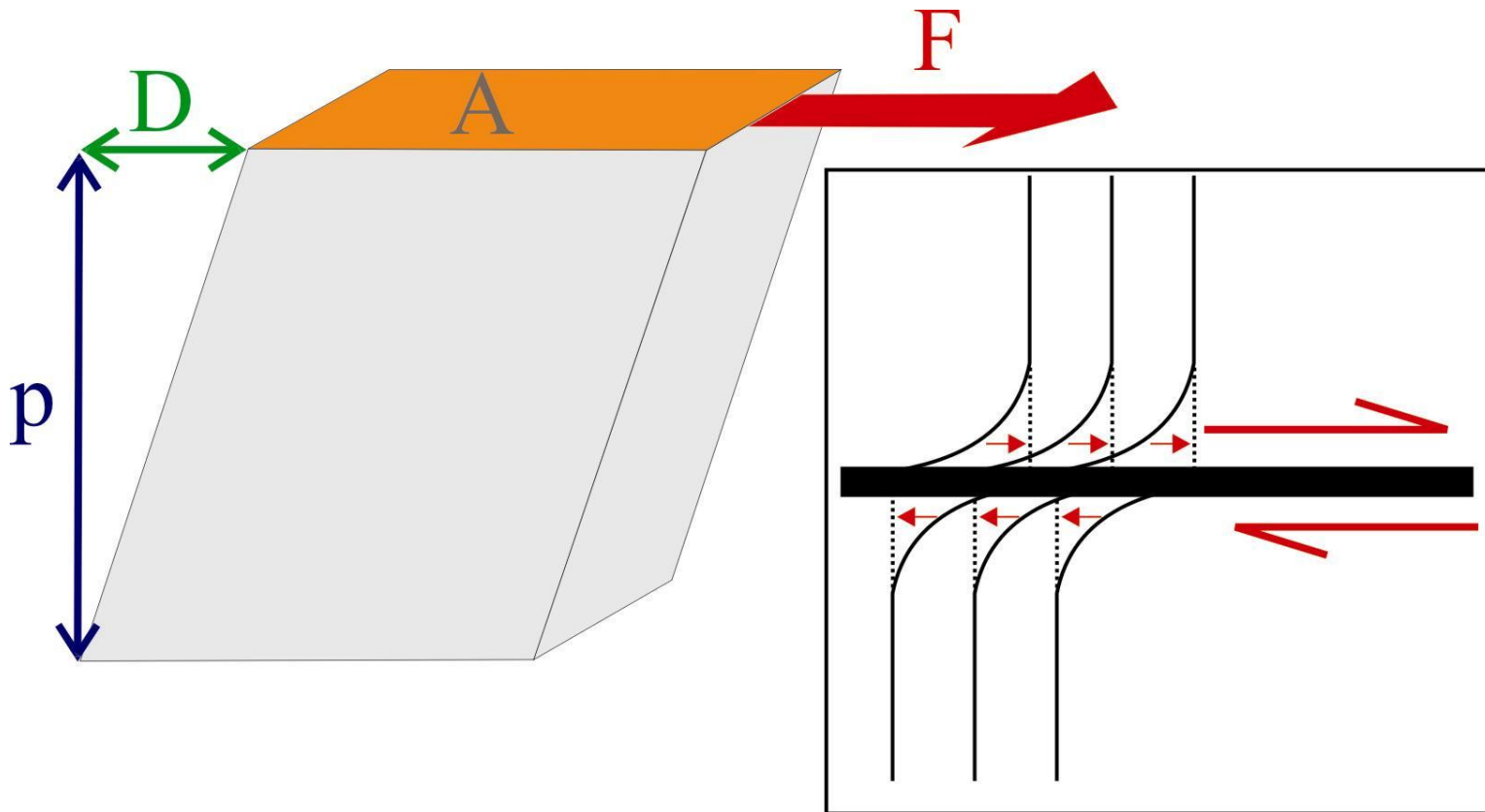
F ... síla

r ... průvodič síly (polohový vektor působíště síly vůči ose otáčení)

p ... rameno síly



seismický moment:  $M_o = F \cdot p$



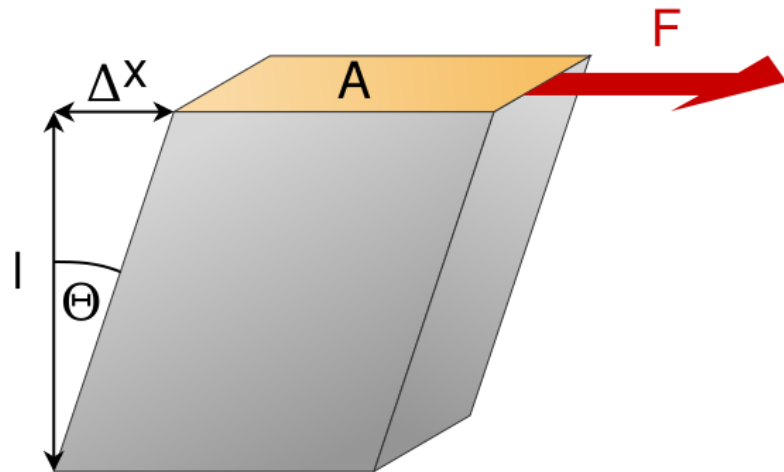
Modul pružnosti ve smyku (Lamého parametr  $\mu$ ):

$$\mu = \frac{\tau}{\gamma}$$

kde  $\tau$  je střížné napětí a  $\gamma$  je střížná deformace.

$$\tau = \frac{F}{A}$$

$$\gamma = \frac{\Delta x}{I}$$

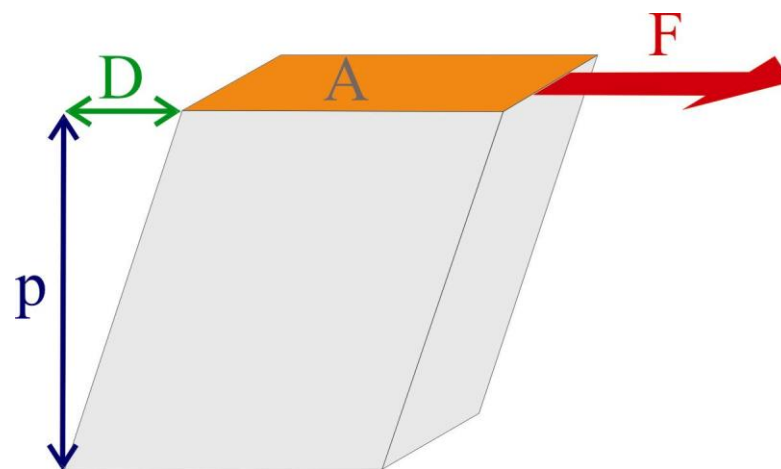
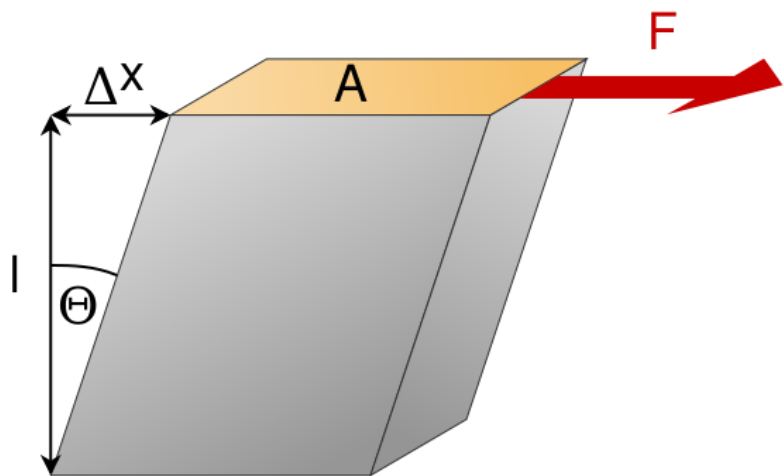


seismický moment:

$$M_o = F \cdot p$$

$$\tau = \frac{F}{A} \quad \gamma = \frac{\Delta x}{l} = \frac{D}{p}$$

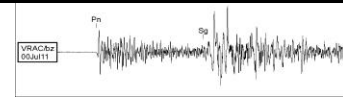
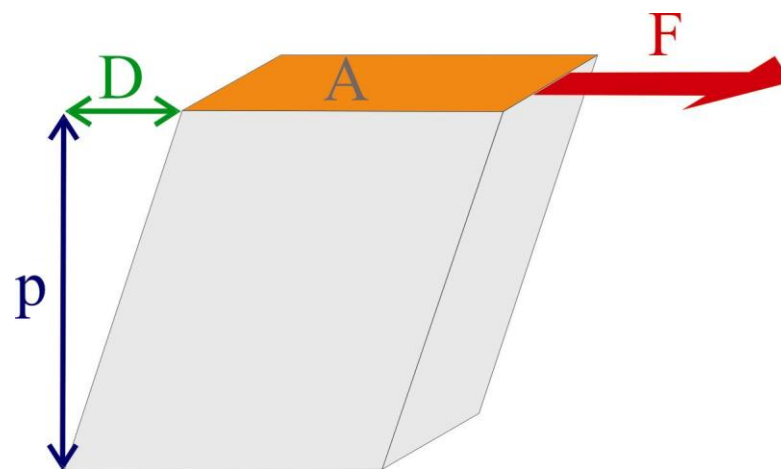
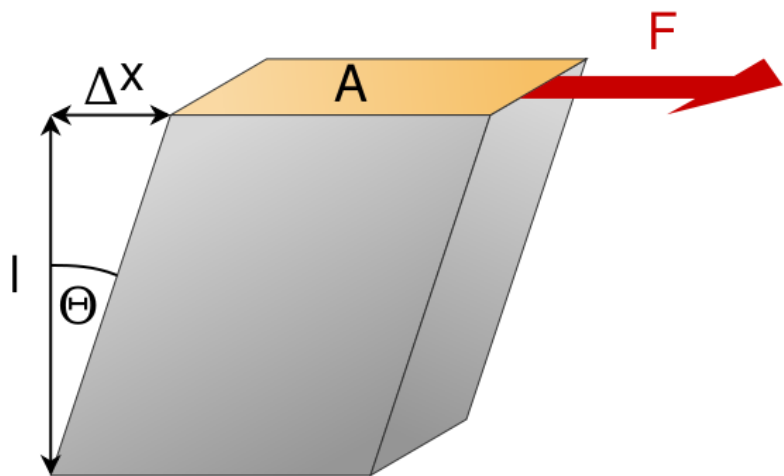
$$\mu = \frac{\tau}{\gamma} = \frac{F}{A} \cdot \frac{p}{D} = \frac{F \cdot p}{A \cdot D}$$



seismický moment:

$$M_o = F \cdot p$$

$$\mu = \frac{F \cdot p}{A \cdot D} \Leftrightarrow \mu \cdot D \cdot A = F \cdot p = M_o$$



**Seismický moment  $M_0$**  ... je veličina určená pro zemětřesení vznikající vlivem pohybu podél zlomových ploch.

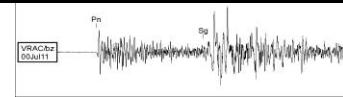
$$M_0 = \mu \cdot D \cdot A$$

$\mu$  ... modul pružnosti ve smyku hornin

$D$  ... průměrné posunutí na zlomu

$A$  ... plocha zlomu

**U seismického momentu nedochází k saturaci.**





Ze seismického momentu je odvozeno tzv. **momentové magnitudo** nezávislé na měřícím přístroji (podle manuálu IASPEI z roku 2002):

$$M_w = \frac{2}{3} (\log M_0 - 9.1)$$

kde  $M_0$  je seismický moment

