

Zpracování seismických dat

část C: Parametry zdroje

VIII. Magnitudo

Josef Havíř

havir@ipe.muni.cz



a) 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.

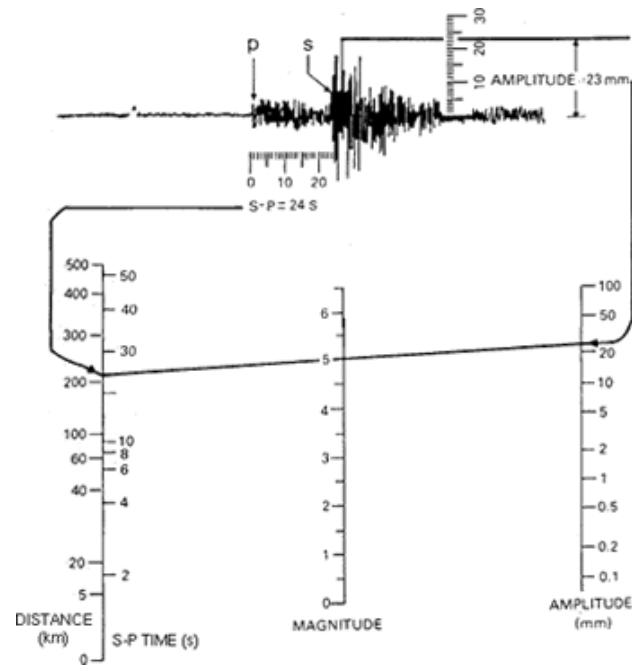
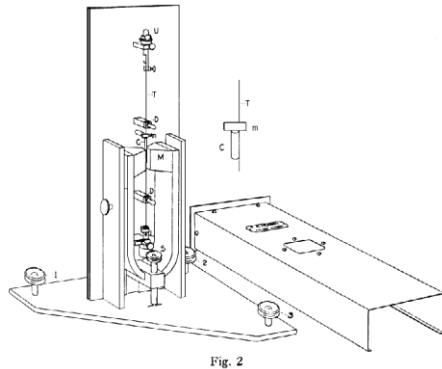


Charles F. Richter (1900-1985)



Richterovo magnitudo bylo odvozeno pro lokální jevy (vzdálenost $\Delta = 30-600$ 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 Δ 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 (Δ) a hloubku hypocentra (h)

C_s ... staniční korekce

C_r ... korekce zohledňující vlastnosti zdrojové oblasti



Gutenbergovo magnitudo počítané z objemových vln:

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

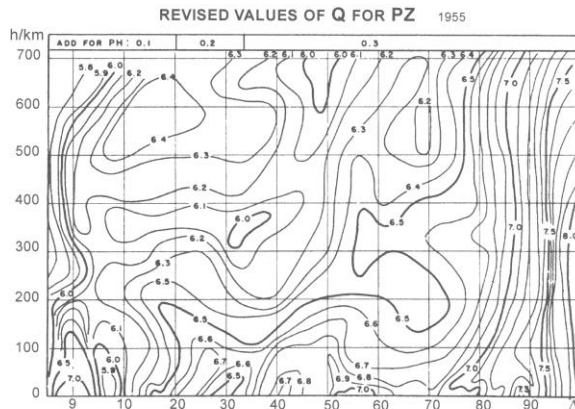
A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

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

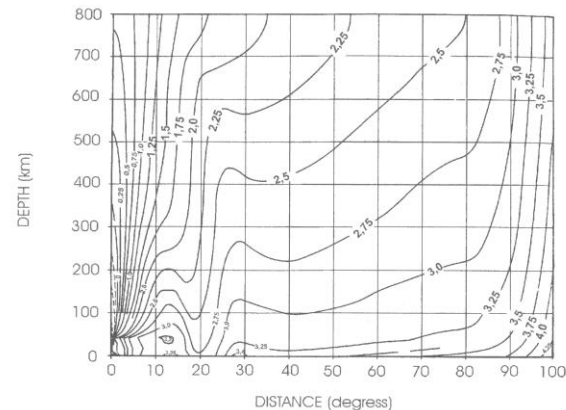
q ... kalibrační funkce závislá na epicentrální vzdálenosti a hloubce – hodnoty kalibrační funkce jsou určeny pro všechny vzdálenosti a hloubky pomocí komplikovaného konturového grafu.



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,

Δ ... 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).

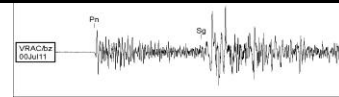
Pražský vzorec magnituda **počítaného z povrchových vln** (Vaněk et al. 1962):

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

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

T ... perioda maximální vlny,

Δ ... epicentrální vzdálenost ve stupních



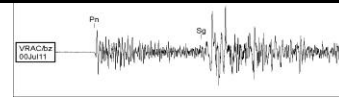
Pražský vzorec byl převzat IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) a doplněn omezeními, s nimiž je znám jako **IASPEI vzorec**:

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

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

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

Δ ... epicentrální vzdálenost ve stupních



b) Limity magnituda

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

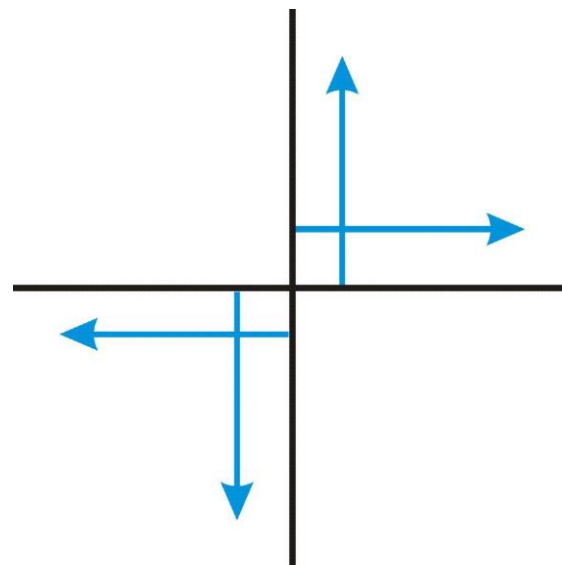
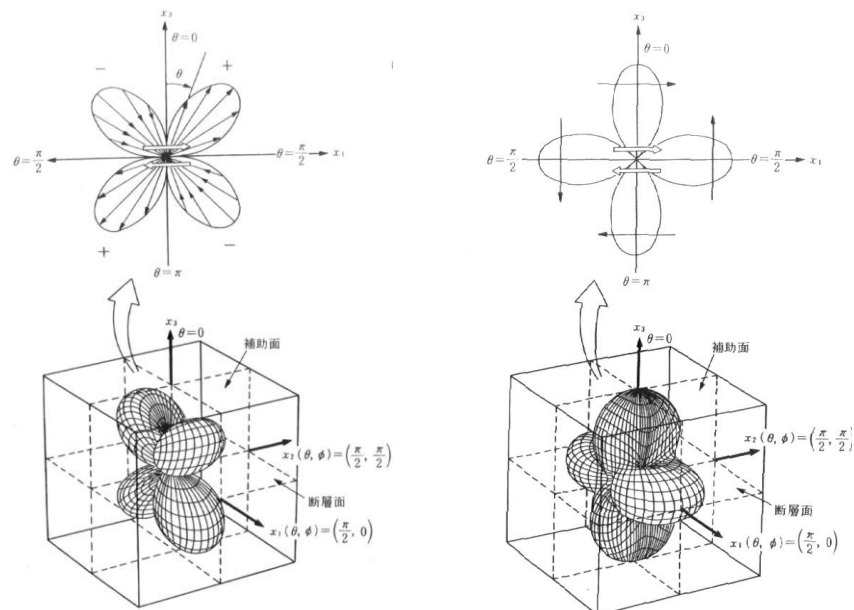
Mezi komplikace limitující použití magnituda patří:

- 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.

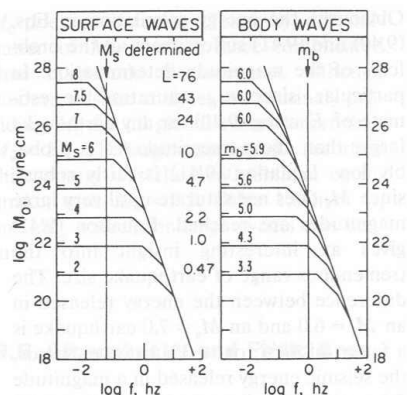
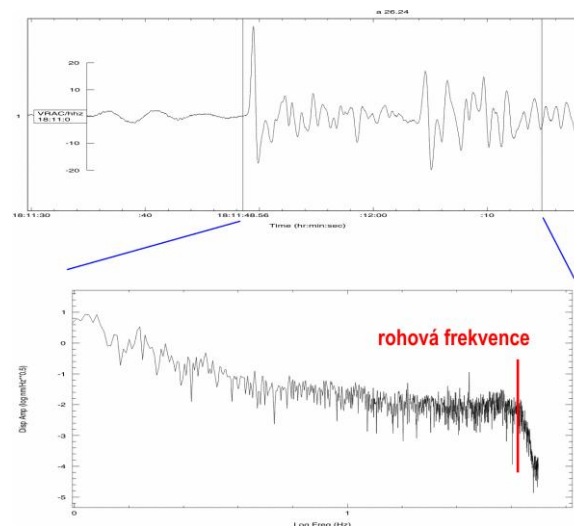


FIGURE 9.20 Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which M_s and m_b are determined. (From Geller, 1976.)



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)



c) Momentové magnitudo

Definice momentového magnituda M_w nevychází z amplitudy seismických vln, ale ze seismického momentu M_0 .

Moment síly - charakterizuje otáčivý účinek síly

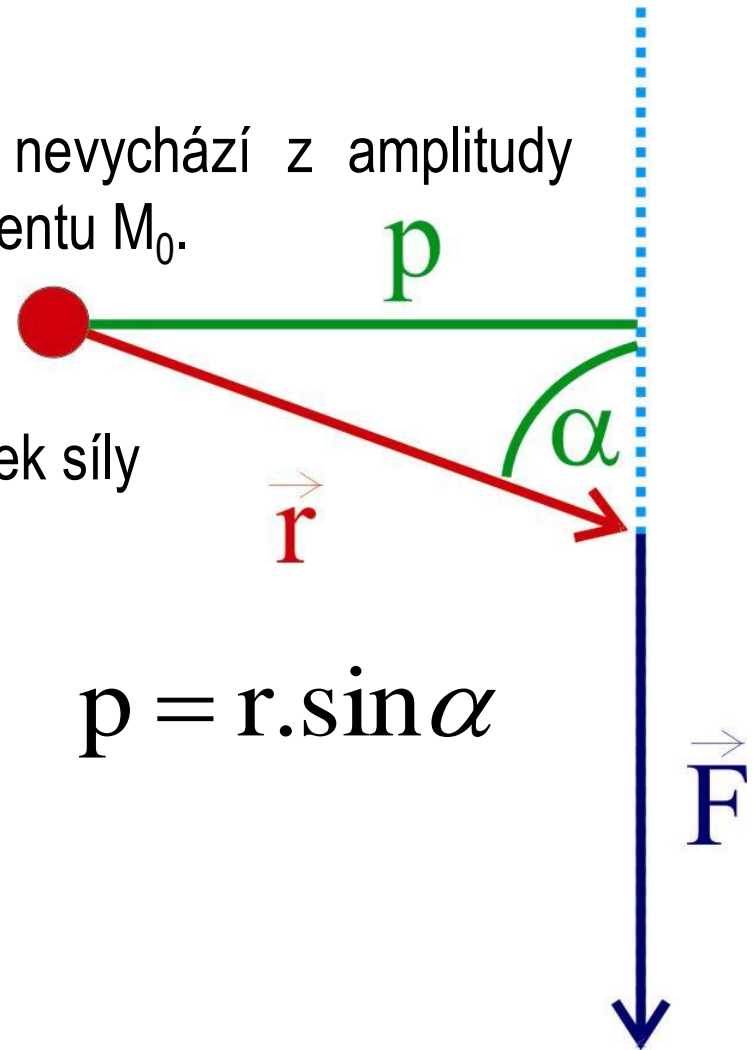
$$\mathbf{M} = \mathbf{F} \cdot \mathbf{r} \cdot \sin \alpha = \mathbf{F} \cdot \mathbf{p}$$

M ... moment síly

F ... síla

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

p ... rameno síly



Momentové magnitudo tak může být určeno i nezávisle 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

