

# Pokroky matematiky, fyziky a astronomie

---

Jiří Zahradník; Jaromír Janský  
Zemětřesení - nepřítel i přítel

*Pokroky matematiky, fyziky a astronomie*, Vol. 40 (1995), No. 4, 173--181

Persistent URL: <http://dml.cz/dmlcz/138429>

## Terms of use:

© Jednota českých matematiků a fyziků, 1995

Institute of Mathematics of the Academy of Sciences of the Czech Republic provides access to digitized documents strictly for personal use. Each copy of any part of this document must contain these *Terms of use*.



This paper has been digitized, optimized for electronic delivery and stamped with digital signature within the project *DML-CZ: The Czech Digital Mathematics Library* <http://project.dml.cz>

u všech národů se objevovali učitelové, kteří tvořili tuto vědu . . . , jejímž předmětem byla vždycky znalost toho, v čem je smysl, a proto právě blaho každého člověka a všech lidí. . . . Totéž je s uměním. Umění tam, kde byla pravá věda, bylo vždy projevem znalosti o úkolu a štěstí lidském.“

K těmto slovům jednoho z největších umělců a filozofů 19. století nelze mnoho dodat; snad jen vyjádřit víru v pozitivní vývoj společnosti a z pohledu naší profese vyjádřit přesvědčení, že fyzika (spolu s ostatními vědami) bude přispívat nejen k rozvoji výrobních sil, ale díky svým obecným výsledkům — například fundamentálními poznatky o struktuře hmoty, prostoru a času — zůstane trvalou součástí kulturního bohatství lidstva.

## Zemětřesení — nepřítel i přítel

*Jiří Zahradník a Jaromír Janský, Praha*

Ničivou schopnost zemětřesení zná každý. Připomeňme např. zemětřesení v japonském Kóbe (16. 1. 1995), které si právě v době sepisování tohoto článku vyžádalo několik tisíc obětí.

Pro fyzika jsou takové přírodní katastrofy výzvou k hlubšímu poznání, z něhož by měla vzejít účinná ochrana. Některé z metod studia zemětřesení stručně naznačuje tento článek. Více podrobností přístupně podává [1]. Základní teoretické vlastnosti seismických (elastických) vln vysvětluje [2].

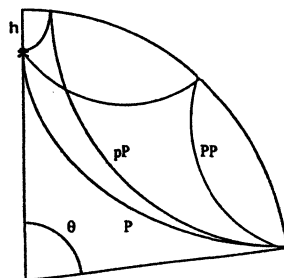
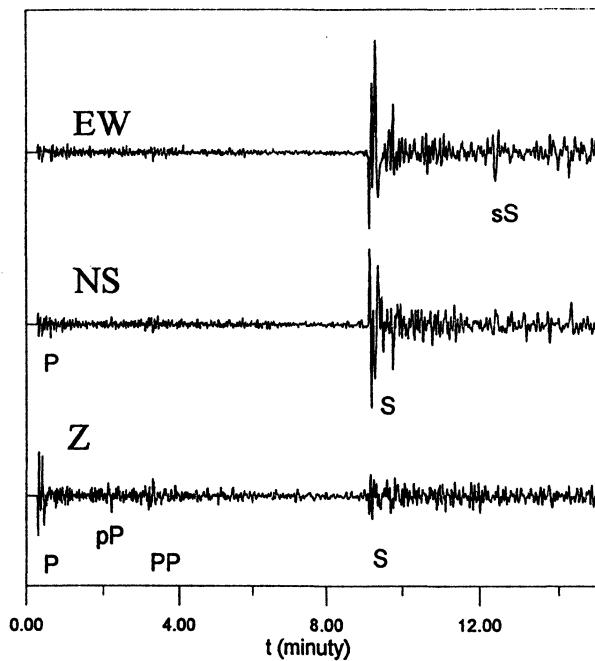
### Pozorování zemětřesení

Hlavní informace o zemětřesení poskytují *seismogramy*. Představují analogový nebo digitální záznam časového průběhu mechanických kmitů v určitém místě pozorování na povrchu Země. Moderní seismografy umožňují získat zvětšený, ale jinak nezkrácený průběh pohybů půdy v širokém frekvenčním oboru. Při zemětřesení vzdáleném několik tisíc kilometrů je to např. v oboru 0,01–1 Hz; vlny vyšších frekvencí jsou již silně oslabeny či potlačeny útlumem. Při blízkém zemětřesení je to řádově až do 100 Hz. Dobrý záznam zachycuje současně pohyb od jeho maximálních výchylek až do drobných detailů, např. 100 000-krát menších než maximum.

---

Doc. RNDr. JIŘÍ ZAHRADNÍK, CSc. (1947), a RNDr. JAROMÍR JANSKÝ, CSc. (1936), katedra geofyziky MFF UK, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8. E-mail: [geofjz@aci.cvut.cz](mailto:geofjz@aci.cvut.cz)

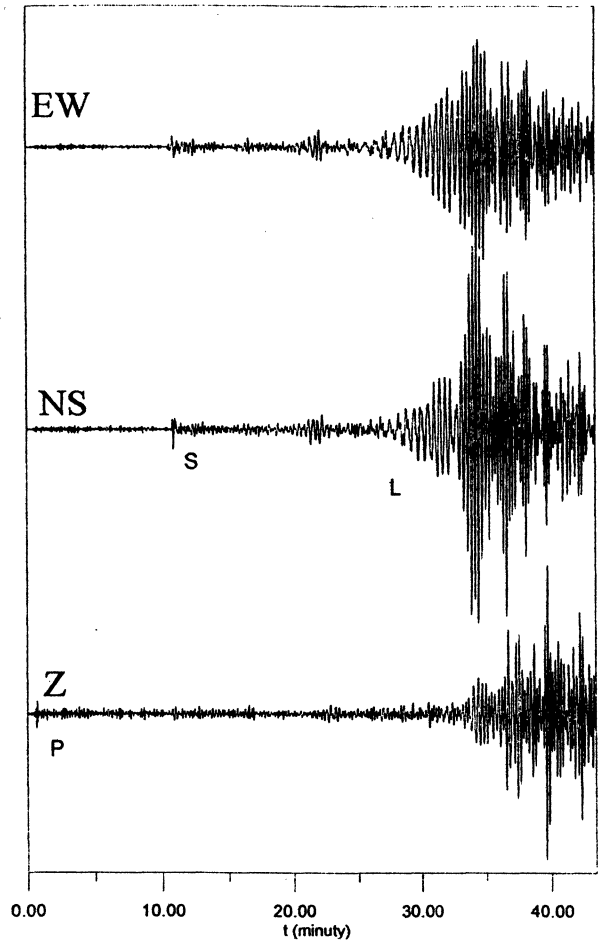
Obr. 1. Pražský seismogram zemětřesení z východního Ruska (21. ledna 1994, zeměpisná šířka  $42,3^\circ\text{N}$  a délka  $132,9^\circ\text{E}$ , hloubka  $h = 473\text{ km}$ , epicentrální vzdálenost  $\theta = 68,8^\circ$ , magnitudo z prostorových vln 6,4). Záznam je tříložkový: složka vertikální (Z) a dvě složky horizontální (do světových stran EW, NS). Seismogram je tvořen skupinami podélných (P, pP, PP) vln a příčných (S, sS) vln. Maximální výchylka na složce EW je 19 mikrometrů. Na vloženém diagramu jsou naznačeny dráhy podélných vln (paprsky) od ohniska (\*) k povrchu Země. Příčné vlny se šíří téměř po stejných dráhách jako podélné, ale pomaleji.



Na obr. 1 je záznam zemětřesení, pořízený na seismické stanici Praha instalované na Matematicko-fyzikální fakultě UK. Jedná se o středně silné zemětřesení, jakých na světě vznikne za rok asi 100. Na seismogramu v obr. 1, podobně jako na jakémkoli jiném, lze rozpoznat několik vlnových skupin podélných a příčných vln. Při průchodu zemským nitrem je seismický paprsek silně zakřiven a vychází na povrch téměř svisle. Podélné vlny jsou tedy silnější na vertikální složce, kdežto příčné na složkách horizontálních. Příčné vlny jsou pomalejší než podélné. Každá skupina vln má určitou dráhu šíření. Pestrost těchto tras a pestrost fyzikálních procesů na nich (lom, odraz, ohyb, rozptyl) umožňuje vlnám dokonale „prozařovat“ celé zemské nitro. Umožňuje však také vypovídat o jevech v místě vzniku zemětřesení, zvaném ohnisko. Podrobněji viz [3].

Obr. 2 ukazuje pražský záznam výše zmíněného katastrofálního zemětřesení v Japonsku. Z hlediska vyzářených prostorových vln nebylo toto zemětřesení silnější než zemětřesení na obr. 1. Jeho ničivé účinky byly způsobeny souhrou více okolností,

Obr. 2. Pražský seismogram ničivého zemětřesení v Japonsku (16. ledna 1995, zeměpisná šířka  $34,7^\circ\text{N}$  a délka  $135,0^\circ\text{E}$ , ohnisko v zemské kůře, epicentrální vzdálenost  $\theta = 80,6^\circ$ , magnitudo z prostorových vln 6,0, z povrchových vln 7,3). Za podélnými (P) a příčnými (S) vlnami přicházejí velmi silné povrchové vlny (L). Maximální výchylka na složce Z je 80 mikrometrů. Povrchové vlny doznívají ještě asi hodinu.

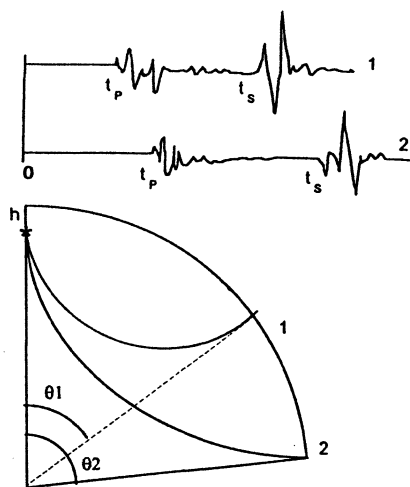


zejména polohou města Kóbe blízko epicentra, malou hloubkou, nepříznivými místními geologickými podmínkami a hustotou a typem zástavby. Kromě značné doby trvání upoutá na seismogramu v obr. 2 hlavně koncová vlnová skupina. To jsou povrchové vlny. Jejich velké amplitudy jsou způsobeny jednak tím, že povrchová vlna je vázána jen na jistou vrstvu pod zemským povrchem, a jednak tím, že studované zemětřesení mělo malou hloubku (uvnitř zemské kůře). Za povšimnutí stojí i skutečnost, že ve skupině povrchových vln pozorujeme nejprve dlouhé periody, pak postupně kratší. Jde o disperzi, dobře známou z optiky. Vzhledem k značné vzdálenosti ohniska čtenáře nepřekvapí, že největší výchylky v obr. 2 (složka Z) odpovídají posunutí půdy nepřesahujícímu na pražské stanici 80 mikrometrů.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Zájemci o seismogramy mohou obdivovat i využívat sedmdesátiletý archiv seismické stanice Praha, umístěné v podzemí budovy Matematicko-fyzikální fakulty UK, Ke Karlovu 3, Praha 2.

## Co se děje v ohnisku zemětřesení?

Je-li seismický pohyb zaznamenán současně na několika stanicích (obr. 3), začíná zemětřesení odhalovat svoje tajemství. Doba šíření vln do jednotlivých stanic, ale též rozdíly v době příchodu různých typů vln na každé jednotlivé stanici, závisí na epicentrální vzdálenosti a hloubce zemětřesení. Tato informace tudíž umožňuje lokalizovat ohniska „na dálku“, což je důležité, zejména když chybí místní pozorování. *Lokalizace* je tím přesnější, čím lépe známe zemské nitro. Je snadno pochopitelné, že při zemětřesení z druhého konce Země, kdy vlny procházely pláštěm i jádrem, musíme být spokojeni s lokalizační chybou několika desítek kilometrů. V husté síti místních stanic, např. při lokalizaci důlních otřesů v kladenských dolech, bývá chyba obvykle řádu desítek či stovek metrů.

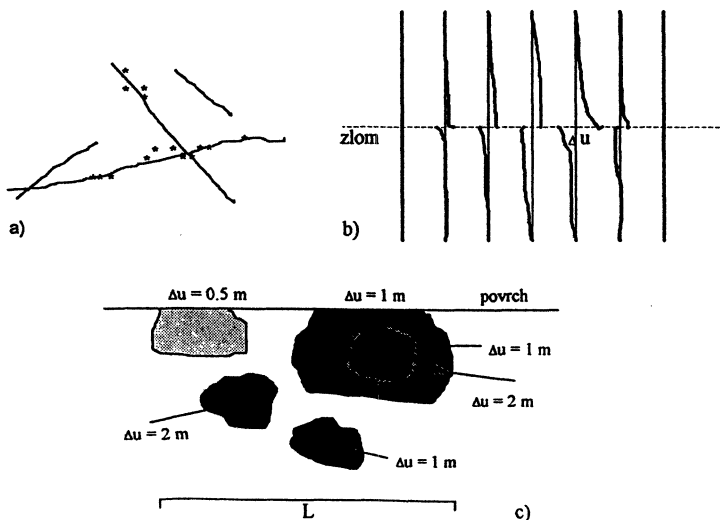


Obr. 3. Schematické znázornění dvou seismogramů jednoho zemětřesení, pořízených v různých epicentrálních vzdálenostech. Čas příchodu vlny P ( $t_P$ ) i rozdíl časů příchodu vln S a P ( $t_S - t_P$ ) jsou podkladem pro určení polohy ohniska.

Výsledky lokalizací ukazují, že většina zemětřesení vzniká na geologických zlomech (obr. 4a). Jsou to plochy, viditelné na zemském povrchu jako čáry, na kterých v dávné či méně dávné minulosti došlo k vzájemnému posunutí sousedních bloků zemské kůry. Některé zlomy i dnes vykazují poměrně stálá měřitelná posunutí bloků, probíhající rychlostí několika cm/rok, či méně. Ojedinelá místa aktivních zlomů jsou bez pohybu. To jsou nebezpečná místa „zaklesnutí“, v nichž se připravuje budoucí zemětřesení. Kinetická energie pohybu bloků se zde přeměňuje v potenciální energii deformace. Zemětřesení pak není ničím jiným než rychlým uvolněním zaklesnutí, přičemž se spojení bloků na určité části zlomu roztrhne, vznikne *smyková trhлина* (obr. 4b) a od ní se šíří seismické vlny.

Máme-li štěstí, můžeme trhlinu po zemětřesení na zlomu vidět. Je tomu tak u velkých mělkých zemětřesení, jejichž porušená (popraskaná) část zlomu dosahuje až k povrchu (obr. 4c). Obvykle je ale vše skryto pod povrchem a pak jsme odkázáni na informace nesené seismickými vlnami. Trhлина, tj. smykové posunutí, může měřit i několik metrů a vyskytovat se s přerušováními na úsecích zlomu dlouhých více než

sto kilometrů. Pozorujeme-li dlouhou zemětřesnou sérii, sestávající např. ze silného otřesu a řady slabých dotřesů, často zjistíme, že jejich ohniska často doslova „mapují“ podzemní zlomovou plochu. Trhliny vzniklé při prvních otřesech nepokrývají zlom spojitě, nýbrž s mezerami, zatímco následující otřesy tyto mezery zdárně vyplňují. Po velkých zemětřeseních může celá série trvat několik měsíců.

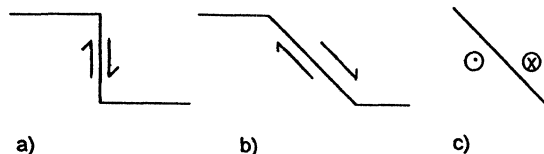


Obr. 4.

a) Pohled na zemský povrch se čtyřmi geologickými zlomy. Dva z nich jsou seismoaktivní, jak ukazuje výskyt epicenter (\*) poblíž nich.

b) Myšlené přímky kolmé na zlom jsou po zemětřesení přetvořeny (tlusté čáry). Důležité je hlavně smykové posunutí (trhlina) na zlomu, označená symbolem  $\Delta u$ .

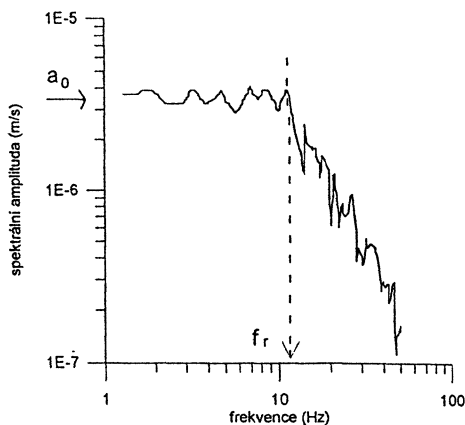
c) Výsledné trhliny, vytvořené při zemětřesení, jsou v různých místech zlomu různě velké. Délkový rozměr celé porušené části je označen  $L$ .



Obr. 5. Zlomová plocha má při zemětřesení různou prostorovou orientaci. Schematicky je znázorněn svislý zlom (a) a dva šikmé zlomy (b, c). I na stejně orientované zlomové ploše může být posunutí různé, např. „nahoru a dolů“ (b) či „dopředu a dozadu“ (c). Polohu a orientaci zlomové plochy i směr posunutí na ní lze vypočítat ze seismogramů.

Studujeme-li seismogramy téhož zemětřesení z několika stanic, zjistíme, že některé z nich začínají pohybem směřujícím od ohniska, jiné k ohnisku. Tato primitivní informace často postačuje k velmi dobrému odhadu prostorové orientace zlomové plochy a směru pohybu bloků na ní (obr. 5). Některé zlomové plochy jsou přibližně

svislé, jiné šikmé, posunutí na nich má směr nejrůznější. Právě zásluhou těchto tzv. mechanismů ohnisek přispěla seismologie významně k známé teorii deskové tektoniky, ukazující např., že tichooceánská litosférická deska je podsunována pod východní okraj euroasijské desky, atd. Doma máme také malou „seismologickou laboratoř“ (Kraslicko v západních Čechách), která je bohatá na občasná, několik měsíců trvající roje slabých zemětřesení. Jde o oblast rozbitou desítkami zlomů na malé bloky, nevykazující nějaký převládající pohybový trend, jaký známe u velkých litosférických desek. Blíže o seismicitě našeho území viz [4].



Obr. 6. Schematické znázornění spektra seismogramu. Jde o tzv. amplitudové Fourierovo spektrum v logaritmickém měřítku. Rohová frekvence  $f_r$  informuje o délce zlomu  $L$ . Nízkofrekvenční úroveň spektra  $a_0$  informuje o průměrné velikosti posunutí na zlomu  $\overline{\Delta u}$ .

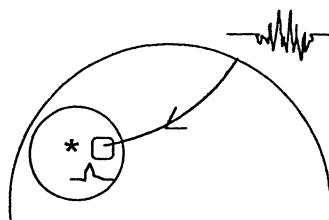
Jak se ze seismogramů můžeme dovědět o celkové velikosti porušené části zlomu (říkejme jednoduše *délka zlomu*  $L$ )? Seismologie se to naučila teprve v 60. letech. Dnes, kdy jsou již běžná měření v širokém frekvenčním oboru, se princip metody jeví jednoduchý (obr. 6): Zemětřesení vyzařují vlny nejrůznějších vlnových délek. Velmi dlouhé vlny (nízké frekvence) nejsou citlivé k velikosti zlomu  $L$ . Celý zlom se takovým vlnám jeví jako bod. Vlna vnímá velikost zlomu jen tehdy, je-li vlnová délka srovnatelná či menší než  $L$ . Přejdeme-li tedy od časového průběhu kmitů k jeho spektru, vykazuje většina zemětřesení podobný charakter: Za téměř konstantní nízkofrekvenční částí spektra začíná část klesající. Předěl se nazývá rohová frekvence,  $f_r$ , a ta je úměrná  $1/L$ . Rohová frekvence tedy umožňuje odhadnout velikost zlomu  $L$ . U největších zemětřesení činí  $L \approx 10^2$  km, v Čechách pak maximálně  $L \approx 10^3$  m. A jak odhadnout velikost *posunutí na zlomu*  $\overline{\Delta u}$ ? Jde-li nám o výslednou velikost posunutí (čili trhliny), nikoli o jeho časový vývoj, zajímá nás vlastně statický proces. Vlny vypovídají o statickém procesu v limitě nulové frekvence. Úroveň nízkofrekvenční části spektra (obr. 6) je proto přímo úměrná průměrné hodnotě posunutí na zlomu  $\overline{\Delta u}$ .

Čím je  $\overline{\Delta u}$  větší, tím větší jsou účinky zemětřesení. Proto se pro ocenění velikosti zemětřesení zavádí veličina úměrná  $\overline{\Delta u}$ , zvaná *seismický moment*,  $M_0$ . ( $M_0 = \mu \overline{\Delta u} \Sigma$ , kde  $\mu$  je smykový modul a  $\Sigma$  označuje porušenou plochu zlomu.) Seismický moment postupně zatlačuje magnitudo (např. Richterovo) a ohniskovou (makroseismickou) intenzitu, dobře známé i ze sdělovacích prostředků. Při nejsilnějších zemětřeseních, zhruba jedenkrát za rok, dosahuje  $M_0 \approx 10^{23}$  Nm. Zemětřesení v Čechách mají zpravidla  $M_0$  menší než  $10^{16}$  Nm, tedy 10milionkrát méně. Takových je ročně na světě

okolo 6000. Pro srovnání uvedme, že momentům  $10^{23}$  a  $10^{16}$  Nm přibližně odpovídají magnituda 8,5 a 4,5, přičemž ohniskové intenzity jsou okolo 12 a 7 stupňů. Při intenzitě 7 ve dvanáctistupňové škále bývá zemětřesení již ničivé.

Zajímá-li nás nejen výsledná trhlina, ale také její *časový vývoj*, je vše daleko složitější. Zde se omezíme jen na konstatování faktu, že trhlina nevzniká na celém zlomu naráz, nýbrž se po něm šíří. Soudíte, že důraz na slovo „šíří“ je příliš akademický? Představte si tedy, že jste ve městě nacházejícím se na 100 km dlouhém zlomu, po němž se k vám z druhého konce šíří trhlina rychlostí zhruba 3 km za sekundu. Je-li na zlomu stálá seismická služba, informující právě nyní o zrodu velké trhliny, zbývá do blížící se pohromy celých 33 sekund. Ano, není to mnoho, avšak přinejmenším dokážete vyhlásit poplach ve školách, zapnout zajišťovací zařízení elektrárny a plynárny, případně uzavřít bankovní trezory. Takové projekty se od r. 1985 již rozbíhají v Kalifornii, Japonsku, Mexiku, na Taiwanu i jinde.

Obr. 7. Numerické promítnutí seismogramů zpět k ohnisku umožňuje zjistit plošnou hustotu energie seismických vln na „ohniskové kouli“ centrované kolem hypocentra (\*). Je schematicky znázorněn element povrchu koule a průběh záznamu promítnutého na tento element. Integrace přes ohniskovou kouli pak dává celkovou seismickou energii.



Víme-li nyní již, co to zemětřesení vlastně je, zbývá podat jeho *energetické hodnocení*. Chceme zjistit, jaká část energie je na zlomu uvolněna ve formě seismických vln. Zbytek, spotřebovaný na vytvoření trhliny a na tepelné ztráty, se odhaduje obtížněji. Princip výpočtu seismické energie je jednoduchý (obr. 7), třebaže praktické provedení naráží na mnoho obtíží. Nejprve je třeba vhodnými výpočetními postupy „promítnout“ řadu seismogramů zpět k ohnisku, tj. odstranit vliv složité stavby zemského nitra. Tak se zjistí hodnoty plošné hustoty výkonu na myšlené „ohniskové kouli“ kolem ohniska. Plošná hustota výkonu je  $v\rho\dot{u}^2$ , kde  $v$  je rychlost šíření vlny,  $\rho$  hustota a  $\dot{u}$  rychlost kmitavého pohybu, neboli derivace posunutí. Pak zbývá už jen provést integraci hustoty výkonu přes dobu trvání kmitů, což dá plošnou hustotu energie, a integrace přes plochu ohniskové koule poskytne výslednou seismickou energii. Fyzik okamžitě vycítí, že největší problém zmíněného „promítání“ způsobuje útlum vln, o němž máme v Zemi poměrně špatné informace. Útlum postihuje seismickou vlnu tím více, čím je vyšší její frekvence. Proto můžeme obvykle podat jen dolní odhad seismické energie, založený na vlnách o frekvenci nepřevyšující několik Hz. Přesto vychází seismická energie největších zemětřesení obdivuhodná:  $E \approx 10^{17}$  J. (Pro srovnání — energie největších podzemních jaderných výbuchů, ekvivalentních 5 milionům tun trhaviny, činí zhruba o jeden řád méně,  $10^{16}$  J.) Ničivá schopnost zemětřesení je pak snadno pochopitelná.<sup>2)</sup>

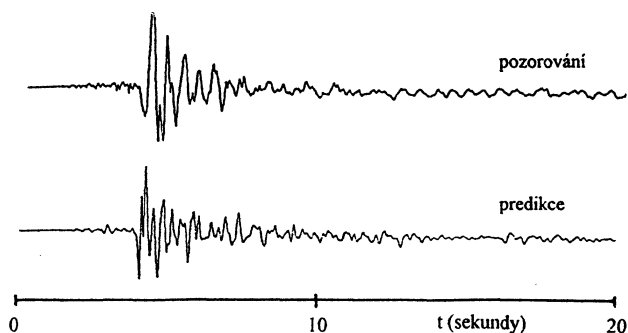
<sup>2)</sup> V tomto tisíciletí bylo již nejméně 20 zemětřesení, při každém z nichž zahynulo více než 50 tisíc lidí (!).



## Co proti účinkům zemětřesení dělat?

Předpovědět místo, čas a velikost zemětřesení se stále nedaří ani v zemích s nejpokročilejším seismickým výzkumem (Kalifornie, Japonsko, Čína, Rusko). Problém je v tom, že fyzikální projevy přípravy zemětřesení jsou subtilní a snadno zaměnitelné s jinými jevy. Např. kolísání hladiny podzemní vody, či náklony zemského povrchu, mohou být stejně dobře vyvolány chystajícím se zemětřesením jako i nějakým povětrnostním jevem. Více o předpovědích viz v [5].

O bezbrannosti v boji se zemětřesením se však rozhodně nedá mluvit. V tom je zásluha spolupráce seismologů a stavebních inženýrů, schopných poučit se o seismických pohybech půdy a stavby, zejména novostavby, na ně „připravit“. Prvním předpokladem úspěchu je (fyzikálně i statisticky) odhadnout, jaké největší zemětřesení, a z jaké vzdálenosti, nás na určitém místě Země čeká. Dále je třeba *vypočítat*, jaké budou jeho účinky na místě, které nás zajímá.



Obr. 8. Příklad poměrně úspěšné předpovědi pohybu půdy při zemětřesení. Vypočtený záznam (dole) je srovnán se skutečným záznamem (nahore), který byl v době předpovědi utajen. Oba záznamy jsou vykresleny ve stejném měřítku, takže je vidět dobrá shoda jak v maximálních výchylkách, tak v době trvání kmitů. V místě registrace měl pohyb půdy zrychlení  $0,2 \text{ m s}^{-2}$ , což ve dvanáctistupňové makroseismické stupnici odpovídá zhruba intenzitě 6.

Nedávno jsme se spolu se čtyřiceti dalšími pracovišti z celého světa zúčastnili zajímavého pokusu [6]. V jednom japonském městě byla vybudována síť dočasných seismických stanic. Jak známo, v Japonsku nemusí síť dlouho čekat, aby získala mnoho záznamů. Jeden seismogram, spolu s nezávisle zjištěnými elastickými parametry prostředí, byl účastníkům pokusu rozeslán; ostatní zůstaly utajeny. Cílem bylo ostatní seismogramy „předpovědět“ a potom srovnat se skutečnými, do té doby utajenými (obr. 8). Výsledky jsou poměrně optimistické. Ukazují, že numerické modelování, spolu s dalšími výzkumy, by mohlo v budoucnu přispívat k záchraně mnoha lidských životů. O nepřijemná selhání takových předpovědí nebude ovšem ještě dlouho nouze. S tímto vědomím jistě seismologie nikomu nepřipadá jako zbytečná abstraktní věda.

Pro případné mladé zájemce je třeba zdůraznit, že fyzika zemětřesení a studium možné ochrany je jen částí seismologie. Pro zbývající (možná dokonce větší) část je

zemětřesení oním „přítelem“ z názvu tohoto článku. Máme tím na mysli např. použití seismických vln k hledání nafty nebo k prozařování (tomografii) zemského nitra, tolik potřebné k pochopení dramatických procesů proudění hmoty v zemském jádře a plášti. To je však již námět pro jinou schůzku s mocnou Seismologií.

**Poděkování.** Autoři děkují Prof. RNDr. V. Červenému, DrSc., Doc. RNDr. O. Novotnému, CSc., a RNDr. M. Kvasničkově za cenné připomínky k rukopisu. Jeden z autorů (J. Z.) děkuje také své mamince a dcerám, které pečovaly o srozumitelnost pro „normální“ čtenáře.

## L i t e r a t u r a

- [1] ČERVENÝ, V.: Čs. čas. fyz. 33 (1983), 433.
- [2] BRDIČKA, M: *Mechanika kontinua*. NČSAV, Praha 1959.
- [3] ŠOLC, M., ZAHRADNÍK, J.: *Astronomie, astrofyzika a geofyzika* (skripta). SPN, Praha 1987.
- [4] SCHENKOVÁ, Z., SCHENK, V., ZAHRADNÍK, J.: Čs. čas. fyz. 33 (1983), 433.
- [5] SCHENKOVÁ, Z., SCHENK, V.: *Věda a technika mládeži* 41 (1987), 15.
- [6] ZAHRADNÍK, J., MOCZO, P., HRON, F.: *Nat. Hazards* 10 (1994), 15.

# Fyzika jako dobrodružství poznání

## Současný pohled do mikrosvět

*Jiří Formánek, Praha*

Člověk od nepaměti pozoroval, co se kolem něho děje, snažil se — byť jen z pouhého pudu sebezáchovy — pochopit, jaké příčiny vyvolávají jaké následky. Zpočátku se mu to jistě příliš nedařilo, a tak většinu událostí přičítal na vrub rozmaru nadpřirozených bytostí nejrůznějšího druhu. Postupně však zjistí, že celá řada jevů se zákonitě opakuje. Tuto zkušenost začne využívat ve svůj prospěch, ale bohužel také začne vylepšovat

---

Prof. Ing. JIŘÍ FORMÁNEK, DrSc. (1936), Nukleární centrum MFF UK, 180 00 Praha 8, V Holešovičkách 2.

Článek reprodukuje v hrubých rysech přednášku pronesenou autorem na „Dnu otevřených dveří MFF UK“ dne 1. 11. 1994.