

SEISMOLOGICKÉ PŘEDPOVĚDI: SKUTEČNOST A SEN

*Jan Burjánek, František Gallovič, Jiří Zahradník, Univerzita Karlova v Praze,
Matematicko-fyzikální fakulta, katedra geofyziky,
V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8
<http://geo.mff.cuni.cz>*

Kdo žije v seismicky aktivní oblasti, která již dlouho "spí", bude se oprávněně seismologů ptát, kdy se oblast opět "probudí". Tento článek je o fyzikálních důvodech toho, proč bude většina seismologů odpovídat zdrženlivě. Nabídnou ale určitá východiska, konkrétně poměrně úspěšné metody numerické simulace očekávaných zemětřesných účinků, které mohou přispět k záchraně lidských životů a majetku.

V tomto článku stručně shrneme možnosti předpovědi zemětřesení a jeho účinků. V první části se budeme věnovat možnosti předpovědi času a místa vzniku budoucího zemětřesení, jak se jeví ve světle aktuálních publikovaných výsledků. Zmíníme se o tom, jak „žijí“ zlomové systémy, dávají-li před velkým zemětřesením varovné znamení, apod. V druhé části se zaměříme na předpověď jevu, který dal zemětřesení název - kmitavým pohybům země, tzv. silným pohybů půdy. Zde se opřeme o výzkum prováděný přímo na našem pracovišti. Rozebereme numerické modely zemětřesení, od jeho zdroje, přes šíření seismických vln, až po vliv lokálních připovrchových struktur. Naznačíme, jak se můžeme s hrozbou silného zemětřesení za „rozumnou“ cenu vypořádat.

PŘEDPOVĚĎ ZEMĚTŘESENÍ

Co si může fyzik představit pod pojmem zemětřesení a jak probíhá jeho základní výzkum objasňuje článek [1] v tomto čísle. Zde se odpoutáme od studia jednoho konkrétního jevu a přejdeme k otázce předpovědi místa a času výskytu nějakého budoucího zemětřesení. Představme si, že pracujeme někde poblíž zlomu, o němž z minulosti víme, že již způsobil několik velkých zemětřesení, ale velká část zlomu již dlouho "spí". Desítky nebo stovky let se na oné části zlomu žádné velké zemětřesení nevyskytlo. Můžeme (s nějakou dostatečně velkou pravděpodobností) říci, kdy se tato část zlomu "probudí"? A zdali to bude během několika dnů, týdnů, či dokonce roků? Situace se na první pohled podobá předpovědi počasí, jsou zde ale zásadní komplikace. Meteorolog má k dispozici rovnice, popisující procesy v atmosféře, má algoritmy pro jejich numerické řešení a má k dispozici přímá měření potřebných parametrů, na Zemi i z družic. Seismolog má předmět výzkumu nedostupný přímému měření a dokonce ještě ani dokonale nezná některé rovnice ovládající chování zlomů. Navíc, zatímco časová měřítko výrazných změn počasí (od dnů až po rok) jsou z hlediska délky lidského života poměrně krátká, čas od jednoho velkého zemětřesení k druhému měříme v dané oblasti zpravidla v desítkách či stovkách let.

Proto není divu, že předpověď zemětřesení prošla několika stádii. Léta 50.-80. ve 20. století byla obdobím velkého optimismu, kdy se s nadějami studovalo mnoho předzvěstných příznaků souvisejících s vývojem napětí na zlomu a v jeho okolí, např. změny časoprostorového rozložení zemětřesení (seismicita), různé anomální elektrické signály, změny spodních vod, zvláštní chování zvířat, atd. Následoval pesimismus, příznaky byly na úrovni šumu, někdy se zdálo, že pracují, jindy ne. Dalším stupněm byl absolutní pesimismus, t.j. důkazy o nemožnosti předpovědi (viz níže). A konečně v posledním desetiletí nastal opět mírný optimismus, kdy se k problému předpovědi zemětřesení přistoupilo poněkud jiným způsobem. Začaly se totiž hledat fyzikální modely, které detailně vysvětlují chování zlomových systémů a s tím spojený vznik zemětřesení. Pokud existují předzvěstné příznaky, měly by se pak v takovýchto modelech objevovat zcela přirozeně. Na základě porovnání s pozorovanými předzvěstnými příznaky lze pak některé z těchto modelů vyloučit či naopak

potvrdit. Univerzální model se však dosud nepodařilo najít, a tak jich vedle sebe existuje celá řada, pracují na odlišných principech, a více či méně se jim daří vysvětlit různé etapy života zlomů. Většina z těchto modelů se potýká se zásadním problémem neobyčejně širokých časových a prostorových škál, nutných pro popis života zlomů. Důležitou roli tak například hrají jak mikroskopické jevy ve zlomcích sekund při „startu“ zemětřesení, tak dlouhodobé vzájemné ovlivňování celých zlomových systémů (stovky kilometrů, desítky let).

Některé z těchto modelů jsou založeny na výsledcích laboratorních experimentů, ale není snadné převést je do měřítek odpovídajících zemětřesením. Přesto se v laboratoři podařilo najít tvar zákona tření, který se zdá být dostatečně obecný a dobře aplikovatelný na případ zemětřesení. Je to zákon tření závislého na rychlosti skluzu a stavových podmínkách. Lze očekávat, že bude zapracován do mnoha seismotektonických modelů. Hlavní pokrok byl však učiněn v rovině teoretické a pomocí numerických simulací zlomů. Protože rozsah tohoto článku nedovoluje popis všech modelů, budeme se věnovat jen jednomu typu, založenému na fraktálním popisu [2].

Využití fraktálního popisu je přirozené. Vždyť topografie zemského povrchu je fraktál, textury hornin tvořících kontaktní plochy bloků na zlomech jsou fraktální, zlomy jako čáry na zemském povrchu (průsečnice zlomové plochy s povrchem Země) tvoří také fraktály. Fraktální popis lze použít také na vztah mezi velikostí zemětřesení a jejich počtem. Platí vztah

$$\log N = -D \log R + \text{const.},$$

přičemž N je počet zemětřesení za nějaké studované období, jejichž charakteristický lineární rozměr je větší než R a D je fraktální dimenze. Rozměr R ("délka zlomu") souvisí mocninným vztahem se seismickým momentem M_o a tzv. momentovým magnitudem M_w [1]. Zde pro jednoduchost předpokládejme ještě $M_w = M_S$, kde M_S je magnitudo z prostorových vln. Jak víme z citovaného článku,

$$M_S = 2/3 \log M_o + \text{const.},$$

přičemž se nejčastěji uvažuje $M_o \sim R^3$, takže $\log R = 1/3 \log M_o + \text{const.}$ a celkem pak můžeme psát

$$\log N = -D/2 M_S + \text{const.}$$

Současně máme k dispozici empirický (Gutenberg-Richterův) magnitudově četnostní zákon [3]

$$\log N = -b M_S + a,$$

kde a je logaritmus celkového počtu zemětřesení o magnitudu větším než 0 ve studované oblasti a pro studované období, kdežto parametr b určuje poměrné zastoupení jevů různé velikosti. Tak dospíváme k souvislosti fraktální dimenze s koeficientem b , tedy $D=2b$. Pokud za studované období bereme 1 rok, platí v celosvětovém měřítku (velmi zhruba) $a=8$, $b=1$, čili $D=2$. Ovšem při porušení kteréhokoli z použitých vztahů již obecně $D = 2b = 2$ neplatí, což může být případ velmi malých i velmi velkých zemětřesení, takže je nutná velká opatrnost [4].

Parametr b v magnitudově četnostním zákonu, související s fraktální dimenzí, je velmi důležitý pro předpověď zemětřesení. Každá seismoaktivní oblast má totiž poněkud jinou hodnotu b , čili má jiný počet zemětřesení určitého magnitudy v určitém časovém intervalu. Jako příklad uveďme jednu z nejvíce aktivních oblastí v Evropě, jižní část Egejského moře, kde pro interval jednoho roku je $a=2,70$, $b=0,56$. Vychází-li tedy např. pro tuto oblast $N(M_S \geq 7) = 0,06$ za 1 rok, lze v dané oblasti očekávat zemětřesení $M_S \geq 7$ "v průměru" jednou za $1/0,06 = 17$ let. Rozhodně nelze mluvit o žádné periodicitě, ale pro dlouhodobé odhady seismického ohrožení od jednotlivých zlomů je tato informace důležitá. Ale jakou cenu má Gutenberg-Richterův vztah pro předpověď krátkodobou? Vztah ukazuje, že je málo pravděpodobné, aby dvě takto silná zemětřesení po sobě následovala třeba už za 2 roky, ale vůbec to nevylučuje! V tomto smyslu je nutno pohlízet na oblasti s jasnou a časově neměnnou

fraktální strukturu seismicity spíše jako na velmi "nevzpytatelné" fyzikálním systémy. Situace ale není úplně beznadějná.

Z hlediska předpovědi času vzniku zemětřesení je totiž pozoruhodné, že zlom mění své vlastnosti s časem, zlom "žije". Numerické modely mikrostruktury zlomu, imitující částicové interakce, umožňují vystihnout jeho makroskopické vlastnosti, t.j. formulovat rovnice, popisující nejen trhací proces, ale celý život zlomu, včetně jeho vztahů se sousedy, t.j. i vývoj zlomových systémů. Vynikající přehled o této problematice lze najít v mnohasetstránkovém sborníku, který vyšel jako speciální časopisecké dvojčíslo [5]. Stručné shrnutí je v recenzi [6].

Rovnice ani numerické experimenty ze života zlomů zde detailně popisovat nemůžeme. Pokusíme se však přiblížit čtenáři události na zlomu od jednoho velkého zemětřesení k druhému alespoň přibližně, formou následujícího příběhu. Při zemětřesení proběhl proces abraze, čili obroušení (ohlazení) zlomové plochy. Zlom tak získává malou drsnost. Došlo k relaxaci nahromaděného napětí. Praskly relativně velké oblasti zlomu, zvané asperity [1], takže v raném stádiu má prostorové spektrum nehomogenit zlomu (např. napětí) nízkou dlouhovlnnou úroveň, a na stejné úrovni pokračuje stejnoměrně až do krátkých vlnových délek (vysokých vlnových čísel). Hovoříme o širokém prostorovém spektru napětí, čili o krátké korelační délce¹, viz dolní panel v obr. 1.

Jak plyne čas, je zlom stále pod vlivem regionálních tektonických sil (litosférické desky jsou ve stálém pohybu), přičemž dochází k procesu adheze, čili přilnavosti (srůstání). Drsnost zlomu a zaklesnutí bloků roste, a tak dochází k hromadění napětí. Současně ovšem na zlomu dochází stále k nějakým menším zemětřesením. Výsledkem je, že se prostorové spektrum napětí v závislosti na vlnových číslech zužuje, neboli roste korelační délka. Růst dlouhovlnných nehomogenit (asperit) navozuje možnost vzniku nového velkého zemětřesení. Viz střední a horní panel v obr. 1.

Nás ale zajímá, zda můžeme v pokročilém stádiu života zlomu (při dlouhodobém zaklesnutí) identifikovat stav, kdy napětí překročí pevnost a velké asperity prasknou. Uvedme poznatky z jednoho typu počítačových modelů zlomů, souvisejících s fraktálním popisem. Podle těchto modelů se ukazuje, že se zlom chová jako nelineární dynamický systém. Takový systém, známý v nejrůznějších oborech (fyzika, biologie, ekonomie, atd.), může existovat v módech SOC (Self-Organized Criticality) a CPS (Critical Point System). V SOC módu trvale existuje logaritmická závislost mezi velikostí zemětřesení a jejich počtem (Gutenberg-Richterův vztah). Fraktální struktura seismicity je vyhraněná a časově neměnná. Před velkým zemětřesením se nic zvláštního neděje, zlom neposkytuje žádné varování ve smyslu abnormální seismicity, takové zemětřesení může přijít kdykoli. Lze mluvit o „důkazu nemožnosti“ předpovědi na základě seismicity. Tzv. Benioffův graf je přitom lineární. Tento graf je definován jako časový průběh kumulativní Benioffovy deformace $S(t) = \sum_i^{n(t)} \sqrt{E_i(t)}$, kde E je seismická energie [1], i je index jednotlivých po sobě jdoucích n zemětřesení za dobu t .

V CPS módu je však situace jiná. Daná oblast preferuje zemětřesení určité maximální velikosti (tzv. charakteristické zemětřesení), což představuje porušení Gutenberg-Richterova vztahu. Kromě toho, před charakteristickým zemětřesením vzrůstá počet zemětřesení s magnitudem o 2 až 3 jednotky menším. Benioffův graf se přitom mění na mocninný (viz obr. 2), s čímž souvisí i časový pokles parametru b v Gutenberg-Richterově vztahu. Zmíněná menší zemětřesení uvolní na zlomu krátkovlnné nehomogenity napětí, čímž se zvětší korelační délka, ale děje se to v relativně krátké době (roky). Podobně jako u dlouhodobého srůstání zlomu si ani teď nemůžeme být jisti, že bezprostředně přijde zemětřesení. Máme však alespoň jasnou indikaci toho, že se náš zlom rychle posunul do značně pokročilého „stádia“. Zlom v CPS módu je v tomto vývojovém stádiu nestabilní, t.j. malá změna napětí může spustit velké zemětřesení. O nestabilitě nás může informovat např. specifická variace

¹ Jednu z definic korelační délky ve spektrální oblasti lze nalézt v [7]. Pokud bychom tuto definici převedli do prostorové oblasti, mohli bychom ji chápat jako charakteristický rozměr dominantních nehomogenit.

seismicity v souvislosti se slapovými pohyby Země. To vše pochopitelně nestačí k vyhlášení ohrožení a případné evakuaci, ale rozhodně je CPS mód z hlediska "varování" přátelštější.

Snad nejdůležitějším současným poznatkem z numerického modelování zlomů ovšem je, že jeden a tentýž zlom může po nějaké době samovolně přepnout z CPS módu do SOC módu. Čili, i když po fázi zvýšeného počtu slabých jevů opravdu následovalo silné zemětřesení, může se další silné zemětřesení (třeba za 100 let) na tomtéž zlomu dostavit bez varování. Tím se zpětně může vysvětlit střídavě větší či menší selhání předzvěstných příznaků.

Musíme ještě připomenout, že důležitým projevem života zlomů, nacházejících se ve stavu zaklesnutí, je kromě zemětřesné činnosti i občasný pomalý klouzavý pohyb části zlomu. Statické posunutí při něm může být stejně velké jako při největších zemětřeseních. Dochází k němu ale na relativně dlouhých časových škálách (hodiny, dny a více), negenerují se tedy seismické vlny a jedná se o tzv. aseismický pohyb zlomu. Někdy se alternativně označuje jako pomalé zemětřesení. Aseismický skluz pomalu uvolňuje značné napětí. I když takové pomalé zemětřesení není samo o sobě nebezpečné, může dodatečně napnout jinou oblast, čili může působit dokonce jako spouštěcí mechanismus. Sledování pomalých zemětřesení je důležité i proto, že zlom bez normálních zemětřesení můžeme mylně považovat za „spící“.

Obtížnost predikce času vzniku zemětřesení lze dobře ilustrovat na oblasti u města Parkfield v Kalifornii, která je jednou z největších přírodních "laboratorií" pro výzkum zemětřesení, vybranou mimo jiné proto, že vykazuje vzácnou pravidelnost: zemětřesení podobné velikosti $M_w \sim 6$ se zde opakují zhruba za 20 let (charakteristická zemětřesení). Tato seismoaktivní oblast je pokryta hustou sítí měření všeho druhu, takže umožňuje studovat i případné předzvěstné příznaky. Přes všechno vynaložené úsilí nebylo poslední zemětřesení $M_w \sim 6$ u Parkfieldu předpovězeno. Očekávalo se už od konce 80. let 20. století, ale dostavilo se teprve na podzim 2004 (28. září, $M_w = 6.0$). Stalo se ovšem možná nejlépe proměřeným zemětřesením vůbec, takže se jistě zpětně dovíme mnoho podrobností o všech fyzikálních polích souvisejících s jeho "přípravou".

Do problematiky předpovědi lze počítat také systémy rychlého varování. V nich se uplatňuje skutečnost, že se elektrický signál šíří rychleji než seismické vlny. Princip je jednoduchý: zachytí-li síť seismografů umístěných v blízkosti zlomu pohyb půdy, který automaticky vyhodnotí jako silné zemětřesení, může stihnout vyslat signál do blízkých měst, kam ještě seismické vlny nestačily dorazit. Tam lze pak podniknout nějakou ochrannou akci dříve než dorazí seismické vlny, např. zastavení rychlovlaku, přerušování dodávky elektřiny a plynu, apod. Čas, který máme k dispozici během šíření trhliny po zlomu a během šíření seismických vln od zlomu k zájmovému místu je krátký, činí řádově desítky sekund. Nicméně, je-li vše plně automatizované, je systém prakticky použitelný (např. Japonsko).

PŘEDPOVĚĎ SILNÝCH POHYBŮ PŮDY

Vědět kdy a kde se zemětřesení objeví by samo o sobě stejně nestačilo. Velmi důležité je předpovědět jeho účinky. Zde se budeme zabývat jedním z nejdůležitějších projevů zemětřesení, a to otřesy zemského povrchu, tzv. silnými pohyby půdy. Silné pohyby, často ještě v kombinaci s chatrnou výstavbou, bývají příčinou velkých ztrát na životech a majetku, jak tomu bylo např. při nedávném zemětřesení u iránského města Bám (26. 12. 2003, $M_w = 6.6$, 43 tis. obětí). Mimoto, pokud by silné pohyby poškodily určité kritické stavby, např. jaderné elektrárny, mohly by vyvolat ještě větší neštěstí než zemětřesení samotné. O předpovědi ničivých vln tsunami, které měly za následek katastrofu v jihovýchodní Asii v prosinci 2004, jsme psali v [1]. Možnostmi předpovědi svahových sesuvů a lavin, způsobených zemětřesením (např. Peru, 31.5.1970, $M_w = 7.9$, zavalení městečka Yungay pod Huascaránem, v němž zahynulo 25-30 tis. lidí), se vůbec zabývat nebudeme, neboť se jich výzkum na našem pracovišti netýká ani okrajově.

Úkol zní jasně: předpovědět pro danou oblast a dané magnitudo silné pohyby půdy. Ideální situace by byla, kdybychom měli studovanou lokalitu pokrytou seismografií takovou dobu, že by zaznamenaly

všechna možná zemětřesení, která pro danou oblast připadají v úvahu. Předpověď otřesů bychom pak jednoduše provedli podle této databanky záznamů. Silné zemětřesení se však v dané lokalitě může vyskytnout např. jednou za 1000 let, a tak se na tuto možnost spolehnout nemůžeme. Statistickým zpracováním velkého počtu záznamů se však podařilo pro řadu regionů (např. Kalifornie, Řecko) určit takzvané empirické útlumové křivky pro maximální hodnoty posunutí, rychlosti a zrychlení půdy. Pomocí nich lze pak např. pro dané magnitudo a epicentrální vzdálenost odhadnout maximální zrychlení půdy i s jeho neurčitostí. Při použití těchto vztahů musíme být ovšem velmi obezřetní. Nacházíme-li se např. ve velké blízkosti zlomu, záznamů zemětřesení z malých epicentrálních vzdáleností ($< 10\text{km}$) je k dispozici velmi málo, a tak empirické vztahy mají omezenou platnost. Významným doplňkem empirických vztahů je numerická předpověď silných pohybů půdy, zejména proto, že nám kromě jejich maximálních hodnot může poskytnout i časové průběhy.

Numerickou předpověď silných pohybů půdy lze rozdělit na problematiku seismického zdroje, šíření seismických vln od zdroje k zemskému povrchu a šíření seismických vln v přípovrchovéch strukturách, tzv. problematiku lokálních efektů. Čtenářům doporučujeme [8] a soustředíme se hlavně na první a poslední oblast, v níž sami pracujeme.

Seismický zdroj

Modelování seismického zdroje se většinou v literatuře dělí na kinematické a dynamické. Kinematické modely zdroje jsou založeny čistě na popisu časoprostorového rozložení skluzu na zlomu (viz [1]). Dynamické modely jdou dál, popisují fyzikální proces porušení zlomu. Potenciální energii deformace na zlomu těsně před zemětřesením tyto modely transformují, za použití kritéria trhání a zákona tření (reologie zlomu), na vznik trhliny a na vývoj skluzu. Stručně řečeno, jedním z výsledků dynamického modelu je model kinematický. Ačkoli jde dynamický model ve fyzice zemětřesení dál než kinematický, pro předpověď silných pohybů půdy je zatím nevhodný. Jednak pro svoji vysokou výpočetní náročnost, ale též pro řadu neznámých vstupních parametrů, které zatím nebylo možno dostatečně přesně určit z dat. Jelikož se v případě dynamického modelu jedná zpravidla o nelineární úlohu, citlivost na počáteční podmínky je vysoká a nepřesnost v nich může vést k značně zkresleným výsledkům. Proto se zde soustředíme na modely kinematické.

V [1] jsme vysvětlili, jak přejít od naměřených seismogramů k časoprostorovému rozložení skluzu na zlomové ploše. To se již podařilo pro celou řadu minulých zemětřesení. Z těchto kinematických modelů pak vycházejí pokusy zobecnit poznatky o zlomech. Problémem většiny těchto modelů je omezený frekvenční rozsah vystižených dat, tudíž omezená rozlišovací schopnost samotných kinematických modelů. Obzvláště časový vývoj skluzu bývá zatížen velkou chybou. Stabilní, napříč různými publikovanými výsledky pro jedno zemětřesení, bývají jen hlavní rysy výsledného (statického) rozložení skluzu. Podívejme se tedy na rozložení skluzu $[\mathbf{u}]$ minulých zemětřesení jen jako na funkci polohy ξ na zlomu. Všeobecně lze říci, že většina zemětřesení má nehomogenní pole $[\mathbf{u}(\xi)]$. Na zlomu zpravidla dominuje několik málo větších oblastí (asperit, viz výše), v nichž je skluz 2-3 krát vyšší než průměrná hodnota. V posledních pěti letech se podařilo formulovat empirické zákony [10], umožňující pro zadané magnitudo, nebo pro zadaný moment M_0 , odhadnout nejen velikost zlomové plochy (orientační hodnoty uvádíme v Tabulce 1), ale také velikost asperit. Pozoruje se, že asperity tvoří přibližně jednu čtvrtinu zlomové plochy, nezávisle na magnitudu.

Zobecněné studium minulých zemětřesení dále ukazuje, že krátkovlnnou nehomogenitu zlomu lze charakterizovat tzv. k^2 spektrem, kde k je vlnové číslo. Konkrétně pod k^2 modelem rozumíme takové prostorové rozložení, jehož amplitudové log-log spektrum je konstantní do nějakého mezního ("rohového") vlnového čísla $k=k_c$ a dál pak spadá jako k^{-2} . Fázové spektrum nejeví pro vyšší vlnová čísla žádné zákonitosti. Tyto poznatky lze přímo využít k simulaci realistického rozložení statického skluzu budoucího zemětřesení, vhodného pro predikci silných pohybů půdy. Otázka velikosti mezního vlnového čísla k_c však zůstává otevřená z důvodu špatné rozlišovací schopnosti dosavadních kinematických modelů (viz výše). Přitom čím vyšší k_c připustíme, tím více posílíme výskyt krátkovlnných nehomogenit. Malé nehomogenity s výrazným skluzem znamenají velký lokální pokles napětí a vedou k silnějšímu vyzáření seismických vln o vyšších frekvencích (obr. 3). Nevyznačuje-li

se prostředí silným útlumem, předpovíme tak silnější pohyby než při nižších předpokládaných hodnotách k_c a jde-li o výpočty pro seismicky odolné stavby, případný projekt se prodraží.

Predikce silných pohybů se dále komplikují tím, že samotný amplitudový spektrální spád ještě nespécifikuje konkrétní prostorové rozložení skluzu. Mluví o poměrném zastoupení nehomogenit různých délek, ale neříká, kde na zlomu budou ty či ony ležet. Potřebujeme i fázové spektrum. Pokud máme představu o poloze a velikosti hlavní asperity², můžeme předepsat fázové spektrum do příslušné vlnové délky jako deterministické, kdežto pro kratší vlnové délky ho považovat za stochastické. Neodmyslitelnou součástí numerické simulace silných pohybů jsou proto vhodné generátory umělého rozložení skluzu, pomocí nichž zpravidla vytvoříme několik realizací (včetně různých poloh asperity) a trhání zlomu simulujeme opakovaně, pro každou realizaci zvlášť. Taktéž polohu hypocentra volíme několika způsoby, abychom zahrnuli jak "scénáře" šíření trhliny směrem k pozorovateli, tak od něj. Tím zohledňujeme směrovost vyzařování, obdobnou Dopplerovu efektu [11]. Rychlost šíření trhliny je zpravidla v intervalu 0.6-0.9 násobku rychlosti příčných vln ve zlomové oblasti. Volba časového průběhu skluzu je složitější. Zkráceně lze říct, že volíme nějaké neklesající funkce, ale detaily přesahují rámec tohoto článku. Můžeme konstatovat, že simulace zemětřesení pomocí kinematických modelů je proveditelná, ale vyžaduje promyšlené kombinování zmíněných deterministických i stochastických přístupů.

Vše co bylo řečeno o spektrálním popisu skluzu na zlomu lze opět přetlumočit i do jazyka fraktálů. Zlom si (formálně) představíme složený z náhodně rozložených dílčích zdrojů různých velikostí. Označíme-li N počet dílčích zdrojů, jejichž lineární rozměr je větší než nějaké R , pak platí $N \sim R^{-D}$, čili $\log N = -D \log R + \text{const}$. Exponent D tohoto mocninného zákona představuje fraktální dimenzi zlomu a je empiricky zjištělný analýzou modelů skluzu minulých zemětřesení. Když prostorové spektrum spadá s rostoucím vlnovým číslem limitně jako k^{-2} , teoreticky to odpovídá dimenzi $D = 2$. To se potvrzuje i analýzou spekter vyzařovaných vln. Již asi dvacet let převládá v seismologii názor, že pozorovaná spektra systematicky vykazují (po opravě na útlum) při rostoucí frekvenci spád f^{-2} . Přitom teoretické modely vyžadují spád f^{-D} , takže opět dostáváme $D = 2$. Vytvoříme-li počítačový generátor "kompozitního seismického zdroje", t.j. zlomu pokrytého bez mezer a bez překrývání dílčími zdroji splňujícími vztah $N \sim R^{-D}$ s dimenzí $D = 2$ (a předpokládáme-li navíc podobnost dílčích zdrojů, t.j. že průměrný skluz na každém z nich je úměrný R), můžeme ukázat, že odpovídající prostorové spektrum skluzu klesá jako k^{-2} (obr. 4), stejně jako ve spektrálním popisu. Tím se demonstruje i zde užitečnost fraktálního popisu, kterou jsme rozvedli výše.

Lokální efekty a šíření

Šíření od zdroje k místu pozorování lze často modelovat s použitím poměrně jednoduchých 1D modelů prostředí, t.j. prostředí, jehož elastické parametry se mění pouze s hloubkou. Blízko povrchu je však prostředí velmi složité, obecně 3D nehomogenní. Protože rychlost šíření je v povrchových vrstvách nízká, a s hloubkou prudce roste (v důsledku tlaku a uzavírání pórů v hornině), fungují povrchové vrstvy jako rezonátory nebo vlnovody. Určité frekvence vln, přicházejících od zdroje, se výrazně zesilují a dobu kmitů se prodlužuje. V uzavřených 3D strukturách (např. sedimentárních pánvích) se navíc tvoří lokální povrchové vlny nebo stojaté vlny. Difrakce na nerovinném zemském povrchu také není zanedbatelným jevem. Při hladině spodní vody blízko u povrchu se při zemětřesení ještě mohou uplatnit různé nebezpečné doprovodné jevy, např. sedání, "zvodnění" usazenin, atd. Celkově dochází k tomu, že se na povrchu od místa k místu silné pohyby velmi značně liší.

Není tedy divu, že se za těchto okolností mohou lokální efekty podílet na ničivých účincích zemětřesení velmi výrazně, někdy dokonce výrazněji než zdroj. Tím máme na mysli např. to, že i slabší zemětřesení může ničit v místech, která mají nepříznivé lokální podmínky. Proto musí být lokální efekty začleněny do predikce pohybů půdy a často se tak již opravdu činí.

² Zdá se, že místa budoucích asperit lze hledat studiem prostorových variací parametru b (Gutenberg-Richterův vztah, viz výše), konkrétně nárůst b může souviset s místy rostoucího napětí [9].

Existuje mnoho různých experimentálních metod, umožňujících odhadnout, zda studované místo bude seismický pohyb výrazně zesilovat, nebo ne. Metody jsou zpravidla založeny na pozorování slabých zemětřesení nebo tzv. seismického neklidu v určitých místních sítích dočasných stanic, zahrnující různé lokální podmínky. Při silných pohybech ale mohou tyto odhady selhat, např. v důsledku nelineární reologie povrchových vrstev. Stále více se proto uplatňuje numerické modelování, umožňující hlubší fyzikální pochopení lokálních anomálií. K nejzajímavějším studiím patří tzv. slepé testy, kdy odhadujeme nějaké dříve naměřené, ale "utajené", anomálie zemětřesných pohybů, abychom pak po "odtajnění" a porovnání modelu se skutečností našli a odstranili metodická úskalí [12].

Jako příklad modelování lokálních efektů uveďme nejnovější studii očekávaných silných pohybů v Basileji (Švýcarsko) [13], sloužící k posouzení ohrožení města v případě, že by se tam opakovalo ničivé zemětřesení o magnitudu 6.5 z roku 1356. Výpočet na obr. 5 byl proveden speciální hybridní metodou, v níž se účinek seismického zdroje a šíření vln v kůře modeloval nejprve bez vlivu komplikované přepovrchové struktury, která se pak následně do modelování zahrnula pomocí metody konečných diferencí [14]. Komplikovaný trojrozměrný model prostředí způsobuje, že pohyb půdy se od místa k místu silně mění, mnohem více než v případě obr. 3 počítaném s modelem jednorozměrným. Numerické řešení elastodynamické rovnice ve 3D prostředí s nerovinnými rozhraními je obtížné, jak numericky (časté nestability), tak počítačově (velké paměťové a časové nároky). Čím vyšší frekvence nás zajímají, tím jsou obtíže zpravidla větší. Pro stavební aplikace bychom se měli dostat k frekvencím 10-20 Hz. Je prakticky nemožné řešit kompletní úlohu (zdroj, šíření, lokální efekt) až do těchto frekvencí čistě numericky konečnými diferencemi (nebo konečnými prvky), proto právě vyniká význam zmíněného hybridního přístupu.

ZÁVĚR

Možná místa výskytu budoucích zemětřesení jsou (až na výjimky) zpravidla známá. Informuje o nich výzkum historických zemětřesení, paleoseismologie, studium aktivních zlomů, i současná seismicitá. Je jich však mnoho, zahrnují stovky velkoměst, a míra jejich bezprostředního ohrožení jistě není stejná. Proto je žádoucí upřesnit nejen místo, ale zejména čas výskytu velkého zemětřesení. V tomto článku jsme ukázali, že je to velice obtížné, ne-li nemožné. Je tomu tak proto, že dosud neexistuje vyčerpávající fyzikální model porušení zlomu v reálných tektonických podmínkách zemského nitra. Nelineární zlomový systém za jistých okolností poskytuje předzvěstné příznaky o tom, že se přibližuje velké zemětřesení (např. zvýšený výskyt slabších zemětřesení). Bohužel lze dokázat, že zemětřesení nemusí mít předzvěstné příznaky žádné. Cesta vpřed vede jediné přes numerické modelování zlomů, od jejich mikrostruktury a krátkodobých procesů, až po dlouhodobý život celých zlomových systémů.

V dnešní době jsme však schopni poměrně úspěšně modelovat silné pohyby půdy při očekávaných zemětřeseních. Tato úloha je snazší než předchozí, protože pro popis předpokládaného porušení zlomu, následného šíření seismických vln a jejich ničivých účinků disponuje seismologie jak dobrou fyzikální teorií, tak i dostatkem vstupních dat. Simulace silných pohybů se pak v praxi používá při projektování seismicky odolných významných staveb, např. jaderných elektráren, i při územním plánování nové výstavby v rozvinutých zemích. Velkým samostatným problémem (překračující hranice seismologie) však je, jak s některými odhady ohrožení vůbec naložit. To se týká např. existujících historických památek nebo husté a často velmi zranitelné primitivní výstavby v seismicky aktivních chudých zemích.

Poděkování:

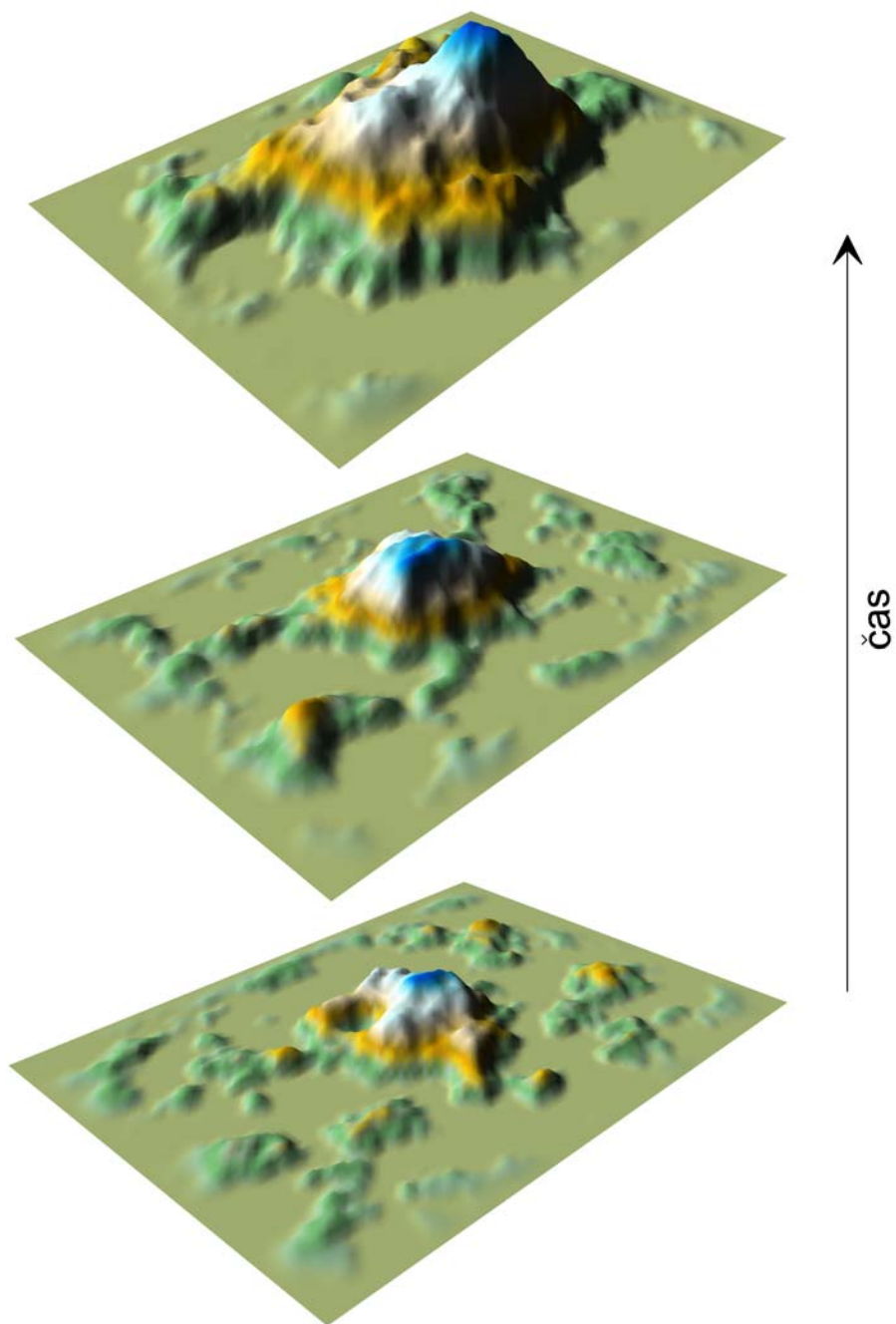
Tato práce vznikla za podpory grantu GAČR 205/03/1047 a v rámci EC projektu EVG3-CT-2002-80006 (Pražské centrum matematické geofyziky, meteorologie a jejich aplikací, MAGMA). Autoři děkují C. B. Papazachosovi a I. Opršalovi za poskytnuté obrázky č. 2 a 5. Cenné připomínky poskytl C. Matyska a čtyři anonymní recenzenti.

Literatura:

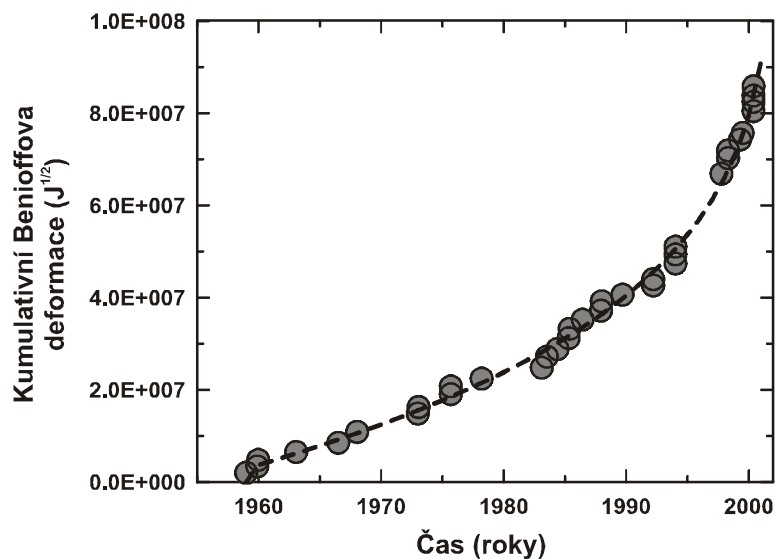
- [1] J. Zahradník, J. Burjánek, F. Gallovič, Čs. čas. fyz. **55**, v tomto čísle (2005).
- [2] B. Mandelbrot: *Fraktály – Tvar, náhoda a dimenze*. Mladá fronta, Praha 2003.
- [3] B. Gutenberg, Ch. Richter, Bull. Seism. Soc. Am., **34**, 185 (1944).
- [4] D. Legrand, Bull. Seism. Soc. Am., **92**, 3318 (2002).
- [5] M. Matsu'ura, P. Mora, A. Donnellan, X. Yin (Eds.): *Earthquake processes: physical modeling, numerical simulation and data analysis.*, in Pure Appl. Geophys. **159**, 1911 (2002).
- [6] J. Zahradník, Studia Geophys. Geod. **47**, 709 (2003).
- [7] D. L. Turcotte: *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge 1997.
- [8] P. Moczo, J. Kristek, Čs. čas. fyz. **54**, 182 (2004).
- [9] M. Wyss, D. Schorlemmer, S. Wiemer, J. Geophys. Res., **105**, 7829 (2000).
- [10] P. G. Somerville, K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. I. T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada, Seis. Res. Lett. **70**, 59 (1999).
- [11] C. Matyska, J. Zahradník, L. Hanyk, Pokroky matematiky, fyziky a astronomie **47**, 221 (2002).
- [12] J. Zahradník, *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion* (Irikura, K. et al., ed.), Balkema, Rotterdam, 1999, s. 1503.
- [13] I. Opršal, D. Faeh, D. Giardini, M. Mai, J. Geophys. Res. **110**, v tisku (2005).
- [14] I. Opršal, J. Zahradník, J. Geophys. Res. **107**, 2161 (2002).
- [15] C. B. Papazachos, G.F. Karakaisis, A.S. Savvaidis, B.C. Papazachos, Bull. Seism. Soc. Am., **92**, 570 (2002).
- [16] F. Gallovič: *High-frequency strong motion synthesis for k^{-2} rupture models*. Dipl. práce MFF UK, Praha 2002.
- [17] F. Gallovič, J. Brokešová, Studia Geophys. Geod. **48**, 589 (2004).
- [18] J. Burjánek: *A composite source model with fractal subevent size distribution*. Dipl. práce MFF UK, Praha 2002.

Magnitudo	Zlomová plocha (km ²)	Průměrný skluz (m)
5,0	11	0.11
6,0	112	0.36
7,0	1118	1.10
8,0	11176	3.49
9,0	111765	11.04

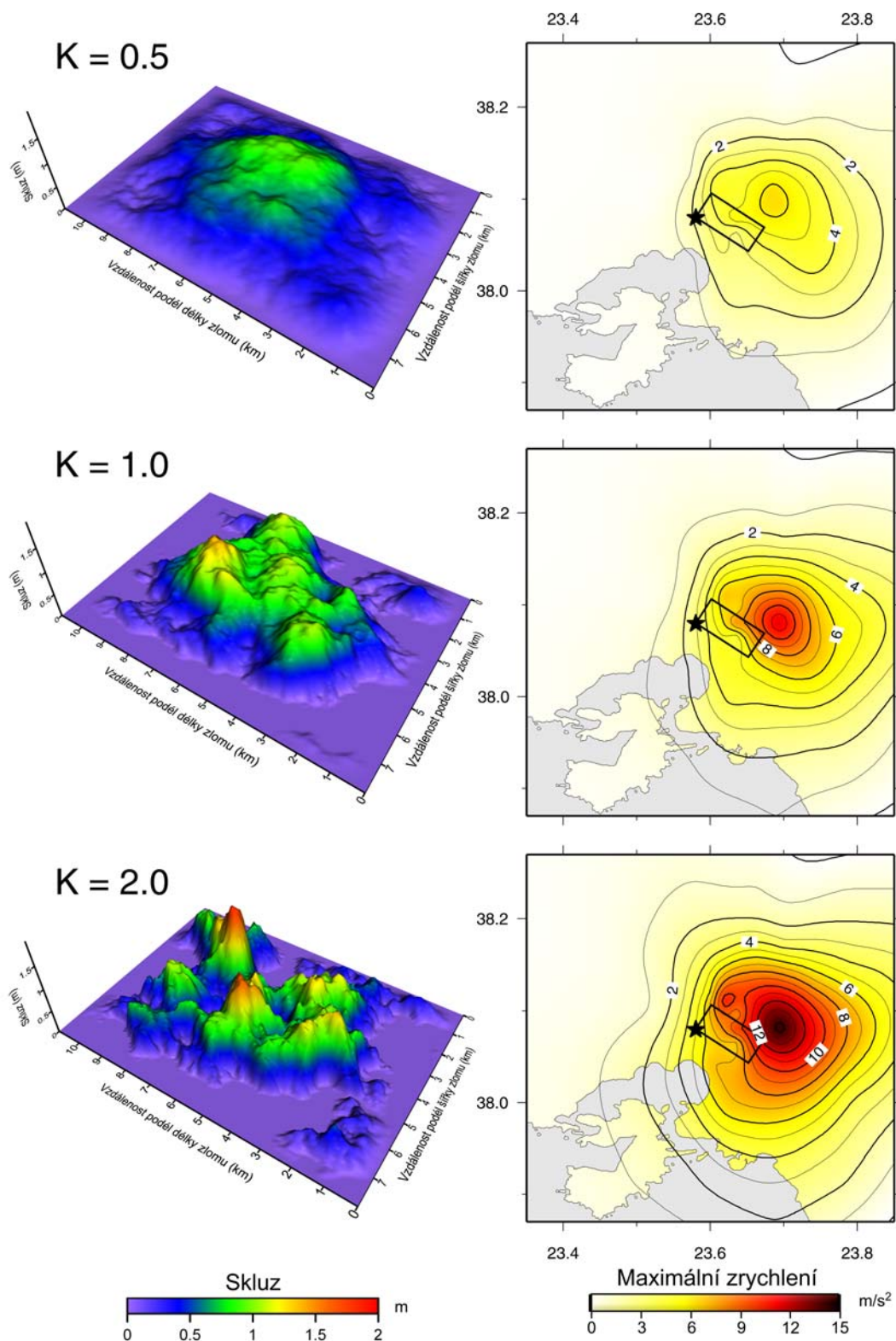
Tabulka 1/ Odhad velikosti zlomové plochy a průměrného skluzu pro vybraná magnituda (na základě empirických vztahů, viz [10]).



1/ Život zlomu. Panely zobrazují modelové rozložení napětí na zlomové ploše a jeho vývoj v čase (odzdola nahoru). Napětí roste a postupně v něm převládá dlouhovlnná složka. Ve střední části zlomové plochy se vytváří lokalizovaná oblast s velkou koncentrací napětí, budoucí asperita. Schematický obrázek, netýká se žádného konkrétního zemětřesení.

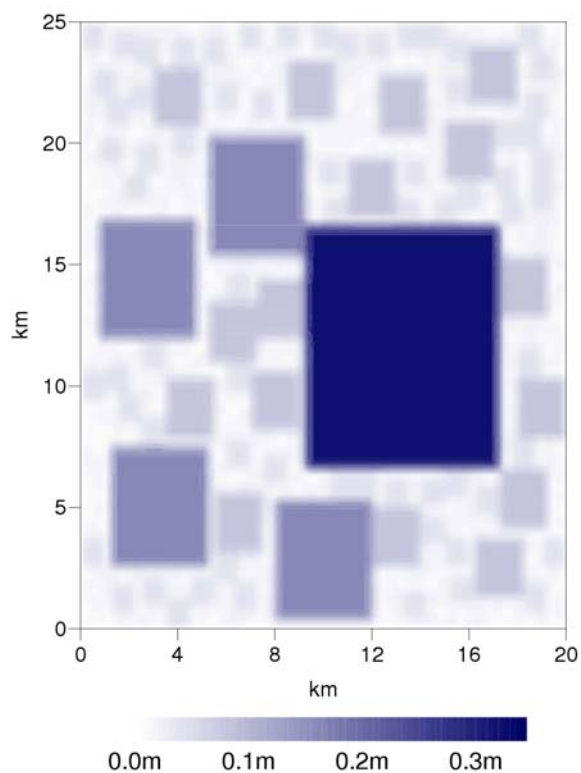


2/ Benioffův graf. Mocninný nárůst kumulativní Benioffovy deformace s časem pro jižní část Egejského moře. Kroužky odpovídají příspěvkům jednotlivých zemětřesení o magnitudu > 5 . Z proložené křivky a jejího matematického vyjádření vyplývá, že by se očekávané zemětřesení o magnitudu $> 6,8$ v dané oblasti mělo vyskytnout v nejbližších letech. Upraveno podle [15] se svolením autora.

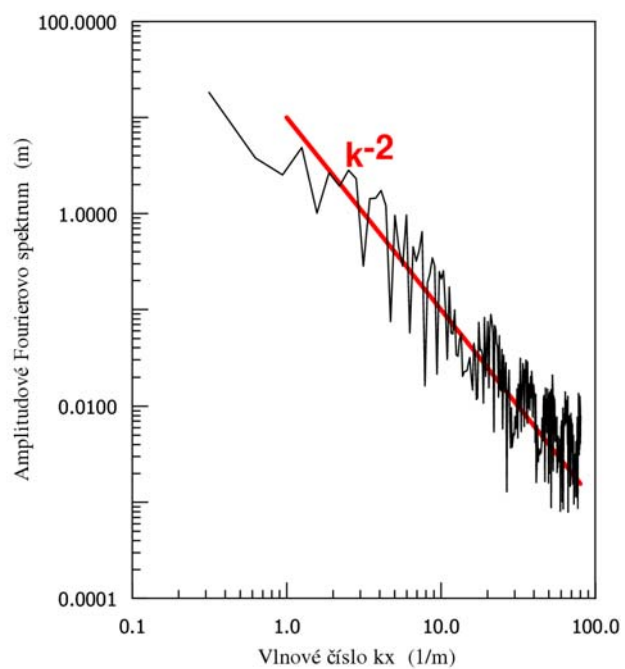


3/ Numerické modelování silných pohybů půdy. Vlevo: Tři příklady synteticky generovaného rozložení skluzu na zlomové ploše pro různé rohové vlnové číslo $k_c = K/L$, kde L je délka zlomu a K je volený parametr. Fáze je volena pro $k > k_c$ náhodně, kdežto pro $k < k_c$ tak, aby byl skluz koncentrován do středu zlomu. Průměrný skluz je pro všechny tři případy stejný. Vpravo: odpovídající výpočetní mapy maximálního zrychlení pohybu půdy (v m/s^2). V mapách je zakresleno epicentrum (hvězdička) a projekce zlomové plochy na zemský povrch. Trhlina se šíří konstantní rychlostí radiálně z hypocentra. Greenovy funkce byly počítány pro 1D (vertikálně nehomogenní) model zemské kůry. Vše se týká našeho podílu na výzkumu ničivého zemětřesení ($M_w=5.9$) v Aténách, viz [16, 17].

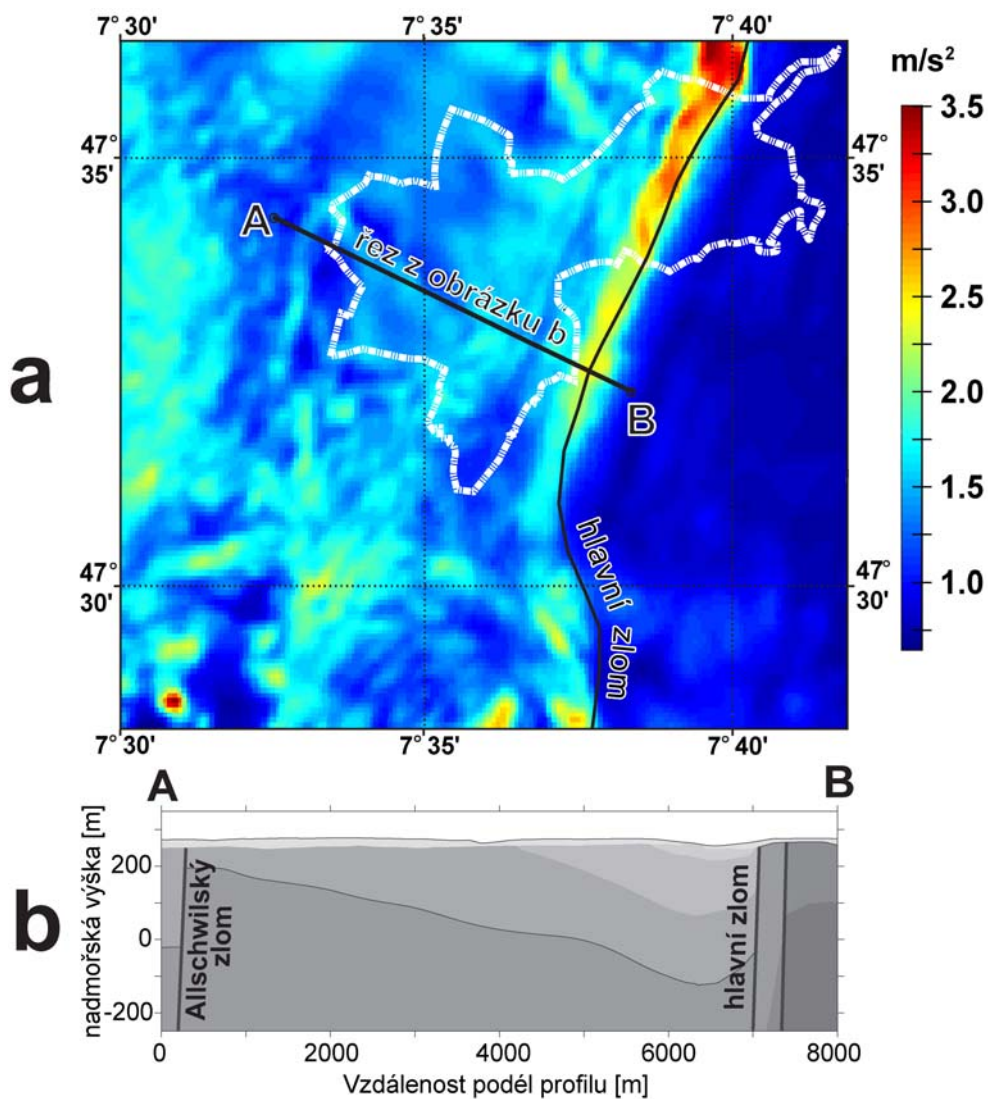
Prostorové variace skluzu



Řez prostorovým spektrem.



4/ Kompozitní model zemětřesení. Vlevo: zlomová plocha pokrytá dílčími zdroji, jejichž velikosti se řídí fraktálním rozdělením. Jedná se o jednu náhodnou realizaci. Vpravo: odpovídající prostorové amplitudové spektrum (typický řez 2D spektrem), demonstrující spád úměrný druhé mocnině vlnového čísla, k^2 . Schematický obrázek, netýká se žádného konkrétního zemětřesení. Viz též [18].



5/ Numerické modelování lokálních efektů. Horní obrázek znázorňuje modelovaná maximální horizontální zrychlení pohybu půdy v pánevní oblasti kolem Basileje, vyvolaná hypotetickým zemětřesením o magnitudu 6,5. Hranice města jsou znázorněny bílou čarou. Dolní obrázek zachycuje typický řez touto pánevní oblastí. Různé geologické vrstvy jsou znázorněny odstíny šedi a do modelování jsou zahrnuty pomocí různých elastických parametrů. Čím je barva světlejší, tím je hornina "měkčí" (nižší rychlost šíření seismických vln). Můžeme si povšimnout, že největší hodnoty zrychlení jsou soustředěny podél místa označeného na mapě jako „hlavní zlom“, představující největší horizontální skok v elastických parametrech. Zdroj modelovaného zemětřesení leží mimo obrázek.