

Seismický šum: neblahý společník seismických měření, ale i zvěd ze zemských hloubek.

Bohuslav Růžek a Jan Zedník

Geofyzikální ústav AV ČR, v.v.i., Boční II/1401, Praha 4, 141 31

e-mail b.ruzek@ig.cas.cz

Abstrakt

Klasická interpretace seismických záznamů je ztěžována přítomností šumu. V tomto případě lze na seismické vlny od konkrétního zdroje nahlížet jako na deterministický signál a na seismický šum jako na náhodný signál. Šum jako parazitní součást měření je odstraňován filtrací. V poslední době se ale objevily možnosti opačného přístupu. Šíření seismického šumu podléhá obdobným zákonitostem jako šíření deterministických signálů, je závislé na vlastnostech prostředí. Rozdíl je v tom, že šum je buzen mnoha zdroji zároveň a my měříme v superpozici jejich retardované odezvy. Proto je nutné při zpracování šumu použít statistických metod. Eventuální přítomnost individuálních seismických jevů s větší energií působí v tomto případě negativně. Zpracování dlouhých časových řad měření seismického šumu umožňuje extrahovat odezvu prostředí mezi dvojicí seismických stanic. V příznivém případě lze tuto odezvu transformovat na rychlostní model prostředí. Tato metoda je obdobou zjišťování vnitřní struktury Slunce pomocí interferogramů, metodou zvanou "helioseismologie".

Abstract

Seismic records are contaminated by noise. In classical approach elastic waves generated by an earthquake or a quarry blast are considered as a deterministic signal and seismic noise as a random signal. Commonly noise is removed or at least reduced by filtering. In recent years also an opposite approach appeared. Propagation of noise follows the same principles as for the deterministic signals – it is medium dependent. Unlike in earthquake source, the noise is generated by many uncorrelated sources and we measure the superposition of their responses to the medium. The use of statistical methods is therefore necessary. The presence of elastic waves containing high energy is a disturbing factor in noise studies. Processing of long time series of noise allows us to extract the response of the medium between two seismic stations. The responses can be transferred under favorable circumstances into the velocity model of the medium. The method is similar to the determination of the internal structure of the Sun by interferograms used in helioseismology.

1. Úvod

Povědomí o existenci seismického šumu a potažmo snahy o jeho studium a pochopení mají dnes již více než stoletou historii. Nejstarší nám známé pokusy prováděl italský mnich Timoteo Bertelli ve Florencii a později v Římě již okolo roku 1870 (Bernard 1990). Přístrojem zvaným "tromometer" sledoval intenzitu vibrací v daném místě. Zjistil relativní nezávislost vibrací na místě pozorování, avšak časové (sezónní) variace pozorovány byly. V době, kdy ještě neexistoval seismometr, byly tyto pokusy v pravdě průkopnické a T. Bertelli, aniž si to sám uvědomoval, patrně tehdy sledoval okamžitou úroveň mikroseismů.

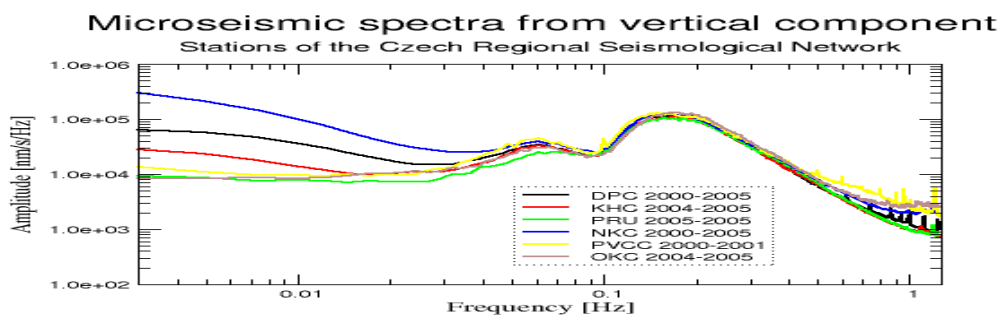
Instrumentální důkaz existence mikroseismů přišel po vynálezu seismometru a záhy po jeho širším zavedení do seismologické observatorní praxe. Mikroseismy byly specifikovány jako náhodné seismické kmity zemského povrchu s převládající periodou cca 6 s a o rychlostní amplitudě řádu 10^{-7} m/s (100 nm/s). Výzkumem mikroseismů se v této době zabývali mnozí významní geofyzici a seismologové, např. Wiechert, Gutenberg, Láška, Zátpek.

Význačnou událostí byla formulace matematického modelu generace seismického šumu. Tu podal v roce 1950 Longuet-Higgins (Longuet-Higgins 1950). Podle tohoto modelu jsou mikroseismy generovány stojatým vlněním mořské hladiny v místech oceánských barometrických depresí. Model byl od počátku úspěšný a do dnešní doby nebyl překonán. Původ mikroseismického neklidu podmíněný interakcí meteorologických faktorů a oceánských vod byl v minulosti mnohokrát testován a potvrzen (Webb and Cox 1986, Darbyshire 1990, Tanimoto 2005), alternativní variantou, která má ale jen omezenou platnost je přímá interakce mořských vln s pobřežím (Ostrovsky and Korhonen 1990). Obdobný model jako zavedl Longuet-Higgins použil později v roce 1967 Posmentier (Posmentier 1967) pro model generace mikrobaromů. Mikrobaromy jsou náhodné variace barometrického tlaku s převládající periodou 6 s, které mají řadu vlastností shodných s mikroseismy.

V minulosti byly prováděny mnohé pokusy o využití mikroseismů k určení strukturních charakteristik prostředí. Jednoduchá je metoda tzv. triangulace, ve které se zpracovávají záznamy tří (nebo více) stanic neležících v přímce (Nishida et al. 2005). Účelem metody je nalezení reprezentativní rovinné vlny šířící se mezi stanicemi. Záznamy z krátkého časového úseku jsou sumovány s relativními časovými posuny, které jsou závislé na

vektoru pomalosti s (na jeho směru i velikosti). Maximum koherence udává vektor s . Tato metoda určuje v nejlepším případě převládající směr průchodu mikroseismů a zdánlivou rychlost jejich šíření. V praxi nebylo nikdy dosaženo významnějších výsledků.

Přesto jsou pokusy o využití mikroseismů stále živé, navíc vykazují tyto výzkumy v poslední době jistou renesanci. Popudem k zvýšeným aktivitám v tomto směru byl nepochybně pokrok ve studiu šíření vln v náhodných prostředích a studium rozptýlených vln v difuzním režimu šíření. Souhrnně je tato problematika dostupná například ve speciálním monotematickém čísle *Geophysics 2006*. Teoretické výsledky lze využít ve více směrech. Jednu z možností nabízí úměrnost Greenovy funkce (ta popisuje přenosové vlastnosti prostředí mezi dvěma body prostoru) mezi dvojicí seismických stanic a vystředěné korelace náhodných vlnových polí naměřených na těchto stanicích. Není účelem opakovat teoretické zázemí metody, zájemci naleznou podrobný popis a množství dalších odkazů v již zmíněném časopise *Geophysics*. Technická realizace experimentu je překvapivě jednoduchá. Na dvou seismických stanicích je registrován seismický šum (mikroseismy), na který



Obr.1. Vystředěná amplitudová spektra z některých stanic české regionální seismologické sítě CRSN. V okolí frekvence 0.17 Hz je tvar spekter téměř identický.

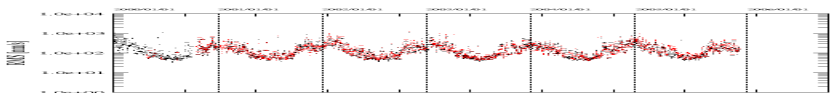
nejsou kladeny žádné speciální požadavky kromě stacionarity a statistické izotropie (zdroje vln mají být rozloženy statisticky rovnoměrně všude okolo obou stanic). Korelace záznamů vystředěná přes dlouhé časové období je úměrná Greenově funkci mezi těmito stanicemi filtrovaná charakteristikou měřících přístrojů. Podobný princip je použit helioseismologickou metodou při určování vnitřní struktury Slunce z interferometrického sledování náhodných pohybů povrchu jeho fotosféry.

Česká regionální seismologická síť poskytuje množství dat vhodných pro zpracování naznačeným způsobem. Specifické vlastnosti mikroseismů však umožňují i jejich další využití pro kontrolu kalibrací seismických stanic. V Geofyzikálním ústavu AV ČR, v.v.i., (dále jen GFÚ) jsme se v minulém období zabývali některými aspekty této problematiky. V následujícím textu poukážeme na některé zajímavé výsledky.

Poznamenejme ještě, že seismická stanice Úpice, provozovaná na místní hvězdárně od roku 1983, byla v minulosti též využívána (mimo jiné) pro registraci a vyhodnocení úrovně mikroseismů. Měření mikroseismů byla v letech 1987-1993 publikována v bulletinu stanice Úpice vydávaném hvězdárnou v Úpici. Vzhledem k tomu, že přístrojové vybavení neumožňuje plnohodnotnou širokopásmovou registraci, a výše zmiňované interpretační postupy jsou relativně nové, nebylo zde ale dosud dosaženo výsledků obecnějšího významu.

2.Stacionarita mikroseismů

Zvláštní vlastností mikroseismů je, zejména pohlížíme-li na ně jako na šumový signál, jejich stacionarita v čase i prostoru. Na obr.1 jsou znázorněna amplitudová spektra z 6 širokopásmových stanic české regionální seismologické sítě (CRSN: bližší popis <http://www.ig.cas.cz>). Spektra jsou spočtena ze záznamů vertikálních složek rychlostních snímačů a vystředěna pro velmi dlouhé časové období (podle dostupnosti dat jednotlivých stanic za období 2-6 let). Ve frekvenčním oboru cca 0.1-0.5 Hz jsou spektra téměř identická. Amplitudové



Obr.2. Časové variace amplitudové úrovně mikroseismů pro stanici DPC (černě) a NKC (červeně). Lze pozorovat pravidelné sezónní změny ale všechny roky jsou statisticky ekvivalentní. Grafy pro obě stanice se perfektně shodují.

maximum je v tomto případě na frekvenci 0.17 Hz, což odpovídá periodě 6 s. Shoda je pozoruhodná, zejména uvažíme-li odlehlost jednotlivých stanic: vzdálenost mezi stanicemi NKC-OKC je 411 km, což podle dalších odhadů lze vyjádřit jako více než 20-násobek charakteristické vlnové délky mikroseismů. Na této vzdálenosti

dochází bezpochyby k nejruznějším změnám geologického složení prostředí, délky paprsků jsou dostatečné na to, aby vlnový proces reagoval na vlastnosti prostředí, a přesto jsou amplitudy mikroseismů statisticky vzato neovlivněny. Lze tedy konstatovat, že amplitudové charakteristiky mikroseismů jsou prostorově stacionární.

Na obr.2 lze sledovat amplitudovou úroveň mikroseismů v závislosti na čase. Seismické záznamy vertikálních složek byly filtrovány pásmovou propustí na 6 s. Z takto filtrovaných dat byla spočtena hodnota RMS pro 30-minutový vzorek šumu z každého dne sledovaného období. Jednotlivé body grafu na obr.2 odpovídají tedy střední amplitudě mikroseismů některé seismické stanice v určitém čase. Pro přehlednost jsou uvedeny body pouze pro dvě stanice (DPC a OKC). Je patrné, že obě stanice vykazují pozoruhodnou shodu (černé a červené body se prolínají). Dále je zřetelná výrazná sezónní variace amplitud. V zimních obdobích jsou mikroseismy nejsilnější (maximum v lednu), v letních obdobích nejslabší (minimum v červnu). Sezónní poměr amplitud mikroseismů zima/léto dosahuje hodnot cca 1:8. Všechny další stanice CRSN byly takto testovány, a vykazují identické vlastnosti. Je zřejmé, že časové variace amplitud mikroseismů jsou periodické s periodou 1 rok a pro delší časové období jsou mikroseismy opět v čase stacionární (dlouhodobá úroveň šumu je konstantní).

Těchto vlastností jsme využili při kontrole kalibrací seismických stanic. Pro funkční stanice je nutno kalibraci provádět vždy korektními technickými prostředky. Náhradní „šumová“ kalibrace přichází do úvahy v případech archivních dat ze stanic, které buď již neexistují, nebo existují, ale nefungují v původní konfiguraci a jejich kalibrační dokumentace není spolehlivá. Srovnáním RMS šumu v rámci sítě stanic lze odhalit kalibrační defekty a v některých případech lze provést i nápravu. Metoda spočívá v empirické modifikaci kalibračních konstant tak, aby dlouhodobé amplitudové charakteristiky mikroseismů v rámci celé sítě stanic byly shodné. V praxi jsme tímto způsobem například objevili opomenutý elektronický člen u stanice KHC, nebo chybnou firmní dokumentaci seismometru Guralp.

3.Korelace náhodných vlnových polí

Tradiční (deterministický) popis šíření seismických vln předpokládá elementární zdroj seismických vln v bodě S , jehož radiusvektor je \mathbf{r}_s , a snímač posunutí elastických vln v bodě R jehož poloha je dána radiusvektorem \mathbf{r}_r . Prostorové posunutí \mathbf{u} v bodě R vyvolané vlněním z bodu S je dáno konvolucí

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}_s, \mathbf{r}_r, t) = \mathbf{M} * \mathbf{G}(\mathbf{r}_s, \mathbf{r}_r, t) * g(t) \quad (1)$$

kde \mathbf{M} je momentový tenzor seismického zdroje, \mathbf{G} je Greenova funkce, a $g(t)$ je časová funkce zdroje. Cílem mnoha seismických úloh je určení \mathbf{G} , případně přepočítání \mathbf{G} na strukturní prvky prostředí (určení průběhu významných seismických rozhraní a rychlostí šíření ve vrstvách). U těchto úloh je vždy nutno, aby polohy zdroje i všech snímačů byly předem známy, neboť se interpretují deterministické paprsky začínající ve zdroji a procházející snímači. U zemětřesení jsou polohy hypocentru sice striktně vzato neznámé, ale určují se nepřímou výpočtem a do strukturních úloh vstupují už jako známé veličiny.

Je pozoruhodné, že za jistých okolností nepotřebujeme k určení Greenovy funkce $\mathbf{G}(\mathbf{r}_s, \mathbf{r}_r, t)$ realizovat zdroj seismických vln ani v jednom z bodů S , R . Nutnou podmínkou úspěchu je existence stacionárního náhodného vlnového pole. U náhodného vlnového pole nelze pozorovat jednotlivé seismické fáze. P a S vlny spolu neustále interferují a jejich odlišení je proto nemožné. Vlny se šíří všemi směry a není žádný dominantní směr šíření. K matematickému popisu se již nehodí vlnová rovnice, používá se difuzní rovnice. Neřeší se úloha šíření diskretních elastických vln, ale úloha šíření energie. V difuzním režimu je střední poměr energie nesený P a S vlnami konstantní (uplatňuje se analogie ekvipartičního teorému), protože P a S vlny si energii neustále vyměňují až k dosažení režimu stacionární rovnováhy. Předmět našeho zájmu - odhad Greenovy funkce \mathbf{G}' - lze určit jako vystředěnou korelaci záznamů náhodných vlnových polí zaznamenaných v bodech S a R :

$$\mathbf{G}'(\mathbf{r}_s, \mathbf{r}_r, t) \approx \langle \mathbf{u}(\mathbf{r}_s, t) * \mathbf{u}(\mathbf{r}_r, -t) \rangle \quad (2)$$

Korelace vyjádřená konvolucí (2) je funkcí času, a zahrnuje jak šíření fiktivních vln směrem od S do R (pro kladné časy), tak obráceně od R do S (pro záporné časy). Souvisí to s mechanismem výpočtu korelace dvou časových řad, kdy lze aplikovat kladné i záporné časové posuny. Vzhledem k poznámce o izotropii náhodného vlnového pole by měl být náš odhad Greenovy funkce symetrická funkce:

$$\mathbf{G}'(\mathbf{r}_s, \mathbf{r}_r, t) = \mathbf{G}'(\mathbf{r}_s, \mathbf{r}_r, -t) \quad (3)$$

a případná asymetrie je indikací nesplnění předpokladů metody.

Jako náhodné vlnové pole lze uvažovat kody P a S vln velkých zemětřesení (koda = nepravidelné exponenciálně tlumené kmity registrované po příchodu dominantní vlny). Předpokládá se, že tyto části seismických záznamů jsou ekvivalentní vlnám rozptýleným na mnoha náhodně situovaných nehomogenitách v blízkosti registrující stanice. Dalším kandidátem náhodného vlnového pole jsou záznamy mikroseismů. Samy zdroje mikroseismů jsou rozmístěny náhodně a jsou nekorelovány. Náhodnost mikroseismů je dále umocněna difrakcí na nehomogenitách v okolí stanice mechanismem obdobným jako u kody zemětřesení.

V příznivém případě lze tedy pomocí jednoduchých korelačních procedur získat odhad Greenovy funkce mezi každou dvojicí registrujících stanic. Tyto fiktivní záznamy lze chápat jako odezvy prostředí na jednotkové impulsy realizované v jedné ze stanic z každého páru a registrované v druhé stanici páru. Fiktivní "seismogramy" lze dále interpretovat pomocí standardních metod, stejně jako bychom postupovali v případě vyhodnocování záznamů zemětřesení nebo průmyslových odpalů.

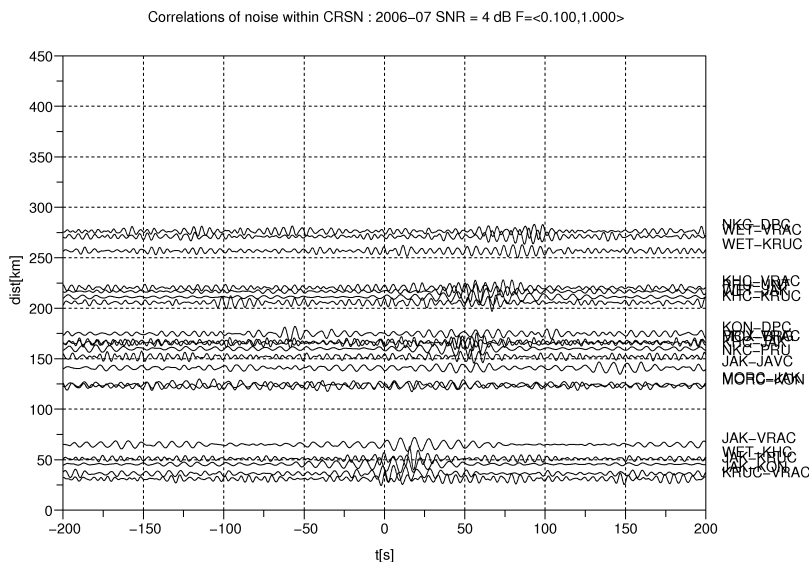
Metoda je atraktivní, kromě své jednoduchosti, zejména díky tomu že mikroseismy tvoří jistě přes 90 % spojitých seismických záznamů a lze je měřit kdykoliv a kdekoliv. Realizace odpalů je naproti tomu

nepoměrně složitější a nákladnější. Věc má pochopitelně i své nevýhody. Hlavní potíž spočívá v době, po kterou je nutno šumová měření provádět a v množství dat, které je nutno korelovat, abychom dosáhli požadovaného výsledku. Teoretické úvahy ukazují, že míra konvergence je úměrná době měření, a klesá se vzdáleností stanic a převládající frekvencí signálu. Snadno lze pracovat s blízkými stanicemi a nízkofrekvenčními signály a naopak. Praktické pokusy ukázaly, že za obvyklých okolností je k dosažení seismologicky smysluplných výsledků nutno korelovat záznamy za období řádu 1 rok.

4.Korelace záznamů CRSN v roce 2006

Jako praktickou ukázkou extrakce Greenovy funkce ze záznamů mikroseismů uvádíme fiktivní ("korelační") seismogramy na obrázcích 3-5. Zde byla zpracována data za období leden-červenec 2006, a to ze všech stanic sítě CRNS a dále z vybraných stanic experimentu BOHEMA (*Babuška et al. 2005*) a z německých seismologických stanic MOX, WET, BRG a CLL. Byly zpracovány pouze záznamy z vertikální složky širokopásmových kanálů. Signály byly nejprve převzorkovány decimálním filtrem z původních 20 Hz na 5 Hz a byl odstraněn případný offset. Pomocí automatické procedury byly odstraněny úseky dat s možnými instrumentálními defekty. Poté byla použita sekvence pásmových propustí s Butterworthovou charakteristikou a tím bylo získáno 5 datových proudů z každé stanice, které byly korelovány nezávisle:

1. pouze decimovaná a nefiltrovaná data



Obr.5. Výsledek korelací seismického šumu v oboru period 10 s - 1 s. Uspořádání obrázku je shodné s obr.3.

Vzhledem k velkému množství různých kombinací dvojic stanic (celkem bylo zpracováno 39 stanic, které teoreticky poskytují 741 fiktivních seismogramů) jsou na dalších obrázcích uvedeny jen ty dvojice, které mají poměr signál-šum alespoň 4 dB. Pod pojmem signál-šum je zde chápán poměr středních amplitud v čase očekávaného příchodu povrchových vln k střední amplitudě celého záznamu. Povrchové vlny na vertikální složce mohou být pouze Rayleighova typu s typickou grupovou rychlostí šíření 2.8 km/s.

Ze srovnání obrázků 3-5 plynou následující poznatky. Korelací šumu lze vskutku dosáhnout extrakce realistických seismogramů Rayleighových vln, které tvoří dominantní složku Greenových funkcí pro povrchové zdroje seismických vln. Subjektivně ohodnocená kvalita vlnového obrazu je nejlepší pro pásmo period 20-10 s (obr.4). Zdánlivě zde dochází k rozporu s teorií, kdy nejlepší výsledky by měly být pro nejdelší periody (40-20 s, obr.3). Rozpor lze snadno vysvětlit spolupůsobením dalšího faktoru, kterým je frekvenční obsah samotných mikroseismů. Pro naše nejdelší periody (40-20 s) mají mikroseismy relativně slabé amplitudy, a dochází k výraznějšímu uplatňování dalších rušivých faktorů - včetně numerického zaokrouhlování. Pro pásmo period 20-10 s jsou mikroseismy již dostatečně silné a konvergence ještě dostatečně rychlá. Naopak pro nejvyšší zpracovávané frekvenční okno 1-2 Hz (obrázek neuvádíme) nebylo dosaženo uspokojivých výsledků a nejspíše by bylo nutné korelovat ještě mnohem delší úseky dat.

Za povšimnutí stojí též asymetrie seismogramů/korelogramů vzhledem k ose $t=0$. To indikuje anizotropii šíření mikroseismů a tato skutečnost upozorňuje na nekonzistenci pozorování a použité teorie. Navzdory tomu jsou získané vlnové obrazy dále interpretovatelné.

5.Závěr

Problematika šíření seismických vln v náhodných prostředích je slibně se rozvíjející obor. Svě uplatnění nachází také při vysvětlování vlastností mikroseismického neklidu a při formulaci odpovídajících matematických modelů. Statistický charakter relevantních mikroseismických dat podmiňuje použití statistických metod zpracování, které se v našem případě omezují na jednoduché korelační funkce.

Mikroseismický neklid má výrazně stacionární charakter. Této vlastnosti lze využít při kontrole kalibrací seismických stanic v regionálním měřítku. Úspěšně jsme provedli úplnou kontrolu archivu kontinuálních digitálních záznamů GFÚ a objevili a opravili několik kalibračních chyb.

Mikroseismický neklid je vlnové povahy a charakteristiky jeho šíření odrážejí vlastnosti prostředí. Vhodnými procedurami lze dospět k extrakci vlnových obrazů, které jsou ekvivalentní šíření vln mezi dvojicemi seismických stanic. Dosud jsme provedli korelační výpočty pro všechny dostupné širokopásmové stanice situované v českém masivu nebo jeho nejbližším okolí za období roku 2006. Vlnové obrazy takto získané jsou interpretovatelné standardními prostředky pro inverzi deterministických vlnových polí. Těmito inverzními úlohami se budeme zabývat v nastávajícím období.

6.Literatura

- Babuška V., Plomerová J., Vecsey L., Jedlička P. and Růžek B., 2005. Ongoing passive seismic experiments unravel deep lithosphere structure of the Bohemian Massif. *Stud. geophys. geod.* **49**, No. 3, 423-430.
- Bernard P., 1990. Historical sketch of microseisms from past to future. *Physics of the Earth and Planet. Int.*, **63**: 145-150.
- Darbyshire J., 1990. Analysis of twenty microseism storms during the winter of 1987-1988 and comparison with wave hindcasts. *Physics of the Earth and Planet. Int.*, **63**, 181-195.
- Geophysics*, **71**, No.4, Supplement Seismic Interferometry, eds. Wapenaar K., D. Draganov, and J. Robertsson.
- Longuet-Higgins M.S., 1950. A theory of the origin of microseisms. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **243**:1-35.
- Nishida K., Fukao Y., Watada S., Kobayashi N., Thira M., Suda N., Nawa K., Oi T. and Kitajima T., 2005. Array observation of background atmospheric waves in the seismic band from 1 mHz to 0.5 Hz. *Geophys. J. Int.*, **162**, 824-840.
- Ostrovsky A.A. and Korhonen H., 1990. On correlation of the energies of primary and secondary storm microseisms. *Physics of the Earth and Planet. Int.*, **63**, 196-200.
- Posmentier E.A., 1967. A theory of microbaroms. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **13**: 487-501.
- Sabra K.G., Gerstoft P., Roux P. and Kuperman W.A., 2005. Extracting time-domain Green's estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.
- Sabra K. G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W.A. and Fehler M.C., 2005. Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14311, doi:10.1029/2004GL023155.
- Sánchez-Sesma F. J. and Campillo M., 2006. Retrieval of the Green's Function from Cross Correlations: The Canonical Elastic Problem. *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 1182-1191, doi:10.1785/0120050181.
- Shapiro N. M., and Campillo M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Shapiro N. M., Campillo M., Stehly L. and Ritzwoller M.H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, **29**, 1615-1617.
- Tanimoto T., 2005. The oceanic excitation hypothesis for the continuous oscillations of the Earth. *Geophys. J. Int.* **160**, 276-288.
- Webb S.C., and Cox C.S., 1986. Observations and Modeling of Seafloor Microseisms. *Journal of Geophys. Res.*, **91**, 7343-7358.

Poděkování

Tato práce vznikla za podpory grantového projektu "Plášťová litosféra centrální a severní Evropy jako mozaika mikro-kontinentů", reg.č. IAA300120709, podporované Grantovou agenturou AV ČR. Odpovědným řešitelem projektu je J.Plomerová, GFU AV ČR, v.v.í.