

FAKULTA MATEMATIKY, FYZIKY A
INFORMATIKY
UNIVERZITY KOMENSKÉHO
V BRATISLAVE

Katedra geofyziky

**Analýza seizmického šumu
vo vzťahu k prenosovým vlastnostiam
lokálnych povrchových štruktúr**

DIPLOMOVÁ PRÁCA

Vypracovala: Lucia Fojtíková
Vedúci diplomovej práce: doc. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava

Marec 2001

Prehlasujem, že som diplomovú prácu
vypracovala samostatne s použitím
literatúry uvedenej v zozname.

Ďakujem **doc. RNDr. Petrovi Moczovi, DrSc.** za priateľský prístup, trpezlivosť, odborné uvedenie do problematiky a cenné rady, ktorými mi pomáhal pri vypracovaní diplomovej práce.

Ďakujem **RNDr. Petrovi Labákovi, PhD.** a **Mgr. Jozefovi Kristekovi** za porozumenie a ochotu vždy pomôcť.

Ďakujem tiež všetkým pracovníkom oddelenia seizmológie GFÚ SAV za vytvorenie vhodných podmienok pri písaní tejto práce.

OBSAH

1. Úvod	2
2. Lokálne efekty	3
2.1 Vplyv lokálnej geologickej štruktúry na seizmický pohyb.....	3
2.2 Metódy výskumu vplyvu lokálnych geologických štruktúr na seizmický pohyb	4
3. Určenie vplyvu lokálnych geologických štruktúr meraním seizmického šumu	5
3.1 Seizmický šum	5
3.2 Vzťah seizmického šumu k lokálnej geologickej štruktúre	5
3.3 Analýza seizmického šumu	6
3.3.1 Priama interpretácia Fourierovho spektra	6
3.3.2 Metóda spektrálnych pomerov vzhľadom k referenčnému miestu	8
3.3.3 Metóda H/V pomeru	9
4. Cieľ diplomovej práce	16
5. Meranie seizmického šumu	17
5.1 Bloková schéma merania	17
5.2 Meracia aparátúra a parametre merania	17
5.3 Lokality	19
6. Analýza meraní	22
6.1 Prvotné spracovanie meraní	22
6.2 Výpočet H/V pomerov	23
6.2.1 Algoritmus výpočtu	23
6.2.2 Výpočtový program Bruistat	24
6.2.3 Parametre výpočtu H/V pomerov	24
7. Výsledky.....	30
7.1 Efekt výberu časových okien	30
7.2 Efekt spôsobu zhladenia spektier	30
7.3 Efekt doby merania.....	30
7.4 Porovnanie H/V pomerov pre vybrané lokality.....	33
8. Závery	43
Literatúra.....	44

1. Úvod

Predikcia seizmického pohybu je veľmi dôležitou úlohou seizmológie. Predikcia pohybu na významných lokalitách, najmä na povrchu sedimentárnych štruktúr, je zameraná hlavne na možnosť anomálne zosilneného a časovo predĺženého seizmického pohybu – t. j. na detegovanie potenciálnych lokálnych efektov budúcich zemetrasení. Skúmanie lokálnych efektov a prenosových vlastností je pomerne dobre možné, ak je dané územie seizmicky aktívne. Ak je seizmická aktivita relatívne nízka, musia seizmológovia použiť nepriame metódy. K nim patria teoretické i experimentálne prístupy. Zaujímavým prístupom je využívanie meraní seizmického šumu, najmä v súčasnosti používaná i diskutovaná metóda pomeru spektra horizontálnej a spektra vertikálnej (tzv. H/V pomeru) zložky šumu.

H/V pomer môže indikovať tú frekvenciu, na ktorej je seizmický pohyb najviac lokálnou povrchovou štruktúrou zosilnený.

Táto práca je venovaná problematike využitia meraní seizmického šumu na skúmanie prenosových vlastností lokálnych povrchových štruktúr.

V druhej kapitole je diskutovaný vplyv lokálnej geológie na seizmický pohyb a spôsoby výskumu lokálnych efektov. V tretej kapitole sú prezentované tri metódy merania seizmického šumu. V podkapitole 3.3.3 je popísaná metóda H/V pomeru. V štvrtej kapitole je formulovaný cieľ diplomovej práce. V piatej kapitole je popísaný proces merania šumu a vybrané lokality. V šiestej kapitole je popísané spracovanie meraní. Výsledky merania a analýzy sú uvedené v kapitole 7.

2. Lokálne efekty

2. 1 Vplyv lokálnej geologickej štruktúry na seizmický pohyb

Seizmický pohyb na danom mieste počas zemetrasenia určujú tieto faktory: seizmický zdroj (jeho veľkosť a smer posunutia na zlomovej ploche, orientácia zlomovej plochy, poloha), prostredie medzi zdrojom a daným miestom a lokálna geologická štruktúra.

Lokálny efekt môžeme definovať ako anomáliu seizmického pohybu pôdy. V rozpore s vyžarovacou charakteristikou zdroja a vzdialenosťou od miesta zdroja sú hodnoty amplitúd seizmického pohybu v časovej a frekvenčnej oblasti aj samotné trvanie pohybu. Lokálny efekt sa môže prejavovať aj anomáliou v makroseizmickom poli, ak ide o zastavanú oblasť, ako aj sekundárnym pohybom pôdy, ktorý je indukovaný vibračným seizmickým pohybom.

K najvýraznejším lokálnym efektom dochádza v povrchových sedimentárnych štruktúrach, najčastejšie v dôsledku rezonančných javov. Keďže povrchy sedimentárnych štruktúr (t. j. sedimentmi vyplnených bazénov a údolí) sú najobývanejšími oblasťami, lokálne efekty sú najčastejšie zodpovedné za najväčšie škody počas zemetrasenia.

Typickým veľkomestom, ktoré leží na nekonsolidovaných sedimentoch a navážkach je hlavné mesto Mexika. Geologická štruktúra pod Mexikom má za následok obrovské škody počas zemetrasení. Napríklad zemetrasenie v roku 1985 ($M_w = 8.1$) spôsobilo veľké materiálne škody a obeť na životoch. Ďalším príkladom lokálneho efektu môže byť zemetrasenie v roku 1970 v Gedize v Turecku ($M_s = 7$). Tu bola hlavnou príčinou zrútenia sa továrenského komplexu zhoda vlastných frekvencií budov s rezonančnou frekvenciou geologického podlažia. V oboch prípadoch zemetrasenie v bližších oblastiach k epicentru nespôsobilo vážnejšie škody. Anomálny pohyb sa môže prejavovať aj extrémne vysokými hodnotami zrýchlenia pohybu pôdy. Počas zemetrasenia v roku 1994 v Northridge v USA bola nameraná hodnota zrýchlenia dosahujúca hodnotu 1.8g.

Lokálnou geologickou štruktúrou nazývame tú časť geologického podlažia, ktorá ovplyvní seizmický pohyb pôdy na danej lokalite v záujmovom intervale frekvencií. Tento interval možno definovať vo vzťahu k frekvenciám, na ktorých môžu kmitať stavebné objekty a budovy ako $\langle 0.1, 20.0 \rangle$ Hz.

Typické rýchlosti šírenia seizmických vln v povrchových štruktúrach sa pohybujú v intervale $100 - 3000 \text{ ms}^{-1}$. Najnižšími rýchlosťami sa vyznačujú sedimenty, resp. nekonsolidované sedimenty. Interval frekvencií a interval rýchlostí určuje interval typických rozmerov lokálnej geologickej štruktúry – $10^1 - 10^3$ m.

Lokálne štruktúry môžeme rozdeliť na topografické, sedimentárne a kombinované. Medzi anomálne pohyby zapríčinené lokálnou geologickou štruktúrou patrí: zosilnenie na vrchole topografickej štruktúry v dôsledku fokusácie (napríklad na hrebeni), diferenciálny pohyb na svahu topografickej štruktúry v dôsledku laterálnej difrakcie a interferencie s dopadajúcou vlnou, zosilnenie na rovinnom povrchu pri dopade S vlny polarizovanej vo vertikálnej rovine pod uhlom blízkym kritickému. K silnému diferenciálnemu pohybu dochádza v blízkosti silnej laterálnej nehomogenity v dôsledku laterálnej difrakcie, anomálne zosilnenie vznikajúce prechodom vln z tvrdšej horniny do mäkkej, ale aj v dôsledku jednorozmernej vertikálnej rezonancie v horizontálnej vrstve sedimentov. Plytké sedimentárne údolia sa vyznačujú zosilnením a silným diferenciálnym

pohybom v dôsledku indukcie a šírenia sa povrchových vln. Hlboké údolia sa vyznačujú zosilnením, diferenciálnym pohybom a rezonanciou celého údolia.

Na území Slovenska boli v minulosti silné zemetrasenia. Keďže sa tektonický vývoj územia Slovenska nezastavil, treba očakávať podobné zemetrasenia aj v budúcnosti. V prípade aj stredne veľkého zemetrasenia by mohli lokálne efekty spôsobiť škody, ktoré by zodpovedali silnejšiemu zemetraseniu.

2. 2 Metódy výskumu lokálnych geologických štruktúr

Každá lokálna geologická štruktúra má svoje parametre a osobitosti. Preto aj vplyv na seizmický pohyb treba skúmať špecificky pre danú lokalitu.

Pri skúmaní lokálnej geologickej štruktúry a jej prenosových vlastností treba vziať do úvahy charakteristiku seizmického zdroja a epicentrálnu vzdialenosť a v neposlednom rade aj jej význam (osídlenie, hospodársky význam).

Metódy zaoberajúce sa prenosovými vlastnosťami môžeme rozdeliť na teoretické a priame. Teoretickými metódami možno za určitých predpokladov a znalostí o lokálnej geologickej štruktúre lokálne efekty zemetrasení predikovať. Najdôležitejšou je znalosť lokálnej geologickej štruktúry t. j. rozloženie hodnôt rýchlostí šírenia seizmických vln, hustoty a faktorov kvality. Dôležitá je aj topografia voľného povrchu. Teoretické metódy sú založené hlavne na riešení rovnice elastickeho alebo viskoelastickeho kontinua. Teoretické metódy umožňujú chápať fyzikálnu podstatu lokálnych efektov. K teoretickým metódam patrí najmä metóda konečných diferencií, metóda konečných prvkov a rôzne hybridné metódy. Teoretické metódy sú významné hlavne pre lokality, pre ktoré chýbajú makroseizmické pozorovania a merania.

Priame metódy sú založené na priamom meraní pohybu seizmometrami na záujmových lokalitách. Presnejšie informácie získavame sústavou seizmometrov.

Ďalšou možnosťou je skúmanie lokálnych efektov v prípade, že vlnové pole je vybudené umelo. Na tento účel možno použiť umelé explózie. Nevýhodou takéhoto prístupu je fakt, že umelé explózie budia iné vlnové pole ako zemetrasenia.

Bolo by vhodné mať metódu, ktorá by nemala vplyv na životné prostredie, nezávisela by na vlnovom poli generovanom zemetrasením, pomerne presne by odhadla lokálny efekt počas zemetrasenia a, v neposlednom rade, bola by finančne nie veľmi náročná. Takouto metódou by mohlo byť skúmanie lokálnych geologických štruktúr pomocou seizmického šumu.

3. Určenie vplyvu lokálnych geologických štruktúr meraním seizmického šumu

Hlavným podkladom pre spracovanie tejto kapitoly bol prehľadový článok Barda (1999).

3.1 Seizmický šum

Seizmický šum je slabé, nepretržité kmitanie pôdy, ktoré je prítomné pri každom seizmickom meraní.

Zdroje seizmického šumu delíme na zdroje antropogénneho pôvodu (napr. stroje, doprava) a zdroje prírodné (napr. vietor, morské vlny). Zdroje antropogénneho pôvodu spôsobujú šum na frekvenciách približne nad 1 Hz, kým prírodné zdroje generujú šum najmä s frekvenciami pod 1 Hz. Frekvencie v intervale od 0.3-0.5 Hz až po 1 Hz sú generované vlnami pri pobreží, ale napríklad aj vetrom. Najvýraznejšie píky v tomto intervale frekvencií sú pozorované hlavne na seizmických staniciach v blízkosti pobrežia. Frekvencie pod 0.3-0.5 Hz sú generované oceánskymi vlnami, presnejšie zmenou tlaku stĺpca vody na dno oceánu. Tento druh seizmického šumu je veľmi stabilný, závisí iba na veľkoškálových meteorologických podmienkach nad oceánom. Šíri sa ako *Rg* a *Lg* fáza. Toto kmitanie je pozorované aj na vnútrozemských seizmických staniciach.

Rozdiel medzi šumom antropogénneho a prírodného pôvodu je zrejмый z porovnania celodenného záznamu. Význačné amplitúdy antropogénneho šumu sú v nočných hodinách až niekoľkokrát menšie.

Seizmický šum sa skladá z povrchových a z objemových vln. Ich zastúpenie je rôzne. Závisí od zdrojov šumu a prostredia medzi prijímačom a zdrojom. Napríklad, Rayleighove vlny môžu byť generované premávkou a pouličným ruchom. Rayleighove a Loveove vlny boli identifikované aj v dlhoperiodickom pásme seizmického šumu, ktorého zdrojom boli Stredozemné more, Severné more a Atlantický oceán. Chouet (1998) analýzou záznamov mikrotrasov sopky Stromboli zistil, že tento seizmický šum sa skladá hlavne z povrchových vln. 70% z nich tvorili Rayleighove vlny a 30% Loveove vlny. Na základe toho, že zdroje tohto šumu sú relatívne hlboké, Chouet vyslovil názor, že seizmický šum generovaný povrchovými zdrojmi bude mať zastúpenie povrchových vln ešte väčšie. Avšak pri niektorých iných meraniach a simuláciách bolo zasa ukázané, že seizmický šum v danej lokalite má dominantnú zložku objemových vln.

Pri každom meraní a analýze seizmického šumu treba zvážiť geologické a geografické podmienky a tiež vplyv osídleného územia a ľudských aktivít.

3.2 Vzťah medzi seizmickým šumom a lokálnou geologickou štruktúrou

Štúdiom seizmického šumu sa začali ako prví zaoberať japonskí seizmológovia, pretože tušili možný vzťah medzi seizmickým šumom a lokálnou geologickou štruktúrou. Priekopníckou prácou v tejto oblasti bola práca Kanaia (1954).

Lokálna geologická štruktúra môže spôsobiť anomálie v seizmickom pohybe pôdy počas zemetrasení. Tieto anomálie závisia od vlastností lokálnej geologickej štruktúry a vlastností dopadajúcej vlny. Podobným spôsobom môže lokálna geologická štruktúra vplývať aj na vlnové pole seizmického šumu. Z tohto dôvodu je možné hľadať istú

analógiu medzi lokálnym efektom počas zemetrasenia a lokálnym efektom pri mikrokmitaní spôsobenom seizmickým šumom.

Analýzou seizmického šumu možno zistiť niektoré vlastnosti sedimentárnych lokálnych geologických štruktúr - ich mocnosť a priestorové variácie, hlavne laterálne diskontinuity.

Dlhé periódy šumu antropogénneho pôvodu a seizmický šum prírodného pôvodu sa používajú na hrubý odhad lokálnych efektov a amplitúda spektrálnych pomerov medzi mäkkou pôdou a skalnatým povrchom (viď 3.3.2) koreluje s hrúbkou sedimentov. Avšak treba zvážiť lokálne podmienky, pretože zosilnenie na lokálnej geologickej štruktúre môže byť vlastnosťou zdroja.

Krátke periódy seizmického šumu dávajú možnosť odhadnúť rezonančnú frekvenciu a úroveň zosilnenia na sedimentárnej štruktúre. Nejednoznačnosti v odhade rezonančnej frekvencie pre mäkké pôdne štruktúry skúmaním krátkych periód sú spôsobené faktom, že nie vždy vieme oddeliť efekty spôsobené zdrojom šumu od efektov spôsobených geologickou štruktúrou.

V niektorých prípadoch frekvenčný obsah šumu nie je v súlade s lokálnym efektom počas zemetrasenia. Je to pravdepodobne vtedy, keď kratšie periódy seizmického šumu viac závisia na lokálnych zdrojoch, ktorými sú excitované a menej závisia od niektorých vlastností geologickej štruktúry.

Vzťah medzi seizmickým šumom a lokálnou geologickou štruktúrou nie je dostatočne preskúmaný. Je nutné vykonať rozsiahly súbor meraní na rôznych typoch lokálnych geologických štruktúr, ktorých parametre sú dobre známe a pomocou ich analýzy a numerických simulácií objasniť vzájomný vzťah seizmického šumu a lokálnej geologickej štruktúry.

3.3 Analýza seizmického šumu

Na analýzu seizmického šumu sa používajú najčastejšie tri metódy: priama interpretácia z amplitúd Fourierovho spektra, metóda spektrálneho pomeru vzhľadom k referenčnému miestu a metóda spektrálneho pomeru horizontálnej a vertikálnej zložky pohybu na danom mieste. Tieto metódy môžu v rôznej miere indikovať alebo preukázať vplyv lokálnej geologickej štruktúry na seizmický šum v závislosti od toho, do akej miery je možné vylúčiť vplyv samotného zdroja šumu. Základnou otázkou však je, do akej miery môže byť napr. spektrálny pomer šumu odhadom či určením prenosovej funkcie geologickej štruktúry pre seizmické vlny prichádzajúce do lokálnej štruktúry počas zemetrasenia. Je na prvý pohľad zrejmé, že je to možné len za určitých predpokladov. Tieto predpoklady sú zrejme rôzne pre rôzne metódy.

3.3.1 Priama interpretácia Fourierovho spektra

Kanai (1954) správne upozornil, že na určenie prenosovej funkcie lokálnych geologických štruktúr pre dopadajúcu rovinnú S vlnu pomocou spektra nameraného šumu sú nutné dva predpoklady:

- i)* šum je konzistentný s vertikálne sa šíriacou rovinnou S vlnou,
- ii)* spektrum zdroja šumu zodpovedá bielemu šumu (t. j. každá frekvencia je zastúpená rovnako)

Tieto predpoklady sa však odlišujú od skutočnej povahy seizmického šumu. Seizmický šum pozostáva hlavne z povrchových vln. Spektrum prírodného šumu nie je biele. Navyše, vykazuje dominantnú periódu 5-6 s a šum antropogénneho pôvodu sa skladá z komponentov, ktoré majú význačné frekvenčné pásma najmä v okolí 2 Hz (napr. stroje, budovy). Napokon, seizmický šum zložený z prírodnej a antropogénnej zložky môže vykazovať aj časové variácie.

Napriek týmto nedostatkom sa táto metóda, ktorá sa nazýva aj metódou absolútneho spektra, stále používa na odhad prenosovej funkcie. Často sú maximálne frekvencie spektra seizmického šumu považované za fundamentálne rezonančné frekvencie podložia. Mlčky sa pritom predpokladá, že lokálna štruktúra je vo vzťahu k iným faktorom dominantná.

Historicky prvé použitie spektra seizmického šumu kvôli skúmaniu lokálnych efektov spočíva v kombinácii frekvenčného obsahu a amplitúdovej úrovne. V experimentoch na rôznych lokalitách spektrum šumu vykazuje podobné črty. Na základe vzájomného vzťahu spektra seizmického šumu a lokálnej geologickej štruktúry vieme zhruba odhadnúť podložie. Ak je dominantná frekvencia nameraného šumu $f_p^{NH} > 5$ Hz, obyčajne to indikuje skalnaté podložie. Relatívne veľké amplitúdy na nižších frekvenciách indikujú mäkkšie a hrubšie vrstvy.

Pri skúmaní niektorých lokalít, napr. Mexico City (Lermo et al., 1988; Seo, 1998) New York (Field et al., 1990) San Francisco (Hough et al., 1991) boli v spektre šumu píky v oblasti nízkych frekvencií (pod 1 Hz), ktoré boli identifikované ako rezonančné frekvencie. Tieto lokality sa nachádzajú na veľmi mäkkých podložiach s veľkým impedančným kontrastom. Lokality s nízkym impedančným kontrastom, napr. Los Angeles (Yamanaka et al., 1993) tiež vykazujú zosilnenie v oblasti nízkych frekvencií. V tomto prípade je to spôsobené dlhoperiodickým šumom prírodného pôvodu, ktorého spektrum je relatívne hladké.

Interpretácia kratších períód je zložitejšia. Pri niektorých lokalitách, ako napríklad údolie Hula v Izraeli, ktorého rezonančná frekvencia $f_p^{NH} = 3$ Hz, sa najväčší pík získaný metódou absolútneho spektra zhoduje s rezonančnou frekvenciou lokálnej geologickej štruktúry zistenou analýzou pohybu počas zemetrasenia (Gitterman et al., 1996). Naproti tomu, niektoré lokality vykazovali zosilnenie okolo určitej hodnoty frekvencie, avšak táto frekvencia nebola rezonančnou frekvenciou lokality. Napríklad, výrazná hodnota frekvencie antropogénneho šumu (okolo 3 Hz) je v oblasti Los Angeles (Yamanaka et al., 1993).

Predpokladá sa, že tieto kontroverzné výsledky sú zapríčinené impedančným kontrastom medzi skalnatým podložíom a lokálnou geologickou štruktúrou. Ak je tento kontrast veľký, vlna (povrchová alebo objemová) je „zachytená“ lokálnou geologickou štruktúrou a dochádza k rezonancii pri seizmickom šume akéhokoľvek pôvodu. Ak je impedančný kontrast malý, „zachytenie“ vlny nie je dostatočne účinné a spektrum seizmického šumu odráža hlavne vlastnosti zdroja.

Vo viacerých publikovaných prácach (Zhao et al., 1996, 1998) sa odhaduje, že pík identifikovaný v spektre seizmického šumu odráža rezonančnú frekvenciu lokálnej geologickej štruktúry, ak impedančný kontrast presiahne hodnotu 3 až 4. Z tohto vyplýva, že hodnovernejšie informácie získame, ak budeme poznať rozloženie rýchlostí v geologickej štruktúre.

Metóda absolútneho spektra je pre svoju nenáročnosť a rýchlosť vhodná hlavne na základné odhadnutie a zmapovanie lokality.

3.3.2 Metóda spektrálneho pomeru vzhľadom k referenčnému miestu

Metóda vyžaduje synchronne meranie pomocou dvoch seizmometrov s absolútnym časom. Jeden seizmometer je umiestnený na referenčnej lokalite (najlepšie na skale), druhý na skúmanom mieste (spravidla na povrchu sedimentov). Metóda spektrálneho pomeru vzhľadom k referenčnému miestu sa často používa na analýzu silných aj slabých pohybov pôdy.

Pri analýze silných pohybov sa zvyčajne vyjme časť seizmogramu s intenzívnou S vlnou. Podiel zhladeného amplitúdového spektra medzi skúmanou lokalitou a referenčným miestom dáva prenosovú funkciu medzi nimi - $H_T(f)$.

Pri analýze seizmického šumu sa určuje podiel

$$H^{NRSR}(f) = H_S(f)/H_R(f), \quad (1)$$

kde $H_S(f)$ je spektrum zhladenej horizontálnej zložky šumu skúmanej lokality a H_R je spektrum zhladenej horizontálnej zložky blízkeho referenčného miesta (*NRSR* znamená Noise Reference Spectral Ratio). Predpokladmi pre interpretáciu spektrálneho pomeru $H^{NRSR}(f)$ ako prenosovej funkcie $H_T(f)$ sú:

- i) existuje nejaké „dopadajúce pole šumu“,
- ii) toto dopadajúce pole je rovnaké pre celú lokalitu merania.

Referenčné miesto musí byť relatívne blízko od skúmanej lokality, aby bol predpoklad rovnakého vlnového poľa dopadajúceho na skúmané aj referenčné miesto opodstatnený. Ak je splnená druhá podmienka, potom pri počítaní spektrálneho pomeru nevyžadujeme ploché spektrum excitačného poľa. Avšak táto podmienka je dosť problematická, hlavne v obývaných oblastiach, pretože ľudské aktivity generujú mnoho zložiek hlavne vysokofrekvenčného šumu, čo môže spôsobiť v rámci lokality jeho priestorové zmeny.

Na zistenie stability $H^{NRSR}(f)$ bolo vykonaných veľa meraní. Napríklad v Japonsku Yamanaka (1996) vykonal merania s rôznymi vzdialenosťami medzi stanicami v rozsahu od 3 do 10 km. Skonštatoval dobrú stabilitu $H^{NRSR}(f)$ pre periódy medzi 2 až 8 s so štandardnou odchýlkou medzi 25 a 50%. Pre kratšie periódy nebol $H^{NRSR}(f)$ taký stabilný. Merania a analýzu šumu v oblasti San Francisca vykonalí Seekins et al. (1996). Merania boli vykonané počas celého dňa. Bolo pozorované, že lepšia stabilita bola dosiahnutá počas denných meraní, čo hovorí v prospech toho, že denná doprava a antropogénny šum je vhodný kvôli predpokladu rovnomerného rozmiestnenia zdrojov šumu. Veľký vplyv na stabilitu $H^{NRSR}(f)$ majú aj meteorologické podmienky. Pri búrke sa stabilita $H^{NRSR}(f)$ znižuje, pričom počasie ovplyvňuje hlavne mäkké sedimentárne lokality. Z viacerých meraní vyplynulo, že z meraní vykonaných pri kľudnom neveternom počasí relatívna chyba dosahuje iba 15 % v intervale frekvencií 0.2-5 Hz (napr. Gaull et al., 1995).

Nech je $H^{ERSR}(f)$ (*ERSR* znamená Earthquake Reference Spectral Ratio) spektrálny pomer zhladených horizontálnych zložiek pohybu počas zemetrasenia. (Rozdiel medzi $H^{ERSR}(f)$ a $H_T(f)$ je v tom, že $H^{ERSR}(f)$ je zhladený spektrálny pomer horizontálnych zložiek celého signálu, kým $H_T(f)$ je zhladený spektrálny pomer pre intenzívne S vlny.) Na základe porovnávania $H^{NRSR}(f)$ a $H^{ERSR}(f)$ Gaull et al. (1995) navrhli korekčný

faktor $C(f)$ aplikovaný na $H^{NRSR}(f)$. Pre frekvencie menšie ako 0.2 Hz je $C(f)=1$. V intervale frekvencií 0.2 až 1 Hz lineárne klesá na hodnotu 0.5. Pre frekvencie nad 1 Hz má hodnotu 0.5. Takéto rozdielne hodnoty $C(f)$ môžu mať pôvod v rozdielnej hustote zdrojov antropogénneho šumu (Seo et al. 1989). Aplikácia korekčného faktora dáva koreláciu $H^{NRSR}(f)$ s hlbokou geológiou v pásme nízkych frekvencií (0.2-0.5 Hz) ako aj s povrchovou geológiou (≤ 100 m) v pásme frekvencií 2-5 Hz. Porovnanie medzi $H^{NRSR}(f)$ a $H^{ERSR}(f)$ v závislosti od vzdialenosti seizmometrov prezentovali Zhao et al. (1996). Vykonali merania na rôznych lokalitách v Japonsku. Výsledkom bolo konštatovanie, že pri umiestnení dvoch seizmometrov relatívne blízko seba (do 500 m) boli oba spektrálne pomery porovnateľné až do frekvencie 10 Hz. Úplne rozdielne boli už pri vzdialenosti prevyšujúcej 1 až 2 km.

Veľmi dôkladne porovnali spektrálne pomery seizmického šumu a zemetrasenia Seekins et al. (1996) pomocou niekoľkých dvojíc seizmometrov v San Franciscu. Dáta získali aj meraním pomocou páru seizmometrov, pričom jeden bol umiestnený na povrchu sedimentov, druhý na skalnatom podloží pod týmito sedimentami. Aj v tomto prípade bola zistená najlepšia zhoda medzi $H^{NRSR}(f)$ a $H^{ERSR}(f)$ len pri pároch s malou vzdialenosťou seizmometrov. Najlepší výsledok pre odhad rezonančnej frekvencie bol získaný párom seizmometrov vo vertikálnom profile. Amplitúdová zhoda nebola zistená pri žiadnom meraní.

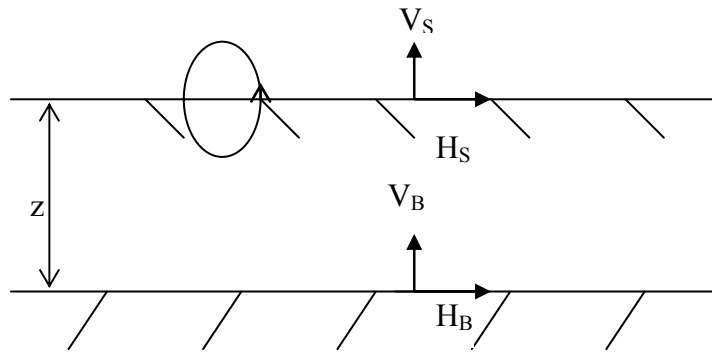
Metóda spektrálneho pomeru vzhľadom na referenčné miesto bola použitá aj v Kobe (Koyama et al. 1996) na podrobné zmapovanie lokality medzi dvoma geotektonickými zónami a na výskum topografických lokálnych efektov. Ďalej bola táto metóda použitá ako pomocná metóda pri mikrorajónovaní v husto obývaných oblastiach a následne využitá pre odhad seizmického hazardu v Perth v Austrálii (Gaull et al. 1995).

3.3.3 Metóda spektrálneho pomeru H/V

Myšlienku využiť spektrálny pomer medzi horizontálnou a vertikálnou zložkou seizmického pohybu H/V zaznamenaného na jednom mieste navrhli Nogoshi a Igarashi (1971). Zistili vzťah medzi krivkami elipticity Rayleighových vln, maximom H/V pomeru a fundamentálnou rezonančnou frekvenciou lokálnej geologickej štruktúry. Neskôr použil túto myšlienku Nakamura (1989) a aplikoval ju na seizmický šum. Metóda H/V pomeru sa v súčasnosti stále ešte vyvíja, pretože dodnes nie sú dané jej rigorózne teoretické základy.

Seizmický šum je tvorený povrchovými a objemovými vlnami, pričom pomerné zastúpenie obidvoch typov vln je stále predmetom skúmania. Jednako, frekvencia maxima spektrálneho pomeru H/V seizmického šumu a frekvencia minima grupovej rýchlosti fundamentálneho módu Rayleighových vln odhadnutá na základe jednoduchého 1D modelu lokálnej geologickej štruktúry sú na mnohých lokalitách veľmi blízke. Preto táto metóda vychádza pri interpretácii z predpokladu, že seizmický šum pozostáva najmä z Rayleighových vln a že lokálne zosilnenie je dôsledkom prítomnosti mäkkej vrstvy na polpriestore. Uvažujme preto horizontálny a vertikálny pohyb v polpriestore a horizontálny a vertikálny pohyb na povrchu vrstvy (viď Obr. 3.1).

Lermo a Chávez-García (1994) vysvetľujú Nakamurovu interpretáciu nasledovne: Predpokladajme, že seizmický šum je generovaný veľmi lokálnymi zdrojmi, napríklad dopravou, a že príspevok hlbokých zdrojov možno zanedbať. Podľa Nakamuru je možné



Obr. 3.1. Jednoduchý model predpokladaný Nakamurom (1989) na interpretáciu meraní šumu.

predpokladať, že vertikálna zložka pohybu nie je mäkkou vrstvou zosilnená. Zároveň predpokladajme, že veľmi lokálne zdroje nebudú mať vplyv na mikroseizmický pohyb pôdy na spodku mäkkej vrstvy. Potom je možné odhadnúť spektrálny tvar zdroja mikroseizmického pohybu, A_S , ako funkciu premennej f v tvare

$$A_S(f) = V_S(f) / V_B(f), \quad (2)$$

kde V_S a V_B sú Fourierove amplitúdové spektrá vertikálnej zložky pohybu pôdy na povrchu vrstvy a na spodku vrstvy. Predpokladajme, že lokálny efekt sa dá odhadnúť vzťahom

$$S_E(f) = H_S(f) / H_B(f), \quad (3)$$

kde H_S a H_B sú amplitúdové spektrá horizontálnej zložky pohybu na povrchu a na spodku sedimentárnej vrstvy. Aby sme kompenzovali S_E zdrojovým spektrom, je možné definovať modifikovaný spektrálny pomer S_M lokálneho efektu:

$$S_M(f) = \frac{S_E(f)}{A_S(f)} = \frac{H_S(f)/V_S(f)}{H_B(f)/V_B(f)}. \quad (4)$$

Finálnym predpokladom je, že pre všetky nami uvažované frekvencie platí

$$H_B(f)/V_B(f) = 1. \quad (5)$$

Potom je odhad lokálneho efektu daný spektrálnym pomerom horizontálnej a vertikálnej zložky pohybu na povrchu:

$$S_M = H_S(f)/V_S(f). \quad (6)$$

Rovnicu (5) Nakamura (1989) dokázal aj experimentálne meraním seizmického šumu vo vrtoch.

Uvedená Nakamurova interpretácia opodstatnenosti používať H/V pomer spektra šumu na odhad lokálneho efektu pri zemetraseniach bola neskôr značne kritizovaná. Preto Nakamura (1996) publikoval modifikovanú interpretáciu. Jej základom je separácia šumu

na objemovú (index b) a povrchovú (index s) zložku. Nech je S^{NH} a S^{NV} Fourierove spektrum horizontálnej a vertikálnej zložky šumu. Potom

$$S^{NH}(f) = S_b^H(f) + S_s^H(f) = H_T(f) \cdot R_b^H(f) + S_s^H(f) \quad (7)$$

a

$$S^{NV}(f) = S_b^V(f) + S_s^V(f) = V_T(f) \cdot R_b^V(f) + S_s^V(f). \quad (8)$$

$H_T(f)$ a $V_T(f)$ je prenosová funkcia horizontálnej a vertikálnej zložky, $R_b^H(f)$ a $R_b^V(f)$ je spektrum horizontálnej a vertikálnej zložky šumu pozostávajúceho z objemových vln na referenčnom mieste. Potom pre H/V pomer $S^{NH}(f)/S^{NV}(f) = A^{NHV}(f)$ môžeme písať

$$A^{NHV} = (H_T \cdot A_r^{NHV} + \beta \cdot A_s) / (V_T + \beta), \quad (9)$$

A_r^{NHV} je H/V pomer šumu na skale, β je relatívne zastúpenie povrchových vln na vertikálnej zložke seizmického šumu,

$$\beta = S_s^V(f) / R_b^V(f), \quad (10)$$

A_s je H/V pomer spôsobený iba povrchovými vlnami,

$$A_s(f) = S_s^H(f) / S_s^V(f). \quad (11)$$

Aby sme mohli uvažovať, že

$$A^{NHV}(f_{H0}) = H_T(f_{H0}), \quad (12)$$

kde f_{H0} je fundamentálna rezonančná frekvencia, musíme predpokladať, že

- i) vertikálna zložka nie je zosilnená na frekvencii f_{H0} ,
- ii) H/V = 1 na skale na frekvencii f_{H0} ,
- iii) $\beta \ll 1$ na frekvencii f_{H0} ,
- iv) $\beta \cdot A_s(f_{H0}) \ll H_T(f_{H0})$.

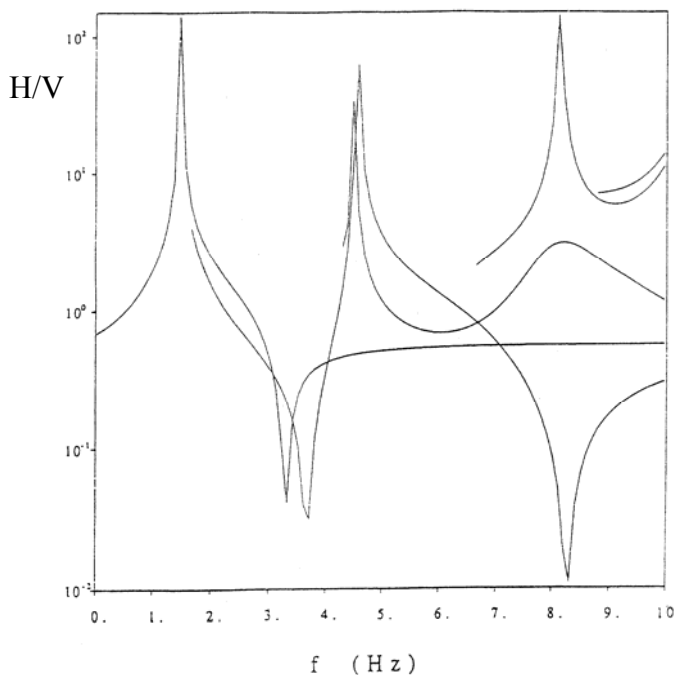
Predpoklady *i*) a *ii*) môžu byť akceptované na základe skúseností. Otázne však zostáva, či odhad $A^{NHV} \approx H_T$ platí nezávisle od frekvencie. Ak áno, potom by mali byť aj vyššie uvedené predpoklady *i*) až *iv*) frekvenčne nezávislé, čo vôbec nie je zrejme dokonca ani pre *i*) a *ii*).

Na Nakamurovu interpretáciu a predpoklady sa možno pozrieť aj nasledovne. Predpoklad *iii*) hovorí, že vzťah $\beta = S_s^V(f) / R_b^V(f)$ môžeme pokladať za platný pre prostredie s veľkým impedančným kontrastom, pretože v tomto prípade S_s^V zaniká okolo frekvencie f_{H0} . Naproti tomu, predpoklad *iv*) týkajúci sa súčinu $\beta \cdot \{S_s^H(f_{H0}) / S_s^V(f_{H0})\}$ nemôžeme akceptovať, keďže druhý súčiniteľ tohto súčinu je príliš veľký. V skutočnosti je celý výraz rovný výrazu $S_s^H(f_{H0}) / R_b^V(f_{H0})$, ktorý charakterizuje horizontálnu amplitúdu povrchových vln vzhľadom k vertikálnej amplitúde objemových vln na skale. Nie je

priamy dôvod, aby sme pripustili, že tento pomer je v porovnaní so zosilnením S vlny malý.

Viacerí autori, napr. Nogoshi a Igarashi (1997), Field a Jacobs (1993), Lachet a Bard (1994), Konno a Ohmachi (1998) sa pri interpretácii významu H/V pomeru šumu zhodujú v nasledovnom. Seizmický šum pozostáva hlavne z povrchových vln. H/V spektrálny pomer v zásade súvisí s elipticitou Rayleighových vln, pretože vo vertikálnej zložke prevládajú Rayleighove vlny. Táto elipticita je frekvenčne závislá. Krivka elipticity, t. j. pomeru $H(f)/V(f)$ pre daný mód Rayleighových vln, vykazuje zreteľný pík, ktorý je dôsledkom vymiznutia vertikálnej zložky na danej frekvencii. Na tejto frekvencii sa mení pohyb častice z retrográdneho na prográdny (viď Obr. 3.2). Frekvencia píku elipticity je blízka rezonančnej frekvencii prenosovej funkcie na lokalitách s vysokým impedančným kontrastom. Súčasné práce ukazujú, že toto platí nielen pre jednu vrstvu na polpriestore ale aj pre zložitejšie modely.

Frekvencia Airyho fázy Loveových vln je blízka fundamentálnej frekvencii S vlny. Tým Loveove vlny zintenzívňujú pík H/V pomeru, hoci neovplyvňujú vertikálnu zložku pohybu. Naproti tomu, vertikálna zložka je citlivá na objemové vlny (P alebo SV). Uvedená interpretácia, tzv. Nogoshiho interpretácia, môže byť teda problematická, ak je seizmický šum tvorený prevažne objemovými vlnami.

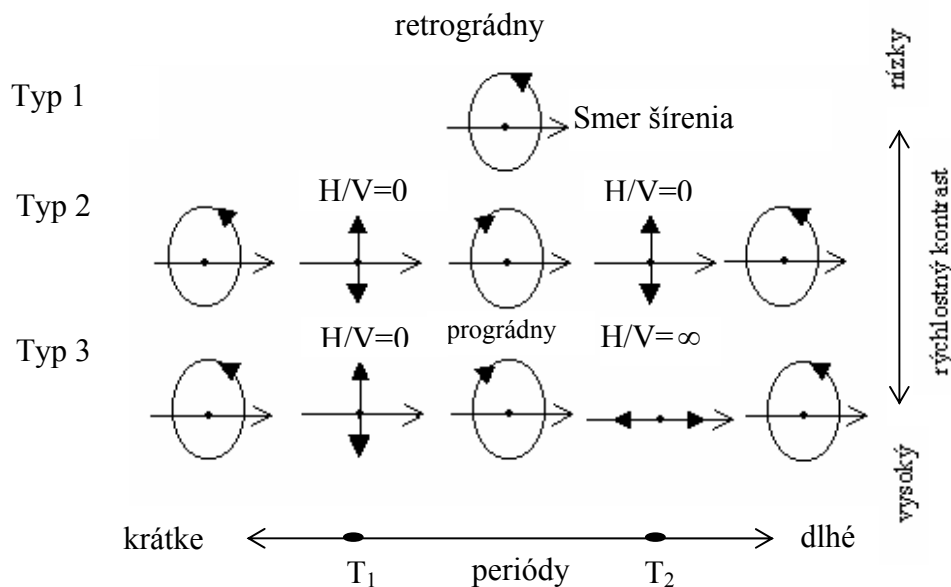


Obr.3.2. Príklad kriviek elipticity prvých piatich módov Rayleighových vln vo zvrstvenom polpriestore.

Výraznosť píku H/V pomeru fundamentálneho módu Rayleighových vln závisí hlavne od impedančného kontrastu (viď Obr. 3.3 a 3.4). Ako vidieť na Obr. 3.3, pri zvyšovaní periódy sa pohyb častice mení z retrográdneho na prográdny. Avšak, pri nízkom rýchlostnom kontraste sa orientácia pohybu nemení so zmenou periódy. V prostrediach s rýchlostným kontrastom $v_{s2}/v_{s1} \cong 2.5$ sa objavuje pohyb častice typu 2. Pri zvyšovaní periódy sa retrográdny pohyb mení postupne na pohyb vertikálny, prográdny, vertikálny a opäť na retrográdny. Pri periódách T_1 a T_2 sú spektrálne pomery H/V nulové. Pre toto prostredie sú periódy T_1 a T_2 blízko seba (viď Obr. 3.4). Pri veľkom rýchlostnom kontraste (prostredie typu 3) sa pri zvýšení periódy mení pohyb častice z retrográdneho postupne na

pohyb vertikálny, prográdny, horizontálny a opäť na retrográdny. V tomto prípade je pomer H/V nulový pre periódu T_1 a nekonečné hodnoty nadobúda pre T_2 , pričom platí, že T_1 je približne polovica T_2 . Šípky smerom dolu na Obr.3.4 označujú hodnoty periódy píku, šípky smerom nahor označujú bod obratu pohybu častice. Najvýraznejší pík je pre prostredie s najväčším rýchlostným kontrastom ($v_{s2}/v_{s1} \leq 2.5$, typ 3). Naproti tomu, najnevýraznejší pík vykazuje prostredie s najmenším rýchlostným kontrastom ($v_{s2}/v_{s1} \geq 2.5$, typ 1).

Názory na nutné hodnoty rýchlostného kontrastu na vytvorenie výrazného píku sa rôznia. Jeho hodnoty sa pohybujú od 2.5 (Konno a Ohmachi, 1998) až po hodnotu 5.5 (Ansary et al., 1995) pre vrstvu na polpriestore. Pre všeobecné prostredia sa tento prah pohybuje okolo 3. Už pre takúto hodnotu impedančného kontrastu je rozdiel medzi frekvenciou H/V píku (kvôli vymiznutiu vertikálnej zložky fundamentálneho módu Rayleighových vln) a fundamentálnej rezonančnej frekvencie S vln menší ako 10 %.

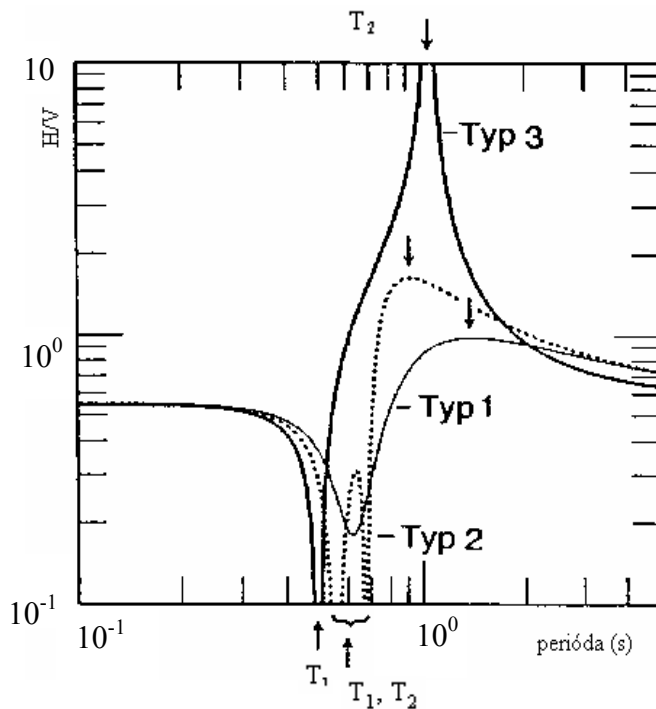


Obr. 3.3. Možné tri typy dráhy častice fundamentálneho módu Rayleighových vln pre model elastickej vrstvy na polpriestore v závislosti od rýchlostného kontrastu (Konno a Ohmachi, 1998).

Dôležité je uvedomiť si, prečo sa pri experimentálnych H/V pomeroch väčšinou objavuje iba jeden pík, keď preda existujú rozdielne módy Rayleighových vln a každý z nich vykazuje maximum a minimum (viď Obr. 3.2). Je to spôsobené tým, že na príslušnej frekvencii fundamentálneho módu úplne vymizne vertikálna zložka, zatiaľ čo pri vyššom móde sú prítomné nenulové vertikálne zložky z nižších módov.

Nie vždy je možné určiť fundamentálnu frekvenciu na základe maxima H/V jednoznačne, pretože maximum môže byť pomerne široké. V mnohých prípadoch však môžu pomôcť krivky elipticity, ktoré vykazujú jasné minimum na frekvencii rovnajúcej sa dvojnásobku f_R (f_R je frekvencia píku), čo je dôsledok miznutia horizontálnej zložky a zmeny zmyslu rotácie z prográdnej na retrográdnú. Toto minimum môže existovať aj pri nízkom impedančnom kontraste. V tomto prípade po nevýraznom píku H/V krivky nasleduje zreteľné minimum, čo sa tiež môže použiť na odhad rezonančnej frekvencie.

Periódá H/V píku prvého vyššieho módu je nepatrne kratšia ako periódá minima fundamentálneho módu Rayleighových vln. Z toho vyplýva, že toto minimum sa neobjaví, ak seizmický šum obsahuje intenzívnu zložku prvého vyššieho módu.

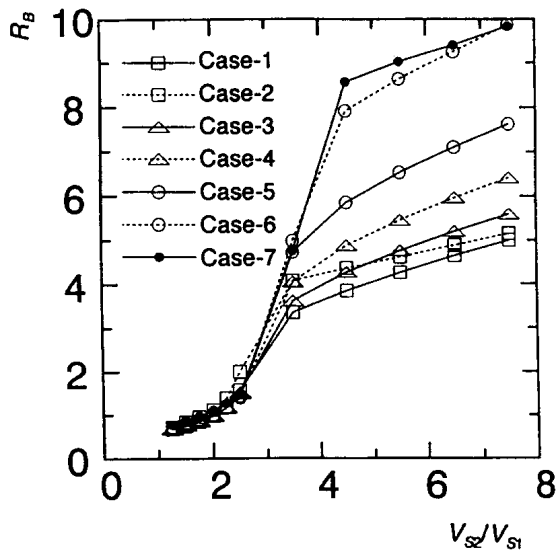


Obr. 3.4. Tri typy H/V spektrálneho pomeru fundamentálneho módu Rayleighových vln získaných z modelu elastickej vrstvy na polpriestore. Rýchlosť S-vln v polpriestore $v_{s2} = 500$ m/s. Pre typ 1 je uvažovaná rýchlosť vo vrstve $v_{s1} = 250$ m/s, pre typ 2 $v_{s1} = 200$ m/s a pre typ 3 $v_{s1} = 50$ m/s. (Konno a Ohmachi, 1998).

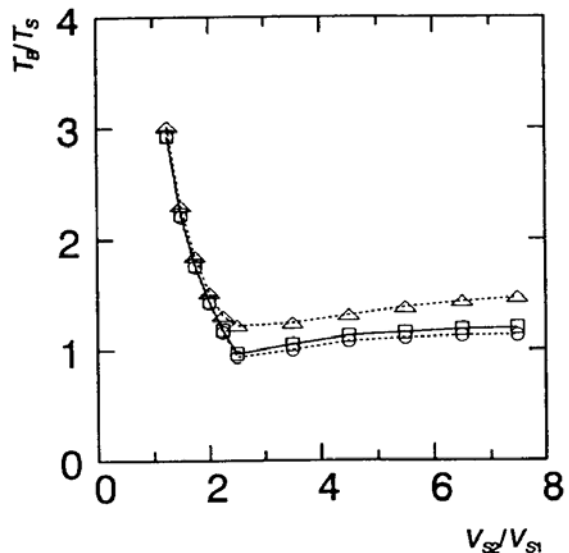
Dôležitou veličinou pri odhade lokálneho efektu je amplitúda. V našom prípade nás bude zaujímať vzťah amplitúdy H/V pomeru k amplitúde zosilnenia pri dopade S vlny. Ak správne zhladíme H a V spektrá ešte pred počítaním H/V pomeru kriviek elipticity, potom výsledné hodnoty H/V maxima kriviek elipticity, označme ho R_B , sú v súlade so zosilnením S vlny A_{H0} . Toto tvrdenie prezentovali Konno a Ohmachi (1998), vychádzajúc z numerických výpočtov pre sto rôznych rýchlostných profilov. Pre jednoduché štruktúry (vrstva na polpriestore) je toto tvrdenie platné, menej už pre zložitejšie rýchlostné profily. Bol určený nasledovný korelačný vzťah:

$$A_{H0} = 2.5R_B \quad (13)$$

Veličina R_B však závisí aj na Poissonovom pomere aj na spôsobe zhladzovania (viď Obr. 3.5, 3.6, 3.7). Najmä pre prípad vrstvy na polpriestore sa hodnota maxima kriviek elipticity zväčšuje so znižujúcim sa Poissonovým pomerom.



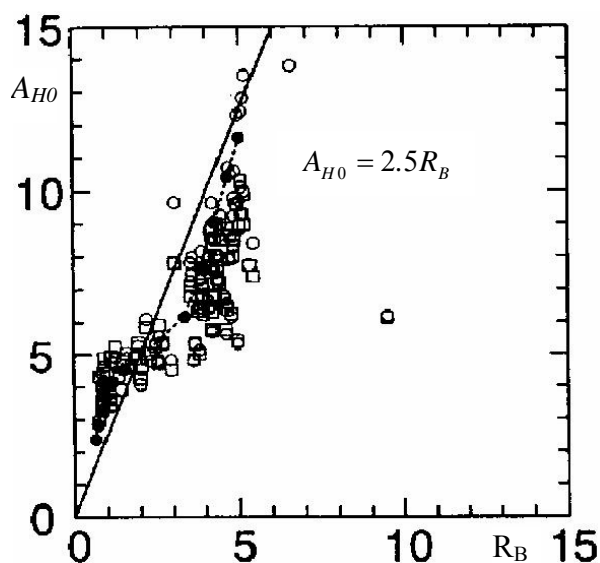
Obr. 3.5. Vzťah medzi maximom R_B fundamentálneho módu Rayleighových vln a rýchlostným kontrastom v_2/v_1 pre model vrstvy na polpriestore s rôznym Poissonovým pomerom. Hodnoty sú v Tab. 1. (Konno a Ohmachi, 1998).



Obr. 3.6. Vzťah medzi normalizovanou periódou T_B/T_S a rýchlostným kontrastom v_2/v_1 pre rozdielne parametre zhladzovania. T_B je perióda maxima R_b fundamentálneho módu Rayleighových vln. T_S je fundamentálna perióda prenosovej funkcie vertikálne dopadajúcej S vlny. (Konno a Ohmachi, 1998).

Tab. 3.1. Poissonov pomer pre model vrstvy na polpriestore

Poissonov pomer			
prípado	vrstva		polpriestor
1	0.499	pre $v_1 < 150$ m/s	0.458
	$0,499-1,6 \cdot 10^{-4}(v_1-150)$	pre $v_1 \geq 150$ m/s	
2	0.499	pre $v_1 < 150$ m/s	0.300
	$0,499-1,6 \cdot 10^{-4}(v_1-150)$	pre $v_1 \geq 150$ m/s	
3	0.450		0.458
4	0.400		0.458
5	0.350		0.458
6	0.300		0.458
7	0.300		0.300



Obr. 3.7. Vzťah medzi maximom R_B a faktorom zasilenia A_{H0} pre vertikálne dopadajúcu S vlnu pre 85 modelov (Konno a Ohmachi, 1998).

Ak by seizmický šum pozostával iba z fundamentálneho módu Rayleighových vln, potom faktor zosilnenia medzi R_B a A_{H_0} by bol rovnaký ako vo vzťahu (13). Ak predpokladáme, že seizmický šum pozostáva z fundamentálneho módu Rayleighových a Loveových vln, potom H/V pomer môžeme rozložiť do tvaru

$$A^{NHV}(T) = [H_R(T) + H_L(T)]/V_R(T), \quad (14)$$

kde T je perióda, $H_R(T)$ a $H_L(T)$ sú spektrá horizontálnej zložky Rayleighových a Loveových vln a $V_R(T)$ je spektrum vertikálnej zložky Rayleighových vln. Podiel Rayleighových vln v horizontálnej zložke šumu je vyjadrený vzťahom

$$\varphi(T) = H_R(T)/[H_R(T) + H_L(T)]. \quad (15)$$

Úpravami rovníc (14) a (15) dostaneme vzťah

$$A^{NHV}(T) = H_R(T)/[\varphi(T) \cdot V_R(T)], \quad (16)$$

kde $H_R(T)/V_R(T)$ označuje H/V pomer Rayleighových vln. Po aplikovaní zhladzovacej funkcie W_B (viď vsuvka) spektrálny pomer H/V šumu vyjadríme v tvare

$$A_B^{NHV}(T) = R_B(T)/\varphi(T), \quad (17)$$

kde $A_B^{NHV}(T)$ a $R_B(T)$ sú H/V pomery seizmického šumu a Rayleighových vln. Po dosadení vzťahu (13) do (17) dostaneme vzťah

$$A_{H_0}(T) = 2.5\varphi(T)A_B^{NHV}(T). \quad (18)$$

Ak je hodnota φ určená na lokalite, faktor zosilnenia môže byť odhadnutý pomocou rovnice (18). K tomu však treba poznať $\varphi(T)$ na danej lokalite v danom čase. Hodnota $\varphi(T)$ sa mení v závislosti od lokality v intervale od 0.3 po 0.5. Ak je zastúpenie Loveových vln v seizmickom šume väčšie ako 60%, potom sa uvedené vzťahy nezhodujú zo skutočnou hodnotou zosilnenia a musia sa modifikovať. Tento problém však nie je ešte vyriešený.

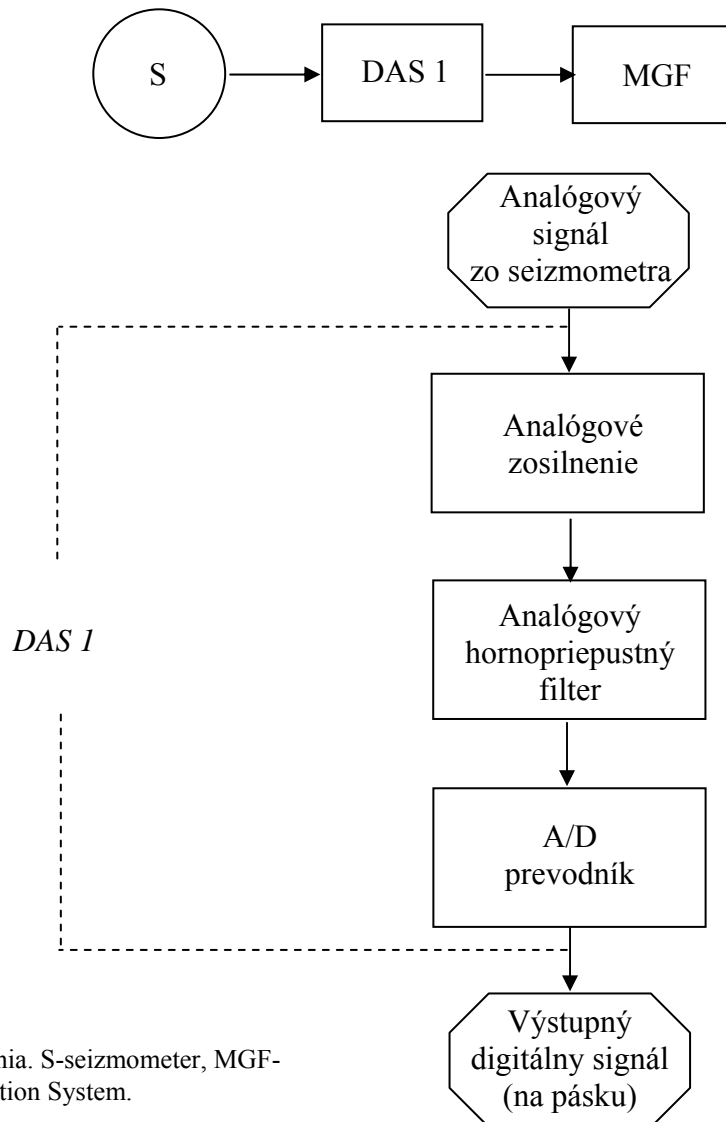
4. Cieľ diplomovej práce

Cieľom diplomovej práce je vykonať merania seizmického šumu na vybraných lokalitách, spracovať tieto merania, vypočítať H/V pomery a zistiť efekty parametrov merania a spracovania.

5. Meranie seizmického šumu

5.1 Bloková schéma merania

Horná časť Obr. 5. 1 ukazuje zjednodušenú schému meracej aparatury. Aparatúra pozostáva so seizmometra S, zberného systému DAS 1 (číslo odlišuje tento zberný systém od systému DAS 2, ktorý je súčasťou dekódovania) a magnetofón MGF. Spodná časť Obr. 5. 1 ukazuje schému zberného systému DAS 1.



Obr. 5. 1 Bloková schéma merania. S-seizmometer, MGF-magnetofón, DAS-Data Acquisition System.

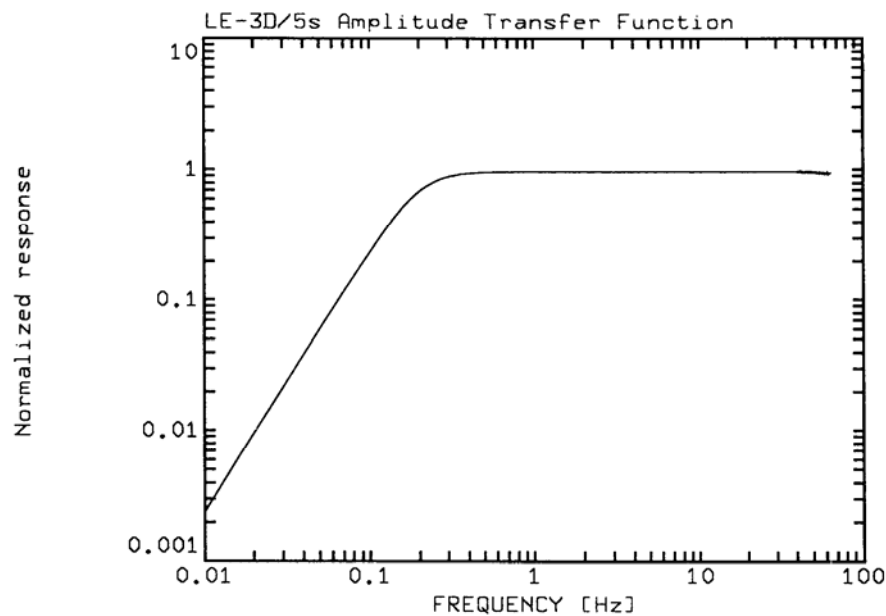
5.2 Meracia aparatúra

Meracia aparatúra pozostáva zo seizmometra, zberného systému, magnetofónu a zdroja. Seizmometer: 5 sekundový trojzložkový seizmometer Lennartz LE-3D/5s. Prenosová funkcia seizmometra je na Obr. 5. 2. Zberný systém DAS 1: Lennartz PCM 5800. Použitá bola vzorkovacia frekvencia 125 Hz.,

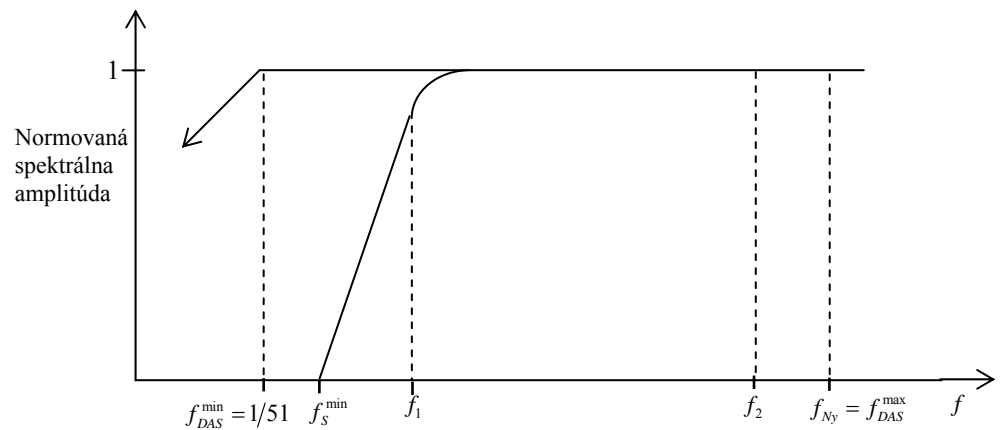
jednopolový analógový hornopriepustný filter s rohovou frekvenciou $1/51$ Hz a poklesom 6db/octava.

Magnetofón MGF: dvojhlavový, dvojstopý Revox.

Intervaly frekvencií, v ktorom sú schopné efektívne registrovať zberný systém DAS 1 $\langle f_{DAS}^{\min} = 1/51, f_{DAS}^{\max} \rangle$, seizmometer $\langle f_S^{\min}, f_S^{\max} \rangle$ a záujmový interval pre meranie šumu $\langle 0.1, 30 \rangle$ Hz, sú na Obr. 5. 3. Záujmový interval musí byť podmnožinou týchto dvoch intervalov.



Obr. 5. 2 Prenosová funkcia seizmometra LE-3D/5s.



Obr. 5. 3 Vzťah medzi intervalmi frekvencií, v ktorých efektívne registruje seizmometer a zberný systém DAS 1 a záujmovým intervalom frekvencií $\langle f_1, f_2 \rangle = \langle 0.1, 30 \rangle$ Hz. $f_{DAS}^{\min} = 1/51$ je rohová frekvencia jednopolového analógového hornopriepustného filtra, f_S^{\min} je minimálna frekvencia, ktorú je seizmometer schopný rozlíšiť, f_{Ny} je Nyquistova frekvencia.

5.3 Lokality

Na meranie šumu sme vybrali 8 lokalít, ktoré sa líšia charakterom geologického podložia a polohou voči zdrojom šumu.

Lokalita A01 (Areál SAV- okraj panelovej cesty)

Poloha: $\varphi = 48^{\circ}10'16''$, $\lambda = 17^{\circ}03'56''$
Lokalita: Areál SAV, na okraji mesta, panelová cesta
Charakteristika lokality: Kvartérne deluviálne sedimenty (hlinito-kamenisté sute), v ktorých podloží sa nachádzajú paleozoické dvojsľudné granity bratislavského masívu pozdĺž cesty stĺpy pouličného osvetlenia, 2m od miesta merania začína svah so stromami, pomerne ďaleko od antropogénneho ruchu.
Počasie: Mierny vietor.
Počet meraní: 1
Dátum, začiatok a dĺžka merania: 20. október 2000, 15:00 UT, 45 min.
Umiestnenie seizmometra: Na panelovej ceste.

Lokalita A02 (Areál SAV- pri panelovej ceste)

Poloha: $\varphi = 48^{\circ}10'16''$, $\lambda = 17^{\circ}03'56''$
Lokalita: Areál SAV, na okraji mesta.
Charakteristika lokality: Nespevnená pôda pri panelovej ceste na okraji lesa, kvartérne deluviálne sedimenty (hlinito-kamenisté sute), v ktorých podloží sa nachádzajú paleozoické dvojsľudné granity bratislavského masívu. Pozdĺž cesty stĺpy pouličného osvetlenia, 2m od miesta merania začína svah so stromami, pomerne ďaleko od antropogénneho ruchu.
Počasie: Mierny vietor.
Počet meraní: 1
Dátum, začiatok a dĺžka merania: 20. október 2000, 14 :15 UT, 45 min.
Umiestnenie seizmometra: Na ukotvenej podložke.

Lokalita A03 (Petržalka – breh Dunaja)

Poloha: $\varphi = 48^{\circ}07'14''$, $\lambda = 17^{\circ}08'33''$
Lokalita: 400-600m od sídliska Petržalka, 5m od rieky Dunaj.
Charakteristika lokality: Kvartérne štrkopiesky (fluviálne sedimenty, riss), v ktorých podloží sa nachádza neogénna sedimentárna výplň gabčíkovej depresie (ílovce, pieskovce). Pomerne nekludné miesto (plavba lodí, ľudia).
Počasie: Vietor.

Počet meraní: 1
Dátum, začiatok a dĺžka merania: 21.október 2000, 12:32 UT, 40 min.
Umiestnenie seizmometra: Na ukotvenej podložke.

Lokalita A04 (Petržalka – lúka pri Dunaji)

Poloha: $\varphi=48^{\circ}07'17''$, $\lambda=17^{\circ}08'28''$
Lokalita: 500m od Sídliska Petržalka, asi 100m od Dunaja, približne 150m od hrádze.
Charakteristika lokality: Kvartérne štrkopiesky (fluviálne sedimenty, riss), v ktorých podloží sa nachádza neogénna sedimentárna výplň gabčíkovej depresie (ílovce, pieskovce). Pomerne nekludné miesto (plavba lodí, ľudia).
Počasie: Vietor.
Počet meraní: 1
Dátum, začiatok a dĺžka merania: 21.október 2000, 13:34 UT, 40 min.
Umiestnenie seizmometra: Na ukotvenej podložke.

Lokalita A05 (SRO – Šrobárová - pilier)

Poloha: $\varphi=47^{\circ}48'53''$, $\lambda=18^{\circ}18'41''$
Lokalita: Budova geofyzikálneho observatória, asi 1 km od dediny Šrobárová.
Charakteristika lokality: Vrchných 30 metrov tvoria štrkopiesčité sedimenty. V ich podloží sa nachádzajú pliocénne sedimenty (íly a ílovce), súvrstvie stredného a vrchného miocénu (ílovce a pieskovce) a na báze sa nachádzajú triasové karbonáty. Kludné, odľahlé miesto.
Počasie: Bezveterné, slnečné.
Počet meraní: 1
Dátum, začiatok a dĺžka merania: 3 október 2000, 11:22 UT, 45 min.
Umiestnenie seizmometra: Na betónovom pilieri v pivnici budovy.

Lokalita A06 (SRO – Šrobárová – pri budove)

Poloha: $\varphi=47^{\circ}48'53''$, $\lambda=18^{\circ}18'41''$
Lokalita: Budova geofyzikálneho observatória, asi 1 km od dediny Šrobárová.
Charakteristika lokality: Vrchných 30 metrov tvoria štrkopiesčité sedimenty. V ich podloží sa nachádzajú pliocénne sedimenty (íly a ílovce), súvrstvie stredného a vrchného miocénu (ílovce a pieskovce) a na báze sa nachádzajú triasové karbonáty. Kludné, odľahlé

miesto. V blízkosti roh jednoposchodovej budovy, 1m od seizmometra strom.
Počasie: Mierny vietor.
Počet meraní: 1
Dátum, začiatok a dĺžka merania: 3 október 2000, 13:25 UT, 45 min.
Umiestnenie seizmometra: Na betónovom chodníku.

Lokalita A07 (ZST – Železná studnička)

Poloha: $\varphi = 48^{\circ}11'46''$, $\lambda = 17^{\circ}06'09''$
Lokalita: lesopark pri Železnej studničke približne 5 km od Bratislavy, štôľňa opusteného kameňolomu.
Charakteristika lokality: Mladšie paleozoické granity až granodiority bratislavského masívu, pomerne kludné miesto s malou premávkou.
Počasie: Slabé mrholenie.
Počet meraní: 2
Dátum, začiatok a dĺžka meraní: 1. meranie 10. marec 2000, 12:21 UT, 50 min,
2. meranie 10. marec 2000, 13:30 UT, 50 min.
Umiestnenie seizmometra: Na betónovom pilieri.

Lokalita A08 (mod – seizmická stanica Modra)

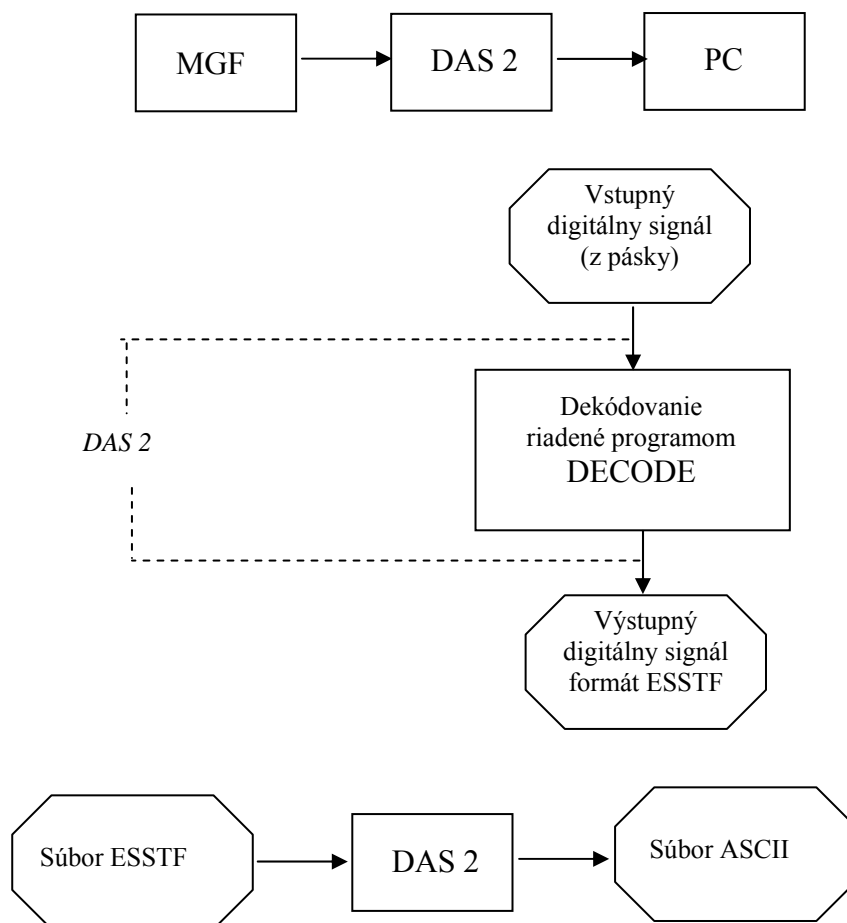
Poloha: $\varphi = 48^{\circ}22'23''$, $\lambda = 17^{\circ}16'39''$
Lokalita: Areál Astronomického a geofyzikálneho observatória FMFI UK, šachta so stálymi seizmometrami.
Charakteristika lokality: Spodnotriasové kremence, pomerne kludné miesto.
Počasie: Sychravo, počas 2. merania poprýchalo, počas 8. a 9. merania pršalo.
Počet meraní: 9
Dátum, začiatok a dĺžka meraní: 3.-4. október 2000, 1. meranie 10:40 UT, 30 min,
2. meranie 13:10 UT, 30 min,
3. meranie 15:40 UT, 30 min,
4. meranie 18:30 UT, 30 min,
5. meranie 21:05 UT, 30 min,
6. meranie 23:35 UT, 30 min,
7. meranie 2:00 UT, 30 min,
8. meranie 4:30 UT, 30 min,
9. meranie 7:25 UT, 30 min.
Umiestnenie seizmometra: Na betónovom pilieri.

6. Analýza meraní

6.1 Prvotné spracovanie meraní

Pred spracovaním a samotnou analýzou nameraných dát, ktoré sú v digitálnej forme zaznamenané na magnetofónovej páske, musíme vykonať ich predspracovanie. Toto pozostáva z dvoch krokov: dekódovanie výstupného digitálneho signálu z pásky na digitálny signál vo formáte ESSTF (*European Seismological Standard Transfer Format*) dekódovacím systémom DAS 2 a preformátovanie signálu z ESSTF formátu na ASCII formát, ktoré je tiež realizované dekódovacím systémom DAS 2.

Horná časť Obr. 6. 1 ukazuje zjednodušenú schému dekódovacej aparatury pozostávajúcej z magnetofónu, dekódovacieho systému DAS 2 a PC. Stredná časť Obr. 6. 1 ukazuje schému dekódovacieho systému DAS 2, ktorého súčasťou je dekódovací program DECODE. Spodná časť ukazuje schému dekódovania signálu v ESSTF formáte do formátu ASCII.



Obr. 6. 1 Schéma dekódovania. MGF-magnetofón, DAS-Data Acquisition System, PC-počítač.

6.2 Výpočet H/V pomerov

Na výpočet H/V pomerov sa používa niekoľko algoritmov, ktoré sa od seba líšia poradím a typom procedúr.

6.2.1 Algoritmus výpočtu

Na výpočet H/V pomerov sme použili nasledovný algoritmus:

i.) Výber okien

Záznam šumu z jedného merania musí byť dostatočne dlhý na to, aby z neho bolo možné vybrať dostatočný počet časových okien. Pre každé vybrané časové okno sa vypočíta H/V pomer. Priemer H/V pomerov zo všetkých okien je potom výsledným H/V pomerom pre jedno meranie. Spravidla 30 minútový záznam je dostatočne dlhý na to, aby sme aj v prípade, že očakávame 5–sekundový pík, mohli vybrať viac ako desať 100–sekundových okien. Nech je t_{lta} – trvanie časového okna na určenie dlhodobého priemeru amplitúd $A_{t_{lta}}$, t_{sta} – trvanie časového okna na určenie krátkodobého priemeru amplitúd $A_{t_{sta}}$, t_{long} – trvanie vybraného časového okna signálu, $llthr$ – dolná medza pre prahový pomer $A_{t_{sta}}/A_{t_{lta}}$, $ulthr$ – horná medza pre prahový pomer $A_{t_{sta}}/A_{t_{lta}}$. Potom časové okno dĺžky t_{long} je vybrané zo záznamu tak, aby pomer $A_{t_{sta}}/A_{t_{lta}}$, určený pre modul vektora posunutia (alebo rýchlosti) bol z intervalu $(llthr, ulthr)$.

ii.) RFT

Keďže každé vybrané okno záznamu je vlastne vybrané obdĺžnikovým oknom, treba začiatok a koniec okna zhladiť. Na zhladenie je použité kosínové okno. Potom je na každú zložku vybraného okna aplikovaná rýchla Fourierova transformácia a vypočítané amplitúdové spektrum.

iii.) Zhladenie spektier

Pri analýze šumu je vždy rozumné zhladiť spektrá. Pri výpočte H/V pomerov je to obzvlášť dôležité, pretože pre niektoré periódy pík H/V pomeru fundamentálneho módu Rayleighových vln nadobúda nekonečné hodnoty. Potom je ťažké nájsť koreláciu medzi zosilnením S vlny a H/V pomerom Rayleighových vln.

Konno a Ohmachi (1998) navrhli logaritmicкую funkciu na zhladzovanie spektier pre výpočet H/V pomeru v tvare

$$W_B(f, f_c) = \left[\frac{\sin\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)^b\right)}{\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)^b} \right]^4,$$

(19)

kde b je koeficient určujúci šírku okna, f je frekvencia a f_c je stredná frekvencia. Avšak často sa na zhladzovanie používa Parzenovo okno alebo trojuholníková funkcia.

Zhladzovať je možné spektrálne amplitúdy alebo ich logaritmy. Táto voľba závisí od charakteru dát. Zhladzovanie logaritmov spektier berie do úvahy aj malé príspevky, ktoré by sa pri zhladzovaní spektier nezohľadnili.

iv.) Výpočet horizontálnej zložky pre i -té okno

Nech H_1 je zhladené amplitúdové spektrum jednej horizontálnej zložky. Nech H_2 je zhladené amplitúdové spektrum kolmej horizontálnej zložky. Potom sa amplitúdové spektrum výslednej horizontálnej zložky určí ako

$$H^{(i)}(f) = \sqrt{(\log H_1(f)) \cdot (\log H_2(f))}$$

(20)

v.) Výpočet H/V pomeru pre jednotlivé okná

Nech je V zhladené amplitúdové spektrum vertikálnej zložky. Potom je H/V pomer vypočítaný ako

$$\left(\frac{H}{V}(f)\right)^{(i)} = \frac{H^{(i)}(f)}{V^{(i)}(f)}. \quad (21)$$

Výpočet H/V pomeru pre jedno vybrané časové okno je ilustrovaný Obr. 6. 2 a 6.3.

vi.) Výpočet výsledného (priemerného) H/V pomeru a určenie štandardnej odchýlky

Výsledný H/V pomer sa určí ako

$$\frac{H}{V}(f) = \frac{1}{N} \sum_i \log \left(\frac{H}{V}(f)\right)^{(i)},$$

(22)

kde N je počet všetkých vybraných okien a i je i -té vybrané okno. Štandardná odchýlka Δ je potom určená vzťahom

$$\Delta^2 = \frac{\sum_i \log^2 \left(\frac{H}{V}(f)\right)^{(i)}}{N-1} - \frac{N}{N-1} \left(\sum_i \log \left(\frac{H}{V}(f)\right)^{(i)} \right)^2.$$

(23)

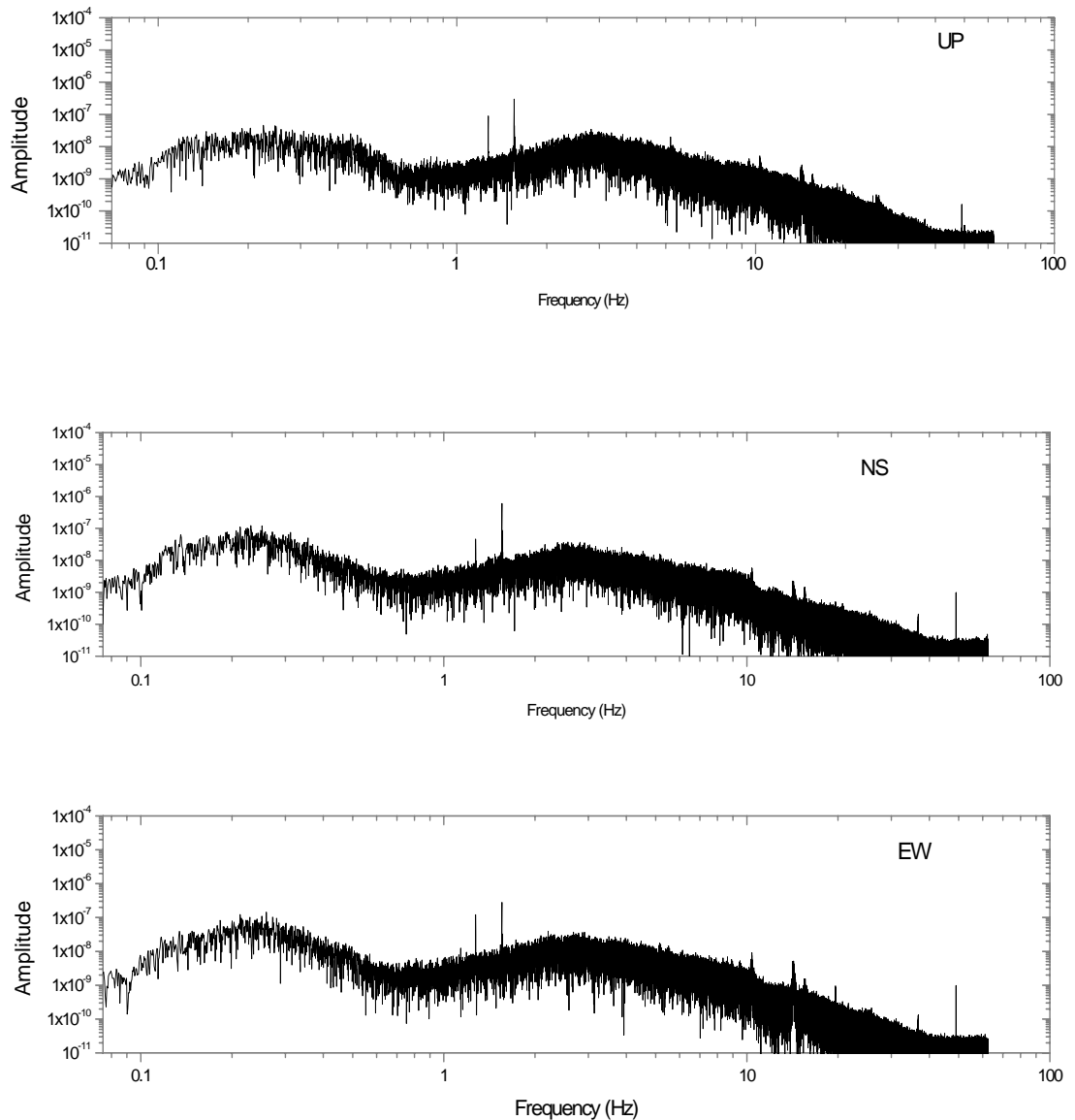
6.2.2 Výpočtový program Bruistat

Program Bruistat je program na výpočet H/V pomerov seizmického šumu. Program Bruistat zostavil Dr. P.-Y. Bard a poskytol ho pre túto prácu. Na Obr. 6. 4 je zjednodušená blokovaná schéma programu. Vstupnými parametrami sú: 3-zložkový záznam rýchlosti pohybu pôdy, vzorkovacia perióda Δt , $tsta$, $tlta$, $llthr$, $ulthr$, $tlong$, $rlis$, $linlog$ a $modlis$. Výsledný H/V pomer je v súbore $rathv$ a štandardná odchýlka v súbore $srathv$.

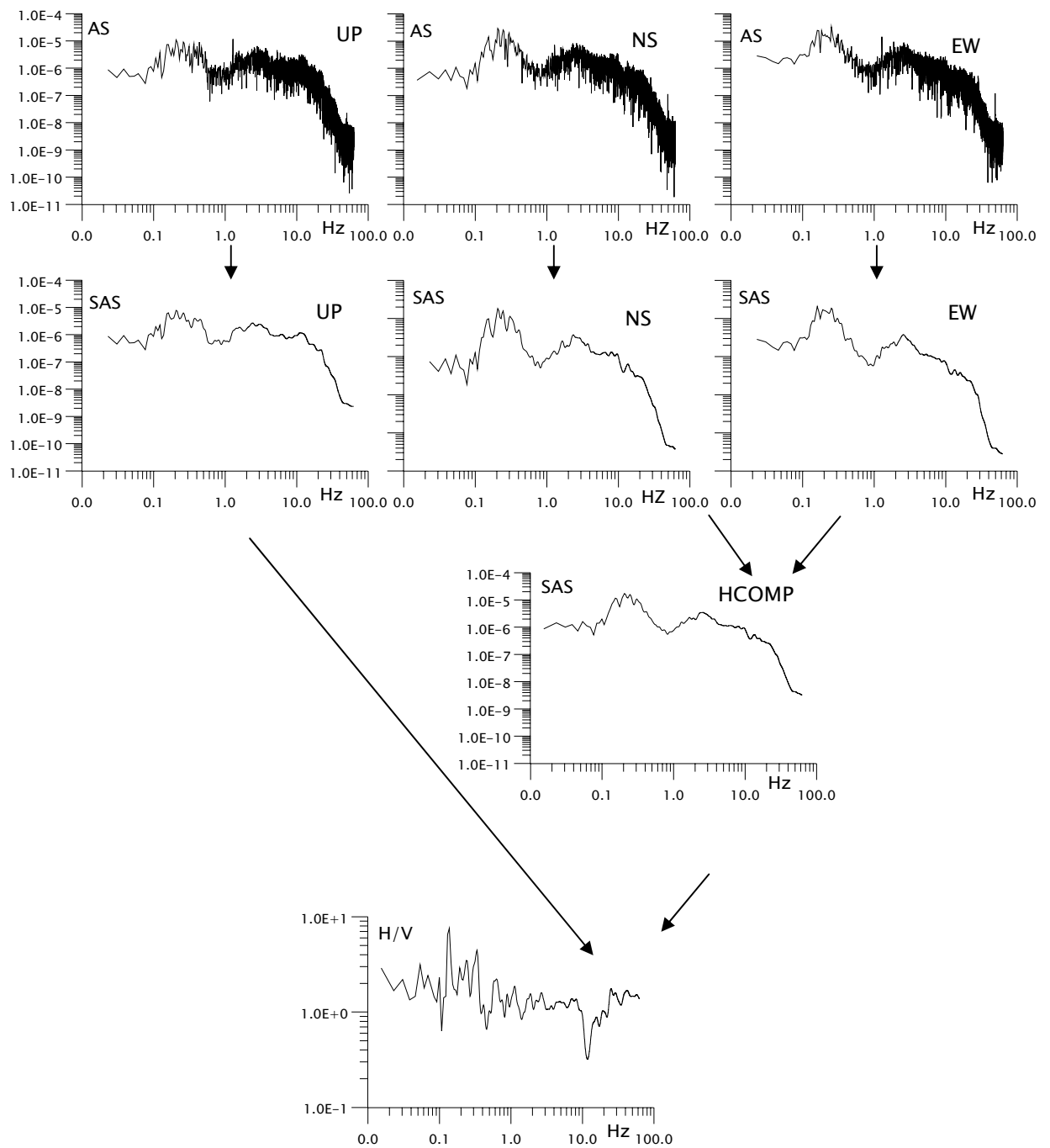
6.2.3 Parametre výpočtu

Parametre výpočtu volíme zväčša podľa charakteru skúmanej lokality. Ak predpokladáme, že lokalita je na mocných sedimentoch, potom rezonančnú frekvenciu S vlny ako aj pik

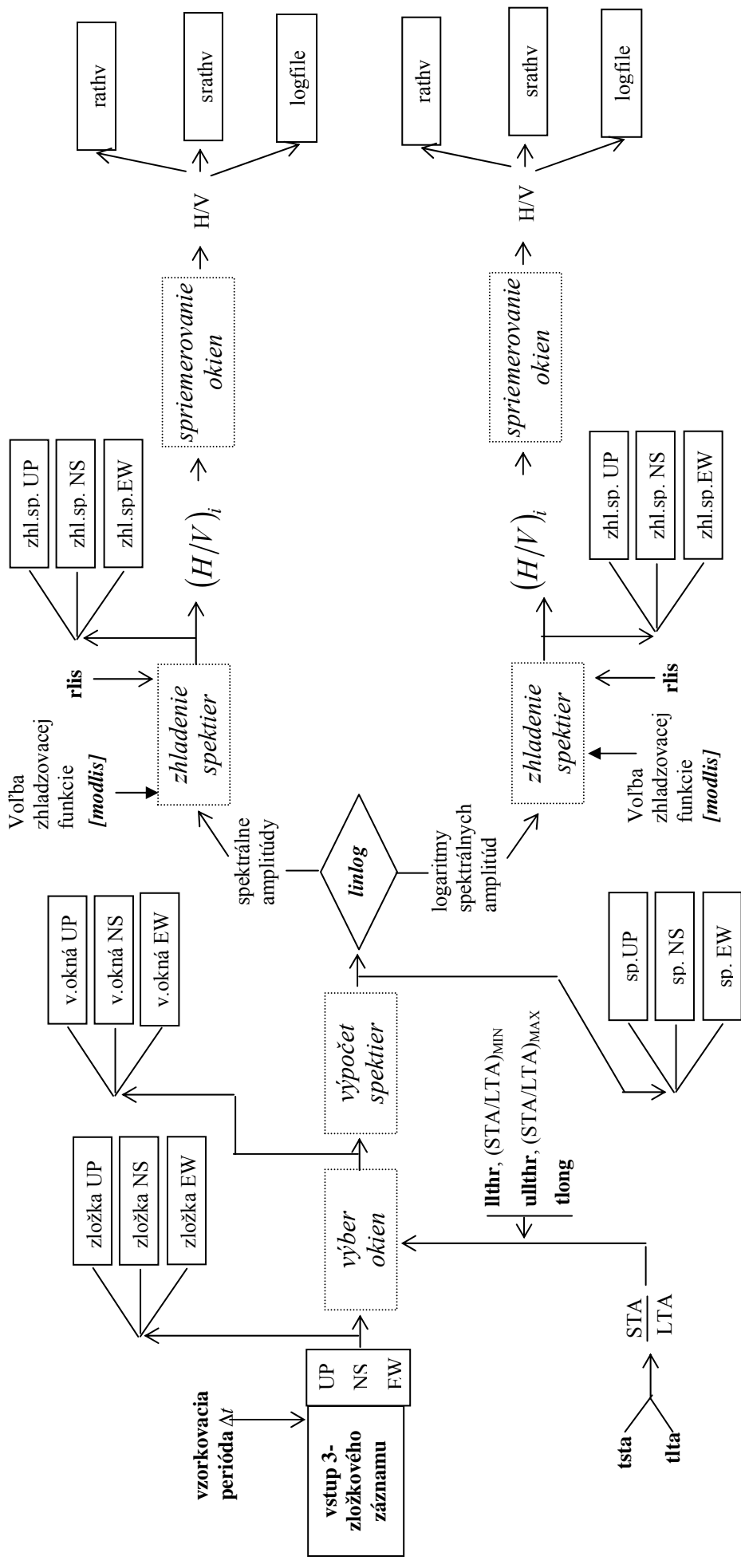
H/V pomeru možno očakávať v oblasti nízkych frekvencií (< 1 Hz). K tomu treba prispôbiť predovšetkým dĺžku vybraných okien, aby sa aj relatívne nízka frekvencia realizovala dostatočne veľa krát (10 - 20). Parametrami výberu jednotlivých okien sa snažíme odstrániť javy, ktoré nie sú spôsobené geologickou štruktúrou.



Obr. 6.2 Ukážka amplitúdových spektier jednotlivých zložiek celého záznamu merania na lokalite A05-SRO – pilier.



Obr. 6.3 Príklad výpočtu H/V pomeru pre vybrané časové okno na lokalite SRO-pilier (A050102). AS - amplitúdové Fourierove spektrum (delené časovým krokom), SAS - zhladené amplitúdové spektrum (delené časovým krokom), UP - vertikálna zložka, NS a EW – horizontálne zložky, HCOMP – výsledná horizontálna zložka.



Obr. 6.4 Schéma programu Bruistat na výpočet H/V pomerov. Vstupné parametre: 3-zložkový záznam rýchlosti pohybu pôdy, so vzorkovacou frekvenciou Δt , **tsta** – trvanie časového okna na určenie krátkodobého priemeru amplitúd, **tlt** – trvanie časového okna na určenie dlhodobého priemeru amplitúd, **ltthr** – dolná medza pre prahový pomer $A_{\text{sp}}/A_{\text{lit}}$, **ultthr** – horná medza pre prahový pomer $A_{\text{sp}}/A_{\text{lit}}$, **tlong** – trvanie časového okna signálu, **rlis** – šírka zhladzovacieho okna pre vybranú zhladzovaciu funkciu. Parametre vetvenia: **linlog** – určuje zhladenie spektrálnych amplitúd alebo logaritmov spektrálnych amplitúd, **modlis** – určuje výber zhladzovacej funkcie. Vstupné dáta: zložky UP, NS, EW, v.okná – vybrané okná, sp – amplitúdové spektra v jednotlivých vybraných oknách, zhl.sp – zhladené amplitúdové spektra, rathv – výsledný H/V pomer, srathv – štandardná odchýlka, logfile – kontrolný súbor.

Pre výber okien sme zvolili nasledovné parametre: Pre *tsta* sme zvolili hodnoty 1.0 s, 2.5 s, 5.0 s, pre *tta* hodnoty 25.0 s, 50.0 s a pre *tlong* hodnoty 30.0 s, 50.0 s, 100.0 s. Hodnotu *llthr* sme zvolili 0.2 a hodnotu *ulthr* 2.0.

Pre parameter šírky okna (*rlis*) zhladzovacej logaritmickej funkcie Konno – Ohmachi sme zvolili hodnoty 30, 50, 70, (parameter *rlis* je totožný s parametrom *b* vo vzťahu 19). Pre trojuholníkové okno s konštantnou šírkou v logaritmickej škále sme volili parameter *rlis* = 0.1 a pre trojuholníkové okno s konštantnou šírkou v lineárnej škále *rlis* = 0.25.

Jednotlivé kódy spracovania pre zvolené parametre sú v Tab. 6.1.

kód	lokalita	tsta	tta	tlong	llthr	ulthr	mod	rlis	linlog
A010105	SAV-pri ceste	1.0	25.0	30.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A010107	SAV-pri ceste	5.0	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1

kód	lokalita	tsta	tta	tlong	llthr	ulthr	mod	rlis	linlog
A020101	SAV-cesta	1.0	25.0	30.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A020102	SAV-cesta	5.0	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1

kód	lokalita	tsta	tta	tlong	llthr	ulthr	mod	rlis	linlog
A030104	Dunaj-breh	2.5	50.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A030105	Dunaj-breh	2.5	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A030106	Dunaj-breh	5.0	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A030107	Dunaj-breh	1.0	25.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1

kód	lokalita	tsta	tta	tlong	llthr	ulthr	mod	rlis	linlog
A040101	Dunaj -lúka	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A040103	Dunaj -lúka	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	70.00	1
A040104	Dunaj -lúka	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	1	0.10	1
A040105	Dunaj -lúka	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	1	0.20	1
A040106	Dunaj -lúka	1.0	25.0	30.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A040107	Dunaj -lúka	1.0	25.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A040108	Dunaj -lúka	2.5	50.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A040110	Dunaj -lúka	2.5	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1

kód	lokalita	tsta	tta	tlong	llthr	ulthr	mod	rlis	linlog
A050101	SRO-pilier	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A050102	SRO-pilier	1.0	25.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A050103	SRO-pilier	1.0	25.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	0
A050104	SRO-pilier	1.0	25.0	100.0	0.2	2.0	0	0.25	1
A050106	SRO-pilier	1.0	25.0	30.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A050107	SRO-pilier	2.5	50.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1

A050108	SRO-pilier	2.5	25.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A050109	SRO-pilier	5.0	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A050111	SRO-pilier	1.0	25.0	100.0	0.2	2.0	0	0.10	1

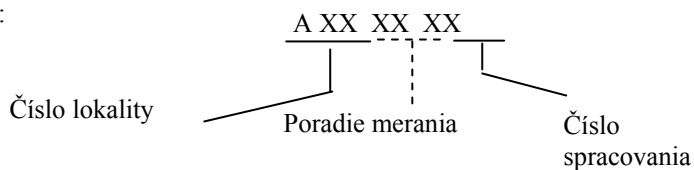
kód	lokalita	tsta	tlt	tlong	llthr	ulthr	mod	rli	linlog
A060102	SRO-roh	1.0	25.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A060103	SRO-roh	2.5	50.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A060104	SRO-roh	2.5	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A060105	SRO-roh	5.0	50.0	100.0	0.2	2.0	2	50.00	1

kód	lokalita	tsta	tlt	tlong	llthr	ulthr	mod	rli	linlog
A070101	ZST	1.0	25.0	30.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A070102	ZST	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A070201	ZST	1.0	25.0	30.0	0.2	2.0	2	50.00	1

kód	lokalita	tsta	tlt	tlong	llthr	ulthr	mod	rli	linlog
A080101	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080201	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080202	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	0
A080301	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080401	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080501	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080601	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080701	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080801	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1
A080901	Modra	1.0	25.0	50.0	0.2	2.0	2	50.00	1

Tab. 6.1. Kódy pre zvolené parametre výpočtov H/V pomeru. *tsta* – trvanie časového okna na určenie krátkodobého priemeru amplitúd, *tlt* - trvanie časového okna na určenie dlhodobého priemeru amplitúd, *tlong* – trvanie vybraného časového okna signálu, *llthr* – dolná medza pre prahový pomer A_{tsta}/A_{tlt} , *ulthr* – horná medza pre prahový pomer A_{tsta}/A_{tlt} , *mod* – parameter výberu zhladzovacieho okna. *mod* = 0 – trojuholníkové okno s konštantnou šírkou v lineárnej škále, *mod* = 1 - trojuholníkové okno s konštantnou šírkou v logaritmickej škále, *mod* = 2 - logaritmické okno Konno-Ohmachi. *rli* – parameter šírky zhladzovacieho okna. Ak *linlog* = 0 – zhladzovanie spektier, ak *linlog* = 1 – zhladzovanie logaritmov spektier.

Kód lokality:



7. Výsledky

7.1 Efekt výberu časových okien

Ako bolo uvedené v kapitole 6, z celého nameraného záznamu (dlhého spravidla 30 minút a viac) treba vybrať úseky (vybrané časové okná s dĺžkou t_{long}) dlhé desiatky až 100 sekúnd. Pre vybrané časové okná musí byť pomer krátkodobého a dlhodobého priemeru amplitúd A_{tsta}/A_{tlt} z intervalu (l_{lthr} , l_{ulthr}). Je zrejmé, že pre rôzne dominantné frekvencie H/V pomerov môžu byť vhodné rôzne hodnoty t_{sta} , t_{lta} , t_{long} . Ak očakávame dominantné frekvencie nad 1 Hz, postačí aj $t_{long} \approx 30$ s. Pre dominantnú frekvenciu 0.2 Hz treba $t_{long} \approx 100$ s. Výber okna môže byť citlivý aj na hodnotu t_{sta} v závislosti od hodnôt l_{lthr} a l_{ulthr} . Efekt hodnoty t_{long} je ilustrovaný na Obr. 7.1 a 7.2. Zreteľný je najmä efekt hodnoty t_{long} na Obr. 7.2. Vplyv hodnôt t_{sta} , t_{lta} a t_{long} vidieť aj na Obr. 7.7 – Dunaj – breh, 7.8 – Dunaj – Lúka, 7.9 – SRO – pilier a 7.10 – SRO – roh budovy.

7.2 Efekt spôsobu zhladenia spektier

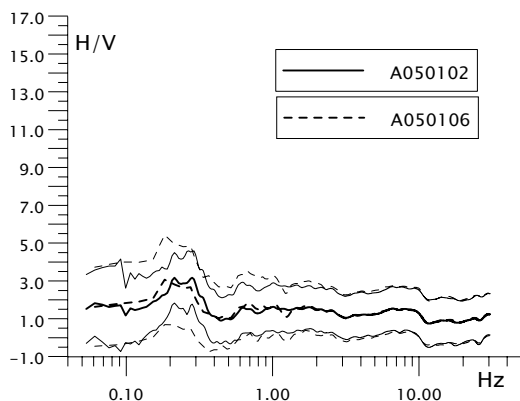
Na výsledný H/V pomer vplýva aj spôsob, akým sú zhladené spektrá horizontálnych a vertikálnej zložky. Na Obr. 7.3 sú ukázané H/V pomery pre prípad zhladenia samotných spektier a pre prípad zhladenia logaritmov spektier pre dve rôzne lokality. Zásadný rozdiel na Obr. 7.3 nevidieť, avšak generalizovať tieto dva prípady asi nemusí byť rozumné.

Na Obr. 7.4 sú porovnané H/V pomery v prípade zhladenia spektier trojuholníkovým oknom a oknom navrhnutým Konnom a Ohmachim. Obidve okná majú konštantnú šírku na logaritmickú osi frekvencií.

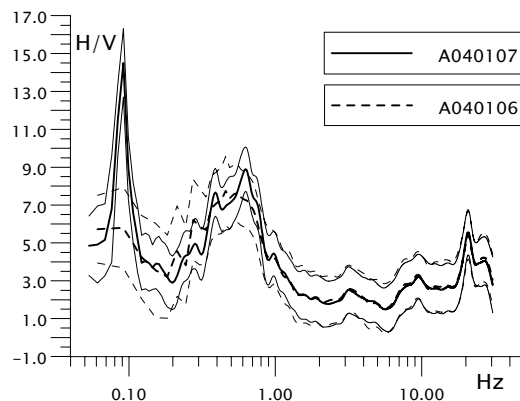
7.3 Efekt doby merania

Vzhľadom na priaznivé technické podmienky sme vykonali merania seizmického šumu počas 24 hodín na pilieri seizmickej stanice Modra (mod). Cieľom bolo zistiť denný chod H/V pomeru. Celkovo sme vykonali 9 polhodinových meraní so začiatkami merania o 10:40, 13:10, 15:40, 18:30, 21:05, 23:35, 2:00, 4:30, 7:25. Všetky merania boli spracované s parametrami uvedenými v Tab. 7. 1. Určené H/V pomery sú ukázané na Obr. 7.5. Podľa očakávania je denný chod minimálny. Určitú variáciu možno pozorovať v intervale 2 – 4 Hz. Jej príčina nie je dosiaľ určená.

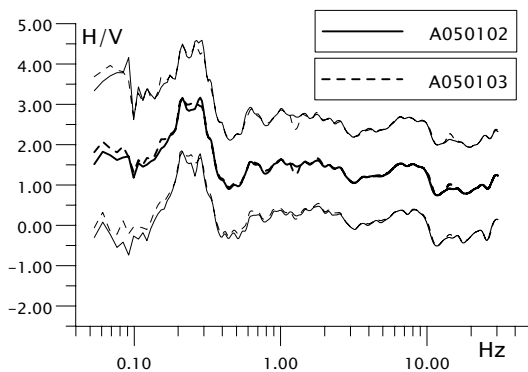
Dve 50-minútové merania v rozmedzí dvoch hodín boli vykonané na pilieri seizmickej stanice Železná studnička. H/V pomery vypočítané pre obidve merania sú ukázané na Obr. 7.6. H/V pomery z obidvoch meraní sa prakticky nelíšia.



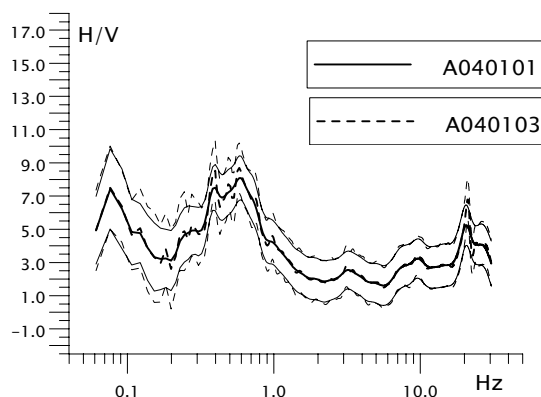
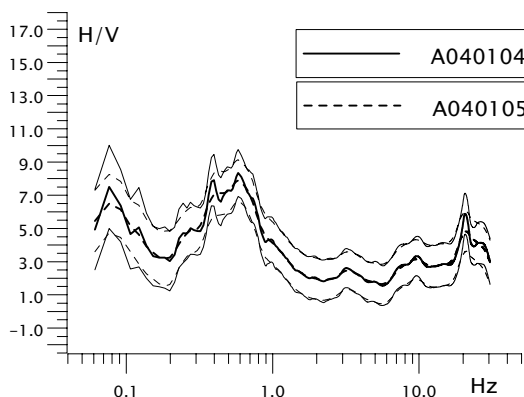
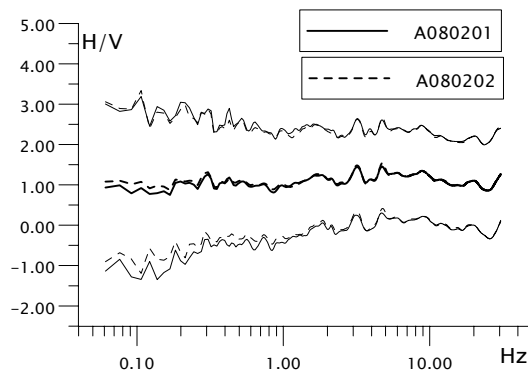
Obr. 7.1. Porovnanie H/V pomeru pre vybrané okná 30 s a 100 s pre lokalitu A05 – SRO – pilier.



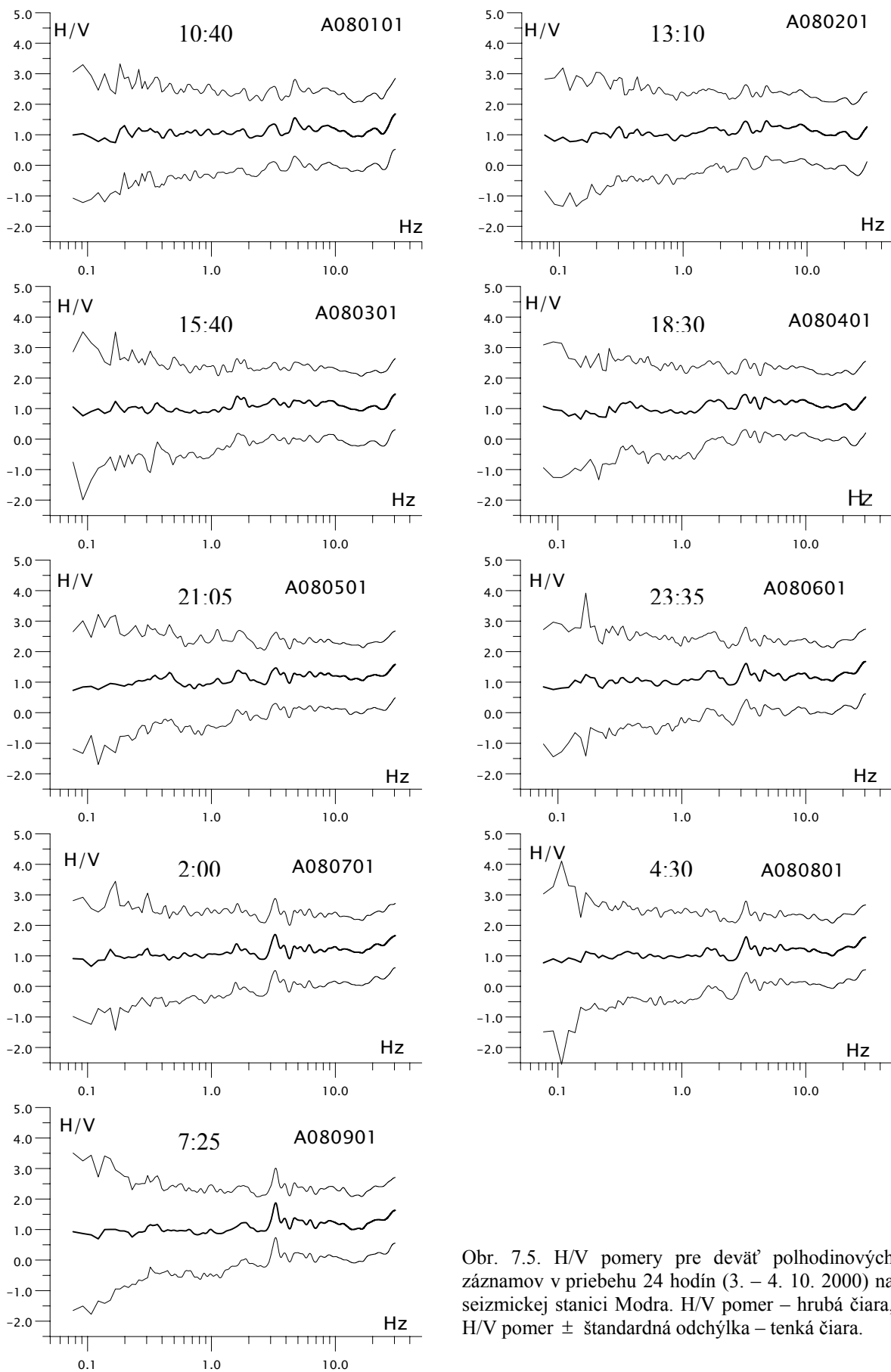
Obr. 7.2. Porovnanie H/V pomeru pre vybrané okná 30 s a 100 s pre lokalitu A04 – Dunaj – breh.



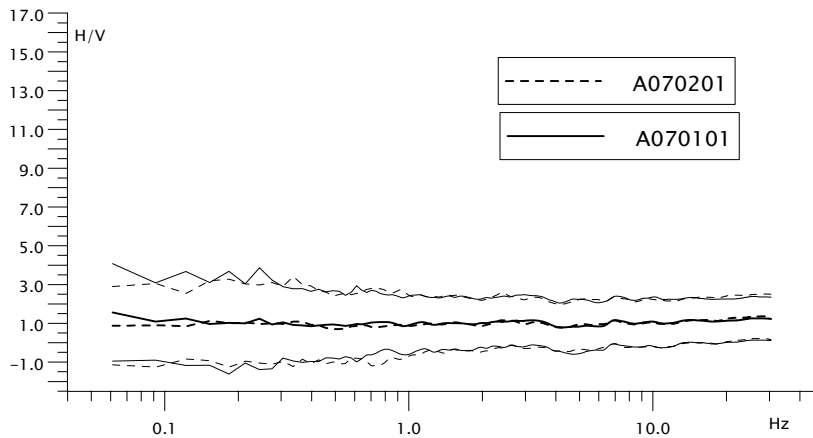
Obr. 7.3. Porovnanie zhladzovania spektra a logaritmickeho spektra pre lokalitu A05 – SRO – pilier a A08 – Modra.



Obr. 7.4. Porovnanie parametrov zhladzovania pre lokalitu Dunaj – lúka. Na obrázku vľavo sú H/V pomery v prípade zhladenia spektier trojuholníkovým oknom s konštantnou šírkou na logaritmickej osi frekvencií. Šírka okna 0.1 Hz – plná čiara a šírka okna 0.2 Hz – prerušovaná čiara. Na obrázku vpravo sú H/V pomery v prípade zhladenia spektier oknom Konno-Ohmachi. $rlis=50$ – plná čiara, $rlis=70$ – prerušovaná čiara.



Obr. 7.5. H/V pomery pre deväť polhodinových záznamov v priebehu 24 hodín (3. – 4. 10. 2000) na seizmickej stanici Modra. H/V pomer – hrubá čiara, H/V pomer \pm štandardná odchýlka – tenká čiara.



Obr. 7.6. Dve merania v rozmedzí dvoch hodín vykonané na lokalite Železná studnička.

7.4 Porovnanie H/V pomerov pre vybrané lokality

Na Obrázkoch 7.7 – 7.12 sú ukázané H/V pomery pre lokality Dunaj – breh (A03), lúka pri Dunaji (A04), seizmická stanica Šrobárová SRO – pilier (A05), seizmická stanica Šrobárová SRO – roh budovy (A06), areál SAV – panelová cesta (A02), areál SAV – pri panelovej ceste (A01), seizmická stanica Železná studnička ZST – pilier (A07) a seizmická stanica Modra mod – pilier (A08). S výnimkou staníc ZST a mod sú H/V pomery vypočítané najmenej pre dva súbory parametrov (*tsta*, *tlta*, *tlong*).

Zaujímavé je porovnanie H/V pomerov z dvoch meraní pri Dunaji a H/V pomerov z dvoch meraní na stanici Šrobárová.

Aj meranie na brehu Dunaja (A03) aj meranie na lúke vo vzdialenosti asi 100 m od brehu Dunaja (A04) vykazuje lokálne maximum v intervale frekvencií $\langle 0.07, 0.15 \rangle$ Hz. Rozdiel je v hodnote H/V pomeru. Vyššie hodnoty v prípade merania na brehu indikujú, že pre daný frekvenčný interval je dôležitá vzdialenosť od rieky. Lokálne maximum môže súvisieť s hlbokými sedimentami.

Meranie na lúke vykazuje výrazné široké lokálne maximum v intervale frekvencií $\langle 0.2, 1.1 \rangle$ Hz s píkovou frekvenciou približne 0.6 Hz. Je pravdepodobné, že sa v danom intervale uplatňuje vplyv hornej vrstvy sedimentov na lúke. H/V pomery z dvoch meraní dokazujú výrazný vplyv najmä trvania vybraných časových okien (*tlong*) a tiež trvaní okien pre určenie krátkodobého a dlhodobého priemeru v oblasti nízkych frekvencií (*tsta*, *tlta*).

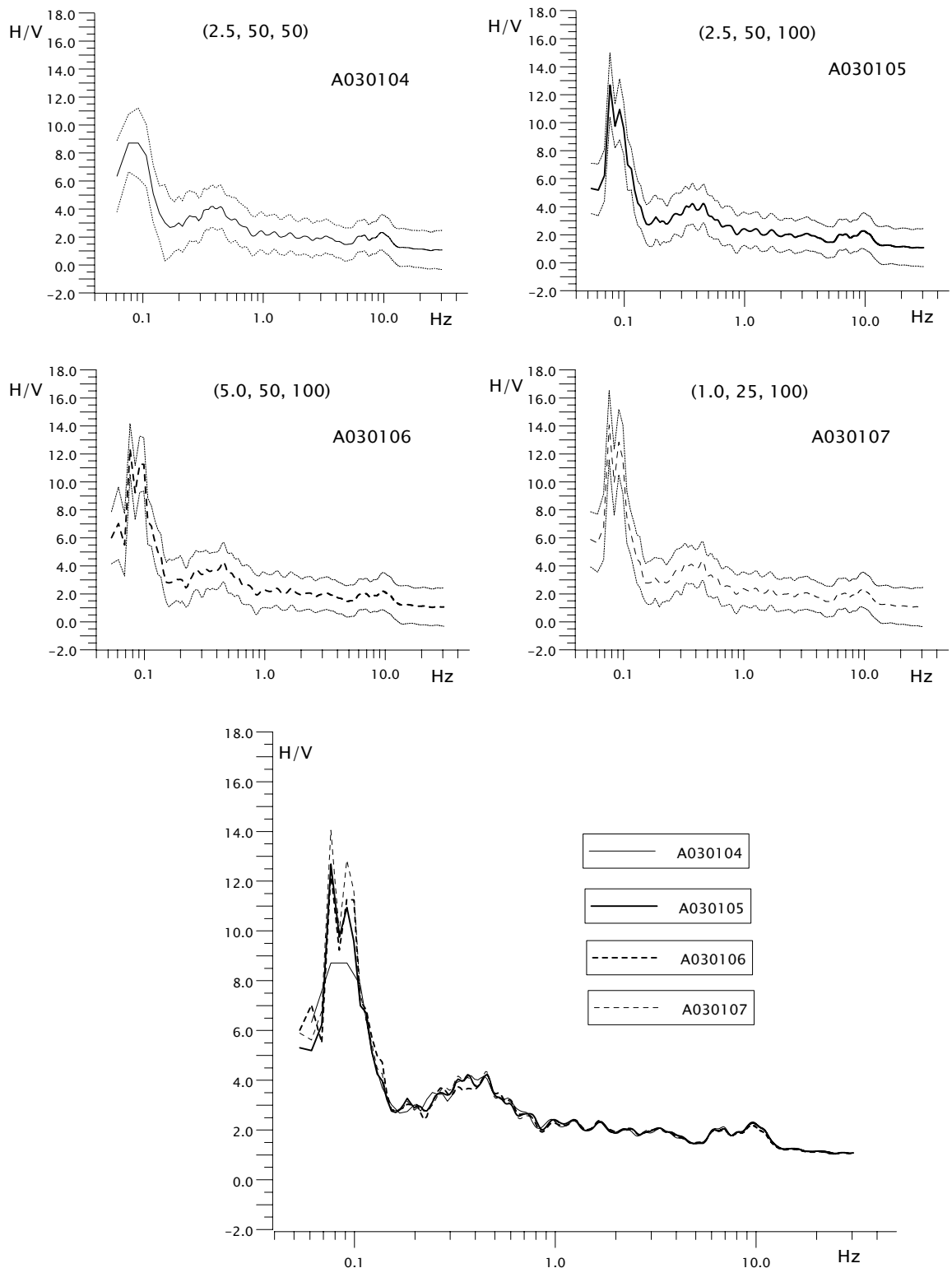
Dramatické je porovnanie H/V pomerov z meraní na seizmickej stanici Šrobárová. Jedno meranie bolo vykonané na pilieri stanice (A05), druhé na betónovom chodníku pri rohu budovy stanice a asi meter od 15-20 m vysokého stromu (A06). H/V pomer je síce väčší ako H/V pomer na seizmických stanicích ZST a mod, avšak, trochu prekvapujúco, s výnimkou intervalu $\langle 0.15, 0.3 \rangle$ Hz neprekračuje hodnotu 2. Nevýrazné neostré lokálne maximum na intervale $\langle 0.15, 0.3 \rangle$ Hz pravdepodobne súvisí so sedimentárnym podložím.

H/V pomer pre chodník pri rohu budovy a strome vykazuje vyššie hodnoty na intervale frekvencií $\langle 0.05, 0.1 \rangle$ Hz, pričom píkove hodnoty na intervale asi $\langle 0.06, 0.17 \rangle$ Hz sú temer až rádoovo vyššie. Nepochybne tieto vyššie hodnoty H/V pomeru súvisia s tým, že seizmometer bol umiestnený na chodníku spojenom s budovou a len asi 1 m od kývajúceho sa stromu.

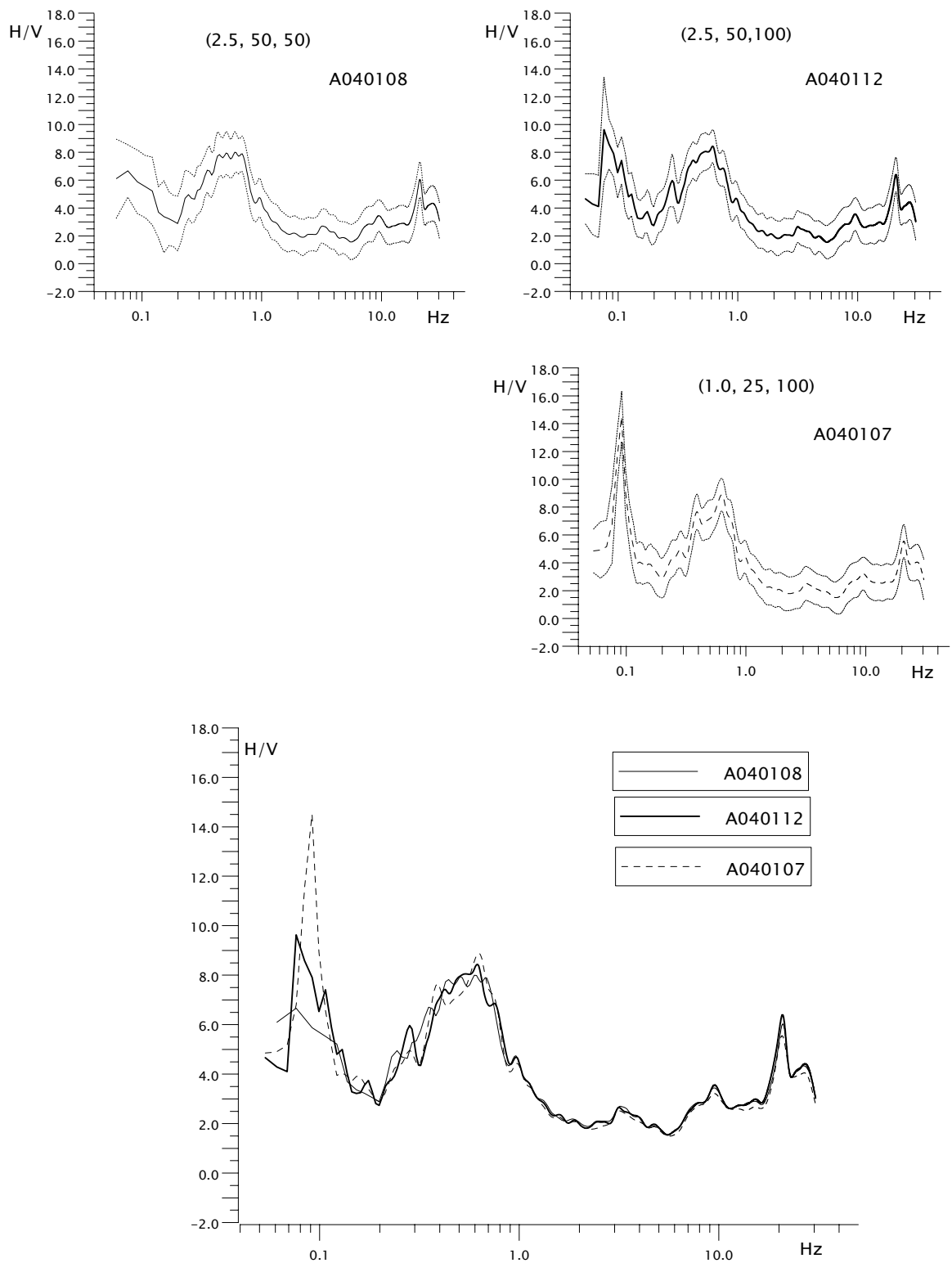
Pre meranie na pilieri seizmickej stanice Šrobárová ešte uvádzame na Obr. 7.13 H/V pomery určené pre jednotlivé vybrané 100-sekundové okná. Variabilita H/V pomerov pre jednotlivé okná jasne indikuje nutnosť spriemerovania H/V pomerov pre dostatočný počet vybraných okien.

H/V pomery pre lokality ZST a mod (Obr. 7.11) sú podľa očakávania blízke hodnote 1 pre celý záujmový interval frekvencií. Toto možno považovať za potvrdenie kvality skalného podložia a meracích podmienok na obidvoch seizmických stanicách.

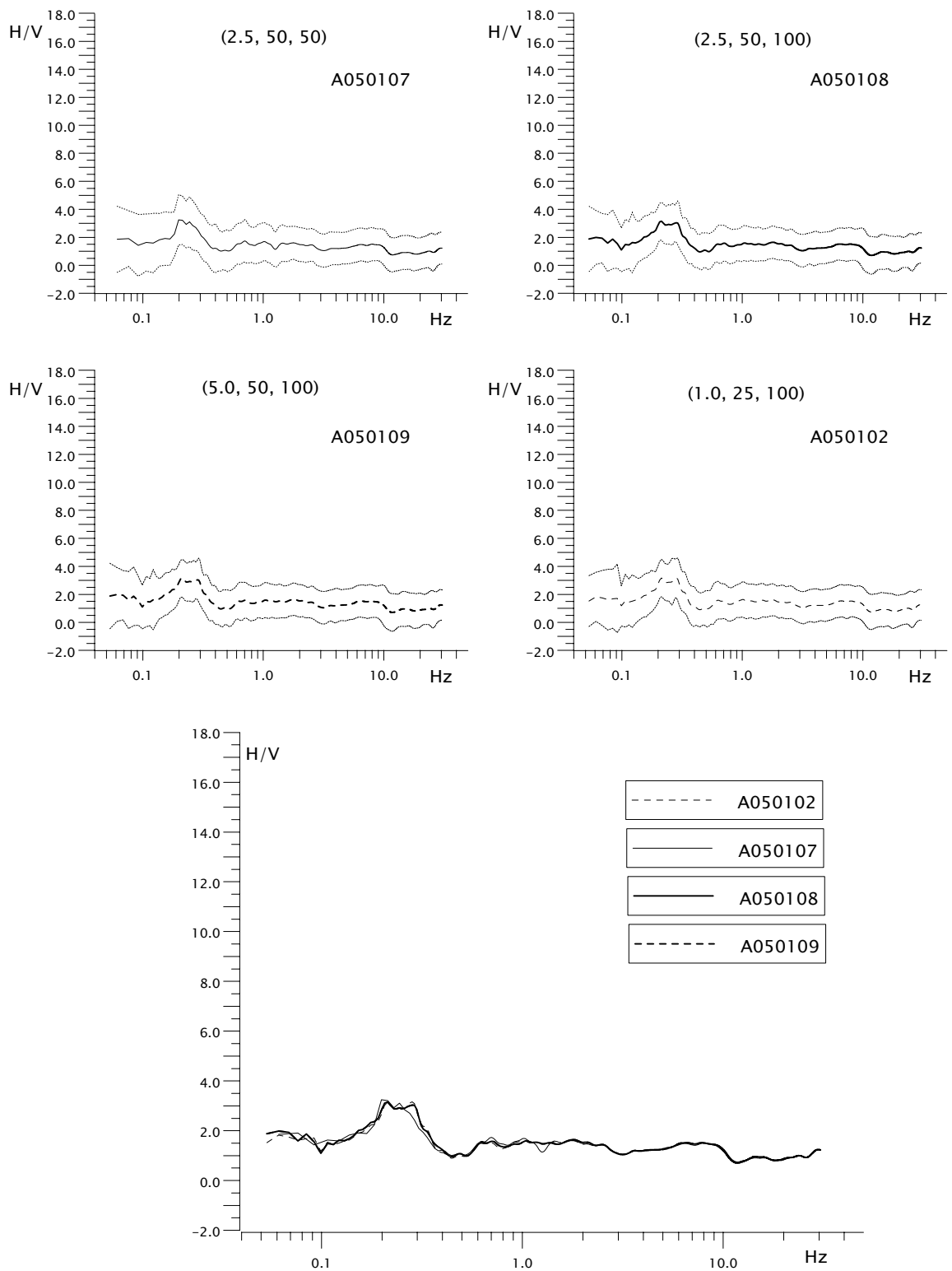
H/V pomery pre dve merania na lokalite SAV, A01 a A02, neindikujú sedimenty, avšak porovnanie H/V pomerov určených z merania na nekonsolidovanej vrstve zeminý bezprostredne pri panelovej ceste a z merania na paneli cesty indikujú nutnosť dobrého ukotvenia seizmometra.



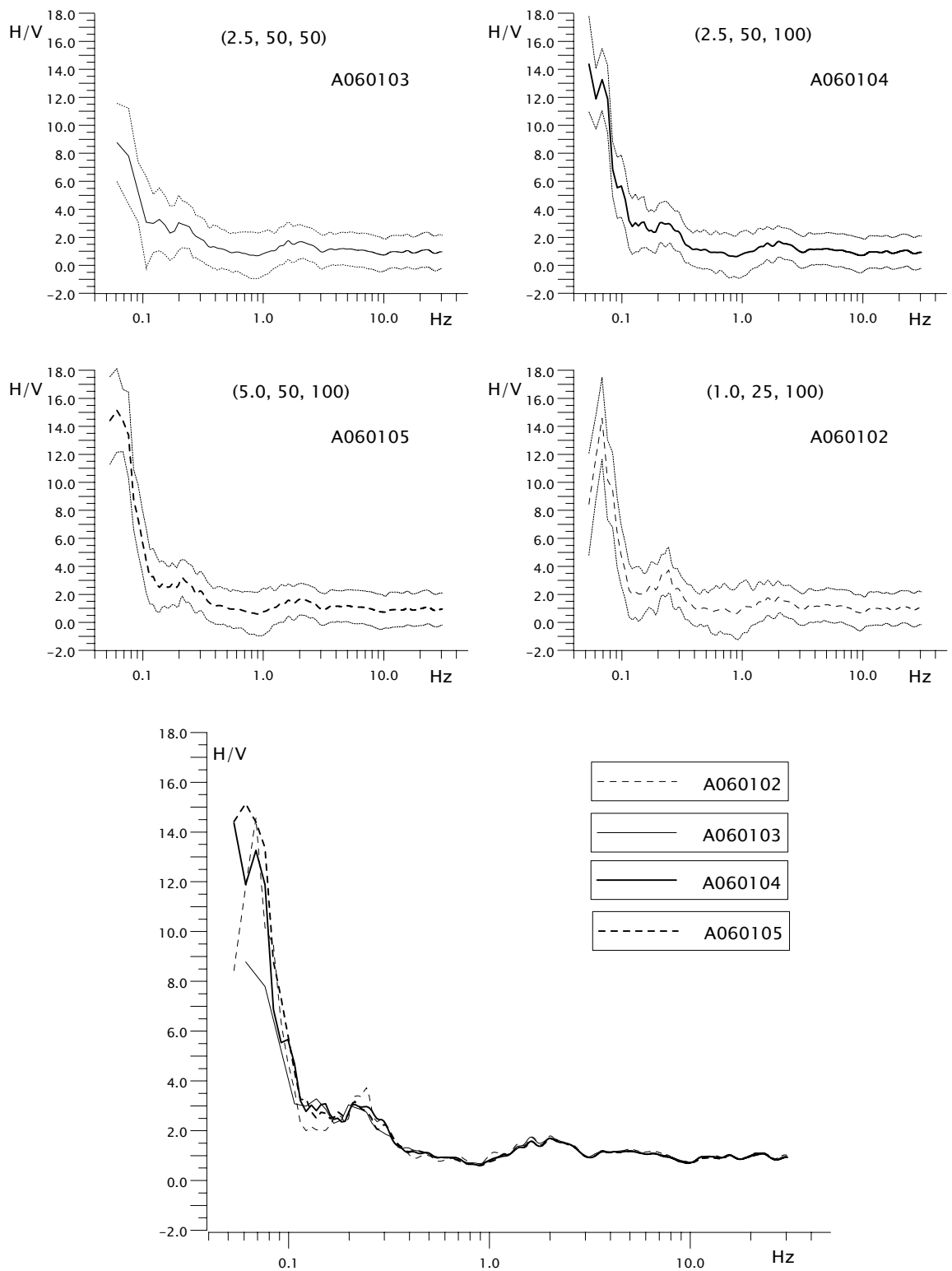
Obr. 7.7. Porovnanie H/V pomerov pre lokalitu A03 – Dunaj – breh v závislosti od parametrov (tsta, tsta, tlong). tsta – trvanie časového okna na určenie krátkodobého priemeru amplitúd, tsta – trvanie časového okna na určenie dlhodobého priemeru amplitúd, tlong – trvanie vybraného časového okna signálu. H/V pomer \pm štandardná odchýlka – bodkovaná čiara.



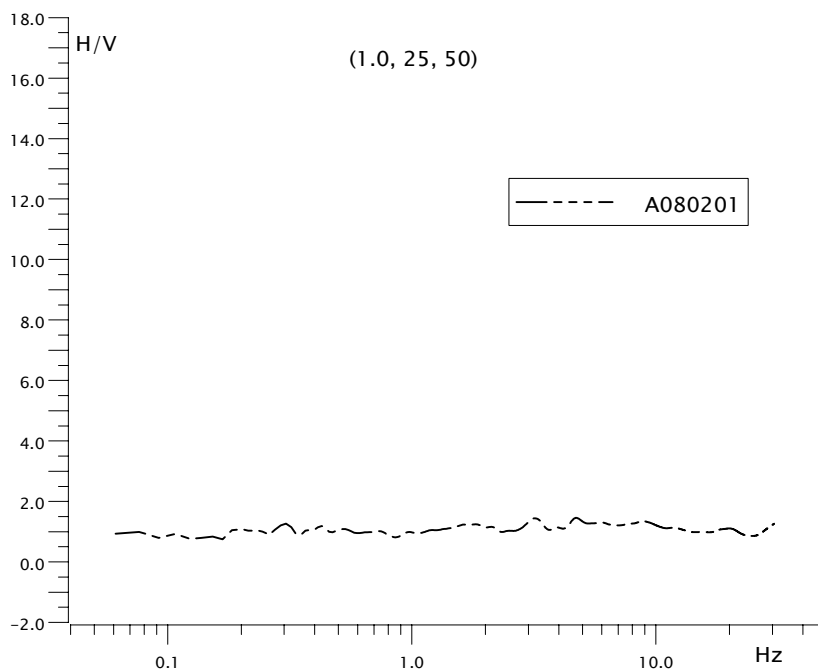
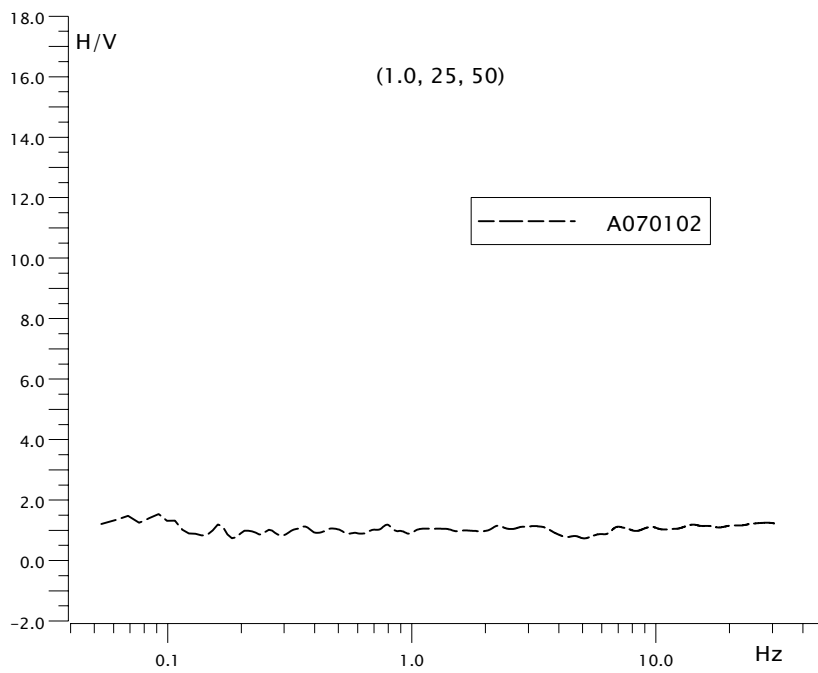
Obr. 7.8. To, čo na Obr. 7.7, avšak pre lokalitu A04 – Dunaj – lúka pri Dunaji.



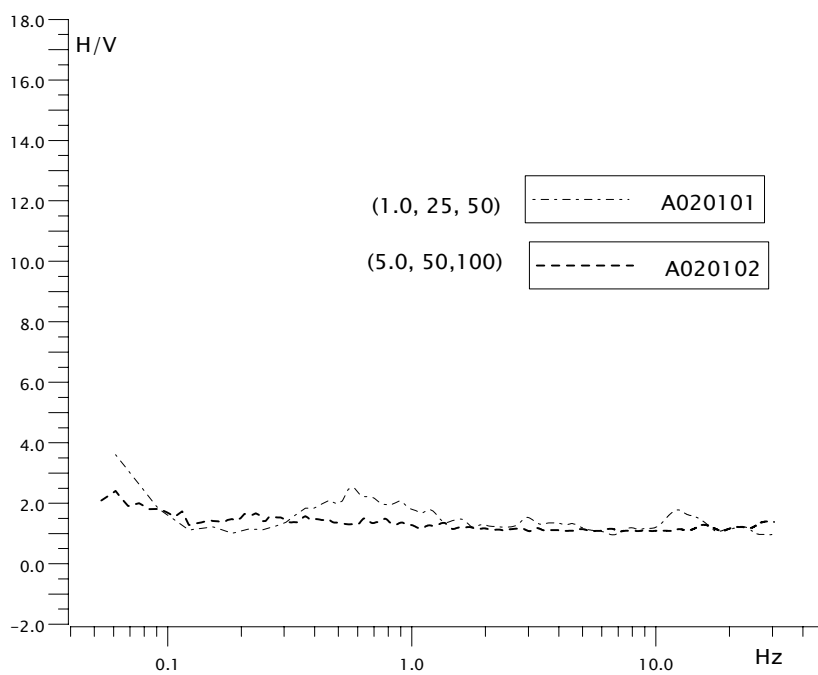
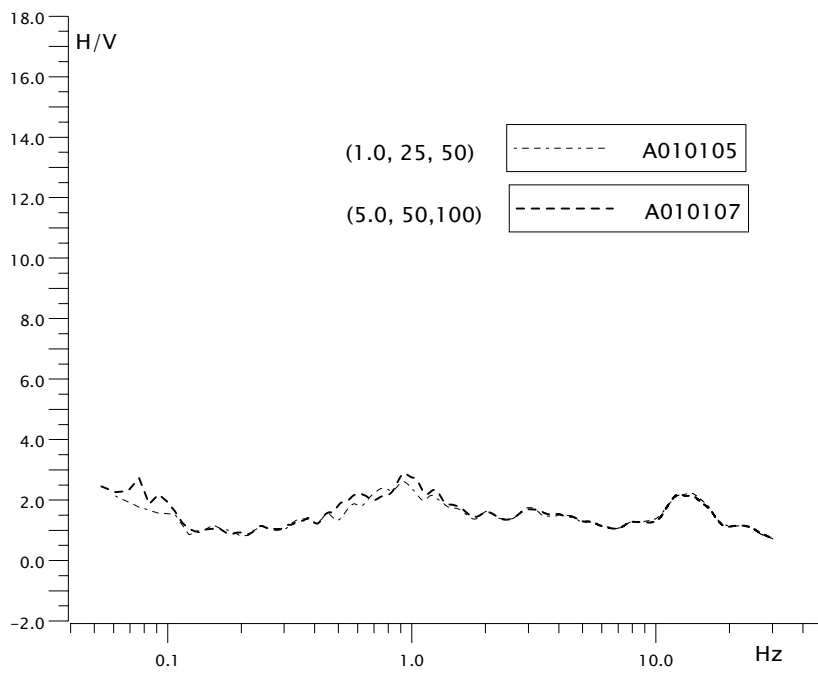
Obr. 7.9. To, čo na Obr. 7.7, avšak pre lokalitu A05 – SRO – pilier.



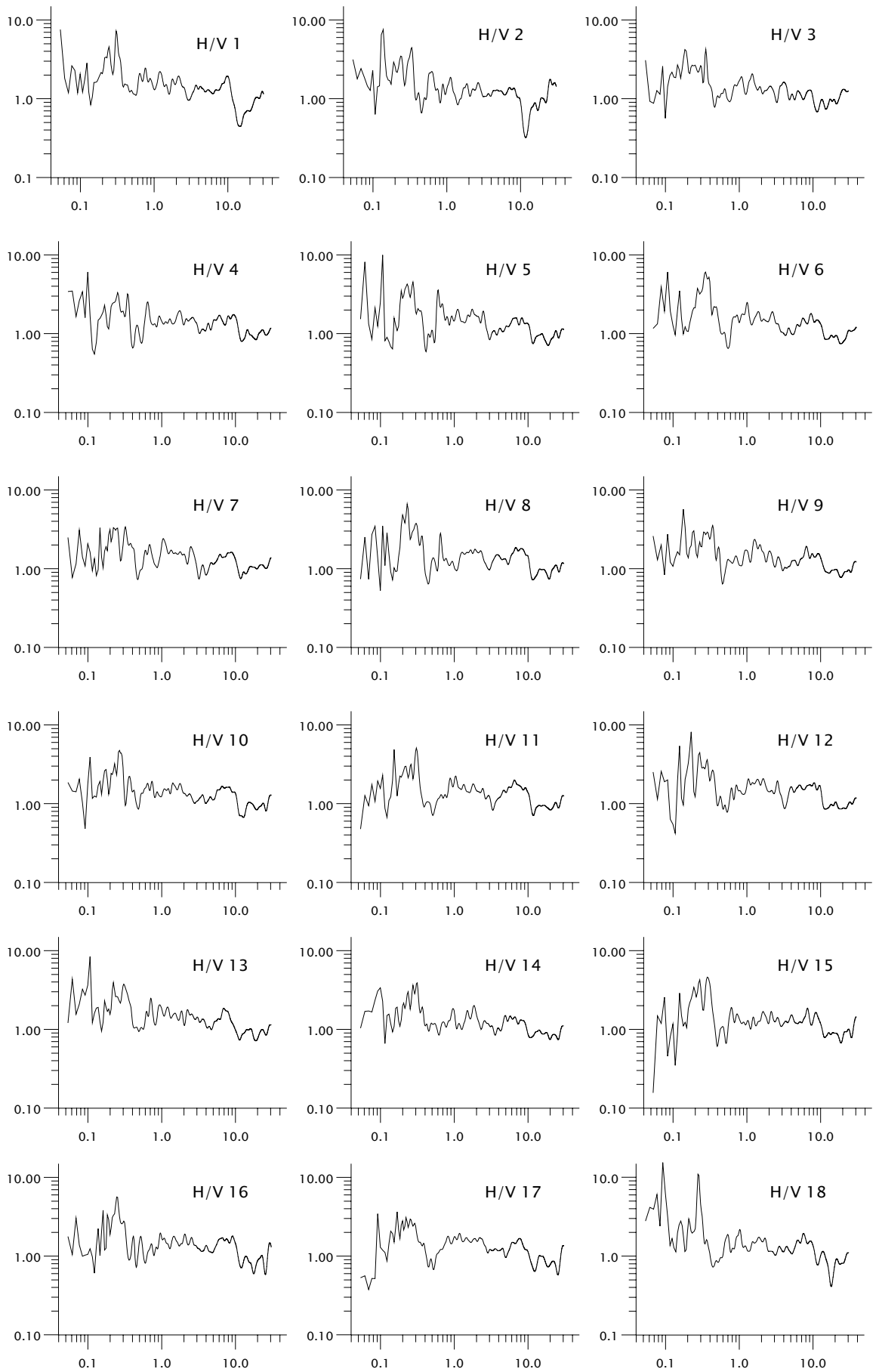
Obr. 7.10. To, čo na Obr. 7.7, avšak pre lokalitu A06 – SRO – roh budovy.

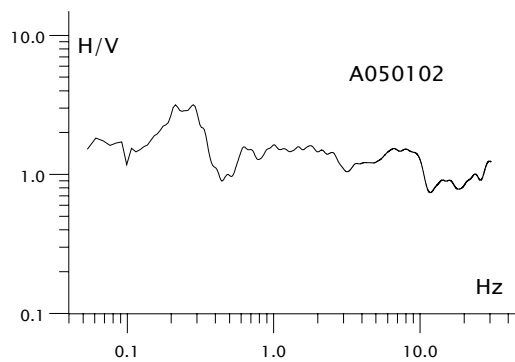


Obr. 7.11. H/V pomery pre lokality A07-Železná studnička a A08-Modra



Obr. 7.12. H/V pomery pre lokality A01 - Areál SAV - pri panelovej ceste a A02 - Areál SAV – panelová cesta.





Obr. 7.13. H/V pomery pre jednotlivé vybrané okná pre lokalitu A05 – SRO – pilier a výsledný H/V pomer.

8. Závěry

Vykonali sme merania na ôsmich vybraných lokalitách/miestach. Tieto zahŕňajú tri seizmické stanice – Železnú studničku, Modru a Šrobárovú.

Seizmické stanice Železná studnička a Modra sú na relatívne pokojných miestach a skalnom podloží. Seizmická stanica Šrobárová je na mocných sedimentoch. Dve nerania boli vykonané na sedimentoch pri Dunaji a dve na veľmi tenkých sedimentoch v areáli SAV.

Určené H/V pomery indikujú, že H/V pomery skutočne závisia od lokálnych geologických podmienok. Sú však citlivé aj na niektoré parametre spracovania a vzdialenosť od zdrojov šumu ako aj na povahu zdrojov šumu.

Ďalší výskum by mal byť zameraný na analýzu H/V pomerov pre veľmi dobre určené lokálne geologické štruktúry.

Literatúra

- Ansary, M. A., Fuse, M., Yamazaki F., Katayama, T., 1995. Use of microtremors for the estimation of ground vibration characteristic. *Third International Conference on Recent Advances in Geotechnical Engineering and Soil Dynamics, Saint-Louis, USA.*, **2**, 571-574.
- Bard, P.-Y., 1999. Microtremors measurements: A tool for site effect estimation? *The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, 1999.*
- Biela, A., 1978. Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát, I.
- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M. and Scarpa, R., 1998. Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of strombolian tremor, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 653-666.
- Coutel, F., and Mora, P., 1998. Simulation-based comparison of four site-response estimation techniques, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 30-42.
- Ferritto, J. M., 1996. Repeatability of microseism measurements in Port Hueneme case study, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 428-435.
- Field, E. H., 1996. Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**.991-1005.
- Field, E. H., Hough, S. E. and Jacob, K. H., 1990. Using microtremors to assess potential earthquake site response: a case study in Flushing Meadows, New York City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1456-1480.
- Field, E. H., and Jacob, K. H., 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical Res. Letters.* 20-24, 2925-2928
- Field, E. H., and Jacob, K. H., 1995. A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 1127-1143.
- Field, E. H., Clement, A. C., Jacob, K. H. , Aharonian, V., Hough, S. E., Friberg, P. A., Babaian, T. O., Karapetian, S. S., Hovanessian, S. M., and Arbamian, H. A., 1995. Earthquake site-response study in Giumri (formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 349 - 353.
- Gaull, B. A., Kagami, H. and Taniguchi, H., 1995. The microzonation of Perth, Western Australia, using microtremor spectral ratios, *Earthquake Spectra.* **11**, 173-191.
- Gitterman, Y., Zaslavsky, Y., Shapira, A. and Shtivelman, 1996. Empirical site response evaluations: case studies in Israel, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **15**, 447-463.

- Hough, S. E., Field, E. H., and Jacob, K. H., 1991. Using microtremors to assess site-specific earthquake hazard, *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, Stanford, CA, August 25-29, 1991, **3**, 585-592.
- Hough, S. E., Seeber, L., Rovelli, A., Malagnini, L., DeCesare, A., Selveggi, G. and Lerner-lam, A., 1992. Ambient noise and weak motion excitation of sediment resonances: results from the Tiber Valley, Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 1186 - 1205.
- Konno, K. and Ohmachi, T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 228- 241.
- Koyama, S., Okawa, I., Kashima, T. and Kitaagwa, Y., 1996. Characteristics of ground motion in Kobé area, *Xth. World Conf. Earthq. Engng., Acapulco, # 1070*. Elsevier Science Ltd.
- Lachet, C., Bard, P.-Y., 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the „Nakamura’s“ technique. *Journal of Physics of the Earth*, **42**, 337-397.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. and Savvaidis, A., 1996. Site effects and Microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): comparison of different approaches, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1692-1703.
- Lermo, J., Rodriguez, M. and Singh, S. K., 1988. Natural periods of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data. *Earthquake Spectra*, **4**, 805-814.
- Lermo, J., Chavez-Garcia, F. J., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1350-1364.
- Malagnini, L., Rovelli, A., Hough, S. and Seeber, L., 1993. Site amplification estimates in the Garigliano valley, central Italy, based on dense array measurements of ambient noise. *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1744-1754.
- Milana, G., Barba, S., Del Pezzo, E. and Zambonelli, E., 1996. Site response from ambient noise measurements: new perspectives from an array study in Central Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 320-328.
- Moczo, P., Labák, P., 2000, *Zemetrasenia a seizmické ohrozenie*, Učebné texty do pripravovanej učebnice: Fyzika životného prostredia.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, OR of R. T. R.
- Nogoshi, M. and Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremor, *Jour. Sesm. Soc. Japa*, **24**, 26-40 (in Japanese with English abstract)

- Nogoshi, M. and Igarashi, T., 1996. Ground vibration characteristics of strong-motion observatory site of Akita University set up in the area damaged by soil liquefaction, *Xth World Conf. Earthq. Engng., Acapulco*, # **1272**, Elsevier Science Ltd.
- Seekins, L. C., Wennerberg, L., Margheriti, L. and Liu, H.-P., 1996. Site amplification at five locations in San Francisco, California: a comparison of S waves, codas and microtremors, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 637-635.
- Seo, K., 1998. A joint microtremor measurement in the Fukui basin to discuss the effect of surface geology on seismic motion during the 1948 Fukui, Japan. Earthquake, *Proceedings of the XIth European Conference on Earthquake Engineering, Paris, September 6-11, Bisch, Labbé & Pecker Editors, Balkema 1998.*
- Yamanaka, H., Dravinski, M. and Kagami, H., 1993. Continuous measurements of microtremors on sediments and basements in Los Angeles, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1595-1609.
- Yamanaka, H., Nozawa, T. and Ishida, H., 1996. Application of interstation spectral ratio technique of long-period microtremors to estimate site effects, *Xth World Conf. Earthq., Acapulco*, # **1646**, Elsevier Science Ltd.
- Zhao, B. M., Horike, M. and Takeuchi Y., 1996. Comparison of spatial variation between microtremors and seismic motion. *Xth World Conf. Earthq., Acapulco*, # **133**, Elsevier Science Ltd.
- Zhao, B. M., Horike, M. and Takeuchi Y., 1998. Reliability of estimation of seismic ground characteristic by microtremor observation. *Proceedings of the XIth European Conference on Earthquake Engineering, Paris, September 6-11, Bisch, Labbé & Pecker Editors, Balkema 1998.*