

**GEOFYZIKÁLNY ÚSTAV
SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED
BRATISLAVA**

**PRAVDEPODOBNOSTNÝ VÝPOČET
CHARAKTERISTÍK SEIZMICKÉHO OHROZENIA
PRE LOKALITU
ATÓMOVÝCH ELEKTRÁRNÍ BOHUNICE**

DIZERTAČNÁ PRÁCA

Vypracoval: RNDr. Peter Labák

Školiteľ: doc. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava, 2000

Obsah

1 ÚVOD	3
2 ELEMENTY SEIZMICKÉHO OHROZENIA	4
2.1 Definícia základných pojmov	4
2.2 Charakteristiky seizmického ohrozenia	4
3 METÓDY VÝPOČTU SEIZMICKÉHO OHROZENIA	6
3.1 Deterministický výpočet seizmického ohrozenia	6
3.2 Pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia	8
4 DOTERAJŠIE URČENIA SEIZMICKÉHO OHROZENIA PRE LOKALITU ATÓMOVÝCH ELEKTRÁRNÍ BOHUNICE (AEB)	16
5 CIEĽ DIZERTAČNEJ PRÁCE	17
6 SEIZMOLOGICKÁ DATABÁZA PRE LOKALITU AEB	18
6.1 Makroseizmicky pozorované zemetrasenia v širšom regióne	18
6.1.1 Katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení	18
6.1.1.1 Pramene	19
6.1.1.2 Parametre zemetrasení	20
6.1.2 Mapy izoseist vybraných zemetrasení	23
6.2 Seizmometricky zaznamenané zemetrasenia na území Slovenska	25
6.2.1 Pramene	25
6.2.2 Parametre zemetrasení	25
6.3 Seizmometricky zaznamenané zemetrasenia v blízkom regióne	27
6.3.1 Konfigurácie lokálnych sietí v blízkom regióne a určenie parametrov zemetrasení	27
7 SEIZMOTEKTONICKÝ MODEL	30
7.1 Seizmické zdrojové zóny v širšom regióne AEB	30
7.1.1 Vlastnosti seizmologickej a geologickej databázy pre širší región	30
7.1.2 Vyčlenenie seizmogénnych zón	31
7.1.3 Vyčlenenie seizmických zdrojových zón	33
7.2 Seizmické zdrojové zóny v blízkom regióne AEB	36
7.2.1 Vlastnosti seizmologickej a geologickej databázy pre blízky región	36
7.2.2 Mechanizmy ohnísk mikrozemetrasení v zdrojovej zóne Dobrá Voda	37
7.2.3 Vyčlenenie zdrojovej zóny Dobrá Voda a spôsob jej modelovania	38
7.3 Minimálne magnitúdo m_0	43
7.4 Maximálne magnitúdo m_1	43
7.4.1 Určenie m_1	46
7.4.2 Porovnanie m_1 určených v tejto a predchádzajúcich analýzach	48
7.5 Početnostné vzťahy	50
8 ÚTLM	58
8.1 Útlm makroseizmickéj intenzity	58
8.2 Výber analogických regiónov	61
8.3 Výber útlmových vzťahov pre PGA a PSA	62
9 PRAVDEPODOBNOSTNÝ VÝPOČET SEIZMICKÉHO OHROZENIA	69

9.1 Konštrukcia logického stromu a odhad pravdepodobnosti jednotlivých vetiev	69
9.2 Výpočet seizmického ohrozenia pre logický strom	73
9.3 Monte Carlo simulácie	77
9.4 Porovnanie výsledkov pravdepodobnostných výpočtov	81
9.5 Magnitúdo a vzdialenosť určujúceho zemetrasenia	83
9.6 Horizontálne spektrum odozvy pre zemetrasenie revíznej úrovne	92
9.7 Vertikálne spektrum odozvy pre zemetrasenie revíznej úrovne	96
9.8 Akcelerogramy pre zemetrasenie revíznej úrovne	100
ZÁVER	112
LITERATÚRA	114

1 Úvod

Problematika určovania seizmického ohrozenia pre vybrané záujmové lokality patrí medzi spoločensky závažné problematiky nielen v krajinách s vysokou seizmickou aktivitou, ako sú napr. USA alebo Japonsko, ale aj v krajinách so strednou alebo miernou seizmickou aktivitou, ako je napr. Slovensko. Je to preto, že na Slovensku, podobne ako v iných krajinách v Európe, existujú národohospodársky významné stavby (jadrové elektrárne, veľké vodné diela), ktorých poškodenie alebo zničenie by spôsobilo významné priame a nepriame škody. Navyše už stredne silné zemetrasenia, aké boli v minulosti na území Slovenska pozorované, môžu napríklad v dôsledku lokálnych efektov spôsobiť na danom mieste účinky, ktoré zodpovedajú podstatne silnejším zemetraseniam. Treba zdôrazniť, že či už samotná existencia národohospodársky významných stavieb alebo stredná úroveň seizmickej aktivity sú dostatočným dôvodom na to, aby bola venovaná problematike seizmického ohrozenia v danej krajine dostatočná pozornosť.

Predložená dizertačná práca sa zaoberá problematikou pravdepodobnostného výpočtu charakteristík seizmického ohrozenia pre lokalitu Atómových elektrární Bohunice (AEB). V 2. kapitole sú definované základné pojmy a charakteristiky seizmického ohrozenia. V 3. kapitole sú stručne popísané jednotlivé časti deterministického a pravdepodobnostného výpočtu seizmického ohrozenia a výhody a nevýhody obidvoch spôsobov výpočtu. V 4. kapitole je uvedený prehľad dosiaľ vykonaných analýz seizmického ohrozenia lokality AEB. V 5. kapitole sú uvedené ciele dizertačnej práce. V 6. kapitole je popísané vytvorenie seizmologickej databázy. V 7. kapitole je popísané vyčlenenie zdrojových zón, výber minimálneho magnitúda, výpočet maximálneho magnitúda a určenie početnostných vzťahov. V 8. kapitole sú sumarizované hlavné výsledky určenia útlmu makroseizmickej intenzity v Západných Karpatoch a je popísaný výber analogických regiónov k Západným Karpatom. V 9. kapitole je popísaný logický strom, sú uvedené výsledky pravdepodobnostných výpočtov pre logický strom a metódou Monte Carlo. Ďalej sú tiež uvedené výpočty charakteristík zemetrasenia revíznej úrovne (RLE) - magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia, horizontálneho a vertikálneho spektra odozvy a akcelerogramov.

Táto práca vznikla v nadväznosti na požiadavky praxe. Čiastkové výsledky boli publikované vo forme správ, zborníkových príspevkov a boli prezentované na seminároch a konferenciách. Výsledky práce boli revíznou misiou MAAE akceptované ako podklad pre zodolnenie AEB.

Za podporu, rady, diskusie a odborné vedenie v doktorandskom štúdiu ďakujem môjmu školiteľovi doc. RNDr. Petrovi Moczovi, DrSc.

Zvlášť ďakujem Dr. Kennethovi W. Campbellovi za cenné rady, konzultácie a neustály záujem o riešenie problematiku. Tiež ďakujem Robertovi Campbellovi za dôležitú diskusiu k voľbe periódy pre určenie charakteristík zemetrasenia revíznej úrovne.

Ďakujem aj RNDr. Ladislavovi Rosenbergovi, PhD. a mojím kolegom, Mgr. Alene Bystrickej, Mgr. Erikovi Bystrickému a Mgr. Jozefovi Kristekovi za užitočné diskusie v priebehu celej práce.

Spolupráca s Dr. Christou Hammerl a Dr. Claudiom Margottinim mi veľmi pomohla pri zostavovaní seizmologickej databázy.

2 Elementy seizmického ohrozenia

2.1 Definícia základných pojmov

Problematike seizmického ohrozenia je venované veľké množstvo literatúry. Častokrát však dochádza k tomu, že jeden termín (napr. seizmické riziko) je rôznymi autormi používaný s rôznym významom. Na tieto problémy upozornil už Cornell (1968).

Nasledujúce definície základných pojmov - seizmické ohrozenie, seizmické riziko a seizmicita - sú prevzaté z práce Kárník (1987). Zodpovedajú definíciám, ktoré boli prijaté skupinou expertov UNDR0 v r. 1979.

Seizmické ohrozenie (*seismic hazard*) je definované ako pravdepodobnosť P_Z výskytu seizmických kmitov úrovne Z alebo $Z > z$ počas daného časového intervalu t na zvolenej záujmovej lokalite L .

Seizmické riziko (*seismic risk*) je definované ako pravdepodobnosť R vzniku škody v dôsledku seizmického ohrozenia.

Seizmicita (*seismicity*) je definovaná ako pravdepodobnosť P_M vzniku zemetrasenia s magnitúdom M alebo $M > m$ v časovom intervale t v určitej zdrojovej zóne S .

Z uvedených definícií je zrejmé, že zatiaľ čo pojmy seizmické ohrozenia a seizmické riziko sa vzťahujú k zvolenej záujmovej lokalite, pojem seizmicita je charakteristikou zdrojovej zóny. Často je používaný aj pojem **seizmická aktivita (*seismic activity*)**. Tento pojem všeobecne vyjadruje časové a priestorové rozloženie zemetrasení na danom území.

Z uvedených definícií vyplýva, že seizmické ohrozenie, seizmické riziko, seizmicita a seizmická aktivita sú presne definované pojmy vzťahujúce sa k záujmovej lokalite, zdrojovej zóne alebo k väčšiemu územiu, ktorých význam nie je možné navzájom zamieňať.

2.2 Charakteristiky seizmického ohrozenia

Seizmický pohyb pôdy z v definícii seizmického ohrozenia charakterizuje

- **makroseizmická intenzita (*macroseismic intensity*)**,
- **časové histórie (*time histories*)**, t.j. seismogramy, velocigramy alebo akcelerogramy a charakteristiky, ktoré sú z nich odvodené, t.j.
 - **špičkové zrýchlenie (*peak ground acceleration*)**,
 - **Ariasova intenzita (*Arias intensity*)**,
 - **trvanie silných pohybov pôdy (*strong motion duration*)**,
 - **stredné kvadratické zrýchlenie (*root mean square acceleration*)**,
 - **špičkové diferenciálne zrýchlenie (*peak differential acceleration*)**,
- **spektrá odozvy (*response spectra*)**.

Makroseizmická intenzita je používaná na ocenenie makroseizmických účinkov zemetrasení (t.j. účinkov na ľudí, objekty, prírodu a stavby). Je základnou charakteristikou používanou pri oceňovaní účinkov historických zemetrasení. Na Slovensku a vo väčšine krajín Európy sú používané dvanásťstupňové stupnice diskretných hodnôt MSK-64 a EMS-98. Pre jednotlivé regióny sú určované empirické alebo poloempirické vzťahy intenzity k ďalším charakteristikám seizmického pohybu pôdy.

Výhodou použitia makroseizmickej intenzity je to, že pre väčšinu krajín existujú najúplnejšie údaje o zemetraseniach práve v hodnotách intenzity. Nevýhodou jej použitia je

jednak pomerne široká definícia jednotlivých stupňov, jednak to, že je priamo korelovateľná len so škodami na budovách. Vzťah k ďalším charakteristikám, sprostredkovaný empirickými či poloempirickými vzťahmi, je spravidla zaťažený pomerne veľkou smerodajnou odchýlkou.

Časové histórie (seizmogramy, velocigramy, akcelerogramy) úplne charakterizujú seizmický pohyb pôdy na záujmovej lokalite. Avšak v porovnaní s ostatnými charakteristikami je určenie časovej histórie a jej použitie najťažšie. V závislosti od potreby sú preto používané tieto odvodené charakteristiky:

- **špičkové zrýchlenie**, ktoré je definované vzťahom

$$pga(x) = \text{Max}(a(x,t)),$$

kde $a(x, t)$ je akcelerogram;

- **Ariasova intenzita**, ktorá je definovaná vzťahom

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^{\infty} a^2(x,t) dt,$$

- **trvanie silných pohybov pôdy**, ktoré je definované vzťahom

$$T(x) = t(x, 0.95) - t(x, 0.05),$$

kde $t(x, 0.95)$ je posledný a $t(x, 0.05)$ prvý čas, v ktorom je hodnota zrýchlenia väčšia alebo rovná 5% hodnoty špičkového zrýchlenia,

- **stredné kvadratické zrýchlenie**, ktoré je definované vzťahom

$$rms(x) = \sqrt{\frac{0.9}{T(x)} \int_0^{\infty} a^2(x,t) dt},$$

- **špičkové diferenciálne zrýchlenie**, ktoré je definované vzťahom

$$pda(x) = \text{Max}_t \left(\frac{\delta a(x,t)}{\delta x} \right).$$

Pre tie z charakteristík, pre ktoré existujú útlmové vzťahy, je možné vypočítať výsledné hodnoty seizmického ohrozenia aj bez určenia časovej histórie.

Spektrum odozvy je pre daný časový priebeh zrýchlenia definované ako závislosť maximálneho posunutia (rýchlosti, či zrýchlenia) systému lineárnych harmonických oscilátorov s jedným stupňom voľnosti od frekvencie, pričom jednotlivé frekvencie sú vlastnými frekvenciami oscilátorov. Z piatich druhov spektier odozvy - relatívne spektrum odozvy v posunutí, relatívne spektrum odozvy v rýchlosti, absolútne spektrum odozvy v zrýchlení, spektrum odozvy v zdanlivej rýchlosti a spektrum odozvy v zdanlivom zrýchlení - je v štúdiách seizmického ohrozenia najčastejšie používané posledné z vymenovaných druhov spektier odozvy.

Voľba charakteristiky seizmického pohybu pôdy z vo všeobecnosti závisí jednak od charakteru údajov o zemetraseniach, jednak od charakteru stavebnej štruktúry na záujmovej lokalite. Pre lokality atómových elektrární je podľa IAEA (1991) potrebné určiť spektrá

odozvy (včítane špičkového zrýchlenia) a časové histórie. Spektrá odozvy a časové histórie je potrebné určiť preto, lebo tieto charakteristiky používajú seizmickí inžinieri pri návrhu seizmicky odolných atómových elektrární.

Voľba obdobia t v definícii seizmického ohrozenia závisí najmä od charakteru stavebnej štruktúry. Pre bežné stavby je v stavebných normách pre 90 % pravdepodobnosť neprekročenia používané obdobie 50 rokov. Pre atómové elektrárne je to v závislosti od zvolenej bezpečnostnej úrovne spravidla dlhšie obdobie, napr. 1000 rokov (viď napr. USNRC RG 1.165, 1997).

3 Metódy výpočtu seizmického ohrozenia

Analýza seizmického ohrozenia, podobne ako analýza iných prírodných ohrození, pozostáva z dvoch základných častí (Reiter, 1990):

1. Identifikácia a charakterizácia zdrojov ohrozenia. V prípade seizmického ohrozenia je to identifikácia a charakterizácia zdrojových zón zemetrasení.
2. Charakterizácia účinkov týchto zdrojov na záujmovej lokalite. V prípade seizmického ohrozenia je to určenie seizmického pohybu pôdy na záujmovej lokalite.

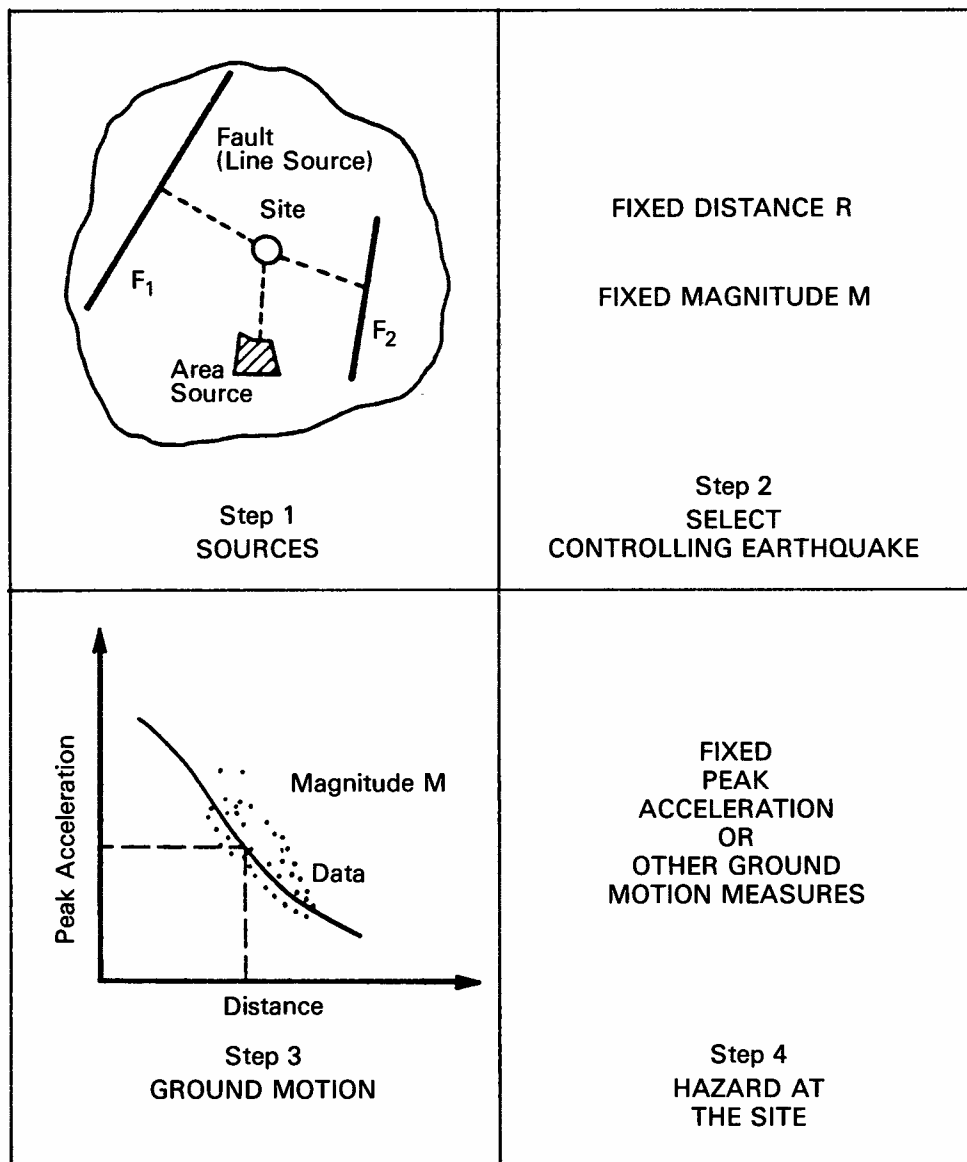
Existujú dva základné spôsoby výpočtu seizmického ohrozenia - deterministický a pravdepodobnostný.

3.1 Deterministický výpočet seizmického ohrozenia

Pod deterministickým výpočtom seizmického ohrozenia rozumieme taký výpočet, v ktorého rozhodujúcej časti sú používané diskrétny, jednohodnotové javy alebo modely, ktoré vedú k scenáru podobnému popisu seizmického ohrozenia (Reiter, 1990). Jednoduchým príkladom výsledku takéhoto výpočtu je veta „Seizmické ohrozenie na lokalite X, charakterizované hodnotou špičkového zrýchlenia pga , je dôsledkom výskytu zemetrasenia s magnitúdom m v zdrojovej zóne z.“

Deterministický výpočet seizmického ohrozenia pozostáva podľa Reitera (1990) z týchto základných častí (Obr. 3.1):

1. **Identifikácia zdrojových zón zemetrasení.** K tomu, aby bolo možné identifikovať zdrojové zóny zemetrasení (zlomy, lokalizované štruktúry alebo seizmogénne provincie), je potrebné zostaviť seizmologickú a geologickú databázu.
2. **Výber určujúceho zemetrasenia.** Pre každú zdrojovú zónu je určené maximálne (alebo iné charakteristické - napr. maximálne vierohodné) zemetrasenie. Každé maximálne zemetrasenie je charakterizované hodnotou magnitúda alebo epicentrálnej intenzity. Pre každú zdrojovú zónu je určená vzdialenosť od záujmovej lokality. Spravidla je to najbližšia vzdialenosť zdrojovej zóny od lokality. Určujúcim zemetrasením je potom to z maximálnych zemetrasení jednotlivých zdrojových zón, ktorého charakteristiky sú dominantné v porovnaní s charakteristikami maximálnych zemetrasení z ostatných zdrojových zón.



Obr. 3.1. Základné prvky deterministického výpočtu seizmického ohrozenia (podľa Reitera, 1990).

3. **Určenie útlmových vzťahov.** Účinky zemetrasení sú určované spravidla pomocou empirických útlmových vzťahov pre vybranú charakteristiku seizmického ohrozenia.
4. **Určenie seizmického ohrozenia na záujmovej lokalite.** Pre hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia je z útlmového vzťahu určená hodnota charakteristiky seizmického ohrozenia.

Výhodou deterministického výpočtu je jeho relatívna jednoduchosť. Napríklad zmenou maximálnej magnitúda (vďaka zisteniu nových poznatkov) je možné ľahko určiť vplyv na výsledné charakteristiky seizmického ohrozenia.

Nevýhodou deterministického výpočtu je, že v ňom nie je možné zahrnúť náhodné neurčitosti v seizmickom ohrození (napr. rozloženie neurčitostí v útlmových vzťahoch). Ďalšou nevýhodou deterministického výpočtu je, že v ňom nie je možné explicitne zahrnúť

početnosť zemetrasení. Výsledné charakteristiky seizmického ohrozenia sú určené bez návratovej periódy, (pričom je zrejmé, že je značný rozdiel v tom, či zvolená úroveň pohybu pôdy môže byť presiahnutá raz za 100 alebo 10 000 rokov).

3.2 Pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia

Za počiatok klasických Poissonovských pravdepodobnostných výpočtov seizmického ohrozenia môžeme považovať rok 1968, kedy bola publikovaná práca Cornella (1968). 70-te a 80-te roky sú obdobím rozvoja metód analýzy seizmického ohrozenia a ich aplikácií na veľké množstvo lokalít a území. V tomto období boli publikované jednak práce, ktoré sa venujú metódam výpočtu jednotlivých charakteristík, ktoré vstupujú do výpočtu seizmického ohrozenia - pre početnostné vzťahy sú to napr. práce Herrmanna (1977) a Weichert (1980), pre útlm napr. Campbella (1981), jednak práce, ktoré sa venujú rozvoju samotných metód výpočtu seizmického ohrozenia (najmä McGuire, 1976 a Bender & Perkins, 1987). V Československu boli v tomto období publikované najmä práce Schenka a ďalších (napr. Schenk et al., 1987), ktoré boli zamerané na výpočet seizmického ohrozenia konkrétnych lokalít a celého územia. V 90-tych rokoch bola pozornosť venovaná najmä systematickému zahrnutiu modelovacích neurčitostí do pravdepodobnostných výpočtov (napr. EPRI, 1993) a deagregácii pravdepodobnostných výpočtov (napr. McGuire, 1995). V tomto období bol tiež v rámci projektu GSHAP (A Global Seismic Hazard Assessment Program) vykonaný pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia v hodnotách špičkového zrýchlenia pre celý povrch Zeme.

Pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia umožňuje na rozdiel od deterministického výpočtu používať mnohohodnotové alebo spojité javy alebo modely. Do pravdepodobnostného výpočtu je možné zahrnúť účinky všetkých zemetrasení, ktoré sú schopné ovplyvniť výsledné charakteristiky seizmického ohrozenia na záujmovej lokalite. Ak je to potrebné, je do výpočtu možné zahrnúť viacero alternatívnych modelov spolu s ich neurčitostami. Výsledkom pravdepodobnostného výpočtu sú nielen hodnoty charakteristík seizmického ohrozenia, ale aj ich pravdepodobnosti. To umožňuje použiť výsledky pravdepodobnostných výpočtov seizmického ohrozenia vo výpočtoch seizmického rizika.

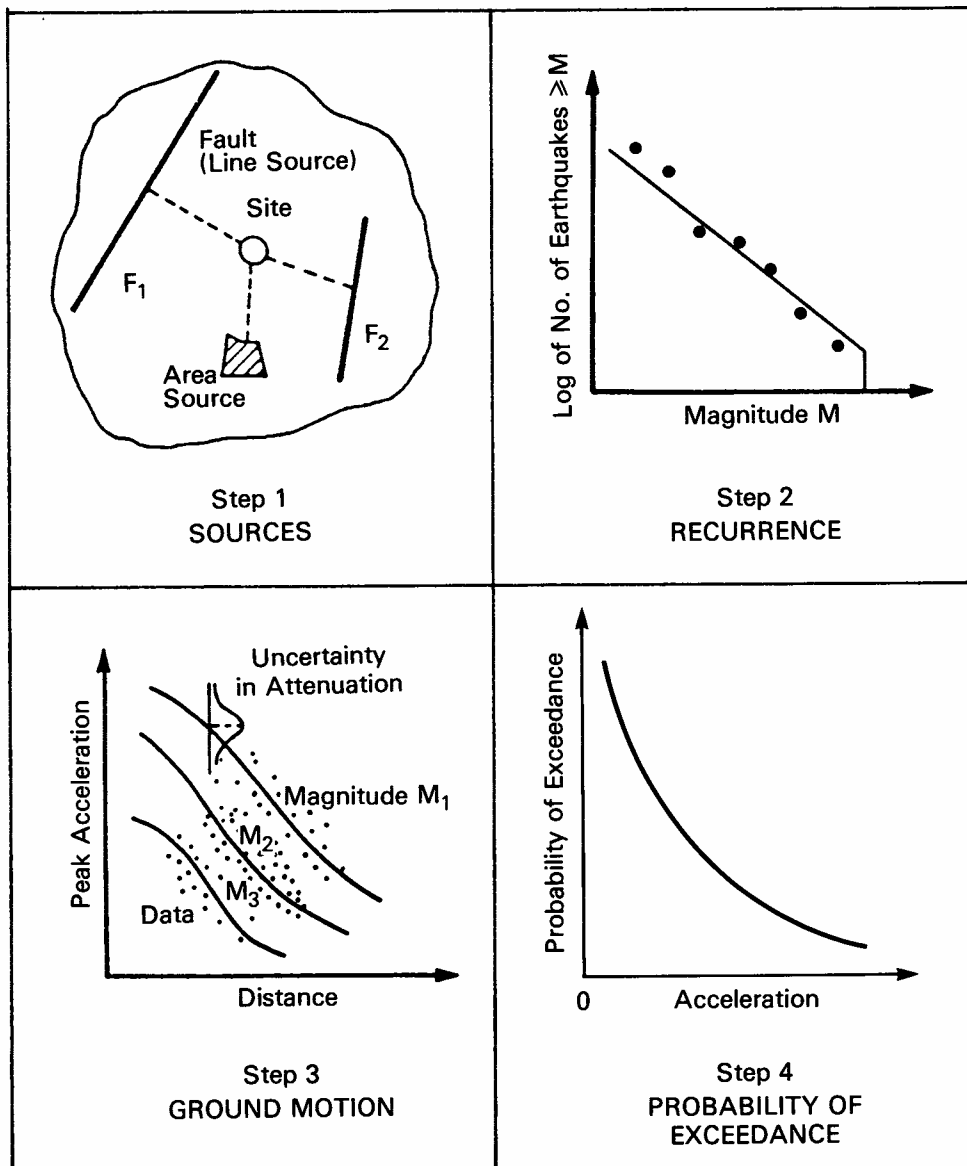
Celý postup môžeme rozdeliť do týchto štyroch častí (Obr. 3.2):

1. **Identifikácia zdrojových zón zemetrasení.** Táto časť je podobná 1. časti deterministického výpočtu. Tu sa však predpokladá, že seizmická aktivita v zdrojovej zóne je konštantná v priestore.
2. **Určenie početnostných vzťahov** pre každú zdrojovú zónu. Táto časť sa zásadne líši od 2. časti v deterministickom výpočte. Namiesto definovania jedinej hodnoty (maximálneho zemetrasenia) pre každú zdrojovú zónu, sú v pravdepodobnostnom výpočte pre každú zdrojovú zónu určené početnostné vzťahy. Typický tvar početnostných vzťahov je

$$\log N = a - b M, \quad (3.1)$$

kde N je počet zemetrasení s magnitúdom väčším alebo rovným ako M ; a a b sú konštanty početnostného vzťahu. Maximálne zemetrasenie je v tomto prípade to, ktoré je ako najväčšie brané do úvahy v početnostnom vzťahu.

3. **Určenie útlmových vzťahov.** Táto časť je na prvý pohľad podobná 3. časti deterministického výpočtu. Na rozdiel od deterministického výpočtu sú však útlmové vzťahy použité nielen pre jednu dvojicu hodnôt magnitúda a vzdialenosti, ale pre všetky hodnoty magnitúda medzi minimálnym a maximálnym magnitúdom a všetky vzdialenosti



Obr. 3.2. Základné časti pravdepodobnostného výpočtu seizmického ohrozenia (Reiter, 1990).

zdrojovej zóny od lokality - od minimálnej po maximálnu. Navše, v pravdepodobnostnom výpočte je tiež možné priamo zahrnúť neurčitosti v určení empirických útlmových vzťahov.

4. **Určenie seizmického ohrozenia na záujmovej lokalite.** Táto časť sa zásadne líši od 4. časti v deterministickom výpočte. Všetky zemetrasenia z identifikovaných ohniskových zón prispievajú do pravdepodobnosti presiahnutia jednotlivých úrovní seizmického pohybu z počas špecifikovaného obdobia t . Pravdepodobnosť $P(Z > z)$, že sa zemetrasenie z jedného zdroja prejaví na záujmovej lokalite hodnotou Z , ktorá prekročí úroveň seizmického pohybu z , môže byť vyjadrená v tvare

$$P(Z > z) = \int_{m_0}^{m_1} \int_{r_0}^{\infty} P(Z > z | m, r) f_M(M) f_R(R) dM dR, \quad (3.2)$$

kde m_0 je minimálne magnitúdo a m_1 je maximálne magnitúdo, $f_M(M)$ je pravdepodobnostná hustotná funkcia rozloženia magnitúdo, $f_R(R)$ je pravdepodobnostná hustotná funkcia rozloženia vzdialeností medzi ohniskovou zónou a záujmovou lokalitou a $P(Z > z|m, r)$ je pravdepodobnosť, že dané zemetrasenie s magnitúdom m vo vzdialenosti r od záujmovej lokality dosiahne na záujmovej lokalite úroveň seizmického pohybu pôdy z alebo väčšiu ako z .

Predpokladajme, že ročný počet zemetrasení zostáva konštantný počas celého záujmového intervalu t rokov. Z početnostného vzťahu (3.1) môžeme ročný počet zemetrasení N vyjadriť v tvare

$$N = e^{a \ln 10 - b M \ln 10} \quad (3.3)$$

Pravdepodobnosť, že magnitúdo vzniknutého zemetrasenia M bude menšie než zvolená hodnota m možno s použitím vzťahu (3.3) vyjadriť v tvare

$$P(M \leq m) = \frac{\int_{m_0}^m N(M) dM}{\int_{m_0}^{m_1} N(M) dM} = \frac{1 - e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_1-m_0)}} = k(1 - e^{-\beta(m-m_0)}), \quad (3.4)$$

kde $\beta = b \ln 10$ a $k = 1 - e^{-\beta(m_1-m_0)}$. Z toho môžeme kumulatívnu distribučnú funkciu rozdelenia pravdepodobnosti $F_M(M)$ vyjadriť v tvare

$$F_M(M) = k(1 - e^{-\beta(M-m_0)}) \quad (3.5)$$

a doplnkovú kumulatívnu distribučnú funkciu $\Phi_M(M)$ v tvare

$$\Phi_M(M) = 1 - F_M(M) = 1 - k + k e^{-\beta(M-m_0)}. \quad (3.6)$$

Pravdepodobnostnú hustotnú funkciu $f_M(M)$ môžeme vyjadriť v tvare

$$f_M(M) = \frac{dF_M(M)}{dM} = k\beta e^{-\beta(M-m_0)}. \quad (3.7)$$

Typický tvar útlmového vzťahu je

$$Z = c_1 + c_2 M + c_3 \log(r_0 + R) + \varepsilon,$$

kde c_1, c_2, c_3 a r_0 sú konštanty a ε je veličina s Gaussovým rozdelením so strednou hodnotou $\mu_\varepsilon = 0$ a smerodajnou odchýlkou $\sigma_\varepsilon = \sigma_Z$. Pre pevne zvolené m a r nadobudne Z hodnotu $Z_{m,r}$. Hodnota Z však obsahuje vplyv náhodnosti definovaný veličinou ε . Pravdepodobnosť prekročenia hodnoty z pre pevne zvolené m a r možno potom vyjadriť v tvare

$$P(Z > z|m, r) = P(\varepsilon > (z - Z_{m,r})|m, r).$$

Potom

$$P(\varepsilon > (z - Z_{m,r}) | m, r) = \int_{z - Z_{m,r}}^{\infty} \frac{e^{-\frac{(x-0)^2}{2\sigma_z^2}}}{\sqrt{2\pi}\sigma_z} dx.$$

Z toho po substitúcii $y = (x - 0) / \sigma_z$ dostaneme

$$P(\varepsilon > (z - Z_{m,r}) | m, r) = \int_{\frac{z - Z_{m,r}}{\sigma_z}}^{\infty} \frac{e^{-\frac{(y)^2}{2}}}{\sqrt{2\pi}} dy = \Phi^* \left(\frac{z - Z_{m,r}}{\sigma_z} \right)$$

alebo aj

$$P(\varepsilon > (z - Z_{m,r}) | m, r) = \Phi^* \left(\frac{z - (c_1 + c_2 M + c_3 \log(r_0 + r))}{\sigma_z} \right), \quad (3.8)$$

kde Φ^* je doplnková kumulatívna distribučná funkcia Gaussovho normalizovaného rozdelenia.

Dosadením (3.8) do vzťahu (3.2) môžeme pravdepodobnosť prekročenia hodnoty z vyjadriť ako

$$P(Z > z) = \int_{r_0}^{\infty} \int_{m_0}^{m_1} \Phi^* \left(\frac{z - (c_1 + c_2 m + c_3 \log(r_0 + r))}{\sigma_z} \right) f_M(M) f_R(R) dM dR$$

alebo

$$P(Z > z) = \int_{r_0}^{\infty} \int_{m_0}^{m_1} P(\varepsilon > \frac{z - (c_1 + c_2 m + c_3 \log(r_0 + r))}{\sigma_z} | m, r) f_M(M) f_R(R) dM dR$$

resp.

$$P(Z > z) = \int_{r_0}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} P(M > \frac{z - (c_1 + c_3 \log(r_0 + r) + \varepsilon)}{c_2} | \varepsilon, r) f_\varepsilon(\varepsilon) f_R(R) d\varepsilon dR. \quad (3.9)$$

Pre zvolené z existujú dve dôležité hodnoty ε odvodené z hraničných hodnôt pre M

$$i = z - c_1 - c_2 m_1 - c_3 \log(r_0 + r)$$

a

$$i' = z - c_1 - c_2 m_0 - c_3 \log(r_0 + r).$$

Potom výraz $P(M > \frac{z - (c_1 + c_3 \log(r_0 + r) + \varepsilon)}{c_2} | \varepsilon, r)$ sa

pre $-\infty < \varepsilon < i$ rovná $P(M > m_1 | \varepsilon, r) = 0$,

pre $i < \varepsilon < i'$ rovná $P(m_1 > M > m_0 | \varepsilon, r) = [1 - F_M(m)]_{m_0}^{m_1}$,

pre $i' < \varepsilon < \infty$ rovná $P(M > m_0 | \varepsilon, r) = 1$.

Po dosadení do rovnice (3.9), zavedení substitúcie $m^* = \frac{z - (c_1 + c_3 \log(r_0 + r) + \varepsilon)}{c_2}$ a prepísaní do formy integrálov z normálnych rozdelení dostaneme

$$P(Z > z) = \int_{r_0}^{\infty} \left\{ \begin{aligned} & (1-k) \Phi^* \left(\frac{i}{\sigma_Z} \right) + k \Phi^* \left(\frac{i'}{\sigma_Z} \right) + ke^{\left(-\frac{z\beta}{c_2} + \frac{\beta c_1}{c_2} + \beta m_0 + \frac{\beta^2 \sigma_Z^2}{2c_2^2} + \frac{\beta c_3}{c_2} \log(r_0 + R) \right)} \\ & \left[\Phi^* \left(\frac{i - \beta \sigma_Z^2 / c_2}{\sigma_Z} \right) - \Phi^* \left(\frac{i' - \beta \sigma_Z^2 / c_2}{\sigma_Z} \right) \right] \end{aligned} \right\} f_R(R) dR. \quad (3.10)$$

Integráciu cez R je možné vykonať numericky. V prípade, že v záujmovej oblasti sa nachádza viacero zdrojových zón, výsledná pravdepodobnosť je súčtom pravdepodobností, ktoré sú vypočítané osobitne pre jednotlivé zdrojové zóny.

Za predpokladu, že početnostný vzťah (3.1) je časovo nezávislý, vyjadruje vzťah (3.3) priemerný počet zemetrasení za rok s magnítúdom $M=m$. Počet zemetrasení s magnítúdom $M>m$ potom bude

$$N_y(M > m) = \int_m^{m_1} e^{a \ln 10 - bM \ln 10} dM = \frac{e^{a \ln 10}}{\beta} (e^{-\beta m} - e^{-\beta m_1}). \quad (3.11)$$

Zo vzťahov (3.10) a (3.11) je možné počet zemetrasení s magnítúdom $M>m$, ktoré sa za jeden rok prejavujú na lokalite hodnotou $Z>z$, vyjadriť v tvare

$$N_y(Z > z, M > m) = N_y(M > m) \cdot P(Z > z, M > m). \quad (3.12)$$

Priemerný počet zemetrasení $R(z)$, ktorý musí vzniknúť na to, aby sa jedno z nich prejavilo na lokalite hodnotou $Z>z$, je

$$R(z) = \frac{1}{P(Z > z, M > m)}. \quad (3.13)$$

Priemerný čas v rokoch $R_y(z)$, v priebehu ktorého sa vyskytne jedno zemetrasenie s $M>m_0$, ktoré sa na lokalite prejaví hodnotou $Z>z$, nazývaný aj návratová perióda, môžeme pri použití vzťahov (3.11) a (3.13) vyjadriť v tvare

$$R_y(z) = \frac{R(z)}{N_y(M > m_0)} = \frac{\beta}{\frac{e^{a \ln 10}}{\beta} (e^{-\beta m_0} - e^{-\beta m_1}) \cdot P(Z > z, M > m_0)} . \quad (3.14)$$

Mieru spoľahlivosti predpovede, že na záujmovej lokalite nebude prekročená hodnota pohybu pôdy z počas obdobia t rokov, vyjadruje maximálna pravdepodobnostná funkcia $F_{\max, t}(z)$. Môžeme ju odvodiť nasledovne.

Majme N zemetrasení, ktoré sa na záujmovej lokalite prejavili účinkami Z_1, \dots, Z_N . Pravdepodobnosť, že všetky hodnoty sú menšie než z označme $F_{\max}(z)$. $F_{\max}(z)$ je teda

$$F_{\max}(z) = P(Z_1 \leq z, \dots, Z_N \leq z) .$$

Ak predpokladáme, že jednotlivé zemetrasenia sú vzájomne nezávislé javy, potom platí

$$F_{\max}(z) = \prod_{j=1}^N P_j(Z \leq z) .$$

Ak majú jednotlivé zemetrasenia aj rovnaké rozdelenie pravdepodobnosti, potom

$$F_{\max}(z) = P(Z \leq z)^N = F(z)^N .$$

To, že počet zemetrasení N je náhodná premenná môžeme vyjadriť ako

$$F_{\max}(z) = \sum_{j=0}^{\infty} F(z)^j \cdot P(N = j) .$$

Ak predpokladáme, že zemetrasenie je Poissonovský proces, t.j. že počet zemetrasení N má Poissonovo rozdelenie s parametrom λ , potom

$$F_{\max}(z) = \sum_{j=0}^{\infty} F(z)^j \cdot \frac{\lambda^j}{j!} e^{-\lambda}$$

a po úpravách

$$F_{\max}(z) = e^{-\lambda} \sum_{j=0}^{\infty} F(z)^j \cdot \frac{\lambda^j}{j!} = e^{-\lambda} e^{\lambda F(z)} = e^{-\lambda(1-F(z))} . \quad (3.15)$$

Parameter λ určuje počet zemetrasení, čo možno napísať aj ako $N_y(M > m_0) \cdot t$, kde $N_y(M > m_0)$ je počet zemetrasení za rok s magnitúdom väčším alebo rovným ako m_0 a t je záujmové obdobie v rokoch.

Zo vzťahov (3.13) a (3.15) vyplýva, že

$$F_{\max, t}(z) = e^{-\frac{t}{R_y(z)}} . \quad (3.16)$$

Keďže $F_{max,t}(z)$ je doplnkovou pravdepodobnosťou k $P(Z>z)$, platí

$$F_{max,t}(z) = 1 - P(Z > z). \quad (3.17)$$

Zo vzťahu (3.16) a použitím (3.17) získame vzťah medzi návratovou periódou $R_y(z)$ a pravdepodobnosťou $P(Z>z)$ v tvare

$$R_y(z) = -t / \ln(1 - P(Z > z)). \quad (3.18)$$

Jedna hodnota návratovej periódy môže teda za predpokladu, že zemetrasenie je Poissonovský proces, reprezentovať rôzne dvojice hodnôt $P(Z>z)$, t . Napríklad pre 10% pravdepodobnosť výskytu počas 50 rokov je návratová perióda príslušnej úrovne pohybu pôdy z na lokalite približne 475 rokov. Vzťah (3.18) však nehovorí nič o vzťahu medzi z a $P(Z>z)$. O tom hovorí vzťah (3.10).

Výhodou pravdepodobnostného výpočtu je to, že umožňuje zahrnúť oba základné typy neurčitostí - náhodné (aleatorické) i modelovacie (epistemické). Vzhľadom na to, že vlastnosti seizmického zdroja, dráhy šírenia vln a samotnej lokality je v dôsledku ich zložitosti možné popísať len limitovane, je nutné pri ich popise použiť náhodné premenné. Ich neurčitosti sa nazývajú náhodné neurčitosti. V pravdepodobnostnom výpočte predpokladáme, že rozdelenia náhodných neurčitostí môžeme vyjadriť a zahrnúť do výsledných hodnôt pravdepodobnosti presiahnutia. Typickým príkladom náhodnej neurčitosti je smerodajná odchýlka útlmového vzťahu. Neurčitosť, ktorá vedie k alternatívnym hodnotám vstupného parametra, sa nazýva modelovacia neurčitosť. Typickým príkladom modelovacej neurčitosti sú alternatívne hodnoty maximálneho magnitúda. Modelovacie neurčitosti je možné redukovať zväčšením množiny údajov alebo zlepšením modelu. Takýmto spôsobom však nie je možné redukovať náhodnosť javu.

Modelovacie neurčitosti je možné do pravdepodobnostného výpočtu zahrnúť pomocou logického stromu. Uzlom v logickom strome je parameter, ktorý vstupuje do výpočtu (napr. koeficient a v početnostnom vzťahu). Vetvami sú potom alternatívne hodnoty parametra. Je potrebné určiť pravdepodobnosť každej vetvy. Súčet pravdepodobností vetiev v jednom uzle musí byť rovný 1.0. Jedna úplná cesta v logickom strome tvorí jeden scenár. Súčet pravdepodobností všetkých scenárov musí byť tiež 1.0. Pravdepodobnostný výpočet je potom možné vykonať jednak postupne pre všetky scenáre v logickom strome, jednak pre súbor náhodne vybraných scenárov. Náhodný výber je možné vykonať metódou Monte Carlo. Tento spôsob výpočtu budeme ďalej skrátene nazývať Monte Carlo simulácie. Výhodou výpočtov pre logický strom je, že umožňujú dôležité analýzy citlivosti výsledkov na jednotlivých vetvách. Pri Monte Carlo simuláciách je možné do pravdepodobnostných výpočtov zahrnúť aj spojité rozdelenie hodnôt vstupného parametra. To môže byť v niektorých prípadoch lepší spôsob zahrnutia ako použitie diskretných vetiev. Pri Monte Carlo simuláciách však nie je možné vykonať citlivostnú analýzu. Monte Carlo simulácie sú tiež v porovnaní s výpočtami priamo pre logický strom náročnejšie na výpočtový čas. Oba spôsoby výpočtu by mali viesť k podobným alebo rovnakým výsledkom vtedy, ak použitie diskretných vetiev vo výpočtoch pre logický strom adekvátne simuluje spojité rozdelenie hodnôt v Monte Carlo simuláciách a počet Monte Carlo simulácií je dostatočne veľký na to, aby pokryl celý rozsah hodnôt v spojitom rozdelení.

Ako už bolo uvedené vyššie, k výslednej hodnote pravdepodobnosti presiahnutia určitej úrovne pohybu pôdy prispievajú všetky zemetrasenia zo všetkých ohniskových zón.

Túto zdanlivú stratu transparentnosti pravdepodobnostného výpočtu je možné odstrániť pomocou jeho deagregácie (Bernreuter et al., 1998), t.j. pomocou zistenia čiastkových relatívnych príspevkov z jednotlivých magnítudovo-vzdialenostných intervalov do celkovej výslednej pravdepodobnosti presiahnutia. Takto je možné zistiť, ktoré zemetrasenie (ako veľké a z akej vzdialenosti) prispieva najviac do tejto pravdepodobnosti presiahnutia.

Hoci prednosti pravdepodobnostného výpočtu seizmického ohrozenia sú z predchádzajúceho textu zrejmé, otázka, ktorý výpočet seizmického ohrozenia je vhodnejší - deterministický alebo pravdepodobnostný - bola v minulosti a je aj v súčasnosti veľmi často diskutovaná mnohými autormi. Akýkoľvek pokus odpovedať na túto otázku by mal byť spojený s odpoveďou aj na nasledujúce otázky:

1. Pre aký účel je vykonávaná analýza seizmického ohrozenia?
2. Aké vstupné údaje a s akými neurčitostami sú k dispozícii?
3. V akom tvare je potrebné prezentovať výsledky seizmického ohrozenia?

Je zrejmé, že inak bude vykonávaná analýza seizmického ohrozenia pre účely stavebnej normy a inak pre lokality jadrových elektrární. Pre účely stavebnej normy je potrebné poznať hodnotu jedinej charakteristiky seizmického pohybu pôdy (spravidla PGA) pre návratovú periódu 475 rokov. Pre lokality jadrových elektrární je potrebné poznať pre zvolenú návratovú periódu (napr. 10 000 rokov) hodnoty viacerých charakteristík seizmického ohrozenia (spravidla hodnoty pre vybrané periódy spektra odozvy) a tiež je potrebné poznať aj charakteristiky určujúceho zemetrasenia. Pre účely stavebnej normy bude teda použitý štandardný pravdepodobnostný výpočet. Pre lokalitu atómovej elektrárne bude potrebné vykonať aj jeho deagregáciu.

V súvislosti s neurčitostou vstupných údajov všeobecne platí, že čím väčšia je ich neurčitosť, tým viac je potrebné zahrnúť do výpočtu seizmického ohrozenia modelovacie i náhodné neurčitosti, to zn., tým viac je potrebné použiť pravdepodobnostný prístup.

Ak má na analýzu seizmického ohrozenia nadväzovať analýza seizmického rizika, ktorá má byť vykonaná pravdepodobnostne, potom aj analýza seizmického ohrozenia by mala byť vykonaná pravdepodobnostne. Na záver poznamenajme, že v súčasnosti prevláda vo svete používanie pravdepodobnostných výpočtov.

Podmienka časovej nezávislosti početnostného vzťahu počas záujmového intervalu t rokov a predpoklad, že zemetrasenie je Poissonovský proces, t.j., že zemetrasenia sú vzájomne nezávislé javy, predstavujú základné podmienky, ktoré sme v tejto podkapitole použili. Viaceré, najmä paleoseizmologické štúdie (napr. McCalpin 1996) však ukazujú, že v niektorých oblastiach - na niektorých zlomových systémoch - došlo v minulosti k zhukovaniu zemetrasení v čase, ktoré sa prejavilo striedaním období zvýšeného počtu zemetrasení s obdobiami so zníženým počtom, alebo výskytom dvoch alebo viacerých silných zemetrasení relatívne krátko za sebou. Tieto štúdie však neukazujú nevhodnosť pravdepodobnostného výpočtu seizmického ohrozenia. Ukazujú 'len', že v niektorých oblastiach je potrebné modelovať rozloženie počtu zemetrasení ako časovo závislé a v dôsledku toho je nutné predpokladať, že zemetrasenia nie sú vzájomne nezávislé javy. Pre Západné Karpaty však takéto štúdie dosiaľ neboli vykonané. Preto aj naďalej budeme predpokladať, že početnostný vzťah je počas záujmového intervalu t rokov časovo nezávislý a zemetrasenie je Poissonovský proces.

4 Doterajšie určenia seizmického ohrozenia pre lokalitu atómových elektrární Bohunice (AEB)

Hodnotenie seizmického ohrozenia lokality AEB bolo predmetom viacerých analýz vypracovaných rôznymi autormi a inštitúciami v období približne od polovice 80-tych rokov do r. 1992. Pre všetky tieto hodnotenia je spoločné to, že boli vypracované ešte pred

1. vydaním metodologickej smernice IAEA (1991) - 'Earthquakes and Associated Topics in Relation to Nuclear Power Plant Siting, Safety Series 50-SG-S1 (Rev. 1)',
2. publikovaním viacerých prác týkajúcich sa jednak vstupných údajov nutných pre hodnotenie seizmického ohrozenia lokality AEB (napr. Alexandre, 1990, Brouček et. al., 1991, Labák et. al., 1996), jednak metód (napr. Atkinson & Boore, 1995, Ward, 1997, IAEA-TECDOC-724, Bernreuter et al., 1998).

Tieto hodnotenia lokality AEB však predstavujú dôležitú a nezanedbateľnú súčasť poznatkov o seizmickom ohrození a niektoré boli v čase ich vypracovania najaktuálnejšími a najúplnejšími dokumentmi hodnotiacimi seizmické ohrozenie či bezpečnosť lokality AEB. Z hľadiska zhodnotenia seizmického ohrozenia lokality AEB patria medzi najdôležitejšie Schenk et al. (1987), Štejnberg et al. (1988), Pěč & Buben(1990) a Barták (1990).

V práci Schenk et al. (1987) je vykonaný vôbec prvý pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB. Nevýhodou tejto štúdie však je, že seizmické ohrozenie lokality AEB je charakterizované len pomocou intenzity. Neurčitosti v dôsledku modelovania neboli zahrnuté v dostatočnej miere. Autori pri výpočtoch ohrozenia mohli využiť len údaje o makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach, pretože v tú dobu ešte neboli k dispozícii seizmometrické údaje z lokálnej siete AEB.

V štúdií Štejnberg et al. (1988) je vykonaný deterministický výpočet seizmického ohrozenia a návrh charakteristík seizmického ohrozenia pre tzv. maximálne výpočtové zemetrasenie. V štúdií je určené magnitúdo, vzdialenosť a hĺbka určujúceho zemetrasenia. Pre toto zemetrasenie sú určené špičkové zrýchlenie, spektrá odozvy a akcelerogramy pre lokalitu AEB. Týmto hodnotám však nie je možné priradiť návratovú periódu. Jednotlivé navrhnuté spektrá odozvy sa však od seba značne líšia. Štejnberg et al. (1988) použili len jeden útlmový vzťah z inej oblasti (t.j., nie zo Západných Karpát) pre určenie špičkového zrýchlenia. Neuviedli však, prečo použili práve ten vzťah.

Pěč & Buben (1990) určili pre magnitúdo, vzdialenosť a hĺbku určujúceho zemetrasenia z predchádzajúcej štúdie iné hodnoty špičkového zrýchlenia pre lokalitu AEB, pretože použili iné útlmové vzťahy. To indikuje nutnosť podrobnejšie skúmať útlm pre výpočet seizmického ohrozenia lokality AEB.

V práci Barták (1990) sú pre hodnotu špičkového zrýchlenia zo štúdie Pěč & Buben (1990) vybrané akcelerogramy, avšak tieto neboli upravované pre nijaké spektrum odozvy, ktoré by zodpovedalo seizmickému ohrozeniu lokality AEB.

5 Cieľ dizertačnej práce

Cieľom dizertačnej práce je analyzovať seizmické ohrozenie lokality AEB. Vzhľadom na existujúce údaje a ich neurčitosti by analýza mala systematicky zahrnúť náhodné i modelovacie neurčitosti. Preto by mala byť vykonaná pravdepodobnostne. Seizmické ohrozenie lokality AEB by mali charakterizovať hodnoty špičkového zrýchlenia a zrýchlení pre vybrané frekvencie spektra odozvy pre návratovú periódu 10 000 rokov a príslušné akcelerogramy.

K tomu je potrebné najprv zostaviť seizmologickú databázu. Tá by mala obsahovať údaje o makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach, seizmometrické pozorovaných zemetraseniach na Slovensku a seizmometricky pozorovaných zemetraseniach z lokálnej siete AEB (ak takéto údaje existujú). Ďalej bude potrebné zostaviť seizmotektonický model. Plošné a zlomové zdrojové zóny bude potrebné identifikovať vzhľadom na veľkosť najsilnejších zemetrasení z údajov seizmologickej databázy a geologickej databázy EQUIS (1996) v oblasti najmenej 150 km od lokality AEB. Jednotlivé zdrojové zóny bude pravdepodobne potrebné vyčleniť vo viacerých možných alternatívach. Pre jednotlivé identifikované zdrojové zóny bude treba vypočítať početnostné vzťahy. V závislosti od úplnosti údajov, by mali byť početnostné vzťahy vypočítané tiež vo viacerých alternatívach. Podobne, maximálne magnitúda bude potrebné určiť viacerými metódami.

V Západných Karpatoch, kde sa nachádza lokalita AEB, je možné určiť útlmové vzťahy len pre makroseizmickú intenzitu. Na základe porovnania útlmu makroseizmickkej intenzity v Západných Karpatoch a iných oblastiach vo svete, je potrebné vybrať viaceré alternatívne útlmové vzťahy pre špičkové zrýchlenie a vybrané frekvencie spektra odozvy.

Modelovacie neurčitosti bude potrebné zahrnúť pomocou logického stromu. Pravdepodobnostné výpočty bude možné realizovať priamo pre všetky scenáre logického stromu alebo metódou Monte Carlo. Deagregáciou hodnoty spektra odozvy pre definovanú frekvenciu a pre návratovú periódu 10 000 rokov bude možné vypočítať hodnotu magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia. Pre hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia bude potom možné vypočítať horizontálne a vertikálne spektrum odozvy. Naviazaním týchto spektier odozvy na pôvodnú hodnotu spektra odozvy pre deagregovanú frekvenciu a návratovú periódu budú získané charakteristiky tzv. zemetrasenia revíznej úrovne. Akcelerogramy, ktoré budú vybrané zo svetovej databázy, musia byť modifikované tak, aby vo vybranom intervale frekvencií zodpovedali spektrám odozvy pre zemetrasenie revíznej úrovne.

6 Seizmologická databáza pre lokalitu AEB

Seizmologická databáza tvorí spolu s geologickou databázou súbor vstupných údajov potrebných pre pravdepodobnostný výpočet charakteristík seizmického ohrozenia lokality atómovej elektrárne. Seizmologickú databázu pre lokalitu AEB sme zostavili z údajov o:

- makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach,
- seizmometricky pozorovaných zemetraseniach na Slovensku,
- seizmometricky pozorovaných zemetraseniach z lokálnej siete AEB.

6.1 Makroseizmicky pozorované zemetrasenia v širšom regióne

6.1.1 Katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení

Katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení sme zostavili pre územie tzv. širšieho regiónu lokality AEB. Širší región AEB bol zvolený ako asymetrická oblasť s rozmerom aspoň 150 km od AEB (IAEA, 1991). Ak sa najbližšia časť zdrojovej zóny nachádzala do 150 km od AEB, do seizmologickej databázy sme zahrnuli zemetrasenia aj z tých častí zdrojovej zóny, ktoré sú ďalej ako 150 km. Najvzdialenejšie časti širšieho regiónu AEB sú potom až cca 250 km od lokality AEB. Takto zvolený širší región zahŕňa časti územia Slovenska, Maďarska, Rakúska, Českej republiky a Poľska. Územie širšieho regiónu AEB zahŕňa časti týchto základných geologicko-tektonických jednotiek: Západné Karpaty, Panónsky bazén, Východné Alpy a Český masív.

Katalóg sme vytvorili spojením jednotlivých častí katalógu, ktoré boli kompilované osobitne pre časti území Slovenska, Maďarska, Rakúska, Českej republiky a Poľska, ktoré patria do širšieho regiónu AEB. Časti katalógu sme osobitne zostavili pre jednotlivé štáty preto, lebo údaje o zemetraseniach sú k dispozícii najmä z publikácií, ktoré sa venujú seizmickej aktivite území jednotlivých štátov. Spojeniu jednotlivých katalógov predchádzalo:

- Overili sme, či sa nejaké zemetrasenie nenachádza vo viacerých častiach katalógu súčasne (napr. v rakúskej a slovenskej). Pre zemetrasenia uvedené vo viacerých častiach sme ponechali záznam len v jednej z nich.
- Overili sme, či pri kompilovaní jednotlivých častí katalógu pre susediace krajiny nebolo pri výbere vylúčené nejaké zemetrasenie z oboch častí (napr. maďarskej i slovenskej tak, že pri kompilácii maďarskej časti z maďarských katalógov nebolo zemetrasenie zaradené do tejto časti katalógu, pretože podľa súradníc epicentra patrilo do slovenskej časti a pri kompilácii slovenskej časti zo slovenských katalógov nebolo zaradené ani do tejto časti, pretože podľa súradníc epicentra patrilo do maďarskej časti katalógu). Pre takéto zemetrasenia sme údaje dodatočne doplnili do jednej z častí výsledného katalógu.
- Jednotlivé časti katalógu pre širší región AEB (slovenská, maďarská, rakúska, česká a poľská) sme doplnili o tie zemetrasenia, ktoré chýbali v katalógoch použitých pre danú časť, avšak boli uvedené v iných citovaných katalógoch.
- Po spojení jednotlivých častí katalógu sme z neho vylúčili tie zemetrasenia, ktoré sú v katalógu Alexandre (1990) uvedené ako falošné.

Výsledný katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení obsahuje jednak údaje o historických zemetraseniach, jednak o súčasných makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach.

6.1.1.1 Pramene

Údaje o historických zemetraseniach boli získané

- zo súčasných štúdií, ktoré analyzujú historické zemetrasenia vrátane určenia intenzít pre jednotlivé lokality a určenia parametrov zemetrasenia,
- z deskriptívnych katalógov a ďalšej seizmologickej literatúry,
- z parametrických katalógov zemetrasení.

Súčasnú štúdiu, ktoré využívajú najmä alebo výlučne primárne, t.j. zemetraseniu súčasné pramene, existujú len pre veľmi malý počet historických zemetrasení (viď napr. Brouček et al., 1991, Labák et al., 1998, Labák et al., 1996, Labák, 1996a, Szeidovitz, 1986 a Stegena & Szeidovitz, 1991).

Najvýznamnejšie deskriptívne katalógy sú katalógy Kárník et al., (1957) a Réthly (1952). Tieto deskriptívne katalógy spravidla uvádzajú pre jednotlivé zemetrasenia primárne aj sekundárne pramene (t.j. pramene z neskoršieho obdobia). Len výnimočne uvádzajú primárne pramene pre jednotlivé zemetrasenia.

Najviac údajov pochádza z parametrických katalógov. Parametrické katalógy však obsahujú spravidla len obmedzený počet prameňov. Ako jednotlivé pramene uvádzajú najmä deskriptívne katalógy. V porovnaní s deskriptívnymi katalógmi však obsahujú prehľadne parametre jednotlivých zemetrasení. Pri kompilácii katalógu makroseizmicky pozorovaných zemetrasení sme použili nasledujúce parametrické katalógy:

- Labák & Brouček (1996) pre územie Slovenska,
- Zsíros, Mónus & Tóth (1988) pre územie Maďarska,
- Toperczer & Trapp (1950), Trapp (1961), Trapp (1973) a Drimmel & Trapp (1982) a ZAMG (1996) pre územie Rakúska,
- Schenková & Kárník (1981) pre územie Českej republiky,
- Schenková & Kárník (1981) a Pagaczewski (1972) pre územie Poľska.

Údaje o súčasných makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach sme získali

- zo štúdií, ktoré využívajú údaje získané z makroseizmických dotazníkov,
- z deskriptívnych katalógov a ďalšej seizmologickej literatúry, ktoré nevyužívajú údaje z makroseizmických dotazníkov,
- z bulletinov seizmometrických pozorovaní,
- z parametrických katalógov.

Najväčšia časť makroseizmických údajov je uvedená v parametrických katalógoch a deskriptívnych katalógoch Kárník et al. (1957) a Réthly (1952). Pre niektoré významné zemetrasenia existujú osobitné štúdie (napr. Réthly, 1907, Zátópek, 1937). Od r. 1941 sú pre územie Slovenska dostupné aj údaje z makroseizmických dotazníkov. Pre obdobie rokov 1957-1980 sú výsledky analýz údajov z makroseizmických dotazníkov pre územie Slovenska a Českej republiky publikované v katalógu Kárník et al. (1981). Pre obdobie rokov 1981-1991 sú makroseizmické údaje dostupné v ročných bulletinoch slovenských a československých seizmických staníc. Pre obdobie rokov 1992-1995 sme pre územie Slovenska použili makroseizmické údaje z dosiaľ nepublikovaných vyhodnotení makroseizmických dotazníkov (tieto údaje budú publikované v jednotlivých ročných bulletinoch slovenských seizmologických staníc).

6.1.1.2 Parametre zemetrasení

Slovensko

V katalógu Labák & Brouček (1996) bol dátum a čas vzniku zemetrasenia prevzatý z prameňov ku katalógu. V katalógu sú časy vzniku uvedené v Svetovom čase (UTC). Zemepisné súradnice epicentier boli určené makroseizmicky alebo, v prípade niektorých zemetrasení z 20. storočia, seizmometricky. Makroseizmicky boli epicentrá určené jedným z týchto spôsobov:

- ako ťažisko bodov s maximálnou pozorovanou intenzitou alebo ako ťažisko bodov, ktoré sa nachádzali vo vnútri izoseisty s najvyššou intenzitou,
- ako miesto s maximálnou pozorovanou intenzitou, ak maximálna intenzita bola pozorovaná len na jednej lokalite,
- ako ťažisko zo všetkých lokalít, v ktorých bolo zemetrasenie pozorované, ak na všetkých lokalitách bola pozorovaná rovnaká intenzita,
- ako lokalita, ak bola jediným miestom pozorovania zemetrasenia.

Seizmometricky určené epicentrá boli prevzaté z ročných bulletinov československých a slovenských seizmických staníc a z bulletinov BCIS (Bureau Central International de Séismologie, Strasbourg) a ISC (International Seismological Centre, Newbury).

Všetky epicentrálne intenzity boli určené pomocou stupnice MSK-64. Pre zemetrasenie 5.6.1443 bola použitá aj stupnica EMS-92. Ak boli k dispozícii mapy izoseist, epicentrálne intenzity boli určené z Kövesligethyho vzťahu (Kárník, 1968). Vo všetkých ostatných prípadoch boli stotožnené s maximálnymi pozorovanými intenzitami.

Intenzitné magnitúda, ekvivalentné magnitúdam M_S , boli určené z epicentrálnych intenzít pomocou empirických vzťahov Kárník et al. (1957) pre Západné Karpaty

$$M = 0.55 * I_0 + 0.95,$$

alebo

$$M = 0.55 * I_0 + 0.93 * \log(h) + 0.14,$$

kde M je intenzitné magnitúdo, I_0 je epicentrálna intenzita a h je hĺbka ohniska.

Hĺbka ohnísk bola určená z Kövesligethyho vzťahu

$$I - I_0 = 3 * \log(R_n/h) + 3 * K * \log(e) * (R_n - h),$$

kde I_0 je epicentrálna intenzita, R_n je polomer izoseisty s intenzitou I_n , h je hĺbka ohniska a K je koeficient útlmu. Hĺbky určené v seizmometrických lokalizáciách boli prevzaté z ročných bulletinov československých a slovenských seizmických staníc.

Maďarsko

V katalógu Zsíros et al. (1988) je pre každé zemetrasenie uvedený dátum a čas vzniku zemetrasenia, súradnice epicentra, neurčitosť polohy epicentra, hĺbka ohniska, epicentrálna intenzita a jej neurčitosť, magnitúdo a odkaz na pramene. Dátum vzniku zemetrasení je do roku 1588 udávaný v Juliánskom kalendári. Po tomto roku je používaný Gregoriánsky kalendár. Čas vzniku zemetrasení je udávaný v Stredoeurópskom čase. Pri kompilácii katalógu bol čas upravený na Svetový čas (UTC). Pre niektoré zemetrasenia musel byť v porovnaní s katalógom Zsíros et al. (1988) upravený aj dátum vzniku zemetrasenia.

Všetky epicentrálne intenzity boli určené pomocou stupnice MSK-64.

Magnitúda boli v katalógu Zsíros et al. (1988) určené z epicentrálnych intenzít pomocou nasledujúceho empirického vzťahu pre Panónsky bazén

$$M = 0.6 * I_0 + 1.8 * \log(h) - 1.0,$$

kde M je magnitúdo, I_0 je epicentrálna intenzita a h je hĺbka ohniska.

Hĺbka ohnísk bola určená, podobne ako na území Slovenska, z Kövesligethyho vzťahu. Pre niektoré zemetrasenia z 20. storočia bola hĺbka prevzatá zo seizmometrických lokalizácií.

Rakúsko

V katalógu Toperczer & Trapp (1950) sú uvedené jednak silné zemetrasenia v období rokov 1201-1939, jednak katalóg zemetrasení pre obdobie rokov 1904-1948. Pre zemetrasenia v období rokov 1201-1939 je uvedený dátum a (stredoeurópsky) čas vzniku zemetrasenia, ohnisková oblasť, región a maximálna intenzita (MCS). V katalógu pre obdobie rokov 1904-1948 sú navyše uvedené súradnice epicentier a poznámky.

V katalógu Trapp (1961) je uvedený zoznam zemetrasení v období rokov 1901-1903, zoznam silných zemetrasení v období rokov 1885-1960 a zoznam zemetrasení v období rokov 1949-1960. V katalógu zemetrasení v období rokov 1901-1903 je uvedený dátum a (stredoeurópsky) čas vzniku zemetrasenia, ohnisková oblasť, región, súradnice epicentra, maximálna intenzita (MCS) a poznámky. Pre silné zemetrasenia v období rokov 1885-1960 je uvedený dátum a (stredoeurópsky) čas vzniku zemetrasenia, ohnisková oblasť, región, súradnice epicentra, epicentrálna intenzita (MCS), plocha otrasenej oblasti a poznámky. V katalógu pre obdobie rokov 1949-1960 je v porovnaní so zoznamom silných zemetrasení v období rokov 1885-1960 uvedený pre každé zemetrasenie aj polomer otrasenej oblasti. K niektorým zemetraseniam sú uvedené poznámky obsahujúce spravidla polomery niektorých izoseist, zoznam dotrasov alebo plochu otrasenej oblasti.

V katalógu Trapp (1973) je pre zemetrasenia v období rokov 1961-1970 uvedený dátum a (stredoeurópsky) čas vzniku zemetrasenia, ohnisková oblasť, región, súradnice epicentra, epicentrálna intenzita (MCS), polomer izoseisty 3^0 a poznámky. K niektorým zemetraseniam sú uvedené poznámky obsahujúce spravidla polomery ďalších izoseist, zoznam dotrasov alebo plocha otrasenej oblasti.

V katalógu Drimmel & Trapp (1982) je pre zemetrasenia v období rokov 1971-1980 uvedený dátum a (stredoeurópsky) čas vzniku zemetrasenia, ohnisková oblasť, región, súradnice epicentra, epicentrálna intenzita (MSK), hĺbka ohniska, magnitúdo zemetrasenia, polomery izoseist 5^0 a 3^0 a poznámky.

Pre výpočet magnitúda z epicentrálnej intenzity bol použitý vzťah (Drimmel & Trapp, 1982)

$$M = 0.67 * I_0 + 2.67 * \log(h) - 2.57,$$

kde M je magnitúdo, I_0 je epicentrálna intenzita a h je hĺbka ohniska.

Pre výpočet hĺbky bol používaný vzťah

$$h = R_n / (10^{(I_n - I_0)/2} - 1)^{1/2},$$

kde h je hĺbka ohniska, I_0 je epicentrálna intenzita a R_n je polomer izoseisty s intenzitou I_n .

V katalógu ZAMG (1996) je pre každé zemetrasenie uvedený dátum a čas vzniku zemetrasenia, súradnice epicentra, epicentrálna intenzita (MSK), hĺbka ohniska, magnitúdo zemetrasenia a názov epicentrálnej oblasti.

Česká republika

V katalógu Schenková & Kárník (1981) je pre každé zemetrasenie uvedených viac parametrov, než bolo prevzatých do katalógu. Čas vzniku zemetrasenia je uvedený vo Svetovom čase (UTC). Pre výpočet magnitúda z epicentrálnej intenzity boli použité vzťahy (Kárník, 1968)

$$M = 0.63 * I_0 + 0.5$$

alebo

$$M = 0.67 * I_0 + 1.2 * \log(h) - 1.0,$$

kde M je magnitúdo, I_0 je epicentrálna intenzita a h je hĺbka ohniska. Pre výpočet hĺbky bol používaný vzťah (Kárník et al., 1981)

$$I_0 - I_n = 3 \log(R_n - h),$$

kde h je hĺbka ohniska, I_0 je epicentrálna intenzita a R_n je polomer izoseisty s intenzitou I_n .

Poľsko

V katalógu Pagaczewski (1972) je udávaný lokálny čas vzniku pre zemetrasenia do 20. storočia. Pre zemetrasenia v 20. storočí je udávaný Svetový čas (UTC). Súradnice epicentra sú určené z makroseizmických údajov. Epicentrálna intenzita je udávaná v stupňoch MSK-64. Pre výpočet magnitúda z epicentrálnej intenzity boli použité vzťahy (Kárník, 1968)

$$M = 0.63 * I_0 + 0.5$$

alebo

$$M = 0.5 * I_0 + \log(h) + 0.35,$$

kde M je magnitúdo, I_0 je epicentrálna intenzita a h je hĺbka ohniska.

Skompilovaná časť katalógu obsahuje údaje o všetkých dokumentovaných makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach

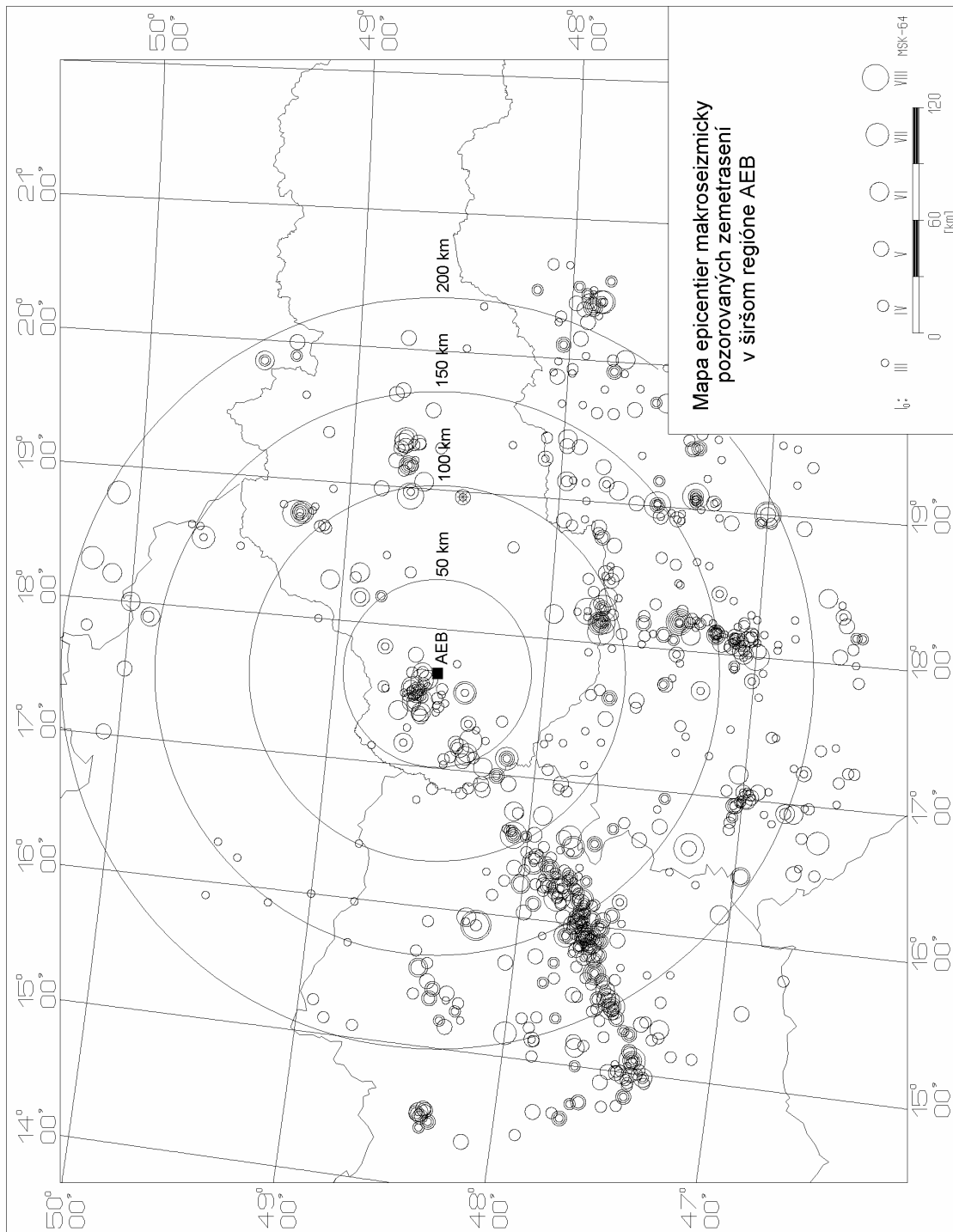
- pre územie Slovenska v období rokov 1443-1995,
- pre územie Maďarska v období rokov 456-1995,
- pre územie Rakúska v období rokov 1267-1995,
- pre územie Českej republiky v období rokov 1358-1995,
- pre územie Poľska v období rokov 1259-1995.

Na Obr. 6.1 je mapa epicentier makroseizmicky pozorovaných zemetrasení v širšom regióne AEB. Tiež je vyznačená poloha lokality AEB.

6.1.2 Mapy izoseist vybraných zemetrasení

Mapy izoseist zemetrasení představují základné údaje o makroseizmickom poli jednotlivých zemetrasení. Pre širší región lokality AEB sú najrelevantnejšími zdrojmi máp izoseist Atlas máp izoseist pre Strednú a Východnú Európu Procházková & Kárník, eds., (1978) a práca Labák (1996b).

Pre niektoré vybrané zemetrasenia existujú mapy izoseist aj v ďalších prácach. Pre zemetrasenie 5.6.1443 na Strednom Slovensku je to mapa, ktorá je výsledkom novej reinterpretácie primárnych prameňov pre zemetrasenie 5.6.1443 na Strednom Slovensku (Labák et al., 1996 a Labák, 1996a). Pre zemetrasenie 28.6.1763 pri Komárne sú to mapy publikované Szeidovitzom (1986). Pre zemetrasenie 14.10.1810 v Móri je to mapa publikovaná v práci Stegena & Szeidovitz (1991).



Obr. 6.1. Mapa epicentier makroseizmicky pozorovanych zemetraseni v širšom regióne AEB.

6.2 Seizmometricky zaznamenané zemetrasenia na území Slovenska

Zostavili sme katalóg seizmometricky lokalizovaných zemetrasení s epicentrami na území Slovenska a seizmometricky lokalizovaných zemetraseniach s epicentrami mimo územia Slovenska, ak tieto zemetrasenia mali na území Slovenska makroseizmické účinky Labák (1995). Pre Rakúsko, Maďarsko, Českú republiku a Poľsko neboli do roku 1995 publikované osobitné katalógy seizmometricky zaznamenaných zemetrasení. Prístrojové pozorovania sú pre tieto krajiny k dispozícii vo forme katalógov pre zemetrasenia s makroseizmickými účinkami.

6.2.1 Pramene

Pri kompilovaní katalógu sme použili údaje publikované

- v bulletinoch BCIS pre roky 1956-1967,
- v bulletinoch ISC pre roky 1967-1992,
- v bulletinoch československých seizmických staníc pre roky 1956-1988,
- v bulletinoch slovenských seizmologických staníc pre roky 1967-1991.

Pre roky 1991-1995 sme využili dosiaľ nepublikované údaje dostupné v GFÚ SAV.

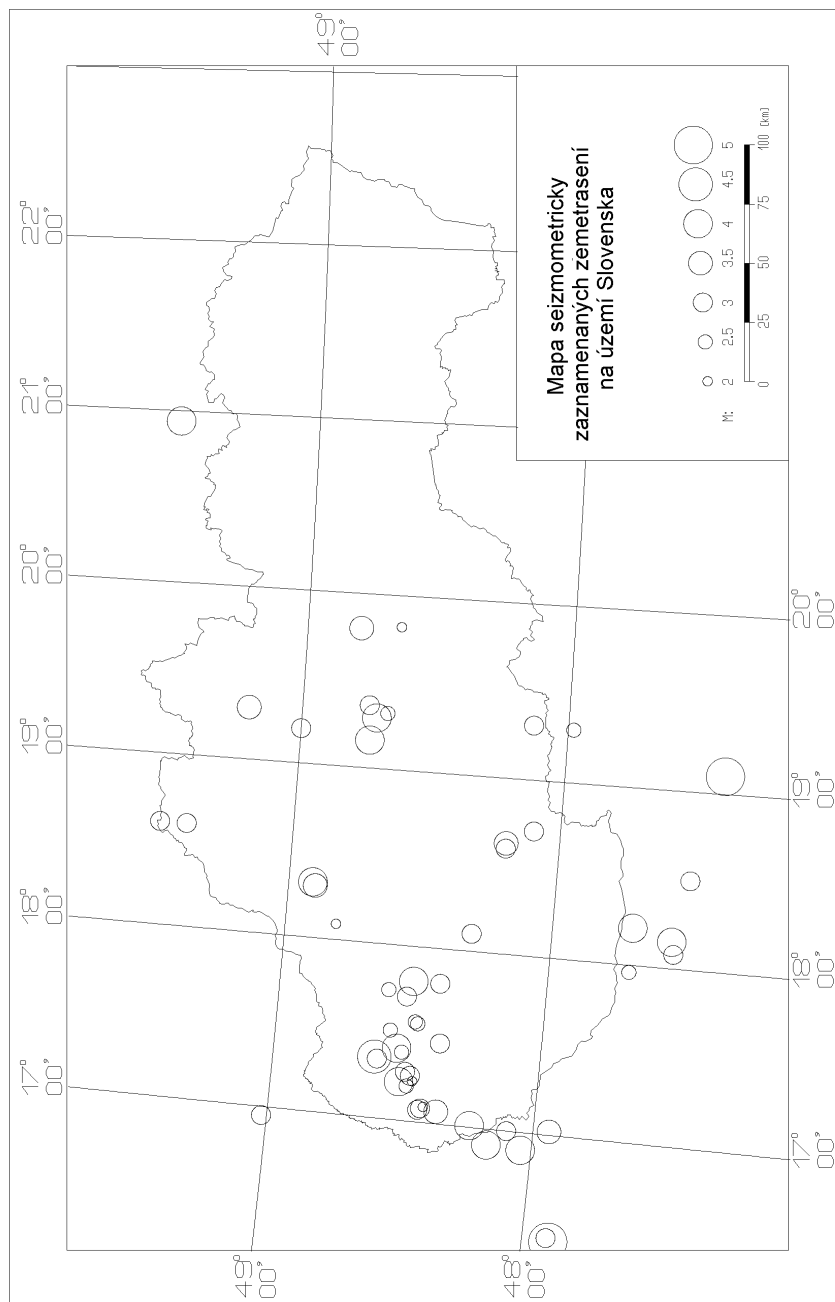
Pre obdobie pred r. 1956 sme v bulletinoch československých seizmických staníc nenašli seizmometricky lokalizované zemetrasenia na území Slovenska (s výnimkou zemetrasenia 5.3.1930 pri Dobrej Vode).

6.2.2 Parametre zemetrasení

Čas vzniku zemetrasenia, zemepisné súradnice epicentra a hĺbka ohniska sme prevzali z údajov agentúry, ktorá vykonala lokalizáciu. Agentúra, ktorá vykonala lokalizáciu, je uvedená zvlášť pre každé zemetrasenie. Magnitúda sme prevzali z viacerých bulletinov. Pre magnitúda M_{Lg} a M_S sú v katalógu uvedené hodnoty magnitúd a seizmické stanice, ktoré magnitúda uvádzajú. Magnitúdo M_L je uvedené pre seizmickú stanicu ZST (Železná Studnička). Vzťahy pre výpočet jednotlivých druhov magnitúd sú uvedené v prameňoch ku katalógu. Pre zemetrasenia, ktoré mali makroseizmické účinky, je v katalógu uvedená aj epicentrálna intenzita a magnitúdo vypočítané z epicentrálnej intenzity. Tie sú totožné s hodnotami z katalógu makroseizmicky pozorovaných zemetrasení v širšom regióne AEB.

Presnosť seizmometrickej lokalizácie zemetrasenia závisí o.i. aj od počtu a priestorového rozloženia seizmických staníc voči epicentru. Do r. 1957 bola najbližšou stanicou k ohniskovej oblasti Dobrá Voda seizmická stanica Hurbanovo. Stanica bola cca 90 km od zdrojovej zóny. Od r. 1957 do r. 1987, kedy boli zahájené prístrojové pozorovania lokálnou sieťou seizmických staníc v blízkom regióne AEB, bola najbližšou seizmickou stanicou seizmická stanica Bratislava, alebo seizmická stanica Železná Studnička - cca 50-60 km od ohniskovej oblasti Dobrá Voda. Najbližšia seizmická stanica na sever od ohniskovej oblasti Dobrá Voda, bola seizmická stanica Skalnaté Pleso a seizmické stanice v Poľsku. Nepresnosť seizmometrických lokalizácií dosahovala podľa bulletinu ISC najmä u slabších javov až $\pm 0.3^0$.

Na Obr. 6.2 je mapa epicentier seizmometricky zaznamenaných zemetrasení na území Slovenska. Na mape je tiež vyznačená poloha lokality AEB.



Obr. 6.2. Mapa epicentier seizmometricky zaznamenaných zemetrasení.

6.3 Seizmometricky zaznamenané zemetrasenia v blízkom regióne

Od r. 1987 je v blízkom regióne AEB vykonávané monitorovanie seizmickej mikroaktivity lokálnou sieťou seizmických staníc. Vyhodnotenie meraní v období 1987-1992 je popísané v práci Šimůnek & Sekereš (1992). V správe Sekereš (1996) je uvedený Katalóg zemetrasení v blízkom regióne AEB s $M_1 \geq 1$ zaregistrovaných lokálnymi sieťami v blízkom regióne AEB v období rokov 1987-1996.

6.3.1 Konfigurácie lokálnych sietí v blízkom regióne a určenie parametrov zemetrasení

Od roku 1985 do roku 1987 bola postupne budovaná prvá lokálna sieť v blízkom regióne AEB. Jednotlivé stanice siete boli vybavené seizmometrami SM-3 na registráciu vertikálnej zložky rýchlosti pohybu pôdy. Stanice mali optickú registráciu alebo registráciu na magnetické médium. Sieť bola schopná detegovať javy s $M_1 > 2.5$ a lokalizovať javy s $M_1 > 2.8$ z hypocentrálnej vzdialenosti cca 20 km. V roku 1987 bolo sieťou zaznamenaných 7 tektonických javov s $M_1 \geq 1$. Poloha epicentier bola určená s presnosťou do ± 2 km a hĺbka ohniska bola určená s presnosťou do ± 4 km.

Od 23.7.1987 do 27.10.1987 bola v prevádzka tzv. 100-denná sieť. Sieť pozostávala z piatich trojzložkových staníc. Každá stanica bola vybavená seizmometrami WDS, aparatúrami Lennartz 5800, jednotnou časovou základňou DCF a telemetrickým prenosom údajov do jedného centra. Údaje boli zaznamenávané na magnetické médium. Cez deň bola sieť schopná detegovať javy s $M_1 > 1.5$ a lokalizovať javy s $M_1 > 1.8$ z hypocentrálnej vzdialenosti cca 20 km. V noci bola citlivosť siete o jednu jednotku magnitúda lepšia. Sieťou bolo zaregistrovaných 8 lokálnych tektonických zemetrasení. Len jedno z nich bolo s $M_1 > 1$. Zemetrasenia boli lokalizované modifikovaným programom HYPO. Pre lokalizáciu bol použitý 3-D rýchlostný model, ktorý bol vyvinutý v Geofyzike n.p. Brno..

Od 25.11.1987 do 25.5. 1989 bola v prevádzke lokálna sieť 5 staníc v bezprostrednom okolí Dobrovodskej depresie. Od 25.11.1987 do 31.3.1988 registrovali stanice len vertikálnu zložku pohybu pôdy. Vo zvyšnom období registrovali stanice všetky tri zložky. Stanice boli vybavené seizmometrami WDS, aparatúrami Lennartz 5800, jednotnou časovou základňou DCF a telemetrickým prenosom údajov do jedného centra. Údaje boli zaznamenávané na magnetické médium. Sieť bola schopná detegovať javy s $M_1 < 0$ a lokalizovať javy s $M_1 > 0$ v okruhu do 15 km od centra siete po dobu celých 24 hodín. Sieťou bolo lokalizovaných 144 javov (tektonických zemetrasení a priemyselných explózií). Zemetrasenia boli lokalizované programom HYPO3D vyvinutý v Geofyzike n.p. Brno. Pre lokalizáciu bol použitý rovnaký 3-D rýchlostný model ako predtým.

Od 30.8.1989 do 1.3.1990 bola v prevádzke lokálna sieť piatich staníc v okolí lokality AEB. Stanice mali rovnaké vybavenie ako stanice v predchádzajúcej sieti. Sieť bola schopná detegovať javy s $M_1 > 1.5$ a lokalizovať javy s $M_1 > 1.8$ v okruhu do 20 km od lokality AEB po dobu celých 24 hodín. Sieťou bolo zaregistrovaných 26 lokálnych tektonických zemetrasení. Lokalizovaných bolo len 6 z nich. Zemetrasenia boli lokalizované novšou verziou programu HYPO3D. Pre lokalizáciu bol použitý rovnaký 3-D rýchlostný model ako predtým. Všetky zaregistrované i lokalizované javy mali $M_1 \leq 1$.

Od 5.8.1990 do 6.8.1992 bola na základe doporučení Štejnberga et al. (1988) v prevádzke sieť 11 staníc. Prístrojové vybavenie staníc bolo obdobné ako u Dobrovodskej siete. Sieťou bolo zaregistrovaných 280 lokálnych javov. Nepresnosť lokalizácie epicentier

javov s $M_l \geq 1$ bola spravidla menšia ako ± 1 km a nepresnosť hĺbky ohniska bola menšia ako ± 2 km. Presnosť lokalizácie jednotlivých javov je uvedená v správe Šimůnek & Sekereš (1992).

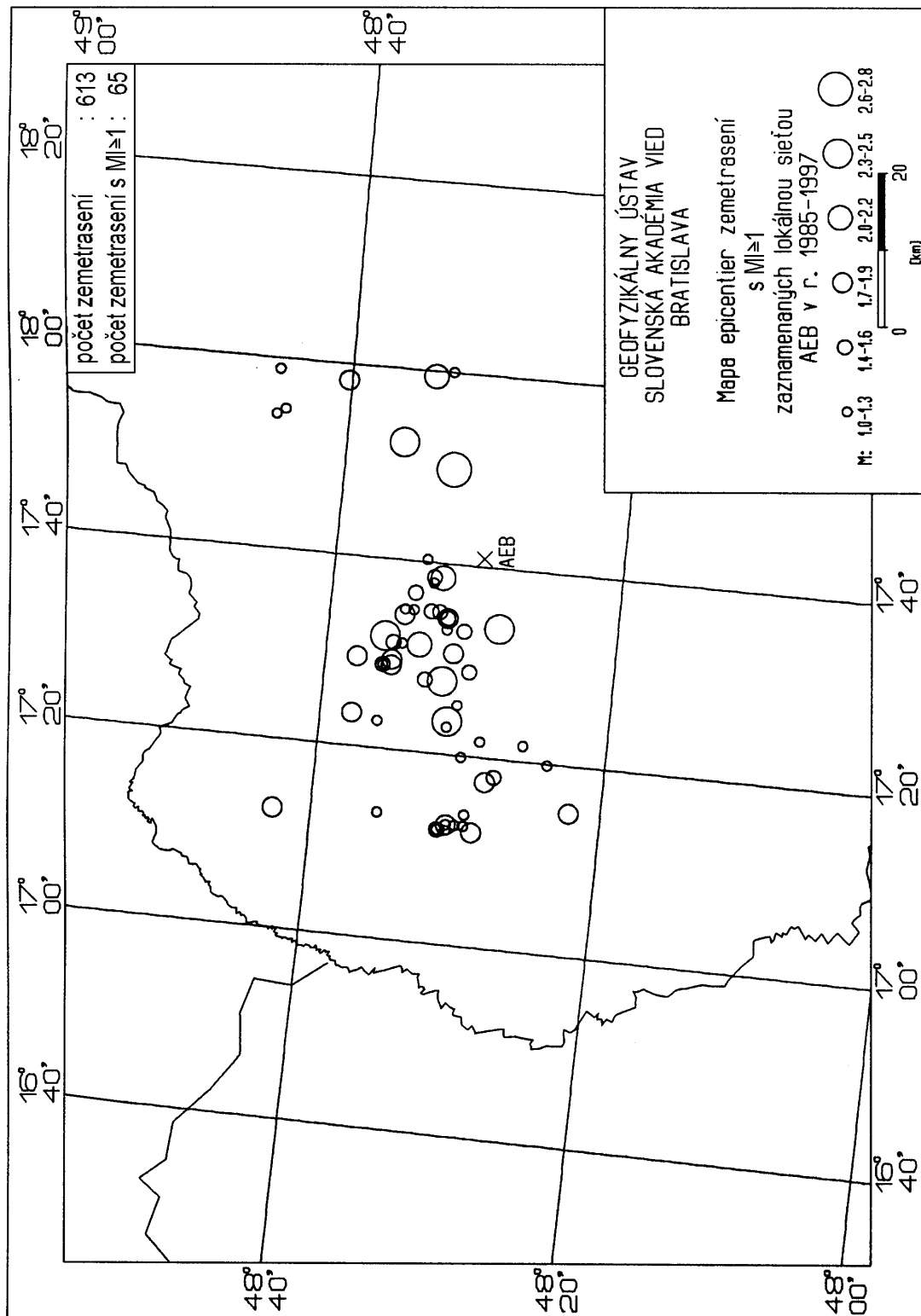
Konfigurácia siete po r. 1992 sa v porovnaní s konfiguráciou predchádzajúcej siete nezmenila (okrem zmeny polohy jednej stanice). Prístrojové vybavenie staníc a vyhodnotenie meraní po r. 1992 sú publikované v jednotlivých polročných priebežných správach.

Magnitúdo M_l , ktoré bolo používané na ocenenie veľkosti zemetrasení, bolo počítané podľa vzťahu Scherbaum & Stoll (1983)

$$M_l = \log (2800 * u_{max} / R (a,b)) + 0.1 + 1.4 * \log (s)$$

kde u_{max} je maximálna výchylka v mm, $R(a,b)$ je vyžarovacia charakteristika zdroja (ak je neznáma, používa sa hodnota 0.6325) a s je hypocentrálna vzdialenosť.

Na Obr. 6.3 je mapa seizmometricky lokalizovaných zemetrasení s $M_l \geq 1$ v blízkom regióne AEB v období rokov 1987-1996. Na mape je vyznačená aj poloha lokality AEB.



Obr. 8

Obr. 6.3. Mapa epicentier seizmometricky lokalizovaných zemetrasení lokálnou sieťou AEB v období rokov 1985-1997. Mapa je prevzatá z práce Sekereš & Kristeková (1997).

7 Seizmotektonický model

Seizmotektonický model (STM) záujmovej oblasti je syntézou príslušnej seizmologickej a geologickej databázy. STM vymedzuje seizmické zdrojové zóny (zlomy, lokalizované štruktúry a seizmotektonické provincie, Reiter, 1990), minimálne magnitúdo m_0 , maximálne magnitúdo m_1 a početnostné vzťahy. STM pre AEB je založený na interpretácii údajov seizmologickej databázy, ktorú sme popísali v predchádzajúcej kapitole a geologickej databázy EQUIS (1996). Je zrejmé, že kvalita STM je priamo závislá od kvality údajov v databázach a neurčitosť údajov môže viesť k návrhu rôznych alternatív STM.

STM sme zostavili účelovo pre určenie seizmického ohrozenia lokality AEB.

7.1 Seizmické zdrojové zóny v širšom regióne AEB

7.1.1 Vlastnosti seizmologickej a geologickej databázy pre širší región

Seizmologická databáza obsahuje pre širší región AEB údaje o

- historických a súčasných makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach,
- seizmometricky lokalizovaných zemetraseniach.

Kvalita údajov o historických zemetraseniach závisí najmä od kvality primárnych historických prameňov, t.j. zemetraseniu súčasných prameňov. Ucelene spracované primárne pramene sú k dispozícii v štúdiách jednotlivých zemetrasení, ktoré vznikli v posledných 10-15 rokoch (viď predchádzajúca kapitola). Takéto štúdie sú k dispozícii len pre niektoré najsilnejšie zemetrasenia (napr. pre zemetrasenie 5.6.1443 na Strednom Slovensku sú to práce Labák 1996a, Labák et al. 1996 a pre zemetrasenie 28.6.1763 pri Komárne sú to práce Szeidovitz 1986, Brouček et al. 1991). Údaje o väčšine zemetrasení sú prevzaté z deskriptívnych a parametrických katalógov (viď pramene v katalógu makroseizmicky pozorovaných zemetrasení v širšom regióne AEB v práci Labák et al. 1996). Deskriptívne katalógy (napr. Réthly 1952 a Kárník et al. 1957) používajú primárne a sekundárne, alebo len sekundárne pramene, t.j. pramene z neskoršej doby po zemetrasení. Kvalita prameňov ovplyvňuje neurčitosť parametrov zemetrasení. Poloha epicentier nie je určená presnejšie ako ± 10 km (bežne však až ± 20 km a viac). Epicentrálna intenzita nie je určená presnejšie ako $\pm 0.5^0$ MSK-64 (bežne však až $\pm 1^0$ MSK-64).

Vzhľadom na počet zemetrasení i vzhľadom na dĺžku obdobia, pre ktorú existujú údaje o historických zemetraseniach, predstavujú údaje o historických zemetraseniach rozhodujúcu časť seizmologickej databázy pre širší región AEB. Pri existujúcich neurčitostiach polôh epicentier je však sotva možné korelovať polohu epicentier s konkrétnymi tektonickými líniami.

Systematické seizmometrické pozorovania sú k dispozícii až pre obdobie po 2. svetovej vojne. Presnosť seizmometrických lokalizácií zemetrasení do 60-tych rokov však nie je lepšia ako presnosť makroseizmických lokalizácií. Spoľahlivé seizmometrické lokalizácie existujú len pre malý počet zemetrasení z celkového počtu zemetrasení v širšom regióne AEB.

Vzhľadom na to, že seizmometrické údaje sú k dispozícii len pre relatívne krátke časové obdobie a pre malý počet zemetrasení z celkového počtu zemetrasení v širšom regióne AEB, majú údaje o seizmometricky lokalizovaných zemetraseniach len doplnkový charakter k údajom o historických zemetraseniach.

Geologická databáza EQUIS (1996) obsahuje pre širší región AEB

- charakteristiku základných geomorfologických a morfoštruktúrnych jednotiek na styku Českého masívu, Východných Álp, Západných Karpát a panónskej oblasti,
- geologicko-tektonické členenie a popis stavby Českého masívu, Východných Álp, Západných Karpát a panónskej oblasti,
- popis panvových systémov v alpsko-karpatsko-panónskej oblasti,
- popis kvartérneho a štruktúrneho vývoja širšieho regiónu AEB,
- geofyzikálnu charakteristiku širšieho regiónu AEB (úplné Bouguerove anomálie, magnetické anomálie, hrúbku litosféry, reliéf MOHO, hustotu tepelného toku, recentné vertikálne pohyby, vrtnú preskúmanosť, údaje o hlbinnom seizmickom prieskume a reflexných seizmických profiloch).

7.1.2 Vyčlenenie seizmogénnych zón

V práci Kováč et al. (1997) a Šefara et al. (1998) autori jednak diskutovali doterajšie vyčlenenia seizmogénnych zón (Schenk et al. 1986 a Štejnberg et al. 1988), jednak na základe geologických a geofyzikálnych údajov novo vyčlenili seizmogénne zóny.

Autori uviedli, že doterajšie vyčlenenia seizmogénnych zón sú odvodzované najmä z geofyzikálne interpretovaných hlbinných zlomových zón, ktoré definovali Fusán et al. (1979, 1981, 1987) a Šefara et al. (1987) a z rajonizácie Západných Karpát vo forme neotektonických blokov podľa Fusán et al. (1979). Diskusiu autorov k blokovej stavbe Západných Karpát je možné zhrnúť do týchto bodov:

- Súčasný reliéf Moho (Obr. 4 v práci Kováč et al. 1997, alebo mapa č. 7 v práci EQUIS 1996) sa líši od toho, ktorý bol známy v dobe vytvorenia blokovej stavby Západných Karpát. Napríklad: vysoké Moho v západnej časti vnútorných Západných Karpát pokračuje až k pribradlovej zóne, t.j. prechádza cez dunajský i fatransko-tatranský blok, ktoré vyčlenili Fusán et al. (1979). Tak isto ako v predchádzajúcom prípade vysoké Moho doprevádzané zvýšenou hustotou tepelného toku je známe aj z oblasti platformy (napríklad v širšom okolí Ostravy). To indikuje, že extenzia prebieha alebo prebiehala aj v Mezoeurópe. Podľa autorov to znamená, že nie je možné ďalej predpokladať existenciu tzv. Přerovsko-Štiavnickej hlbinej zóny, ktorá bola definovaná najmä na základe dovtedy známeho reliéfu Moho. To isté platí aj pre dovtedy uvádzané zóny toho istého smeru, t.j. Dobrovodský zlom a Nedzevsko-Ölvecký zlom.
- V okolí zón so zvýšeným reliéfom Moho je sporadicky zachytená metódou magnetotelurického sondovania (MTS) hlboká zóna veľmi nízkych rezistív (napr. na profile 2T - Varga & Lada 1988). Podobný jav však bol zistený aj v oblasti Viedenskej panvy. V oblasti Viedenskej panvy týmito zónam zodpovedajú seizmickým profilovaním identifikované kvetinové štruktúry zlomov. Ide o oblasť Štratenbergskeho zlomu na západnom okraji panvy a o juhovýchodnú oblasť panvy (pokračovanie Malých Karpát do Rakúska juhozápadným smerom). Na základe toho a na základe poznania mechanizmu otvorenia Viedenskej panvy autori považujú nízkorezistívne zóny za strižné zóny prvého rádu.
- V širšom regióne AEB sú pomocou MTS identifikované nízkorezistívne zóny v hĺbke 17-20 km v Nitrianskej Blatnici a v hĺbkach 5-20 km v celej oblasti Maďarského stredohoria. Podľa autorov ide v oboch prípadoch o pôvodné nekompetentné sutúrne zóny. Autori usudzujú, že v prípade Maďarského stredohoria proces sklzávania vrchného príkrovu (vďaka nízkemu uhlu vnútorného trenia podložných hmôt) môže byť príčinou

akumulovania mechanickej energie a tým v oblasti krehkej časti kôry aj príčinou vzniku zemetrasení.

Na základe reologických vlastností hornín autori uviedli odhady mocnosti krehkej časti kôry, v ktorej môžu vzniknúť zemetrasenia. Podľa výsledkov z práce Bielik & Stríženec (1994) je mocnosť krehkej časti kôry maximálne 25-35 km. V oblastiach s vyššou hustotou tepelného toku autori uviedli ako maximálnu mocnosť krehkej časti kôry 10-15 km.

Autori uviedli, že v krehkej časti zemskej kôry, t.j. v hĺbkach do 15-35 km sa môžu nachádzať sutúry, ktoré predstavujú uzavretie priestoru s oceánickou alebo paraoceánickou kôrou. V týchto oblastiach sa môže uvoľňovať mechanická energia vo forme zemetrasení. Jednotlivé sutúry boli definované v práci Plašienka et al. (1996). V širšom regióne AEB autori nakoniec vyčlenili tieto seizmogénne zóny zodpovedajúce jednotlivým sutúram (viď tiež Obr. 13 v práci Kováč et al., 1997):

- Zóna penninsko-vahickej sutúry, ktorá je ohraničená strižnou zónou úniku západokarpatského litosférického fragmentu z východoalpskej oblasti a hranicou vonkajších a vnútorných Západných Karpát (t.j. západnou časťou bradlového pásma). Táto sutúrna zóna sa skladá z
 - úseku širšieho okolia Mur-Mürzskej poruchy,
 - úseku perikarpatského lineamentu (litavské zlomy),
 - dobrovodskej oblasti,
 - oblasti Považia až po Žilinu.
- Zóna čertovickej sutúry intrakontinentálneho typu, ktorá sa nachádza na hranici tatrika a veporika v oblasti medzi Banskou Bystricou a Breznom.
- Zóna meliatskej sutúry, ktorá sa nachádza v južnej časti Západných Karpát.
- Zóna v podloží Maďarského stredohoria, ktorá zodpovedá sutúrnej zóne Igal-Bükk.

V zóne penninsko-vahickej sutúry môžu podľa autorov zemetrasenia vznikáť jednak v dôsledku horizontálneho posuvu na zlomoch SV smeru vytvárajúcich kvetinovú štruktúru, jednak v dôsledku "ohýbania" sa celej zóny v dôsledku zdedených štruktúr (napr. širšia oblasť VSV-ZJZ smeru v okolí Dobrej Vody a v oblasti Považia).

V zóne čertovickej sutúry môžu podľa autorov zemetrasenia vznikáť najmä v hronskom systéme zlomov VSV-ZJZ smeru. V tejto zóne môžu zemetrasenia vznikáť aj na zlomoch S-J smeru v okolí Turčianskej kotliny a aj na pokračovaní týchto zlomov v oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

V zóne meliatskej sutúry môžu podľa autorov zemetrasenia vznikáť najmä v oblasti, ktorú na povrchu reprezentuje zlomová zóna Hurbanovo-Diosjenő VSV-ZJZ smeru. Zemetrasenia môžu vznikáť najmä na miestach križovania s menšími priečnymi zlomovými štruktúrami.

V sutúrnej zóne Igal-Bükk môžu podľa autorov zemetrasenia vznikáť jednak v ponorenej časti zóny (oblasť Móru) na Teleggdi-Rothovom pásme ZJZ-VSV až SZ-JV smeru alebo zlomoch S-J a V-Z smeru, jednak na zlomoch SV-JZ smeru v oblasti medzi mestami Budapešť a Éger.

7.1.3 Vyčlenenie seizmických zdrojových zón

Na základe údajov v seizmologickej databáze a na základe vyčlenenia seizmogénnych zón v práci Kováč et al. (1997) sme vyčlenili zdrojové zóny pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia. Vzhľadom na to, že polohu epicentier historických zemetrasení nemožno korelovať s konkrétnymi tektonickými líniami a vzhľadom na plošný charakter vyčlenených seizmogénnych zón, vyčlenili sme v širšom regióne AEB len plošné zdrojové zóny. Vyčlenili sme 8 zón. Jednotlivé zdrojové zóny sme označili poradovými číslami 01-08.

Zóna 01 zodpovedá meliatskej sutúre v južnej časti Západných Karpát. V tejto zóne sa zemetrasenia vyskytujú najmä v oblasti Komárna. Zemetrasenia sa vyskytujú aj v oblasti Štúrova a v oblasti Novohradských hôr.

Zóna 02 zodpovedá tej časti Maďarského stredohoria, ktorá sa nachádza západne od Budapešti medzi meliatskou sutúrou a Igal-Bükkskou sutúrou a tej časti samotnej Igal-Bükkskej sutúry, ktorá sa nachádza východne od Budapešti. Zemetrasenia sa vyskytujú najmä v oblasti Móru, Budapešti a Égeru.

Zóna 03 zodpovedá tej časti Igal-Bükkskej sutúry, ktorá sa nachádza západne od Budapešti. Zemetrasenia sa vyskytujú najmä v oblasti Veszprému a južne od Budapešti.

Zóna 04 zodpovedá úseku širšieho okolia Mur-Mürzskej poruchy penninsko-vahickej sutúry. Zemetrasenia sa vyskytujú v celej vyčlenenej zóne. Hoci geologické údaje indikujú, že oblasť Leitha už patrí do Západných Karpát, tvoria epicentrá zemetrasení v tejto oblasti osobitný zhluk oddelený od najbližšieho zhluku epicentier v Západných Karpatoch v oblasti Perneku a Modry. V alternatíve **a** určenia kontaktu zón 04 a 06 sme preto oblasť Leitha nezahrnuli do zóny 04 a v alternatíve **b** sme oblasť Leitha zahrnuli do zóny 04.

Zóna 05 zodpovedá severo-západnej časti čertovickej sutúry. V tejto časti sutúry sa nachádzajú epicentrá stredoslovenských zemetrasení.

Zóna 06 zodpovedá perikarpatskému lineamentu (litavským zlomom) penninsko-vahickej sutúry. Zemetrasenia sa vyskytujú jednak v oblasti Perneku, jednak v oblasti Modry.

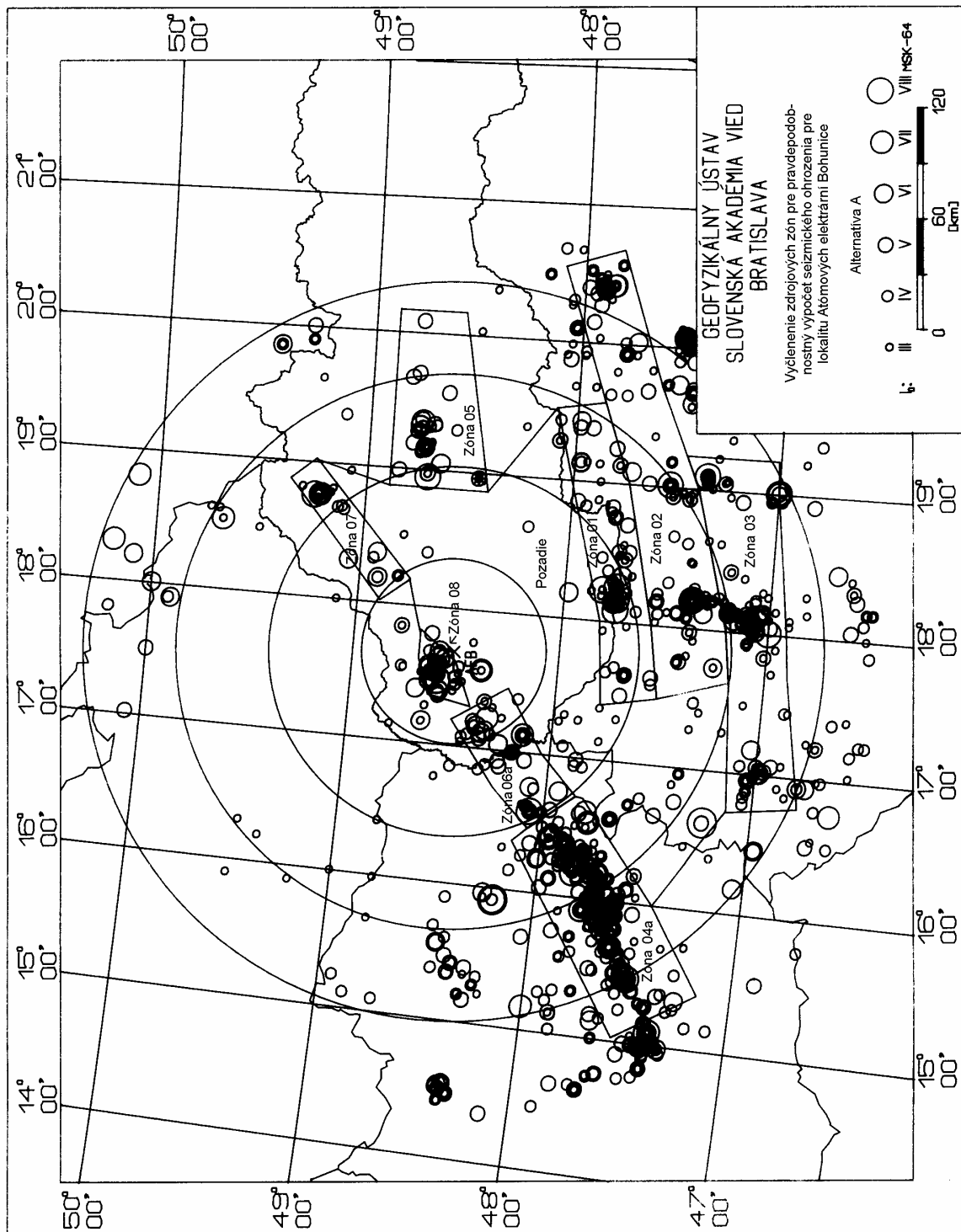
Zóna 07 zodpovedá oblasti Považia až po Žilinu penninsko-vahickej sutúry. Zemetrasenia sa vyskytujú jednak v oblasti Trenčianskych Teplíc, jednak v oblasti Žiliny.

Zóna 08 zodpovedá dobrovodskej oblasti penninsko-vahickej sutúry. Zemetrasenia sa vyskytujú v oblasti Dobrej Vody. Táto zóna sa nachádza v blízkom regióne lokality AEB. Jej vyčlenenie je podrobne popísané v nasledujúcej podkapitole.

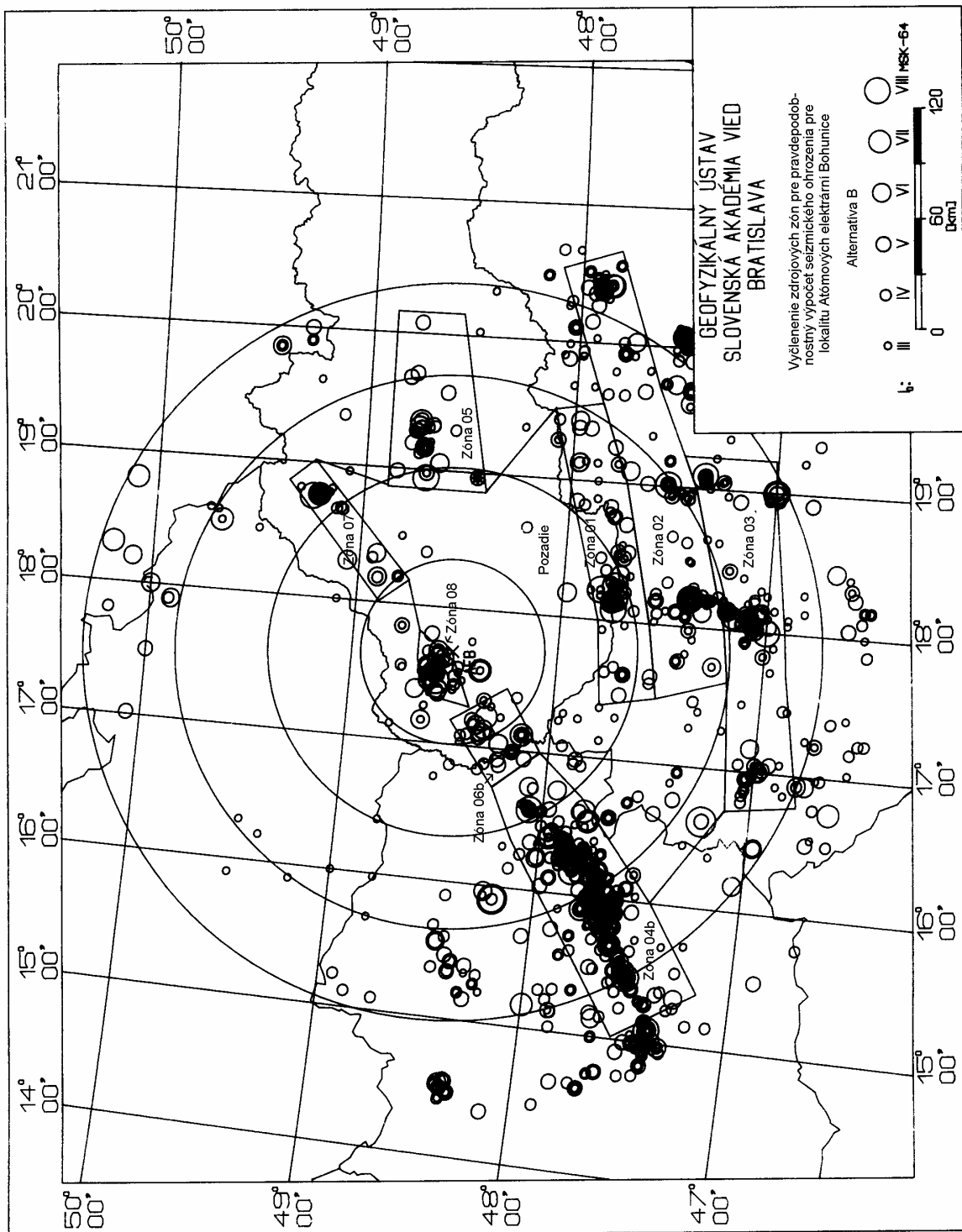
Zdrojové zóny 01-03 sa nachádzajú v panónskej oblasti, zdrojová oblasť 04 vo Východných Alpách a zdrojové zóny 05-08 v Západných Karpatoch.

Hranice jednotlivých zón, okrem hraníc zóny 08 (viď nasledujúca podkapitola), sme vyčlenili tak, aby čo najlepšie zodpovedali hraniciam sutúrnych zón na Obr. 13 v práci Kováč et al. (1997). Doplnkovú časť územia širšieho regiónu AEB, ktorá sa nachádza medzi vyčlenenými zónami sme vyčlenili ako samostatnú zónu - **Pozadie**. Túto zónu sme vyčlenili preto, aby sme do pravdepodobnostného výpočtu zahrnuli aj zemetrasenia, ktoré nemuseli vzniknúť v jednej z vyčlenených zón (bližšie viď podkapitola 7.5). Špecifický charakter pozadia spočíva v tom, že zasahuje do troch základných geologicko-tektonických jednotiek - Západné Karpaty, Východné Alpy a panónska oblasť.

Na Obr. 7.1 sú zobrazené jednotlivé zdrojové zóny pre alternatívu **a**, v ktorej oblasť Leitha patrí do zóny 06, t.j. do Západných Karpát. Na Obr. 7.2 sú zobrazené jednotlivé zdrojové zóny pre alternatívu **b**, v ktorej oblasť Leitha patrí do zóny 04, t.j. do Východných Alp.



Obr. 7.1. Alternatíva a vyčlenenia zdrojových zón pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB. Jednotlivé zdrojové zóny sú označené číslami 01-08. Oblasť Leitha patrí v tejto alternatíve do zóny 06, t.j. do Západných Karpát. Alternatívy modelovania zóny 08 sú popísané v podkapitole 7.2.



Obr. 7.2. Alternatíva **b** vyčlenenia zdrojových zón pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB. Jednotlivé zdrojové zóny sú označené číslami 01-08. Oblasť Leitha patrí v tejto alternatíve do zóny 04, t.j. do Východných Álp.

7.2 Seizmické zdrojové zóny v blízkom regióne AEB

V blízkom regióne AEB sa nachádza najbližšia seizmická zdrojová zóna k lokalite AEB - zdrojová zóna 08-Dobrá Voda. Vymedzenie hraníc zóny a spôsob jej modelovania majú zásadný význam pre určenie seizmického ohrozenia lokality AEB.

7.2.1 Vlastnosti seizmologickej a geologickej databázy pre blízky región

Seizmologická databáza obsahuje v blízkom regióne údaje o

- historických zemetraseniach,
- seizmometricky zaznamenaných zemetraseniach,
- seizmometricky zaznamenaných mikrozemetraseniach z lokálnej siete AEB.

Charakter údajov o historických zemetraseniach a seizmometricky zaznamenaných zemetraseniach je rovnaký ako charakter údajov pre širší región AEB.

Údaje o mikroaktivite v blízkom regióne AEB sú k dispozícii pre obdobie od r. 1985. V období od r. 1985 do r. 1996 bolo zaznamenaných 613 mikrozemetrasení. 65 z nich malo magnitúdo $M_l \geq 1$. Presnosť lokalizácií epicentier zemetrasení s $M_l \geq 1$ bola spravidla ± 1 až 2 km. Vzhľadom na charakter údajov o historických zemetraseniach a seizmometricky lokalizovaných zemetraseniach sú seizmometrické údaje o mikrozemetraseniach z lokálnej siete AEB rovnako dôležité ako údaje o historických zemetraseniach pre vymedzenie hraníc a spôsob modelovania seizmickej zdrojovej oblasti Dobrá Voda.

Geologická databáza EQUIS (1996) obsahuje pre blízky región AEB

- geomorfologické členenie blízkeho regiónu,
- geologickú stavbu blízkeho regiónu,
- štruktúrnu analýzu lokalít v blízkosti AEB,
- geofyzikálnu charakteristiku blízkeho regiónu AEB (údaje z gravimetrického, geomagnetického, geoelektrického, rádiometrického a atmochemického prieskumu, výsledky seizmických reflexných profilových a karotážnych meraní).

Geologická stavba blízkeho regiónu AEB a neoalpínsky štruktúrny plán

V časti B práce Kováč et al. (1997) sú charakterizované tieto štyri základné neoalpínske elementy nachádzajúce sa v blízkom regióne AEB:

- severovýchodný okraj viedenskej panvy,
- severovýchodná časť Malých Karpát a ich pokračovanie, ktoré zahŕňa Vad'ovskú kotlinu a Čachtické Karpaty
- severovýchodný okraj dunajskej panvy, ktorý je reprezentovaný Blatnianskou depresiou,
- Východné svahy Považského Inovca a západný okraj Rišňovskej depresie.

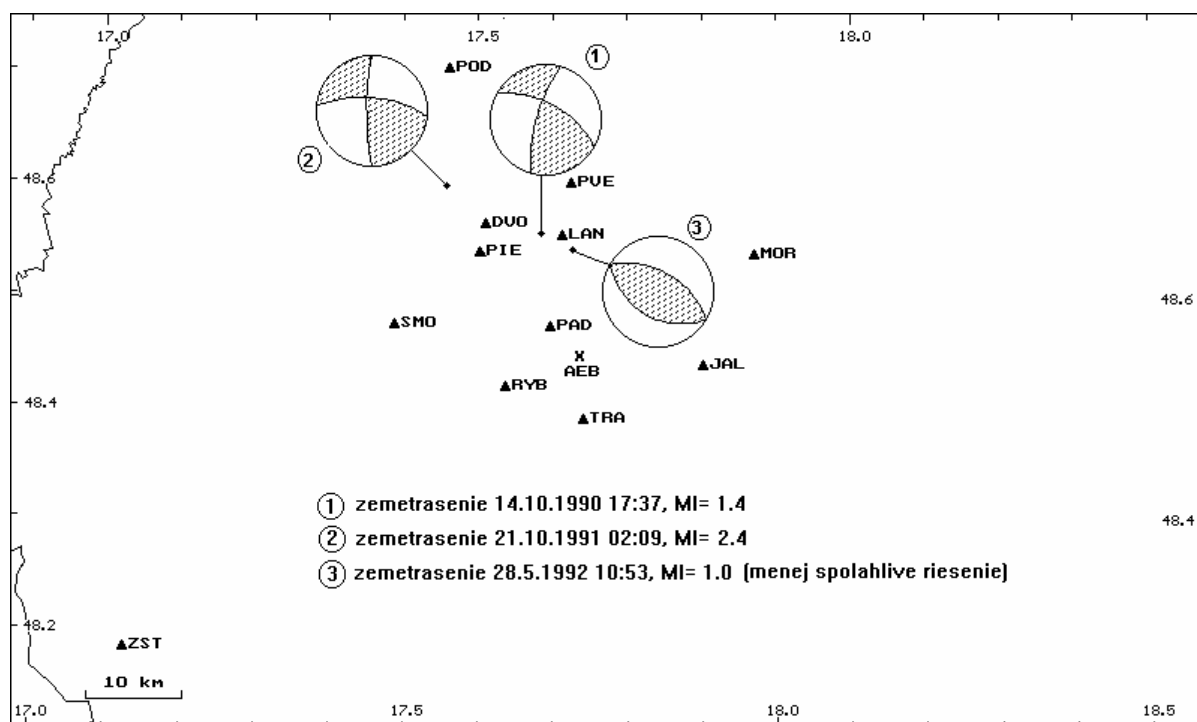
Jednotlivé neoalpínske elementy sa od seba líšia geologickou stavbou.

7.2.2 Mechanizmy ohnísk mikrozemetrasení v zdrojovej zóne Dobrá Voda

Sekereš & Kristeková (1997) sa pokúsili určiť mechanizmy ohnísk mikrozemetrasení zo zdrojovej zóny Dobrá Voda. Zistili, že

- neurčitosť polohy epicentier dosahuje (až na výnimky) 1-2 km a nie je teda dostatočná pre určenie mechanizmov ohnísk,
- v prípadoch, keď konfigurácia siete a kvalita staníc umožňovali dostatočne presné lokalizácie, epicentrá zemetrasení sa nachádzali mimo siete.

Mechanizmy ohnísk (Obr. 7.3) mohli autori určiť len pre tri zemetrasenia (z toho pre jedno zemetrasenie označili nájdené riešenie ako menej spoľahlivé - zemetrasenie č.3 na Obr. 7.3). Na obrázku vidíme, že oba spoľahlivejšie mechanizmy ohnísk sú si podobné. Oba indikujú prevládajúci horizontálny sklz (strike-slip) na zlomoch počas zemetrasení. Zemetrasenie označené číslom 2 patrí medzi 4 najsilnejšie zemetrasenia zaznamenané od r. 1985 lokálnou sieťou AEB (jeho lokálne magnitúdo je 2.4).



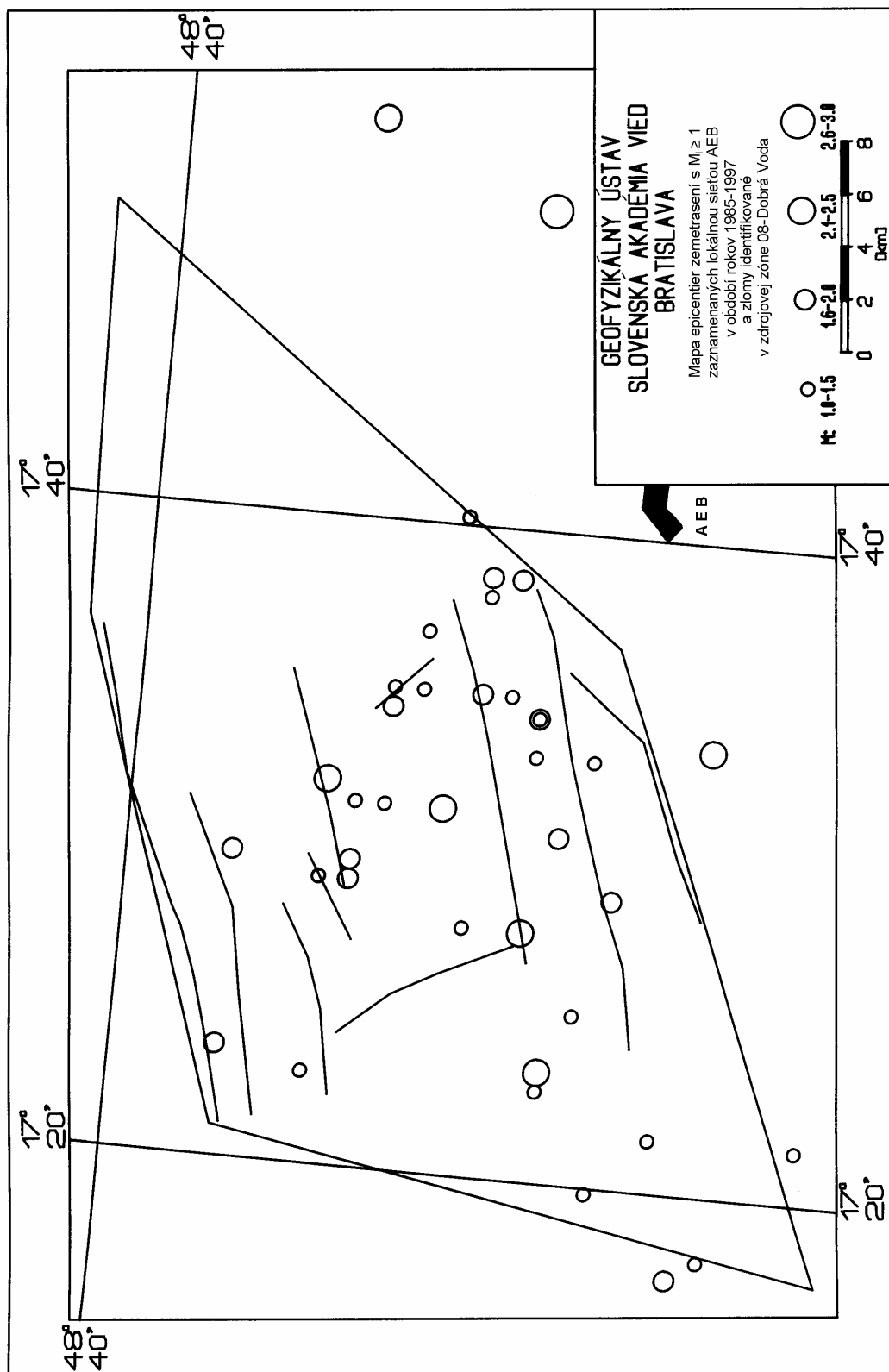
Obr. 7.3. Mechanizmy ohnísk mikrozemetrasení, ktoré bolo možné určiť zo seizmometrických údajov z lokálnej siete AEB a z údajov stálych seizmických staníc GFÚ SAV. Trojuholníky označujú polohu seizmických staníc, krížik označuje lokalitu AEB. Obrázok je prevzatý z práce Sekereš & Kristeková (1997).

7.2.3 Vyčlenenie zdrojovej zóny Dobrá Voda a spôsob jej modelovania

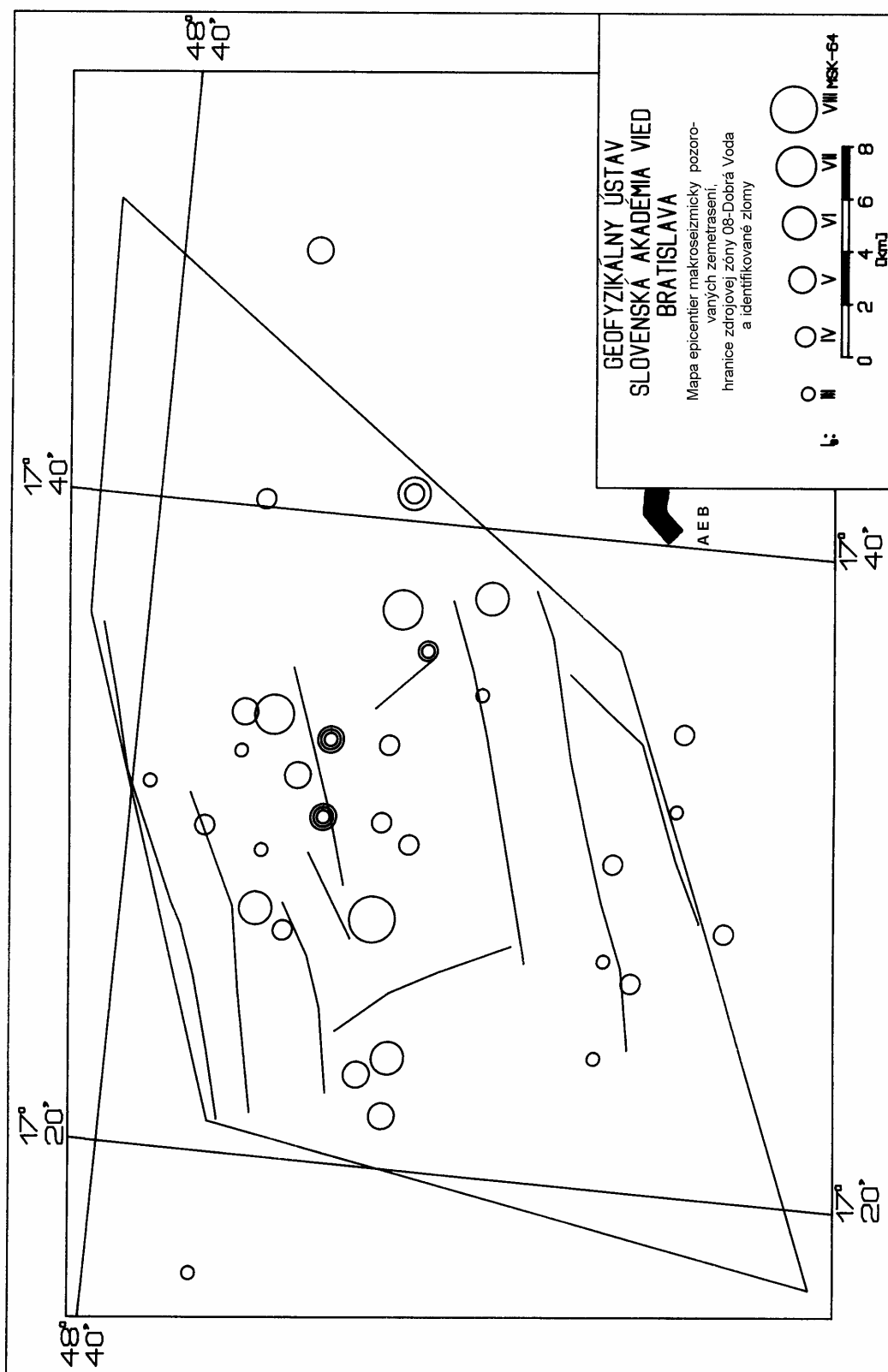
Hranice zdrojovej zóny Dobrá Voda sme vyčlenili na základe rozloženia epicentier seizmometricky lokalizovaných zemetrasení lokálnou sieťou AEB v období rokov 1985-1996 a polohy zlomov na Obr. 1 v časti B práce Kováč et al. (1997). Epicentrá týchto zemetrasení sa nachádzajú v ostro ohraničenej oblasti. Na Obr. 7.4 sú spolu s polohou epicentier a zlomami vyznačené hranice zdrojovej zóny Dobrá Voda tak, ako sme ich vymedzili. Na Obr. 7.5 sú zobrazené epicentrá makroseizmicky pozorovaných zemetrasení v blízkom regióne AEB spolu s hranicami zdrojovej zóny. Na obrázku vidieť, že lokalita AEB sa nachádza v zóne Pozadie. Väčšina epicentier makroseizmicky pozorovaných zemetrasení leží v takto vymedzenej zdrojovej zóne. Epicentrá niektorých historických zemetrasení v okolí Trnavy sú však mimo takto vymedzenej zdrojovej zóny (Obr. 7.1 alebo 7.2). Neurčitosť polôh epicentier týchto zemetrasení je však veľká. Preto sme pri vymedzovaní hraníc zdrojovej zóny Dobrá Voda nebrali polohu týchto epicentier do úvahy. Údaje o týchto zemetraseniach sme však použili pri výpočte početnostných vzťahov. Podrobne viď podkapitola 7.5.

Mechanizmy ohnísk, ktoré boli určené v práci Sekereš & Kristeková (1997) nie sú v rozpore s vyznačenými tektonickými líniami na Obr. 7.4.

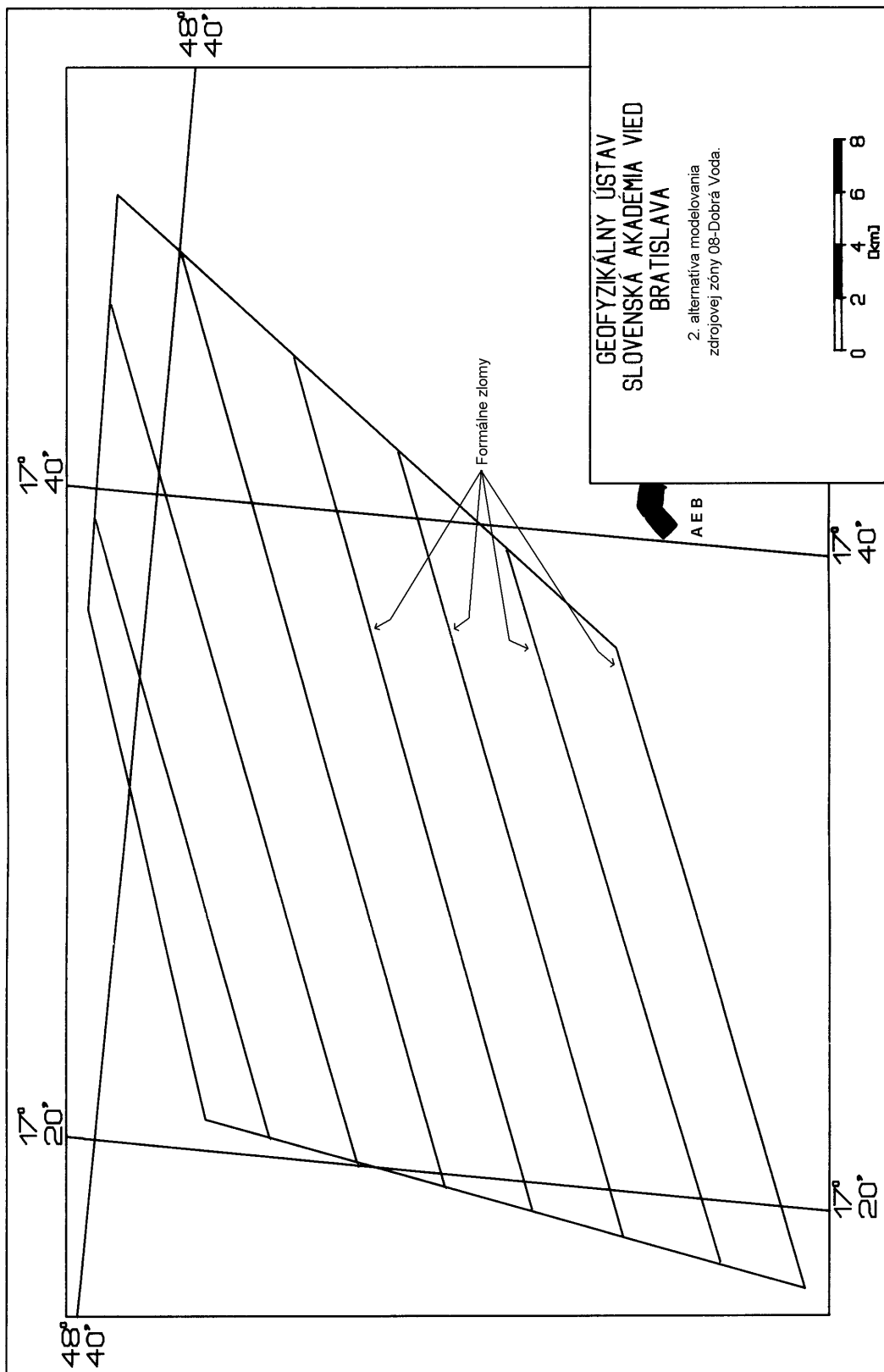
Vzhľadom na blízkosť lokality AEB k zdrojovej zóne Dobrá Voda a vzhľadom na väčšie množstvo dostupných seizmologických a geologicko-tektonických údajov pre blízky región AEB než pre širší región AEB, zdrojovú zónu Dobrá Voda sme pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia modelovali nie ako plošný zdroj, ale pomocou zlomov. Hoci seizmologických a geologických údajov o zdrojovej zóne Dobrá Voda sme mali podstatne viac ako o ostatných zdrojových zónach, nebolo ich toľko a takých, aby sme zdrojovú zónu mohli modelovať pomocou jedinej alternatívy. Zdrojovú zónu sme modelovali jednak pomocou reálnych, pravdepodobne reaktivovaných neogénnych zlomov, jednak pomocou formálnych zlomov. V prvej alternatíve sme zdrojovú zónu Dobrá Voda modelovali pomocou reálnych zlomov, ktoré sa nachádzajú vnútri zdrojovej zóny (viď Obr. 7.5). V druhej a tretej alternatíve sme zdrojovú zónu Dobrá Voda modelovali pomocou formálnych zlomov. Formálne zlomy majú prevládajúci smer reálnych zlomov vo vnútri zóny a ich dĺžka je daná hranicami zóny. Vzdialenosť medzi formálnymi zlomami v druhej alternatíve je 3 km (Obr. 7.6) a v tretej alternatíve 6 km (Obr. 7.7). Obe tieto vzdialenosti sú typickými vzdialenosťami medzi reálnymi zlomami vnútri zóny.



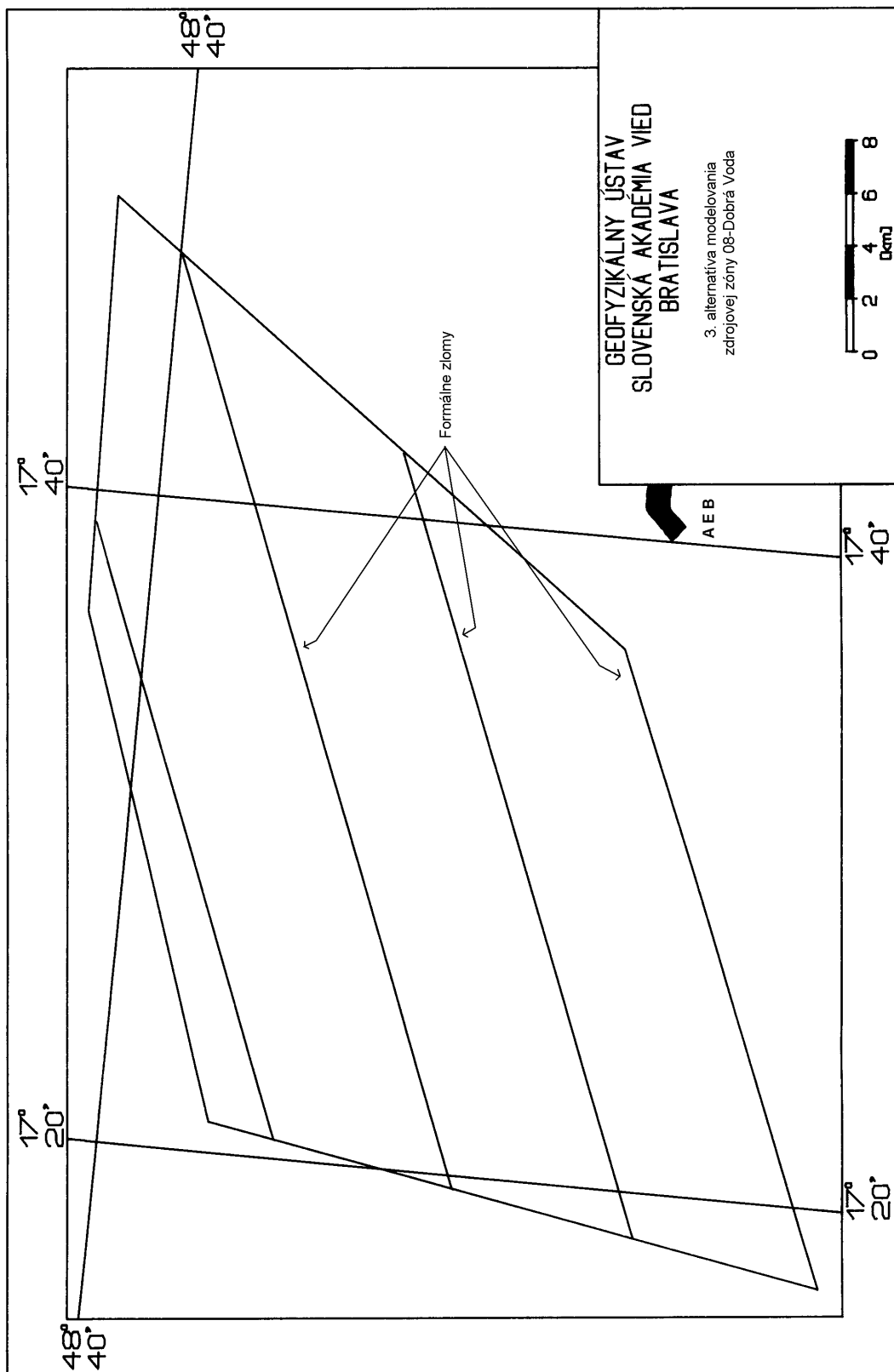
Obr. 7.4. Mapa epicentier s $M_1 \geq 1$ zaznamenaných lokálnou sieťou AEB v r. 1985-1997 a hranice zdrojovej zóny 08-Dobrá Voda. Identifikované zlomy vo vnútri zdrojovej zóny Dobrá Voda predstavujú prvú alternatívu modelovania zdrojovej zóny.



Obr. 7.5. Mapa epicentier makroseizmicky pozorovaných zemetrasení v blízkom regióne AEB a hranice zdrojovej zóny Dobrá Voda.



Obr. 7.6. Druhá alternatíva modelovania zdrojovej zóny Dobrá Voda. Zdrojová zóna je modelovaná pomocou formálnych zlomov, ktoré sú od seba vzdialené 3 km.



Obr. 7.7. Tretia alternativa modelovania zdrojovej zóny Dobrá Voda. Zdrojová zóna je modelovaná pomocou formálnych zlomov, ktoré sú od seba vzdialené 6 km.

7.3 Minimálne magnitúdo m_0

Pre minimálne magnitúdo m_0 sme zvolili hodnotu $M_S = 4.33$, ktorá zodpovedá momentovému magnitúdo $M=5$ (viď podkapitolu 8.3 pre prepočet medzi hodnotami momentového magnitúdo a magnitúdo M_S). V štúdií EPRI (1993) bolo ukázané, že takáto hodnota minimálneho magnitúdo je vhodná pre atómové elektrárne a podobné stavebné štruktúry, pretože v prípade výskytu takéhoto alebo slabšieho zemetrasenia v bezprostrednej blízkosti lokality jadrovej elektrárne, by atómová elektráreň nemala byť poškodená.

7.4 Maximálne magnitúdo m_1

Určenie maximálneho magnitúdo m_1 je podstatne ťažším krokom ako voľba minimálneho magnitúdo m_0 . Je to preto, že nie je k dispozícii dostatočné množstvo potrebných údajov o zdrojových zónach. Dôležitá je aj otázka, či je rozumnejšie zvoliť konzervatívny alebo menej konzervatívny odhad m_1 . Na to sa môžeme pozrieť z hľadiska vplyvu na výsledné charakteristiky seizmického ohrozenia. Zatiaľ čo pri deterministickom výpočte je účinok zvyšovania m_1 zrejmý - zvyšovaním m_1 sa zvyšujú hodnoty charakteristík seizmického ohrozenia, pri pravdepodobnostných výpočtoch nie je tento vplyv taký priamočiary a jednoznačný. Ward (1997) uvádza, že pri zachovaní celkového uvoľneného momentu na nejakom zlome, vedie zvyšovanie m_1 pri použití tzv. zrezaných (truncated) početnostných vzťahov k menším pravdepodobnostiam presiahnutia a teda k podhodnoteniu výsledných charakteristík seizmického ohrozenia. To preto, lebo celkový uvoľnený moment na zlome bude realizovaný na úkor menších zemetrasení vo väčších zemetraseniach, ale menej často sa vyskytujúcich. Je zrejmé, že zvyšovanie m_1 ovplyvní najvýraznejšie výsledky pre najkratšie návratové periódy. Zvyšovanie m_1 pri použití zrezaných početnostných vzťahov je pri nezmenenej hodnote m_1 ekvivalentné zníženiu hodnoty koeficientu b pri zachovaní hodnoty koeficientu a v klasických početnostných vzťahoch. Aké m_1 teda používať v pravdepodobnostných výpočtoch? Je jasné, že m_1 nemôže byť menšie než je magnitúdo najväčšieho známeho historického zemetrasenia. Samotné najväčšie známe historické zemetrasenie však nemožno pre krátkosť dokumentovaného obdobia považovať za najväčšie možné zemetrasenie. Ward (1997) napr. doporučuje, aby pre zlomy bolo m_1 väčšie o 0.2 až 0.3 v porovnaní s hodnotou, ktorá bola získaná zo vzťahov medzi magnitúdom, dĺžkou porušenej časti zlomu a poklesom napätia.

V súčasnosti sa v pravdepodobnostných výpočtoch nemôžeme obmedziť na jedinú určenú hodnotu m_1 . Maximálne magnitúdo m_1 preto odhadneme niekoľkými alternatívnymi spôsobmi. Pri jednotlivých alternatívach použijeme jednak rôzne metódy, jednak rôzne dostupné údaje. Mieru preferencie jednotlivých odhadov vyjadríme neskôr ich pravdepodobnosťami v logickom strome (viď podkapitola 9.2).

Vzhľadom na relatívne malý počet zemetrasení v jednotlivých zdrojových zónach sme určili hodnoty m_1 vždy pre skupinu zdrojových zón, ktoré sa nachádzajú v tej istej základnej geologicko-tektonickej jednotke. To znamená, že sme určili hodnoty m_1 pre skupinu zdrojových zón v Západných Karpatoch, Východných Alpách a panónskej oblasti. Osobitne sme určovali magnitúdo m_1 pre pozadie. To preto, lebo časti pozadia ležia vo všetkých troch geologicko-tektonických jednotkách. Vzhľadom na to, že rozhodujúcu časť databázy tvoria údaje o historických zemetraseniach, použili sme na určenie maximálneho magnitúdo m_1 magnitúdo vypočítané z epicentrálnej intenzity (vzťahy pre výpočet magnitúdo z epicentrálnej intenzity pre jednotlivé oblasti sú uvedené podkapitole 6.1). Takto vypočítané magnitúdo z epicentrálnej intenzity je ekvivalentné magnitúdo M_S (viď Kárník 1968).

Prvý postup, ktorý sme použili na určenie m_I využíva magnitúdo zodpovedajúce maximálnej pozorovanej intenzite v danej oblasti - m_{maxobs} . Toto magnitúdo predstavuje dolný odhad maximálneho magnitúda m_I . Vzhľadom na neurčitost' v určení epicentrálnych intenzít, z ktorých boli magnitúda počítané, sme maximálne magnitúdo m_I určili tak, že sme k m_{maxobs} pripočítali hodnotu 0.5 alebo 1. Tento postup má výhodu v tom, že pre určenie maximálneho magnitúda m_I sú využité údaje za celé dokumentované obdobie. Pripočítanie hodnoty 0.5 k m_{maxobs} zodpovedá približne 1^0 MSK-64 neurčitosti v určení epicentrálnej intenzity. Pripočítanie hodnoty 1 k m_{maxobs} predstavuje potom konzervatívnejší odhad maximálneho magnitúda m_I . V Tab. 7.1 sú pre Západné Karpaty, Východné Alpy, panónsku oblasť a pozadie uvedené hodnoty magnitúda m_{maxobs} a oba odhady maximálneho magnitúda m_I . Maximálne pozorované magnitúdo pre zdrojové zóny v Západných Karpatoch sme vzhľadom na veľkú neurčitost' makroseizmickej hĺbky zemetrasenia 5.6.1443 na Strednom Slovensku určili ako aritmetický priemer magnitúda dvoch najsilnejších zemetrasení (5.6. 1443 na Strednom Slovensku - $M_I=5.9$ a 9.1.1906 pri Dobrej Vode - $M_I=5.7$). Vzhľadom na špecifický charakter pozadia, maximálne pozorované zemetrasenie sme určili len z tých zemetrasení, ktoré nepatria do ostatných zdrojových zón. Tento výber je však závislý od výberu zemetrasení pre výpočet početnostných vzťahov. Prvá hodnota zodpovedá výberu pre veľké zóny, druhá hodnota zodpovedá výberu pre malé zóny (viď podkapitola 7.5).

Druhý postup, ktorý sme použili na určenie maximálneho magnitúda m_I , tiež využíva údaje o historickej seizmickej aktivite. Hodnoty maximálneho magnitúda m_I sme určili pomocou tretieho asymptotického rozdelenia extrémnych hodnôt (Gumbel 1959, Yegulalp & Kuo 1974) v tvare

$$p_i = \exp(-[M_{max}-x_i] / [M_{max}-U]^K), \quad (7.1)$$

kde p_i je kumulatívna distribučná funkcia v tvare $m/(N+1)$ (N je celkový počet podintervalov, na ktorý je rozdelený záujmový interval rokov a m je počet podintervalov, v ktorých je maximálne magnitúdo menšie alebo rovné ako magnitúdo x_i), M_{max} , U a K sú koeficienty, ktoré sme určili nelineárnou metódou najmenších štvorcov. Koeficient M_{max} je hľadané maximálne magnitúdo.

V Tab. 7.2 sú vypočítané hodnoty M_{max} pre Západné Karpaty, Východné Alpy, panónsku oblasť a pozadie. Výpočty sme vykonali pre dve rôzne dĺžky intervalu - 5 a 10

Základná geologicko-tektonická jednotka	m_{maxobs}	$m_{maxobs} + 0.5$	$m_{maxobs} + 1$
Západné Karpaty	5.8	6.3	6.8
Východné Alpy	5.4	5.9	6.4
panónska oblasť	5.8	6.3	6.8
Pozadie	4.1/5.3	4.6/5.8	5.1/6.3

Tab. 7.1. Odhad maximálneho magnitúda m_I pre Západné Karpaty, Východné Alpy, panónsku oblasť a pozadie prirátaním hodnoty 0.5 a 1 k maximálnemu pozorovanému magnitúdo.

rokov. Zatiaľ čo hodnoty M_{max} sa pre jednotlivé dĺžky intervalu líšia pre Západné Karpaty a panónsku oblasť približne len o 0.1, v prípade Východných Álp je rozdiel takmer 0.4 a v prípade pozadia dokonca 0.7. Nižšia z hodnôt pre východné Alpy je na úrovni maximálneho

pozorovaného zemetrasenia. Pre pozadie sme výpočet mohli vzhľadom na malý počet zemetrasení vykonať len pre výber zemetrasení zodpovedajúci tzv. malým zónam (viď podkapitolu 7.5). V tomto prípade je nižšia z vypočítaných hodnôt, 4.93, dokonca nižšia ako magnitúdo maximálneho pozorovaného zemetrasenia - 5.3; Tab. 7.1. Nižšia je preto, lebo zemetrasenie s magnitúdom m_{maxobs} sa vyskytlo mimo uvažovaného obdobia rokov. Na Obr. 7.8 sú grafy tretieho asymptotického rozdelenia extrémnych hodnôt pre dĺžku intervalu 5 rokov pre Západné Karpaty, Východné Alpy a panónsku oblasť.

Tretí postup, ktorý sme použili na určenie maximálneho magnitúda m_l , využíva geologicko-tektonické údaje. V súčasnosti nie sú k dispozícii empirické vzťahy medzi veľkosťou zemetrasení (magnitúdo, seizmický moment) a charakteristikami porušenej časti zlomu (povrchovou dĺžkou trhliny, podpovrchovou dĺžkou trhliny, veľkosťou plochy porušenej časti zlomu, atď.), ktoré by boli odvodené z údajov o zemetraseniach v širšom regióne AEB. Je to v dôsledku malého počtu seizmometricky zaznamenaných zemetrasení v širšom regióne AEB, malého počtu staníc, ktoré registrovali zemetrasenia, absencie údajov o silných pohyboch pôdy a absencie potrebných meraní na zlomoch v Západných Karpatoch. Takéto empirické vzťahy však boli odvodené z údajov o vybraných zemetraseniach z celého sveta v práci Wells & Coppersmith (1994).

Ako sme uviedli v podkapitole 7.2, zdrojovú zónu Dobrá Voda sme ako jedinú nemodelovali ako plošný zdroj ale ako súbor reálnych alebo formálnych. Zvolili sme tri alternatívy modelovania. V prvej alternatíve sme zdrojovú zónu modelovali ako súbor reálnych na povrch vychádzajúcich zlomov. Maximálna povrchová dĺžka týchto zlomov je cca 20 km. V druhej a tretej alternatíve sme zdrojovú zónu Dobrá Voda modelovali pomocou formálnych zlomov, ktoré sú od seba vzdialené 3 alebo 6 km. Maximálna dĺžka týchto formálnych zlomov je cca 35 km. Na určenie maximálneho magnitúda m_l sme z práce Wells & Coppersmith (1994) použili vzťah

Oblasť	Počet intervalov	Počet prázdnych intervalov	Dĺžka int. [roky]	Obdobie [roky]	M_{max}	U	K
Západné Karpaty	22	3	10	1751-1994	6.10	3.448	2.232
Západné Karpaty	43	8	5	1781-1994	6.20	3.078	2.610
Východné Alpy	34	9	10	1661-1995	5.44	3.519	1.083
Východné Alpy	37	7	5	1811-1995	5.81	3.446	1.987
panónska oblasť	28	2	10	1721-1994	7.02	3.980	3.417
panónska oblasť	56	8	5	1721-1994	7.12	3.414	3.440
Pozadie	16	0	10	1841-1992	5.63	3.139	3.731
Pozadie	31	5	5	1841-1992	4.93	2.609	2.459

Tab. 7.2. Hodnoty M_{max} určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémnych hodnôt pre dve rôzne dĺžky intervalu 5 a 10 rokov pre zdrojové zóny v Západných Karpatoch, Východných Alpách, panónskej oblasti a pre pozadie.

$$M = 5.08 + 1.16 * \log(SRL), \quad (7.2)$$

kde M je momentové magnitúdo a SRL je povrchová dĺžka trhliny a vzťah

$$M = 4.38 + 1.49 * \log(RLD), \quad (7.3)$$

kde M je momentové magnitúdo a RLD je podpovrchová dĺžka trhliny. Uvedené vzťahy boli odvodené bez rozlíšenia typu sklzu (autori zahrnuli zemetrasenia s horizontálnym reverzným a normálnym sklzom na zlome). Tieto vzťahy sme použili preto, lebo pre zdrojovú zónu Dobrá Voda máme k dispozícii len dva mechanizmy ohnisk mikrozemetrasení, čo evidentne nie je dostatočné na určenie prevládajúceho typu sklzu na zlome.

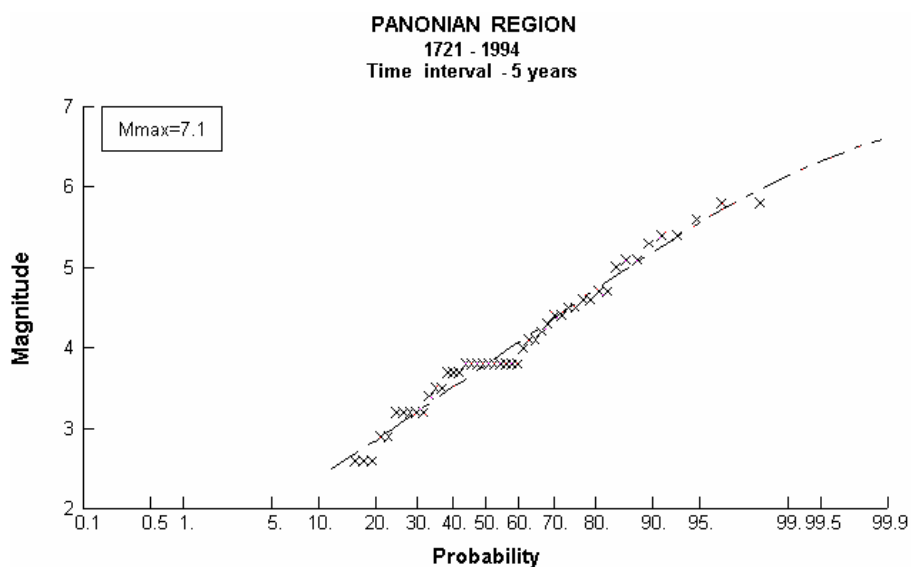
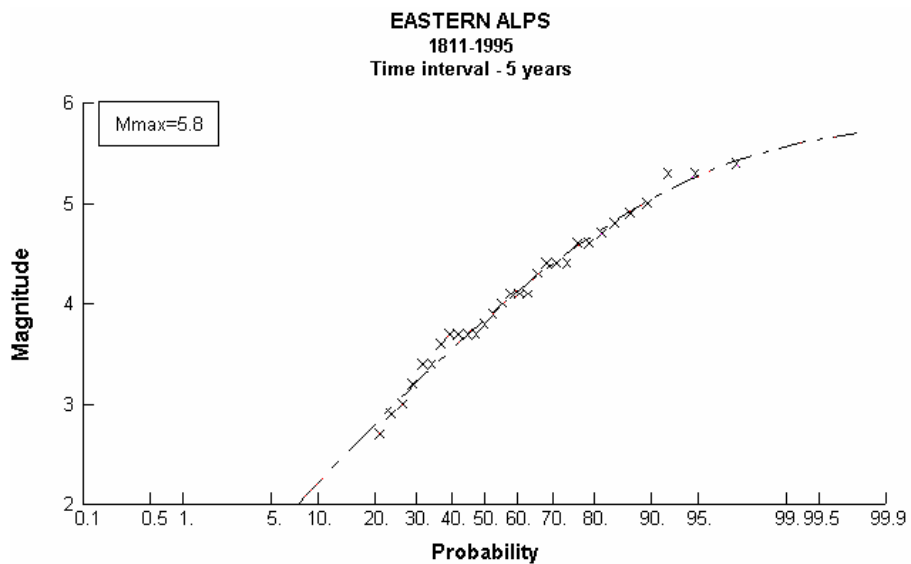
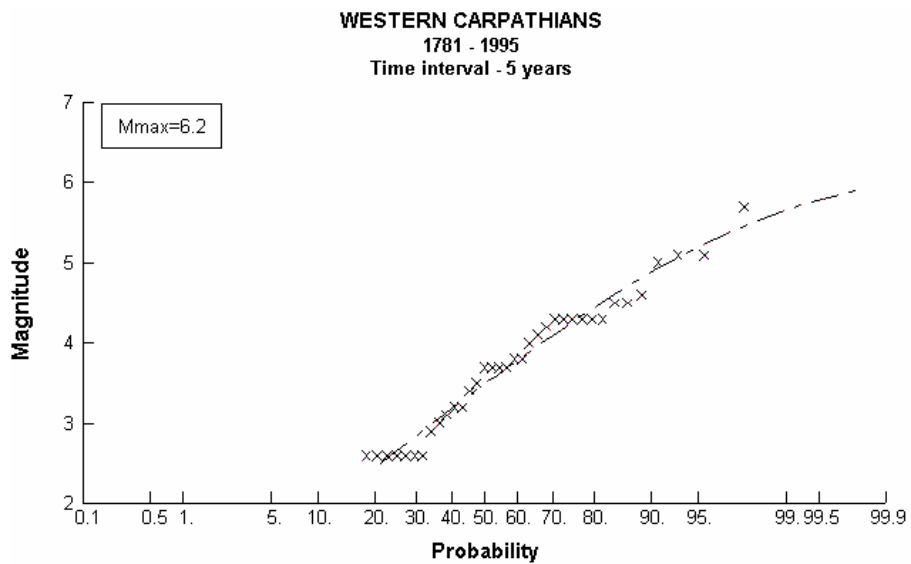
Povrchovú dĺžku trhliny SRL sme stotožnili s maximálnou povrchovou dĺžkou reálnych zlomov (cca 20 km). Podpovrchovú dĺžku trhliny sme stotožnili s maximálnou dĺžkou formálnych zlomov (cca 35 km). Tomu zodpovedajúce hodnoty momentových magnitúd určené zo vzťahov (7.2) a (7.3) sú 6.59 a 6.68. Tieto hodnoty momentových magnitúd zodpovedajú hodnotám magnitúd M_S 6.5 a 6.6. (Prevodové vzťahy medzi magnitúdom M_S a momentovým magnitúdom sú uvedené v podkapitole 8.3.)

7.4.1 Určenie m_1

V pravdepodobnostnom výpočte seizmického ohrozenia sme uvažovali hodnoty maximálneho magnitúda m_1 , ktoré sme určili vyššie uvedenými tromi postupmi. Zahrnuli sme obe hodnoty určené prvým postupom, t.j. maximálne pozorované zemetrasenia zväčšené o 0.5 a 1. Z hodnôt M_{max} , ktoré sme určili z tretieho asymptotického rozdelenia extrémnych hodnôt v druhom postupe, sme vzali väčšie hodnoty, t.j. tie, ktoré sme určili pre dĺžku intervalu 5 rokov. Pre zdrojovú zónu obrá Voda sme uvažovali aj hodnoty maximálneho magnitúda m_1 z geologicko - tektonických údajov. Pre modelovanie zóny Dobrá Voda pomocou reálnych zlomov sme uvažovali hodnotu 6.5 zo vzťahu (7.2) a pre modelovanie pomocou formálnych zlomov sme uvažovali hodnotu 6.6 zo vzťahu (7.3). Pre pozadie sme uvažovali maximálne magnitúdo m_1 vzhľadom na jeho špecifický charakter ako aritmetický priemer zo všetkých určených hodnôt okrem hodnoty 4.93 v Tab. 7.2, ktorá je nižšia ako príslušné magnitúdo m_{maxobs} .

Do pravdepodobnostného výpočtu seizmického ohrozenia sme teda zahrnuli tieto štyri alternatívy:

1. m_1 určené ako $m_{maxobs} + 0.5$ pre skupiny zdrojových zón,
2. m_1 určené ako $m_{maxobs} + 1$ pre skupiny zdrojových zón,
3. m_1 určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémnych hodnôt pre skupiny zdrojových zón,
4. - m_1 určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémnych hodnôt pre skupiny zdrojových zón v Západných Karpatoch s vylúčením zdrojovej zóny Dobrá Voda a pre skupiny zdrojových zón vo Východných Alpách a v panónskej oblasti,
- m_1 určené z geologicko-tektonických údajov pre zdrojovú zónu Dobrá Voda.



Obr. 7.8. Krivky tretieho asymptotického rozdelenia extrémálnych hodnôt pre dĺžku intervalu 5 rokov pre Západné Karpaty, Východné Alpy a panónsku oblasť.

Hodnota maximálneho magnitúda pre pozadie je vo všetkých štyroch alternatívach rovnaká - $M_S = 5.5$. Hodnoty maximálneho magnitúda m_1 , ktoré sme zahrnuli do pravdepodobnostného výpočtu seizmického ohrozenia sú uvedené v Tab. 7.3.

7.4.2 Porovnanie m_1 určených v tejto a predchádzajúcich analýzach

V deterministickej štúdii seizmického ohrozenia Štejnberg et al. (1988) boli hodnoty maximálneho magnitúda určené pomocou tretieho asymptotického rozdelenia extrémnych hodnôt, expertných odhadov a z geologicko - tektonických údajov. Jedným zo záverov analýzy bolo, že zemetrasenie s $M = 5$ a hĺbkou 5-10 km môže vzniknúť kdekoľvek a teda aj priamo pod lokalitou AEB a zemetrasenie s $M = 6$ a hĺbkou 10-20 km môže vzniknúť vo vzdialenosti 10 km od lokality AEB. V pravdepodobnostnom výpočte seizmického ohrozenia Schenk et al. (1987) boli pre jednotlivé zdrojové zóny v Západných Karpatoch určené maximálne epicentrálne intenzity $7-8^0$ až $8-9^0$ MSK-64 (čo zodpovedá intenzitným magnitúdam pre strednú hodnotu makroseizmickej hĺbky ohniska 5.1 až 5.7), pre Východné Alpy 9^0 MSK-64 (čo zodpovedá intenzitnému magnitúdu 6.2) a pre zdrojové zóny v panónskej oblasti 7^0 až $8-9^0$ MSK-64 (čo zodpovedá intenzitným magnitúdam 5.0-5.9).

zdrojová(é) zóna(y)	1. alternatíva	2. alternatíva	3. alternatíva	4. alternatíva
v Západných Karpatoch (okrem Dobrej Vody)	6.3	6.8	6.2	6.2
Dobrá Voda	6.3	6.8	6.2	6.5 / 6.6
vo Východných Alpách	5.9	6.4	5.8	5.8
v panónskej oblasti	6.3	6.8	7.1	7.1
pozadie	5.5	5.5	5.5	5.5

Tab. 7.3. Hodnoty maximálneho magnitúda m_1 uvažované v pravdepodobnostnom výpočte seizmického ohrozenia. V 4. Alternatíve sme hodnotu 6.5 použili pre modelovanie zdrojovej zóny Dobrá Voda pomocou reálnych zlomov, hodnotu 6.6 pre modelovanie pomocou formálnych zlomov.

V pravdepodobnostnom výpočte EQE (1996) boli pre všetky zdrojové zóny použité maximálne magnitúda $m_b = 6.25$. V Tab. 7.4 uvádzame porovnanie nami určených maximálnych magnitúd s maximálnymi magnitúdami určenými v citovaných analýzach pre zdrojovú zónu Dobrá Voda (najbližšiu k lokalite AEB). Jednotlivé magnitúda boli prepočítané na magnitúdo M_s . V tabuľke vidieť, že naše odhady maximálneho magnitúda sú pre zdrojovú zónu Dobrá Voda najkonzervatívnejšie.

Štejnberg et al. (1988)	Schenk et al. (1987)	Campbell (1996)	táto štúdia
6.0	5.6	6.2	6.2-6.8

Tab. 7.4. Maximálne magnitúda určené v jednotlivých analýzach pre zdrojovú zónu Dobrá Voda. Pôvodne určené magnitúda sú prepočítané na magnitúdo M_s .

7.5 Početnostné vzťahy

Hranice jednotlivých zdrojových zón v širšom a blízkom regióne sme určili z rozloženia polôh epicentier a z geologických a tektonických údajov. V dôsledku veľkej neurčitosti polôh epicentier historických zemetrasení sme pri vyčlenení hraníc zdrojových zón preferovali geologické a tektonické údaje. Na Obr. 7.1 a 7.2 vidieť, že v okolí zdrojových zón sa nachádzajú epicentrá zemetrasení. Je pravdepodobné, že tieto epicentrá sa nenachádzajú vnútri vyčlenených zdrojových zón len v dôsledku nepresného určenia polohy epicentra. Otázkou teda je, či pri určovaní početnostných vzťahov pre jednotlivé zdrojové zóny máme tieto zemetrasenia uvažovať alebo nie. Pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia nám poskytuje prirodzené riešenie - uvažovať obidve alternatívy s príslušnými pravdepodobnosťami.

V prvej alternatíve (ďalej používame označenie Lz - „large zones“ - veľké zóny) sme do výpočtu početnostných vzťahov zahrnuli zemetrasenia z väčších oblastí, než sú samotné zdrojové zóny. Pri vyčlenení hraníc týchto veľkých zón (viď Obr. 7.9 a 7.10) sme zohľadnili priemernú neurčitost' určenia polôh epicentier a tiež zoskupovanie epicentier. V druhej alternatíve (ďalej používame označenie Sz - „small zones“ - malé zóny) sme do určenia početnostných vzťahov pre jednotlivé zdrojové zóny zahrnuli len údaje o tých zemetraseniach, ktorých epicentrá sa nachádzajú len v príslušných zdrojových zónach (viď Obr. 7.1 a 7.2). Čísla jednotlivých zón v oboch prípadoch zodpovedajú číslam, ktoré sme priradili jednotlivým zdrojovým zónam v podkapitole 7.1.

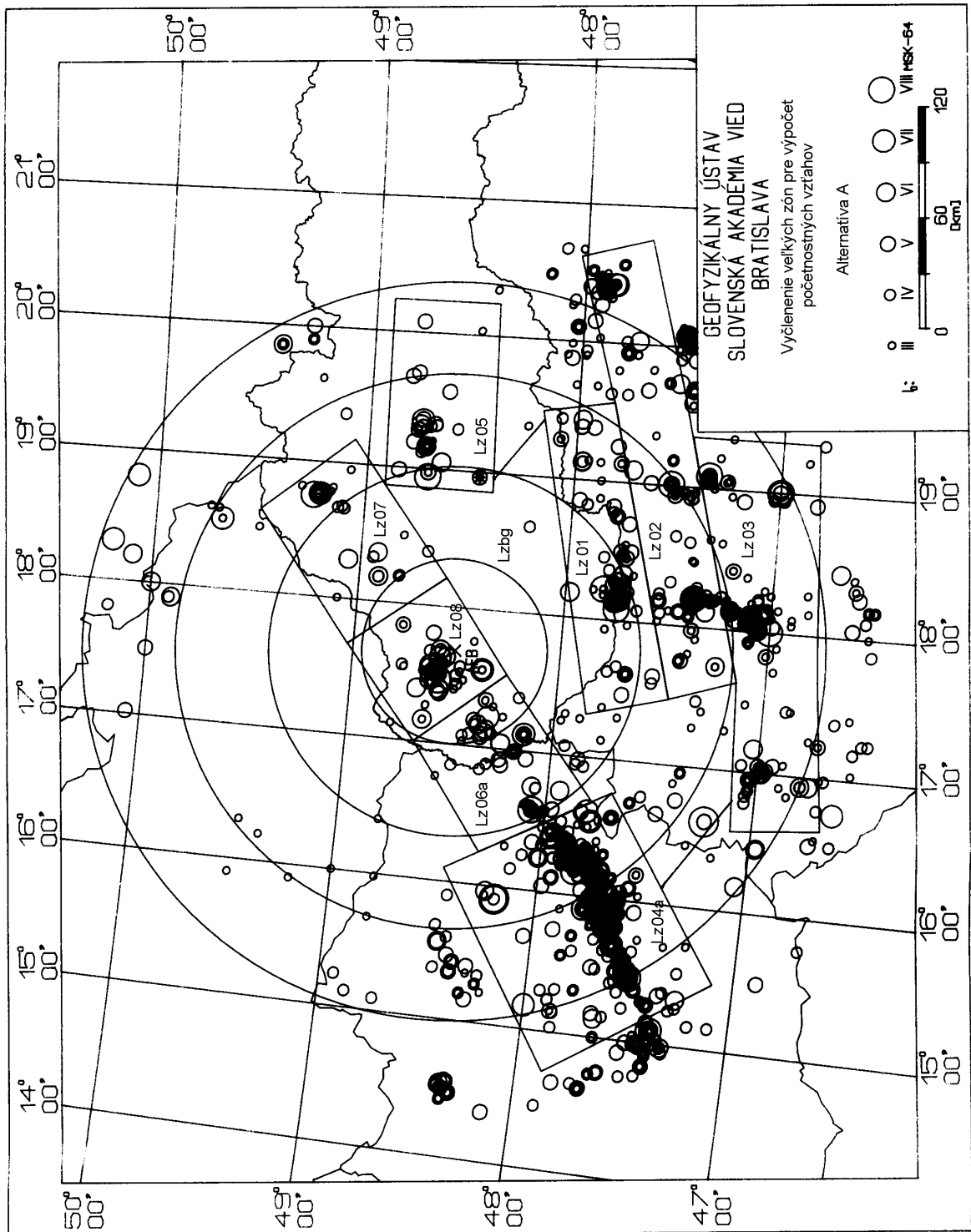
V oboch alternatívach zahrnutia zemetrasení do výpočtu početnostných vzťahov sme pre niektoré zdrojové zóny získali relatívne malý počet zemetrasení. Preto sme ďalej použili dva spôsoby určenia početnostných vzťahov. V prvom spôsobe sme pre kumulatívne početnostné vzťahy v tvare

$$\log N = a - b M, \quad (7.4)$$

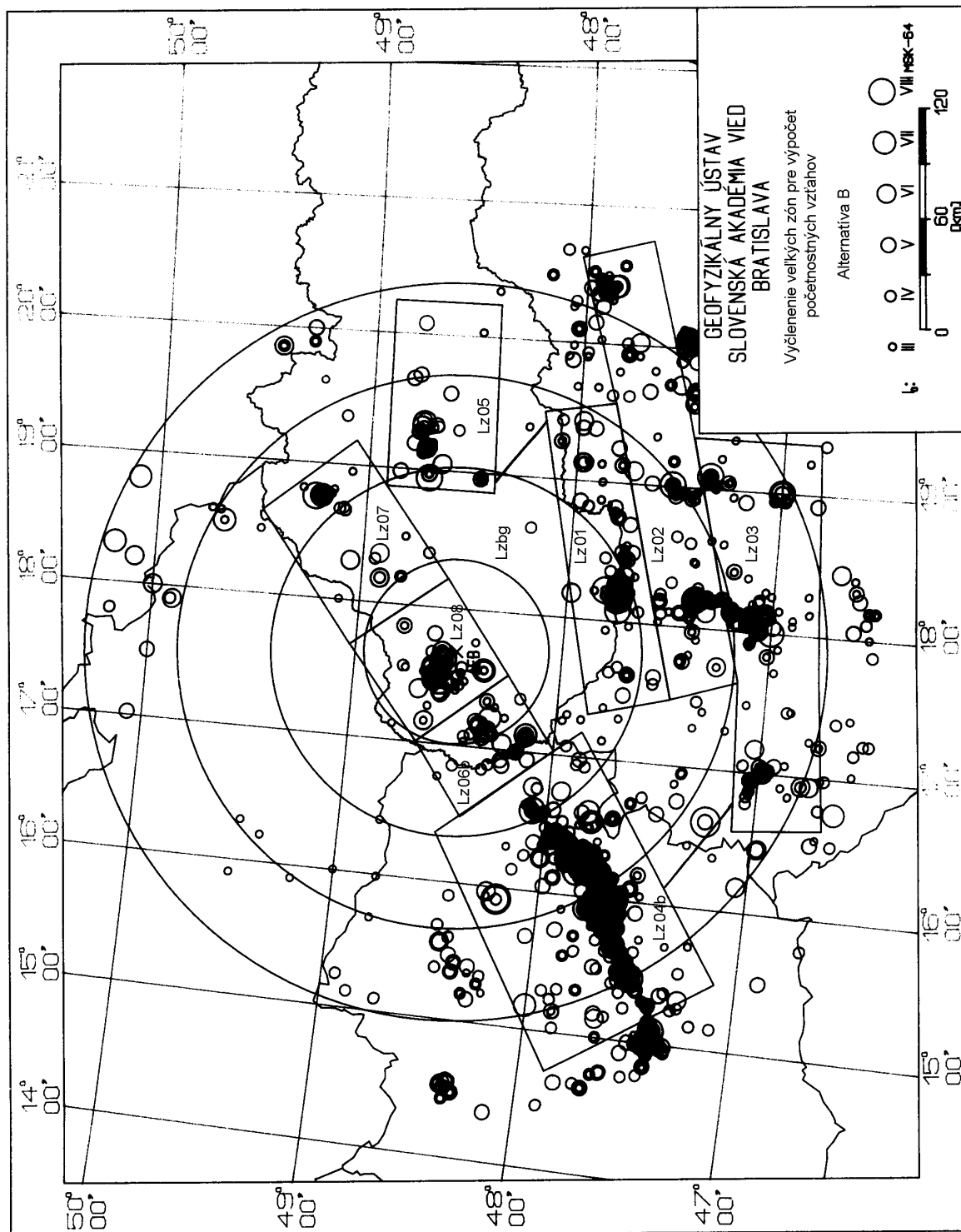
(kde N je v tomto prípade ročný počet zemetrasení s magnitúdom $m \geq M$ a a a b sú hľadané koeficienty) určili koeficienty a a b priamo z počtov zemetrasení v jednotlivých individuálnych zónach (veľkých alebo malých). V tomto prípade sme však neodstránili problémy s malým počtom zemetrasení v jednotlivých zónach. V druhom spôsobe sme koeficienty b počítali pre agregované zóny. Agregáciu sme vykonali na základe geologicko-tektonických údajov. Agregovali sme osobitne veľké a malé zóny patriace do Západných Karpát, Východných Álp a do panónskej oblasti. Koeficienty a sme potom dopočítali zvlášť z údajov o zemetraseniach v individuálnych zónach. V tomto prípade sme pre výpočet koeficientov b získali väčší počet zemetrasení, avšak za predpokladu, že v agregovaných zónach je strmota krivky početnostného vzťahu (t.j. napr. vo všetkých zónach patriacich do Západných Karpát) rovnaká.

Pre každú zdrojovú zónu sme takto získali tieto štyri početnostné vzťahy:

- početnostný vzťah určený z údajov veľkej zóny, pričom oba koeficienty a a b sme vypočítali z údajov individuálnej zóny,
- početnostný vzťah určený z údajov veľkých zón, pričom koeficient b sme vypočítali z agregovaných zón a koeficient a z údajov individuálnej zóny,
- početnostný vzťah určený z údajov malej zóny, pričom oba koeficienty a a b sme vypočítali z údajov individuálnej zóny,
- početnostný vzťah určený z údajov malých zón, pričom koeficient b sme vypočítali z agregovaných zón a koeficient a z údajov individuálnej zóny.



Obr. 7.9. Vymedzenie hraníc zón Lz pre výpočet početnostných vzťahov. Alternatíva a zodpovedá prípadu, keď oblasť Leitha patrí do Západných Karpát (porovnaj s Obr. 7.1).



Obr. 7.10. Vymedzenie hraníc zón Lz pre výpočet početnostných vzťahov. Alternativa **b** zodpovedá prípadu, keď oblasť Leitha patrí do Východných Álp (porovnaj s Obr. 7.2).

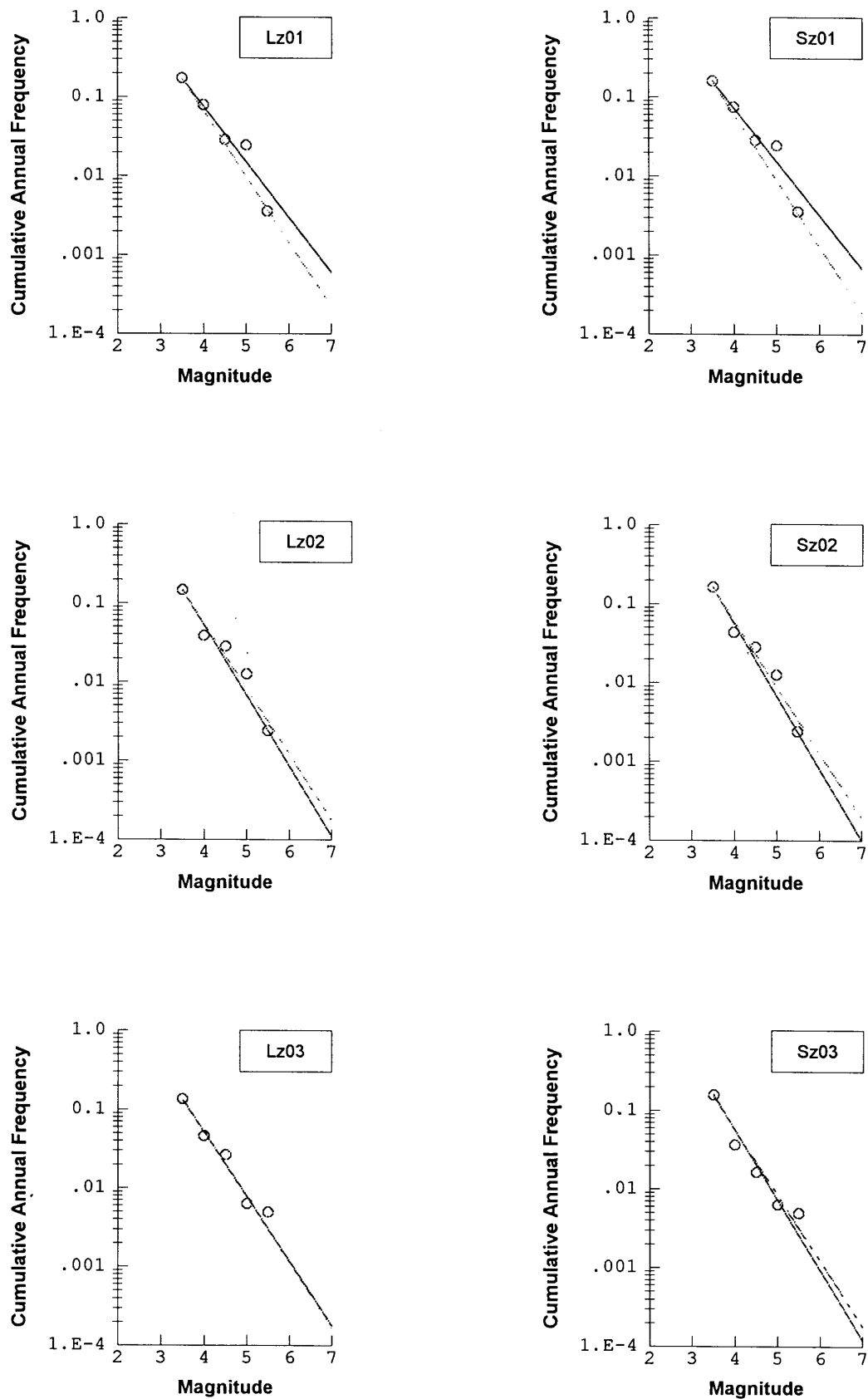
Samotné početnostné vzťahy sme určili metódou maximálnej vierohodnosti popísanou v práci Weichert (1980). Weichert (1980) uvádza ako hlavný dôvod, prečo nepoužiť metódu najmenších štvorcov to, že pri metóde najmenších štvorcov predpokladáme, že jednotlivé údaje sú nezávislé. To však v prípade kumulatívnych vzťahov nie je pravda. Zdôrazňuje tiež, že ani váhovaná metóda najmenších štvorcov tento problém neodstraňuje.

Početnostné vzťahy sme určili pre magnitúdo. Vzhľadom na to, že rozhodujúcu časť databázy tvoria údaje o historických zemetraseniach použili sme magnitúdo vypočítané z epicentrálnej intenzity. Pre výpočty početnostných vzťahov sme použili len zemetrasenia s magnitúdom väčším alebo rovným ako 3.5. Použitie zemetrasení s menším magnitúdom by síce zvýšilo celkový počet použitých zemetrasení pre výpočet koeficientov a a b , neznamenaloby však spresnenie početnostných vzťahov vzhľadom na neúplnosť údajov o slabších zemetraseniach. Jedine v prípade zdrojovej zóny Dobrá Voda sme pre početnostné vzťahy, ktoré sme určili z údajov z individuálnych zón, použili aj údaje o mikrozemetrasiach zaznamenaných lokálnou sieťou AEB v rokoch 1985-1996. Poznávame, že najmenšie magnitúdo použité pre výpočet početnostných vzťahov, nemusí byť totožné s minimálnym magnitúdom m_0 , ktoré je minimálnym magnitúdom pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia.

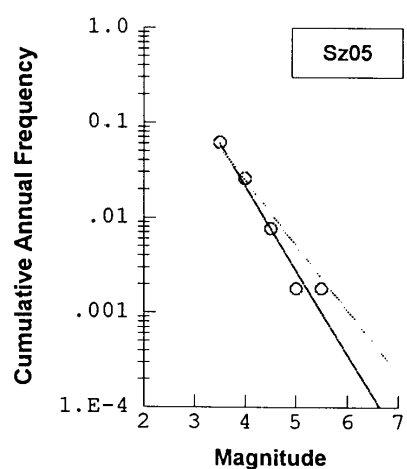
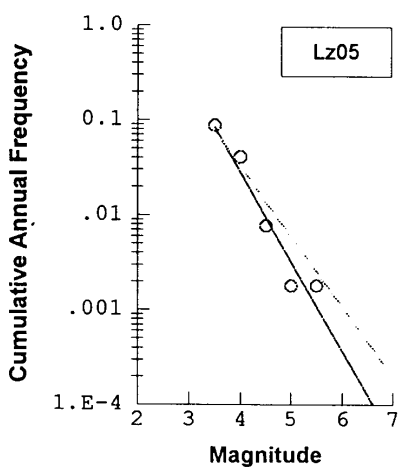
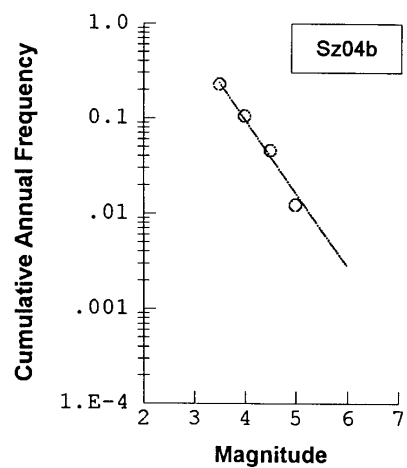
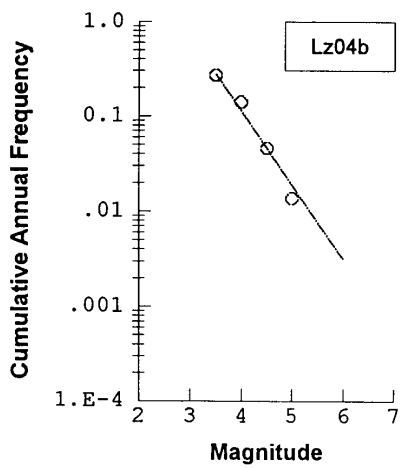
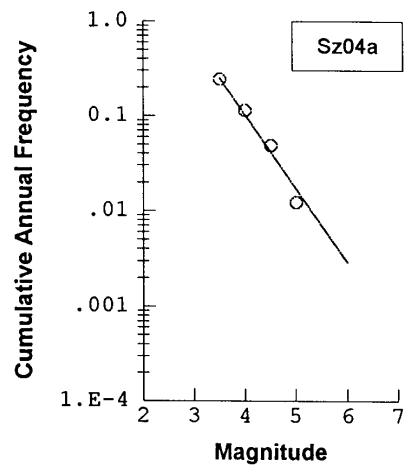
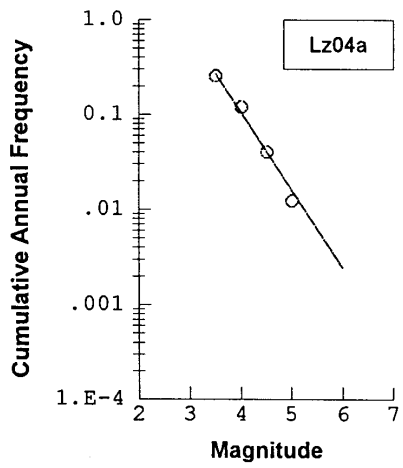
Zemetrasenia sme rozdelili do magnitúdových tried s krokom 0.5. Pri použití jemnejšieho kroku pre magnitúda by neurčitost' hodnôt epicentrálnych intenzít a teda aj magnitúd bola väčšia ako samotný použitý krok. Maximálne magnitúdo, ktoré sme použili pre určenie početnostných vzťahov, sme volili tak, aby maximálne magnitúdo m_1 určené v podkapitole 7.4 bolo zahrnuté v poslednej magnitúdovej triede. Hranice homogenity v čase sme určili pre každú zdrojovú zónu a pre každú magnitúdovú triedu zvlášť. Smerodajnú odchýlku početnostných vzťahov, v ktorých sme oba koeficienty a i b určili z údajov individuálnych zón sme získali priamo z výpočtov metódou maximálnej vierohodnosti. Pri výpočtoch, v ktorých sme koeficient b určili z údajov agregovaných zón sme smerodajnú odchýlku z výpočtov škálovali faktorom $\sqrt{N_a / N_i}$, kde N_a je celkový počet zemetrasení v agregovaných zónach a N_i je počet zemetrasení v príslušnej individuálnej zóne.

Na Obr. 7.11 sú grafy početnostných vzťahov pre jednotlivé zóny. Zvlášť sú vykreslené početnostné vzťahy pre veľké zóny a zvlášť pre malé zóny, pretože počty zemetrasení pre jednotlivé magnitúdové triedy môžu byť rôzne pre výbery z veľkých a malých zón. Ročné kumulatívne počty zemetrasení v jednotlivých magnitúdových triedach sú zobrazené krúžkami. Plná čiara zodpovedá početnostným vzťahom určeným z údajov jednotlivých zón, prerušovaná čiara zodpovedá prípadu, keď koeficienty b sú počítané z údajov agregovaných zón.

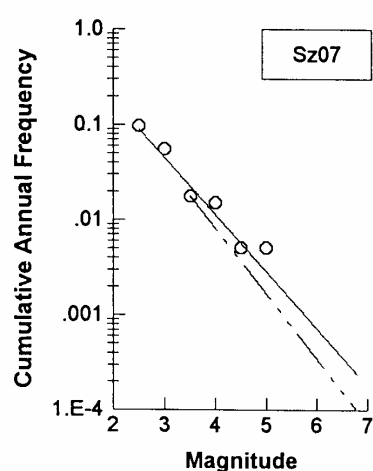
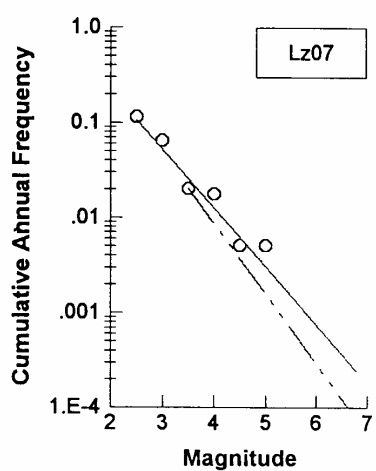
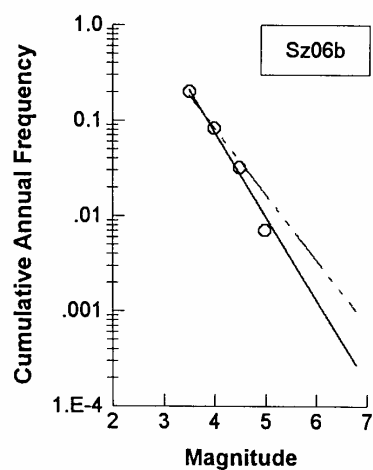
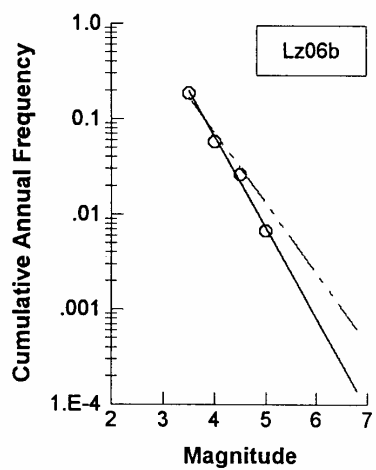
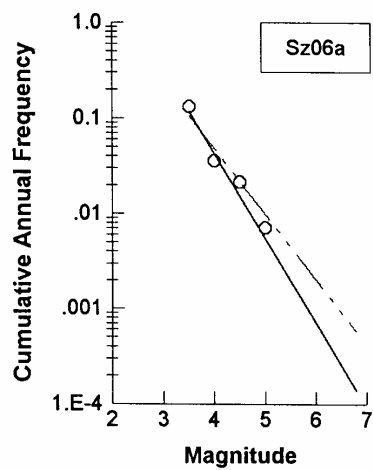
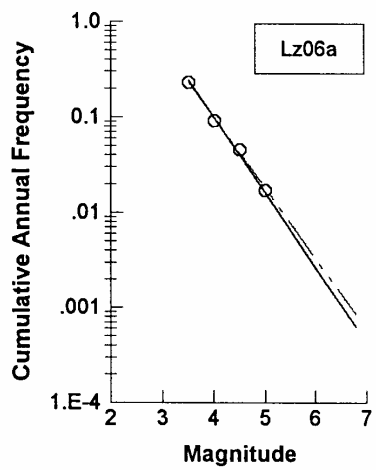
Na Obr. 7.11 vidieť, že zatiaľ čo početnostné vzťahy určené jednotlivými štyrmi spôsobmi pre zdrojové zóny patriace do panónskej oblasti (LZ01 - LZ03 a SZ01 - SZ03) sa od seba príliš nelíšia, početnostné vzťahy určené jednotlivými spôsobmi pre zdrojové zóny patriace do Západných Karpát (LZ05 - LZ08 a SZ05 - SZ08) sú pomerne odlišné. Tieto odlišnosti príslušných štyroch početnostných vzťahov pre danú zdrojovú zónu indikujú väčší rozptyl v počte zemetrasení v jednotlivých magnitúdových triedach pre jednotlivé zdrojové zóny v Západných Karpatoch. Pre zdrojovú zónu vo východných Alpách (LZ04a, b a SZ04a, b) sú koeficienty a a b určené z údajov individuálnej zdrojovej zóny a z agregovaných zón totožné, pretože vo Východných Alpách sme v jednotlivých alternatívach vyčlenenia zdrojových zón vyčlenili vždy len jednu zdrojovú zónu. To isté platí pre pozadie (LZBG a SZBG).



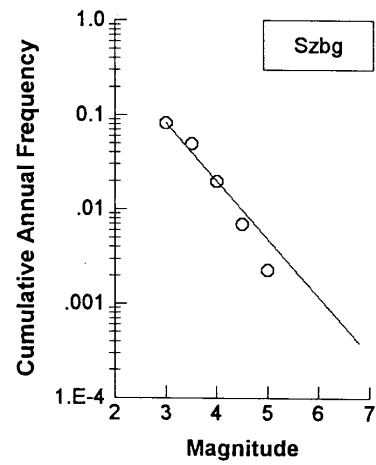
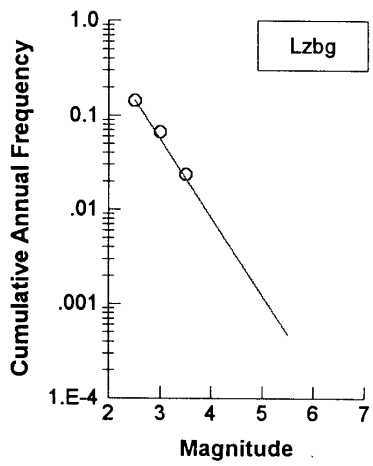
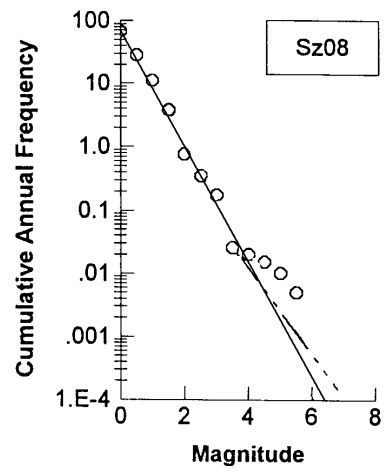
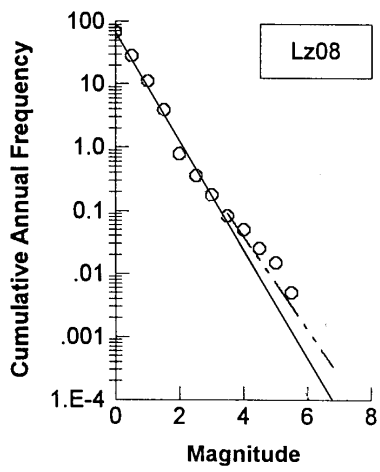
Obr. 7.11. Početnostné vzťahy pre jednotlivé zdrojové zóny. Plnou čiarou sú vyznačené početnostné vzťahy vypočítané z údajov z individuálnych zón (krúžky). Prerušované čiary zodpovedajú početnostným vzťahom, pre ktoré boli vypočítané hodnoty b z agregovaných zón a hodnoty a dopočítané z údajov z individuálnych zón.



Obr. 7.11. Pokračovanie.



Obr. 7.11. Pokračovanie.



Obr. 7.11. Dokončenie.

8 Útlm

Útlmové vzťahy v pravdepodobnostnom výpočte seizmického ohrozenia sprostredkujú vzťah medzi charakteristikami jednotlivých zdrojových zón a charakteristikami pohybu pôdy na záujmovej lokalite. Pre lokalitu AEB nás zaujímajú ako charakteristiky pohybu pôdy na lokalite najmä horizontálne špičkové zrýchlenie (PGA) a horizontálna zložka pseudoabsolútneho zrýchlenia (PSA). K tomu, aby sme mohli predikovať pohyb na lokalite AEB v hodnotách PGA a PSA, by sme museli mať k dispozícii dostatočný počet záznamov silných pohybov pôdy zo širšieho regiónu AEB, z ktorých by sme odvodili útlmové vzťahy pre PGA a PSA pre Západné Karpaty. V samotných Západných Karpatoch, na území ktorých sa lokalita AEB nachádza, však neboli dosiaľ prístrojovo zaznamenané silné pohyby pôdy. Jedinou charakteristikou pohybu pôdy, pre ktorú máme v Západných Karpatoch dostatočný počet údajov je intenzita.

8.1 Útlm makroseizmickej intenzity

Útlmové vzťahy pre Západné Karpaty sme určili pre makroseizmickeú intenzitu (viď tiež Bystrická & Labák, 1996). Použili sme údaje o 38 zemetraseniach s epicentrálnou intenzitou 4^0 až $8-9^0$ MSK-64 z intervalu rokov 1778-1994 s priemernou hĺbkou hypocentra 8 km. Epicentrálna vzdialenosť sme definovali tromi spôsobmi:

- ako polomer izoseisty v danom smere (uvažovali 12 smerov),
- ako strednú hodnotu polomerov izoseist pre danú triedu (I_0, I),
- ako epicentrálnu vzdialenosť intenzitného bodu.

V prípade a) bolo získaných 840 hodnôt epicentrálnych vzdialeností, v prípade b) 25 hodnôt a v prípade c) 960 hodnôt vzdialeností.

Uvažovali sme dva typy útlmových vzťahov

$$dI(R): I - I_0 = c_1 + c_2 \log R + c_3 R + \varepsilon, \quad (8.1)$$

a

$$I(I_0, R): I = c_1 + c_2 \log R + c_3 R + c_4 I_0 + \varepsilon. \quad (8.2)$$

kde I_0 je epicentrálna intenzita, I je intenzita v epicentrálnej vzdialenosti R a ε je chyba regresnej analýzy so strednou hodnotou 0 a smerodajnou odchýlkou σ a c_1 až c_4 sú hľadané koeficienty. Koeficienty boli určené regresnou analýzou.

Na identifikáciu možných vplyvov I_0 a R na predikované intenzity sme použili analýzu rezíduí. Rezíduá sme normalizovali smerodajnou odchýlkou σ . Normalizované hodnoty rezíduí NR_i sme vypočítali podľa vzťahu

$$NR_i = \frac{y_i^{obs} - y_i^{comp}}{\sigma}, \quad (8.3)$$

kde y_i^{obs} je pozorovaná hodnota intenzity a y_i^{comp} je hodnota predikovanej intenzity. Z analýzy vyplynulo, že zatiaľ čo rozloženie rezíduí I_0 a R vo vzťahu (8.1) vykazuje lineárny trend, rozloženie rezíduí I_0 a R vo vzťahu (8.2) je bez trendu.

Definícia epicentrálnej vzdialenosti	koeficienty útlmového vzťahu				
	c_1	c_2	c_3	c_4	σ
polomer izoseisty v danom smere (uvažovaných 12 smerov)	0.435	-1.231	-0.019		0.6008
	1.637	-1.183	-0.015	0.783	0.5475
stredná hodnota polomerov izoseist pre danú triedu (I_0, I)	1.707	-2.236	-0.023		0.3700
epicentrálna vzdialenosť intenzitného bodu	0.160	-1.218	-0.019		0.7517
	2.204	-1.058	-0.013	0.618	0.6312

Tab. 8.1. Hodnoty koeficientov útlmových vzťahov pre tri definície epicentrálnej vzdialenosti. V prvom riadku sú vždy koeficienty pre útlmový vzťah (8.1). V druhom riadku sú koeficienty pre útlmový vzťah (8.2).

Porovnaním tvarov útlmových kriviek sme zistili, že zatiaľ čo tvary útlmových kriviek pre epicentrálne vzdialenosti a) a c) sú rovnaké (rozdiel je iba v absolútnych hodnotách), líšia sa tieto od tvaru krivky pre epicentrálnu vzdialenosť b). To indikuje, že v prípade porovnávania útlmových vzťahov z rôznych regiónov je dôležité porovnávať útlmové vzťahy určené pre rovnaký typ vzdialenosti.

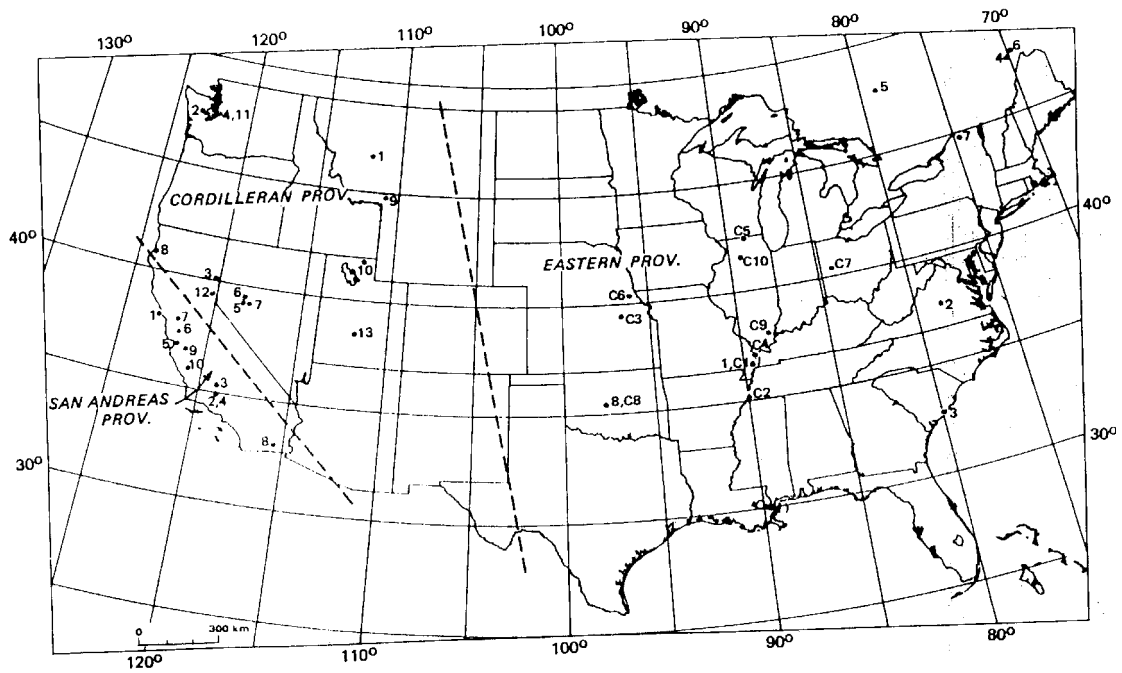
V Tab. 8.1 sú hodnoty koeficientov c_1-c_4 pre útlmové vzťahy (8.1) a (8.2).

Porovnali sme útlm v Západných Karpatoch s útlmami pre (viď tiež Bystrická et al., 1997)

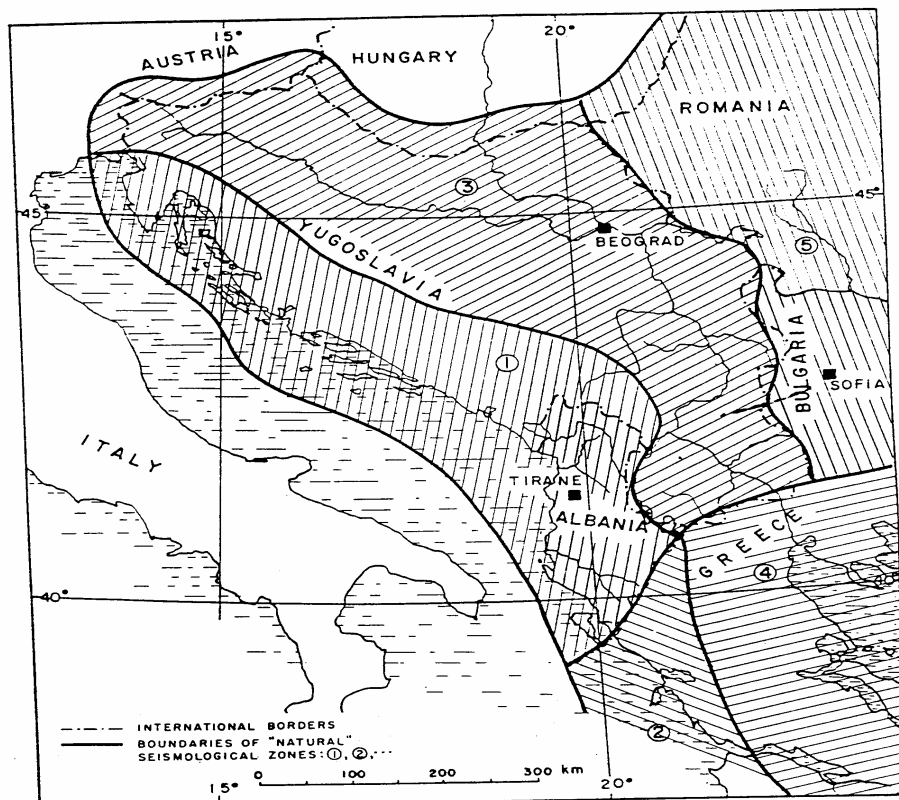
- San Andreas Province (USA), ktoré boli publikované v prácach Howell & Schulz (1975), Anderson (1978), Chandra (1979),
- Cordilleran Province (USA), ktoré boli publikované v prácach Howell & Schulz (1975), Anderson (1978), Chandra (1979),
- Eastern Province (USA), ktoré boli publikované v prácach Howell & Schulz (1975), Anderson (1978), Chandra (1979),
- Central United States, ktoré boli publikované v prácach Gupta & Nuttli (1976), Chandra (1979),
- Balkan Region 1, (časť Albánska a bývalej Juhoslávie), ktoré boli publikované v práci Trifunac & Todorovska (1989),
- Balkan Region 3, (časť bývalej Juhoslávie, Rakúska, Maďarska), ktoré boli publikované v práci Trifunac & Todorovska (1989),
- Stredná Európa, ktoré boli publikované v práci Schenk (1984).

Na obr. 8.1 sú hranice jednotlivých oblastí v USA. Na obr. 8.2 sú hranice jednotlivých regiónov na Balkáne.

Útlm sme porovnali pre vzdialenosti do 200 km, pretože najbližšie vzdialenosti od každej zdrojovej zóny k lokalite AEB v jednotlivých alternatívach vyčlenenia zdrojových zón sú menšie ako 200 km.



Obr. 8.1. Mapa USA, na ktorej sú vyznačené provincie San Andreas, Cordilleran a Eastern Province. Central U.S. sú definované ako región medzi Rocky Mountains a Appalachian Mountains (zemetrasenia v tejto oblasti sú označené C1-C10). Mapa je prevzatá z práce Chandra (1979).



Obr. 8.2. Mapa balkánskych regiónov. Číslicou 1 je označený Balkan Region 1 a číslicou 3 je označený Balkan Region 3. Mapa je prevzatá z práce Trifunac & Todorovska (1989).

Väčšina autorov prác používa pre popis poklesu intenzity vzťah v tvare $dI(R)$. Preto pre porovnanie sme použili útlmový vzťah pre Západné Karpaty v tomto tvare (vid' vzťah (8.1)).

Žiadny autor nepoužil vzdialenosť intenzitného bodu od epicentra ako vzdialenosť R vo vzťahu pre útlm. Jednotliví autori definujú vzdialenosť R pomocou polomeru izoseist, pričom niektorí zohľadňujú aj hĺbku ohniska. Preto bol pre porovnanie vybrali definíciu vzdialenosti R ako polomer izoseisty v danom smere (polomer typu a , uvažovaných 12 smerov). V prípade, že bol porovnávaný útlmový vzťah, v ktorom autor použil hypocentrálnu vzdialenosť, ako hĺbku ohniska sme zvolili priemernú hĺbku ohnisk zemetrasení v Západných Karpatoch, t.j. 8 km.

Pri vzájomnom porovnávaní útlmu makroseizmickej intenzity je dôležitejší tvar útlmových kriviek (rýchlosť útlmu v závislosti od vzdialenosti) a než rozdiely v absolútnych hodnotách. Rozdiely v absolútnych hodnotách môžu byť spôsobené rozdielnou priemernou hodnotou použitých epicentrálnych intenzít v jednotlivých prácach, rozdielnym spôsobom určovania epicentrálnych intenzít, rozdielnym spôsobom určovania izoseist a tiež rozdielnymi mechanizmami ohnisk zemetrasení a poklesom napätia v jednotlivých regiónoch.

Útlmová krivka pre Západné Karpaty má iný tvar ako útlmové krivky pre Cordilleran Province (USA), Eastern Province (USA) a Central U. S. (vid' Bystrická et al., 1997). Ďalej sme zistili, že útlmová krivka pre Západné Karpaty má podobný tvar ako útlmové krivky pre San Andreas Province (USA) a Balkan Region 1 a 3 (Obr. 8.3). To ukazuje, že útlm makroseizmickej intenzity v Západných Karpatoch je podobný útlmu makroseizmickej intenzity v San Andreas Province (USA) a Balkan Region 1 a 3.

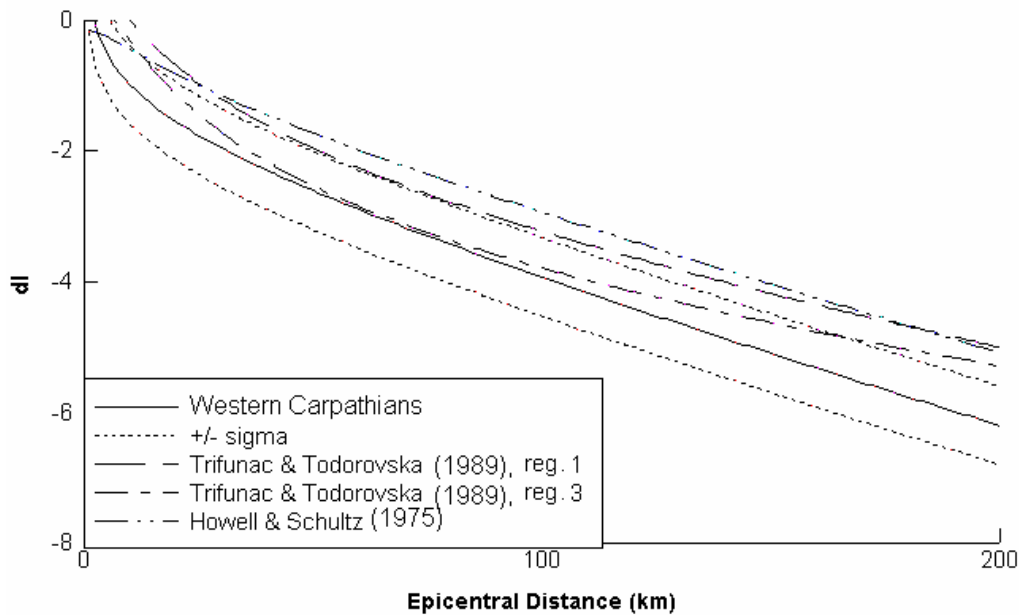
Tiež sme ukázali, že útlmová krivka pre Západné Karpaty má pre vzdialenosť R do 100 km podobný tvar ako útlmová krivka pre Strednú Európu. Pre väčšie vzdialenosti je rozdiel spôsobený zrejme neprítomnosťou člena lineárnej závislosti $c_3 \cdot R$ v Schenkovom (1984) vzťahu pre Strednú Európu. Treba pripomenúť, že údaje o zemetraseniach zo Západných Karpát boli súčasťou vstupných dát pre určenie útlmového vzťahu pre Strednú Európu. Útlm makroseizmickej intenzity v Západných Karpatoch je teda podobný útlmu makroseizmickej intenzity v celej Strednej Európe a teda aj v celom širšom regióne AEB.

8.2 Výber analogických regiónov

Pre výpočet seizmického ohrozenia lokality AEB potrebujeme útlmové vzťahy pre hodnoty PGA a PSA. Vzhľadom na to, že pre územie Západných Karpát neexistujú takéto útlmové vzťahy, jednou z možností, ako takéto vzťahy získať, je prevziať ich z iných, analogických regiónov.

V predchádzajúcej podkapitole sme ukázali, že útlm makroseizmickej intenzity v Západných Karpatoch je podobný útlmu makroseizmickej intenzity v San Andreas Province (Kalifornia, USA) a v Balkan Region 1 a 3. Vzhľadom na absenciu údajov, ktoré by charakterizovali stav na zlomoch v Západných Karpatoch, analogické regióny pre útlmové vzťahy pre PGA a PSA sme mohli vybrať len na základe podobnosti útlmu makroseizmickej intenzity. To znamená, že San Andreas Province (USA) a Balkan Region 1 a 3 sú analogické regióny k Západným Karpatom z hľadiska útlmu pre PGA a PSA.

Western Carpathians - San Andreas Province - Balkan Region
Attenuation of Macroseismic Intensity



Obr. 8.3. Útlmové krivky pre Západné Karpaty, San Andreas Province a Balkan Region 1 a 3. Útlmové krivky majú podobný tvar. Líšia sa medzi sebou len v absolútnych hodnotách.

8.3 Výber útlmových vzťahov pre PGA a PSA

V Tab. 8.2 sú uvedené dostupné útlmové vzťahy pre PGA a PSA pre analogické regióny. V tabuľke sú pre každý útlmový vzťah uvedené

- oblasť, z ktorej autori použili údaje na odvodenie útlmových vzťahov,
- odvodené typy útlmových vzťahov,
- použitý typ magnitúda,
- interval magnitúd vstupných údajov,
- použitý typ vzdialenosti,
- interval vzdialeností,
- interval periód (ak autori odvodili aj spektrálne útlmové vzťahy),
- typ sklzu, pre ktorý boli útlmové vzťahy odvodené,
- typ podložia, pre ktorý boli útlmové vzťahy odvodené.

Kritériá výberu útlmových vzťahov

Pre výber z dostupných útlmových vzťahov pre PGA a PSA uvedených v Tab. 8.2 sme zvolili tieto kritériá:

1. Útlmové vzťahy by v príslušnej práci mali byť určené pre PGA i PSA.
2. Interval magnitúd a vzdialeností pre útlmové vzťahy pre PGA a PSA a interval periód pre útlmové vzťahy pre PSA by mali zodpovedať našim záujmovým intervalom.
3. V útlmovom vzťahu by malo byť možné zvoliť neznámy typ sklzu na zlome, alebo útlmové vzťahy by mali byť odvodené z údajov zemetrasení s rôznym typom sklzu na zlome.

4. Typ podložia, ktorý je zahrnutý v útlmových vzťahoch by mal zodpovedať typu podložia pod lokalitou AEB.

Útlmové vzťahy Sadigh et al. (1997) a Campbell (1989) boli odvodené pre Kaliforniu. Útlmové vzťahy Abrahamson & Silva (1997), Campbell (1981 a 1997) boli odvodené z údajov o vybraných zemetraseniach z celého sveta, využívajú však najmä údaje z Kalifornie.

Útlmový vzťah Boore et al. (1997) bol odvodený z údajov zo Západnej Severnej Ameriky. Útlmové vzťahy Ambraseys (1995), Ambraseys & Bommer (1991), Ambraseys & Srbulov (1994) a Ambraseys et al. (1996) sú síce odvodené pre celú Európu, avšak jednak využívajú aj údaje z oblasti Balkánu, jednak Ambraseys & Bommer (1991) ukázali, že útlm v Európe je pre vzdialenosti do cca 200 km podobný útlmu v západnej časti Spojených štátoch amerických. Preto aj pre tieto útlmové vzťahy overíme platnosť zvolených kritérií.

1. kritérium sme zvolili z toho dôvodu, aby použité útlmové vzťahy pre PGA skutočne predstavovali limitnú hodnotu v útlmových vzťahoch pre PSA pre veľmi krátke periódy. Keďže útlmové vzťahy Ambraseys (1995), Ambraseys & Bommer (1991), Ambraseys & Srbulov (1994), Campbell (1981) a Campbell (1989) sú len pre hodnoty PGA, tieto vzťahy sme vylúčili.

Splnenie ďalších kritérií sme teda overili v prípade útlmových vzťahov Abrahamson & Silva (1997), Ambraseys et al. (1996), Boore et al. (1997), Campbell (1997) a Sadigh et al. (1997).

2. kritérium spĺňa všetkých päť útlmových vzťahov. Intervaly magnitúd i intervaly vzdialeností všetkých piatich útlmových vzťahov sú vhodné pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB.

3. kritérium spĺňa tiež všetkých päť útlmových vzťahov. V kapitole 7 sme uviedli, že typ sklzu na zlomoch v Západných Karpatoch musíme vzhľadom na nedostatok údajov považovať za neznámy. Z toho vyplýva, že použiť môžeme tie útlmové vzťahy, ktoré boli odvodené z údajov o zemetraseniach s rôznymi typmi sklzu. Rôzne typy sklzu boli zahrnuté vo všetkých piatich útlmových vzťahoch.

4. kritérium. Pod lokalitou AEB sa nachádzajú hlboké sedimenty. Z toho vyplýva, že do pravdepodobnostných výpočtov seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB môžeme zahrnúť len tie útlmové vzťahy, ktoré boli odvodené pre podobný typ podložia. Sedimentárny typ podložia umožňuje zahrnúť všetkých päť útlmových vzťahov.

Pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia lokality AEB sme na základe zvolených kritérií vybrali z dostupných útlmových vzťahov týchto päť útlmových vzťahov: Abrahamson & Silva (1997), Ambraseys et al. (1996), Boore et al. (1997), Campbell (1997) a Sadigh et al. (1997). Z nich sú štyri odvodené z Kalifornských údajov (úplne alebo čiastočne) Abrahamson & Silva (1997), Boore et al. (1997), Campbell (1997) a Sadigh et al. (1997) a jeden čiastočne z údajov pre Balkán Ambraseys et al. (1996).

Zahrnutie vybraných útlmových vzťahov do pravdepodobnostného výpočtu seizmického ohrozenia lokality AEB

Vybrané útlmové vzťahy používajú rôzne druhy magnitúd a vzdialeností. Rôznym spôsobom umožňujú zahrnúť typ sklzu na zlome, typ podložia a voliť ďalšie parametre. Naším cieľom je vybrať v každom útlmovom vzťahu také hodnoty voliteľných parametrov, ktoré najlepšie zodpovedajú podmienkam v širšom a blízkom regióne a na lokalite AEB.

Útlmový vzťah	oblasť	typ útlmových vzťahov	typ magnitúda	interval magnitúd	typ vzdialenosti	interval vzdialeností [km]	interval periód [s]	typ sklzu	typ podložia
Abrahamson & Silva (1997)	Svet (hlavne Kalifornia) PKZAR	PGA _H PSA _{H V}	M	<4.5,7.4>	r _{rup}	cca <0.1,225>	0-5.0	R&O, RS, U	skala, hlboké sedimenty
Ambraseys (1995)	Európa PKZAO	PGA _{H V}	M _S	<4.0,7.3>	r _{jb}	<1,310>		U	
Ambraseys & Bommer (1991)	Európa PKZAO	PGA _{H V}	M _S		r _{jb}	<10,		U	
Ambraseys & Srbulov (1994)	Svet PKZAO	PGA _H	M _S	<5.0,7.7>	r _{jb}	<1,370>		U	
Ambraseys et al. (1996)	Európa PKZAO	PGA _H PSA _H	M _S	<4.5,7.0>	r _{jb}	≤ 200	0-2.0	U	skala, tvrdé sed. , mäkk. sed.
Boore et al. (1997)	Záp. Sev. Amerika PKZAO	PGA _H PSA _H	M	≥ 5	r _{jb}	PGA ≤ 118 PSA ≤ 109	0-2.0	SS,RS, U	skala, sed - v _s v prvých 30 m
Campbell (1981)	Svet	PGA _H	M M _I	<5.0,7.7>	r _{rup}	≤ 57		U	
Campbell (1989)	Kalifornia V. S. Amer. PKZAO, SO	PGA _H	M _I	<2.5,5.0>	r _{epic}	≤ 20, 30		U	implicitne zahrnuté
Campbell (1997)	Svet, hlavne Kalifornia PKZAO	PGA _{H V} PGV _{H V} PSA _{H V}	M	≥ 5	r _{seis}	≤ 60	0-4.0	SS, R&T	tvrdá a mäkká skala, sed.
Sadigh et al. (1997)	Kalifornia PKZAO	PGA _H PSA _H	M	≥ 4	r _{rup}	≤ 100	0-4.0	SS, R&T	skala, hlboké sedimenty

Vysvetlivky:

Oblasť:	PKZAO - plytké kôrové zemetrasenia z aktívnej oblasti PKZSO - plytké kôrové zemetrasenia zo stabilnej oblasti
Typ útlmových vzťahov	PGA - špičkové zrýchlenie PGV - špičková rýchlosť PSA - pseudospektrálne zrýchlenie index H - horizontálna(e) zložka(y) index V - vertikálna zložka
Typ vzdialenosti	r _{jb} - 'Joynerova - Boorova vzdialenosť', t.j. najbližšia horizontálna vzdialenosť k vertikálnej projekcii porušenej časti zlomu r _{rup} - najbližšia vzdialenosť k porušenej časti zlomu r _{seis} - najbližšia vzdialenosť k seizmogénnej časti zlomu r _{epic} - epicentrálna vzdialenosť

Typ sklzu	U	- nedefinovaný alebo nezahrnutý do výsledného tvaru útlmového vzťahu
	SS	- horizontálny sklz
	RS	- reverzný sklz
	R&O	- reverzný a šikmý sklz
	R&T	- reverzný sklz a príkrovový zlom

Tab. 8.2. Uvažované útlmové vzťahy a ich charakteristika.

Aby sme mohli jednotlivé útlmové vzťahy použiť, musíme najprv pomocou prevodových vzťahov určiť správne hodnoty magnítud a vzdialeností.

Vzhľadom na to, že početnostné vzťahy sme odvodili pre intenzitné magnitúdo, ktoré je v našom prípade ekvivalentné magnitúdo M_S , museli sme tieto hodnoty previesť na hodnoty magnitúda M . V práci Ekström & Dziewonski (1988) boli publikované prevodové vzťahy medzi seizmickým momentom a magnitúdom M_S v tvare

$$\log M_0 = \begin{cases} 19.24 + M_S & M_S < 5.3 \\ 30.20 - \sqrt{92.45 - 11.40 * M_S} & 5.3 \leq M_S \leq 6.8, \\ 16.14 + 1.5 * M_S & M_S > 6.8 \end{cases} \quad (8.5)$$

kde M_0 je seizmický moment. V práci Hanks & Kanamori (1979) bol publikovaný vzťah medzi momentovým magnitúdom a seizmickým momentom v tvare

$$M = \frac{2}{3} * \log M_0 - 10.7, \quad (8.6)$$

kde M je momentové magnitúdo. Tieto vzťahy boli odvodené z údajov o zemetraseniach z celého sveta. V práci Ambraseys & Free (1997) bol odvodený empirický vzťah medzi M_0 a M_S pre oblasť Európy. Tento vzťah sa však len veľmi málo odlišuje od vzťahu (8.5).

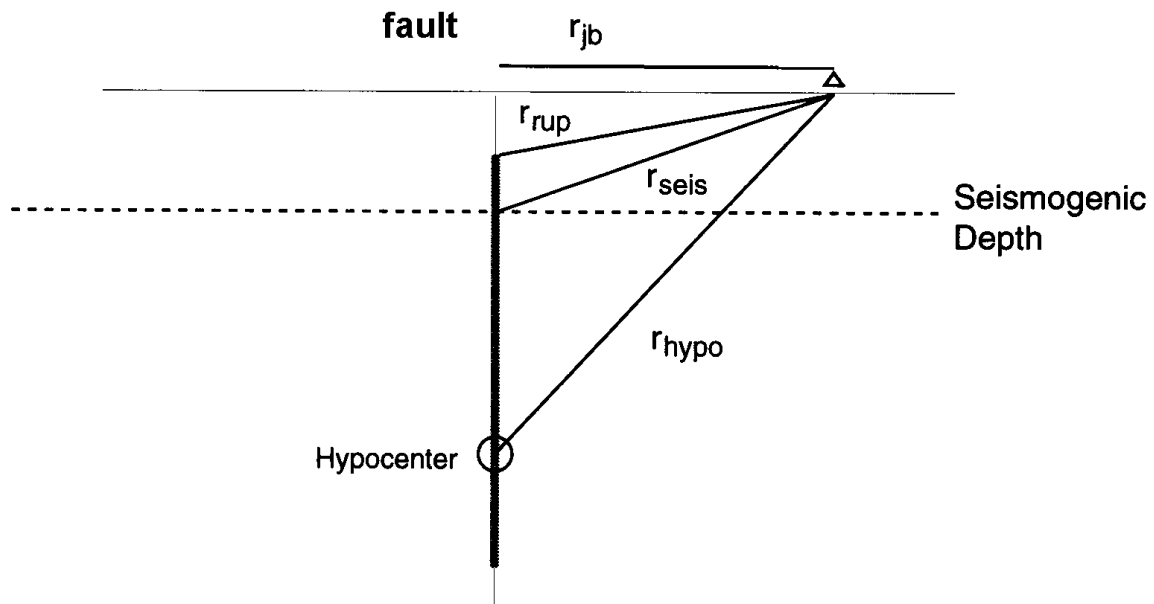
Na pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia použijeme program SEISRISK III (viď nasledujúca kapitola). Program predpokladá, že reálne a formálne zlomy zahrnuté do výpočtu sú kolmé na voľný povrch. Program vyžaduje používať vzdialenosť r_{jb} . Na Obr. 8.4 sú zobrazené jednotlivé typy vzdialenosti r_{jb} - 'Joynerova-Boorova vzdialenosť', t.j. najmenšia horizontálna vzdialenosť k vertikálnej projekcii porušenej časti zlomu, r_{rup} - najmenšia vzdialenosť k porušenej časti zlomu, r_{seis} - najbližšia vzdialenosť k seizmogénnej časti zlomu, r_{epic} - epicentrálna vzdialenosť a r_{hypo} - hypocentrálna vzdialenosť. V nami vybraných útlmových vzťahoch sú použité vzdialenosti r_{jb} , r_{rup} a r_{seis} . Na prepočet medzi jednotlivými vzdialenosťami sme použili vzťah z práce Campbell (1997) v tvare

$$d_{seis} = \frac{1}{2} (H_{BOT} + H_{TOP} - W * \sin(\alpha)) + H_{TOP}, \quad (8.7)$$

kde d_{seis} je priemerná hĺbka vrchu seizmogénnej časti zlomu, H_{TOP} a H_{BOT} sú hĺbky hornej a spodnej hranice seizmogénnej časti kôry, α je uhol sklonu (dip) zlomu (v našom prípade 90^0) a W je očakávaná šírka trhliny v km vypočítaná podľa vzťahu (Wells & Coppersmith 1994) v tvare

$$\log W = -1.01 + 0.32 * M, \quad (8.8)$$

kde M je momentové magnitúdo.



Obr. 8.4. Jednotlivé typy vzdialenosti pre vertikálny zlom. Prevzaté z práce Abrahamson & Shedlock (1997).

Vzhľadom na rozloženie hĺbok epicentier v širšom regióne AEB sme zvolili $H_{BOT} = 15$ km. Potom vzťah medzi r_{rup} a r_{jb} je

$$r_{rup} = \sqrt{r_{jb}^2 + d_{seis}^2} \quad a \quad H_{TOP} = 0 \text{ km}, \quad (8.9)$$

a vzťah medzi r_{seis} a r_{jb} je

$$r_{seis} = \sqrt{r_{jb}^2 + d_{seis}^2} \quad a \quad H_{TOP} = 3 \text{ km}. \quad (8.10)$$

H_{TOP} vo vzťahoch (8.9) a (8.10) sme tiež určili z rozloženia hĺbok epicentier v širšom regióne AEB.

To, aké dôležité správne zahrnutie vzdialeností a magnítud do útlmových vzťahov si môžeme ukázať na nasledujúcom príklade. Predpokladajme, že záujmová lokalita sa nachádza v epicentrálnej vzdialenosti $r_{epic} = 5$ km od zlomu, ktorý zvierá uhol 90° s voľným povrchom (v tomto prípade je $r_{epic} = r_{jb}$). Chceme použiť Campbellov (1997) útlmový vzťah. Predpokladajme, že podložie pod lokalitou je rovnaké ako pod lokalitou AEB. Tiež predpokladajme neznámy typ sklzu na zlome. V Campbellovom vzťahu teda zvolíme rovnako ako pre lokalitu AEB $F=0.5$, $S_{SR}=0$, $S_{HR}=0$ a $D=3.43$ (podrobne viď nižšie). Zaujímá nás predikovaná hodnota horizontálneho PGA na lokalite, ktorú spôsobí zemetrasenie s magnítudom $M=6$. Ak chybné dosadíme do Campbellovho vzťahu hodnotu $r_{epic} = 5$ km, potom hodnota PGA bude 0.45g. Ak však dosadíme správnu vzdialenosť $r_{seis} = 9.4$ km, ktorú sme vypočítali z epicentrálnej vzdialenosti pomocou vzťahov (8.7, 8.8 a 8.10), hodnota PGA bude len 0.29g.

Podobne, nesprávne použitie magnítud vedie k nesprávnym hodnotám PGA alebo spektrálnych zrýchlení. Napríklad magnítudu $M_S = 4$ zodpovedá momentové magnítudo $M = 4.8$.

Pre útlmový vzťah Abrahamson & Silva (1997) sme jednotlivé voliteľné parametre volili takto:

- pre parameter F reprezentujúci typ sklzu na zlome, ktorý môže nadobúdať hodnoty 0 až 1, sme vzhľadom na neznámy typ sklzu na zlomoch zvolili hodnotu 0.5,
- pre parameter HW reprezentujúci vplyv polohy na nadložnej doske zlomu sme zvolili hodnotu 0.5,
- pre parameter S reprezentujúci typ podložia sme zvolili hodnotu 1, ktorá zodpovedá lokalitám nachádzajúcim sa na hlbokých sedimentoch, čo je prípad lokality AEB.

Pre útlmový vzťah Ambraseys et al. (1996) sme jednotlivé voliteľné parametre volili takto:

- pre parameter S_A sme zvolili hodnotu 1 a pre parameter S_S sme zvolili hodnotu 0. Táto kombinácia zodpovedá tuhým sedimentom, čo je prípad lokality AEB. Hodnoty PGA a PSA sme delili 1.13, pretože na rozdiel od ostatných prác, v ktorých boli útlmové vzťahy odvodené z priemerných hodnôt PGA alebo PSA oboch horizontálnych zložiek, v tejto práci boli použité väčšie z hodnôt horizontálnych zložiek.

Pre útlmový vzťah Boore et al. (1997) sme jednotlivé voliteľné parametre volili takto:

- parameter b_I sme volili pre nešpecifikovaný typ sklzu na zlome,
- priemernú rýchlosť priečných vln v_s v horných 30 m pod lokalitou AEB sme určili z geologických údajov - jej hodnota je 310 m/s.

Pre útlmový vzťah Campbell (1997) sme jednotlivé voliteľné parametre volili takto:

- pre parameter F reprezentujúci typ sklzu na zlome sme vzhľadom na neznámy typ sklzu na zlomoch zvolili hodnotu 0.5,
- pre parameter S_{SR} a S_{HR} sme zvolili hodnotu 0; táto kombinácia zodpovedá aluviálnemu podložiu alebo tuhým sedimentom, čo je prípad lokality AEB,
- pre parameter D (hlbka skalného podložia v km) sme z geologických údajov určili hodnotu 3.438.

Pre útlmový vzťah Sadigh et al. (1997) sme použili hodnoty koeficientov C_1 a C_6 , ktoré zodpovedajú horizontálnemu sklzu na zlome. Vzhľadom na neznámy typ sklzu na zlomoch v širšom regióne AEB, výsledné hodnoty zrýchlenia sme násobili faktorom 1.1, pretože v použítom vzťahu faktor 1 zodpovedá zlomom s horizontálnym sklzom a faktor 1.2 zlomom s reverzným sklzom a príkrovovým zlomom.

Záujmovým intervalom períód pre lokalitu AEB je interval od hodnôt PGA po períodu 2s¹⁾. V tomto intervale je všetkých päť útlmových vzťahov dostupných pre PGA a períody 0.1s, 0.2s, 0.3s, 0.5s, 0.75s, 1.0s, 1.5s a 2.0s.

V útlmových vzťahoch Abrahamson & Silva (1997), Campbell (1997) a Sadigh et al. (1997) závisí smerodajná odchýlka útlmového vzťahu pre danú períodu od magnitúda. Program SEISRISK III však umožňuje pre danú períodu zahrnúť len konštantnú smerodajnú odchýlku. Preto sme vždy pre príslušný útlmový vzťah a príslušnú períodu určili smerodajnú odchýlku nezávislú od magnitúda ako aritmetický priemer smerodajných odchýliek pre

¹⁾ Tento záujmový interval períód bol konzultovaný s R. Campbellom z EQE International.

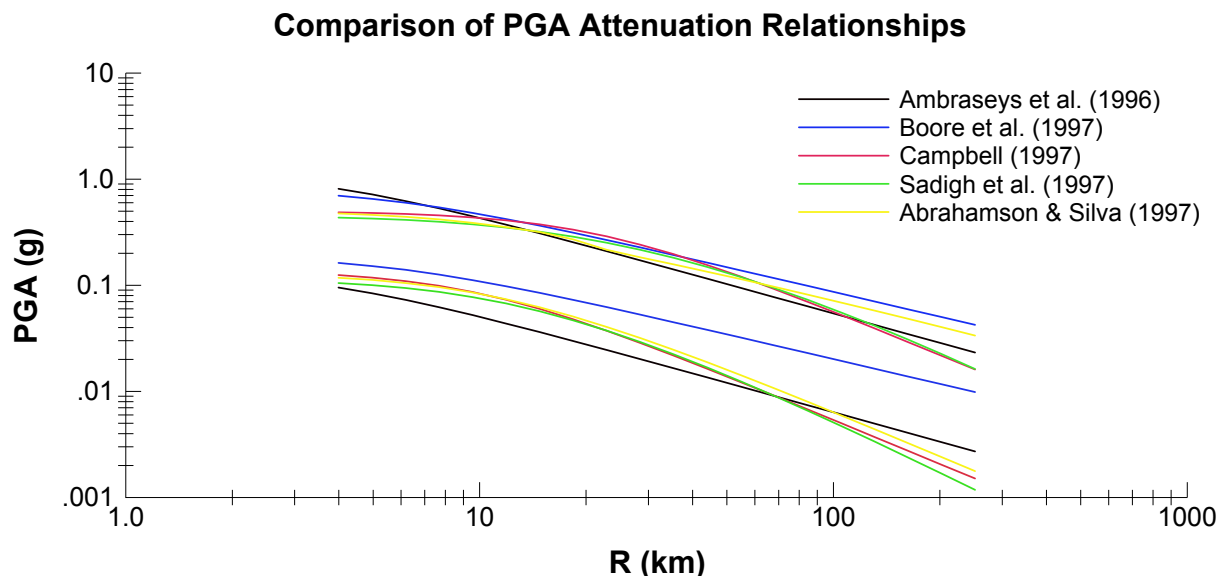
magnitúda M_S z intervalu $<4, 7.5>$. Priemerné smerodajné odchýlky približne zodpovedali smerodajným odchýlkam pre magnitúdu $M_S=6$.

Na Obr. 8.5 je zobrazených všetkých päť vybraných útlmových vzťahov pre hodnoty PGA. Vykreslené sú útlmové krivky pre $M_S=4$ a 7.5 . Na obrázku vidíme, že pre jeden analogický región - Kalifornia - máme k dispozícii útlmové krivky s rôznym tvarom. Tieto rozdiely môžu byť spôsobené tým, že jednotliví autori použili rôzne súbory vstupných údajov, rôzne tvary útlmových vzťahov a rôzne postupy spracovania údajov. Podobné rozdiely tvarov útlmových kriviek sme získali aj pre jednotlivé periódy útlmových kriviek pre PSA. Rozdiely v tvare útlmových kriviek pre analogický región Kalifornia indikujú, že do výpočtu seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB musíme zahrnúť viacero útlmových vzťahov z jedného analogického regiónu, ak viacero vzťahov existuje.

Porovnanie vybraných útlmových vzťahov pre PGA a PSA s útlmovými vzťahmi použitými v predchádzajúcich štúdiách seizmického ohrozenia lokality AEB

Dosiaľ jediným výpočtom seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB, v ktorom boli použité útlmové vzťahy pre PGA i PSA, je výpočet publikovaný v práci EQE (1996). V tejto práci boli použité tri útlmové vzťahy pre oblasť Kalifornie. Tieto útlmové vzťahy sú staršie verzie útlmových vzťahov Boore et al. (1997), Campbell (1997) a Sadigh et al. (1997).

V práci Schenk et al. (1987) a Štejnberg et al. (1988) boli použité útlmové vzťahy pre makroseizmickú intenzitu.



Obr. 8.5. Útlmové vzťahy pre PGA použité pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB. Krivky sú vykreslené pre magnitúda $M_S=4$ a 7.5 .

9 Pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia

Modelovacie neurčitosti seizmotektonického modelu a útlmu zohľadníme vytvorením alternatívnych scenárov seizmického ohrozenia. Pre ne vykonáme pravdepodobnostné výpočty metódou logického stromu a Monte Carlo simuláciami.

V pravdepodobnostnom výpočte seizmického ohrozenia nás pre lokalitu AEB zaujíma návratová perióda 10 000 rokov. Návratová perióda 10 000 rokov zodpovedá úrovni SL-2 v IAEA (1991), návratovej perióde pre IRLE (Interim Review Level Earthquake) v EQE (1996) a návratovej perióde pre IRLE a RLE (Review Level Earthquake) v IAEA (1996).

9.1 Konštrukcia logického stromu a odhad pravdepodobnosti jednotlivých vetiev

Pri modelovaní zdrojových zón môžeme definovať tieto uzly:

- kontakt východných Álp a Západných Karpát,
- spôsob modelovania zdrojovej zóny Dobrá Voda,
- alternatívy modelov zlomov.

Vetvy pre kontakt východných Álp a Západných Karpát sú:

- oblasť Leitha patrí do Západných Karpát,
- oblasť Leitha patrí do Východných Álp.

Vetvy pre spôsob modelovania zdrojovej zóny Dobrá Voda sú:

- zdrojová zóna Dobrá Voda modelovaná ako systém reálnych zlomov,
- zdrojová zóna Dobrá Voda modelovaná ako systém formálnych zlomov.

Vetvy pre alternatívy modelov zlomov sú:

- reálne zlomy
 - jedna vetva,
- formálne zlomy
 - formálne zlomy vzdialené 3 km od seba (alternatíva 1),
 - formálne zlomy vzdialené 6 km od seba (alternatíva 2).

V podkapitole 7.3 je popísaná voľba jedinej hodnoty minimálneho magnitúda m_0 pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia. To znamená, že v logickom strome nie je potrebné definovať ani uzol ani vetvy.

Maximálne magnitúdo m_1 predstavuje ďalší uzol v logickom strome. V podkapitole 7.4 sú uvedené štyri alternatívne sady hodnôt maximálneho magnitúda m_1 . Tie predstavujú tieto štyri vetvy:

- m_1 určené ako $m_{maxobs} + 0.5$,
- m_1 určené ako $m_{maxobs} + 1$,
- m_1 určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémálnych,
- - m_1 určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémálnych hodnôt pre skupiny zdrojových zón v Západných Karpatoch s vylúčením zdrojovej zóny Dobrá Voda a pre skupiny zdrojových zón vo Východných Alpách a v panónskej oblasti,
- m_1 určené z geologicko-tektonických údajov pre zdrojovú zónu Dobrá Voda.

Na základe toho, ako boli vypočítané početnostné vzťahy, môžeme definovať tieto ďalšie uzly:

- zahrnutie neurčitosti polôh epicentier,
- spôsob výpočtu koeficientu b ,
- zahrnutie smerodajnej odchýlky do výsledného počtu zemetrasení.

Vetvy pre zahrnutie neurčitosti polôh epicentier sú:

- neurčitosť polôh epicentier je zahrnutá (zodpovedá prípadu veľkých zón),
- neurčitosť polôh epicentier nie je zahrnutá (zodpovedá prípadu malých zón).

Vetvy pre spôsob výpočtu koeficienta b sú:

- koeficient b vypočítaný z údajov z individuálnych zón,
- koeficient b vypočítaný z údajov z agregovaných zón.

Vetvy pre zahrnutie smerodajnej odchýlky do výsledného počtu zemetrasení sú:

- stredný počet zemetrasení plus smerodajná odchýlka,
- stredný počet zemetrasení,
- stredný počet zemetrasení mínus smerodajná odchýlka.

Útlm predstavuje ďalší uzol v logickom strome. V kapitole 8 je popísaný výber piatich alternatívnych útlmových vzťahov pre PGA a PSA. Jednotlivé útlmové vzťahy predstavujú vetvy v tomto uzle.

Ak navzájom vynásobíme počty vetiev pre všetky uzly, dostaneme celkový počet scenárov v logickom strome. Pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia pre lokalitu AEB máme 1440 scenárov.

Vo všetkých uzloch, ktoré sme definovali, musíme každej vetve priradiť jej pravdepodobnosť. Pravdepodobnosti jednotlivých vetiev sme určili expertným odhadom.

Pravdepodobnosti vetiev pre uzly vo vyčlenení zdrojových zón

Pre vetvy uzla kontakt Východných Álp a Západných Karpát sme pravdepodobnosti odhadli na základe analýzy údajov o epicentrách makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach a geologických údajov. Zemetrasenia v oblasti Perneku a Modry tvoria jeden zhluk zemetrasení a zemetrasenia v oblasti Leitha tvoria druhý, oddelený zhluk zemetrasení. Geologické údaje však indikujú, že oblasť Leitha by mala patriť do Západných Karpát. Voľbou pravdepodobnosti 0.6 pre zahrnutie oblasti Leitha do Západných Karpát preferujeme interpretáciu z geologických údajov. Voľbou pravdepodobnosti 0.4 pre zahrnutie oblasti Leitha do Východných Álp však nevyklúčujeme ani túto interpretáciu.

V uzle spôsob modelovania zdrojovej zóny Dobrá Voda sme pre vetvu modelovanie pomocou formálnych zlomov zvolili pravdepodobnosť 0.6, pretože modelovanie pomocou reálnych zlomov by sme preferovali iba v tom prípade, keby sme pre zdrojovú zónu Dobrá Voda mali k dispozícii úplnejšie geologické a seizmologické údaje (napr. merania napätia na zlomoch a väčší počet mechanizmov ohnísk).

Vzhľadom na to, že nemáme dôvod preferovať ani jeden z modelov formálnych zlomov, pre obe vetvy v uzle alternatívy modelov zlomov sme zvolili pravdepodobnosť 0.5. Pripomíname, že obe vzdialenosti medzi formálnymi zlomami 3 km a 6 km sme určili ako typické vzdialenosti medzi reálnymi zlomami v zdrojovej zóne Dobrá Voda.

Vzhľadom na to, že pri modelovaní zdrojovej zóny Dobrá Voda pomocou reálnych zlomov máme len jednu alternatívu v uzle alternatívy modelov zlomov, má táto alternatíva pravdepodobnosť 1.0. Tento uzol je teda pre modelovanie zdrojovej zóny pomocou reálnych zlomov iba formálnym uzlom.

Pravdepodobnosti vetiev pre uzol maximálne magnitúdo

Vzhľadom na to, že za pravdepodobnejšie považujeme hodnoty maximálneho magnitúdo určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémálnych hodnôt, zvolili sme pomer súčtu pravdepodobností vetiev, ktoré využívajú tretie asymptotické rozdelenie extrémálnych hodnôt k súčtu pravdepodobností vetiev, ktoré ho nevyužívajú 0.65 : 0.35. Z vetiev, ktoré používajú tretie asymptotické rozdelenie extrémálnych hodnôt sme preferovali tú, ktorá používa aj geologické údaje na určenie maximálneho magnitúdo m_1 pre zdrojovú zónu Dobrá Voda. Z vetiev, v ktorých je maximálne magnitúdo m_1 určené z hodnôt maximálnych pozorovaných zemetrasení sme preferovali konzervatívnejší odhad (t.j., pripočítanie hodnoty 1 k magnitúdo m_{maxobs}). Výsledné pravdepodobnosti jednotlivých vetiev potom sú:

- 0.15 pre m_1 určené ako $m_{maxobs} + 0.5$,
- 0.20 pre m_1 určené ako $m_{maxobs} + 1$,
- 0.30 pre m_1 určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémálnych hodnôt
- 0.35 pre m_1 určené z tretieho asymptotického rozdelenia extrémálnych hodnôt pre skupiny
 - zdrojových zón v Západných Karpatoch s vylúčením zdrojovej zóny Dobrá Voda a pre skupiny zdrojových zón vo Východných Alpách a v panónskej oblasti,
 - m_1 určené z geologicko - tektonických údajov pre zdrojovú zónu Dobrá Voda.

Pravdepodobnosti vetiev pre početnostné vzťahy

V uzle zahrnutie neurčitosti polôh epicentier preferujeme vetvu, v ktorej je neurčitosť polôh epicentier zahrnutá. Pre túto vetvu sme zvolili pravdepodobnosť 0.6.

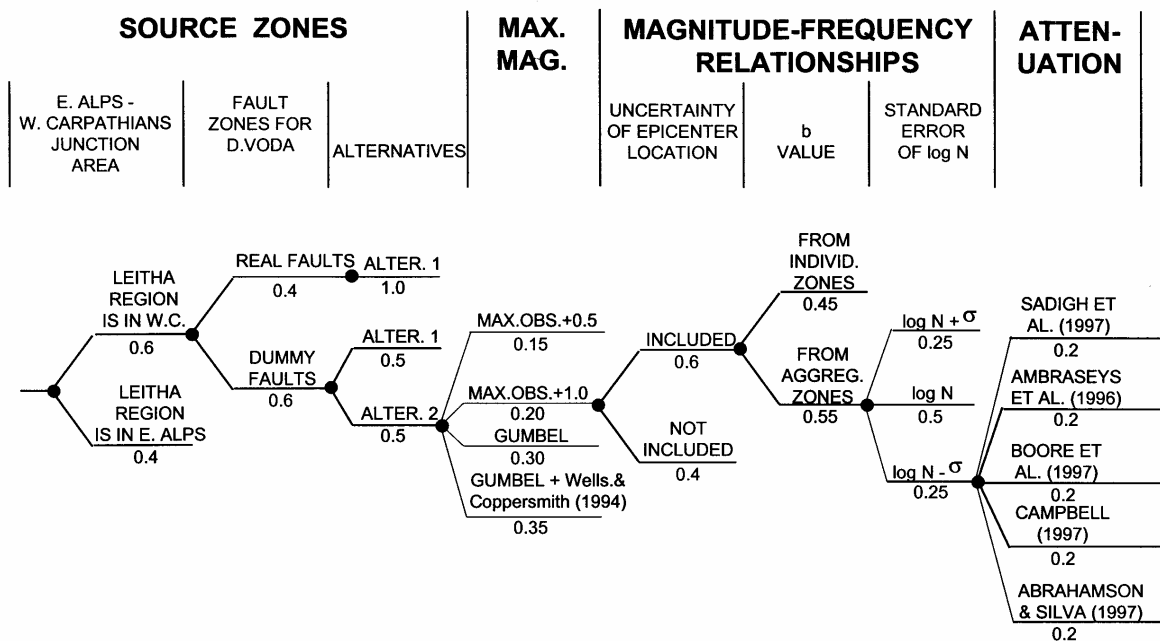
Pri počítaní hodnôt koeficientu b mierne preferujeme výpočet koeficientu b z údajov z agregovaných zón. Pre túto vetvu sme zvolili pravdepodobnosť 0.55.

V uzle zahrnutie smerodajnej odchýlky do výsledného počtu zemetrasení sme pre vetvu, v ktorej je uvažovaný stredný počet zemetrasení zvolili pravdepodobnosť 0.5 a pre dve vetvy, v ktorých je pripočítaná alebo odpočítaná smerodajná odchýlka, sme zvolili pravdepodobnosti po 0.25.

Pravdepodobnosti vetiev pre útlm

Vzhľadom na to, že ani jeden z vybraných útlmových vzťahov nie je určený priamo z údajov pre Západné Karpaty a všetky útlmové vzťahy boli úplne alebo čiastočne určené z údajov z analogických regiónov, zvolili sme pre všetkých päť vetiev, ktoré reprezentujú jednotlivé útlmové vzťahy, rovnakú pravdepodobnosť 0.2.

Na Obr. 9.1 je zjednodušený logický strom pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia lokality AEB.



Obr. 9.1. Zjednodušený logický strom pre pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia lokality AEB. Uzly a vetvy logického stromu sú popísané v podkapitole 9.1. Pravdepodobnosti jednotlivých vetiev sú popísané v podkapitole 9.2.

9.2 Výpočet seizmického ohrozenia pre logický strom

Pravdepodobnostné výpočty sme pre jednotlivé scenáre v logickom strome vykonali pomocou programu SEISRISK III (Bender & Perkins, 1987). Výsledkom bola pre daný scenár s jeho určenou pravdepodobnosťou a pre danú hodnotu úrovne pohybu pôdy (PGA alebo PSA) návratová perióda tejto úrovne pohybu pôdy. Pre danú úroveň pohybu sme dvojice hodnôt - návratová perióda a pravdepodobnosť scenára - zo všetkých 1440 scenárov usporiadali do rastúcej postupnosti návratových periód. Pre získanú postupnosť návratových periód sme z pravdepodobností scenárov sme vypočítali kumulatívnu distribučnú funkciu. 16, 50 a 84 percentilová hodnota návratovej periódy je potom tá hodnota, ktorá zodpovedá hodnote 16, 50 alebo 84 % v kumulatívnej distribučnej funkcii. Celý postup sme opakovali pre 50 vybraných úrovní pohybu, t.j hodnôt PGA alebo PSA. Tiež sme vypočítali stredné (mean) hodnoty návratovej periódy pre všetkých 50 vybraných hodnôt PGA alebo PSA. 16, 50 a 84 percentilovú alebo stredná krivka seizmického ohrozenia zodpovedá jednotlivým 16, 50 a 84 percentilových alebo stredným hodnotám návratovej periódy.

Na Obr. 9.2 je 16, 50 a 84 percentilová a stredná krivka seizmického ohrozenia pre hodnoty PGA. V Tab. 9.1 sú uvedené 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PGA pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov. Na Obr. 9.3 sú krivky seizmického ohrozenia pre periódu 0.2 s PSA. V Tab. 9.2 sú uvedené 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PSA tiež pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov pre periódu 0.2 s. Na Obr. 9.4 je 16, 50 a 84 percentilové a stredné spektrum odozvy pre návratovú periódu 10 000 rokov, ktoré zodpovedá 16, 50 a 84 percentilovým alebo stredným hodnám PSA pre tú istú návratovú periódu 10 000 rokov. Hodnotu PGA, ktorá predstavuje vysokofrekvenčnú asymptotu v spektre odozvy, sme priradili, tak ako je to obvyklé, periódam 0.02 s a 0.03 s. V Tab. 9.3 sú pre jednotlivé periódy PSA uvedené hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre návratovú periódu 10 000 rokov.

Horizontálne špičkové zrýchlenie (PGA) [g]

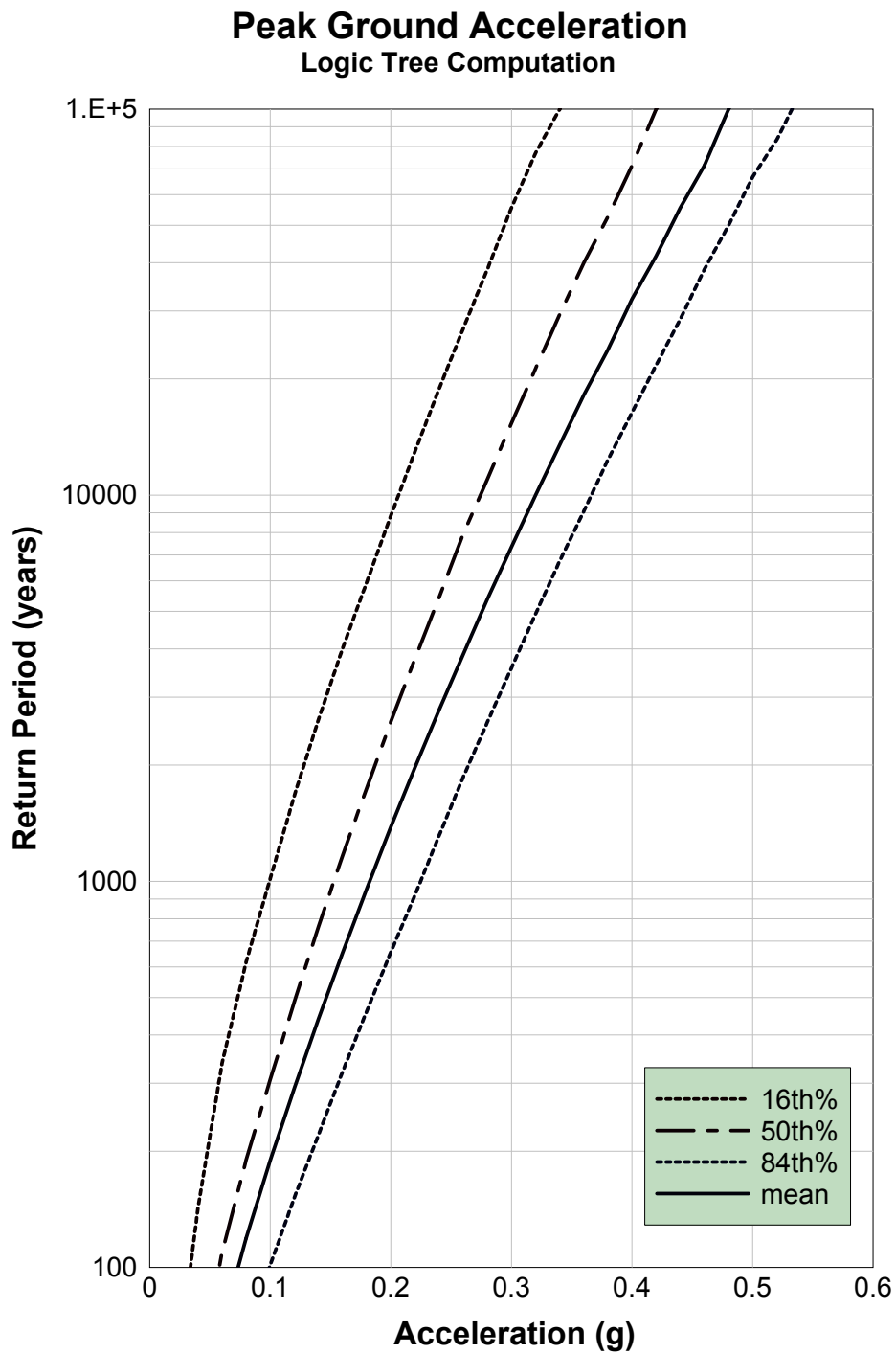
krivka s.o. \ návratová per. [roky]	100	475	1000	10 000	100 000
16 percentilová	0.031	0.070	0.099	0.206	0.340
50 percentilová	0.057	0.118	0.152	0.274	0.420
84 percentilová	0.099	0.181	0.224	0.366	0.532
stredná (mean) krivka	0.072	0.143	0.182	0.320	0.480

Tab. 9.1. 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PGA pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov z výpočtov seizmického ohrozenia pre logický strom.

Horizontálne spektrálne zrýchlenie (PSA) [g] T=0.2 s

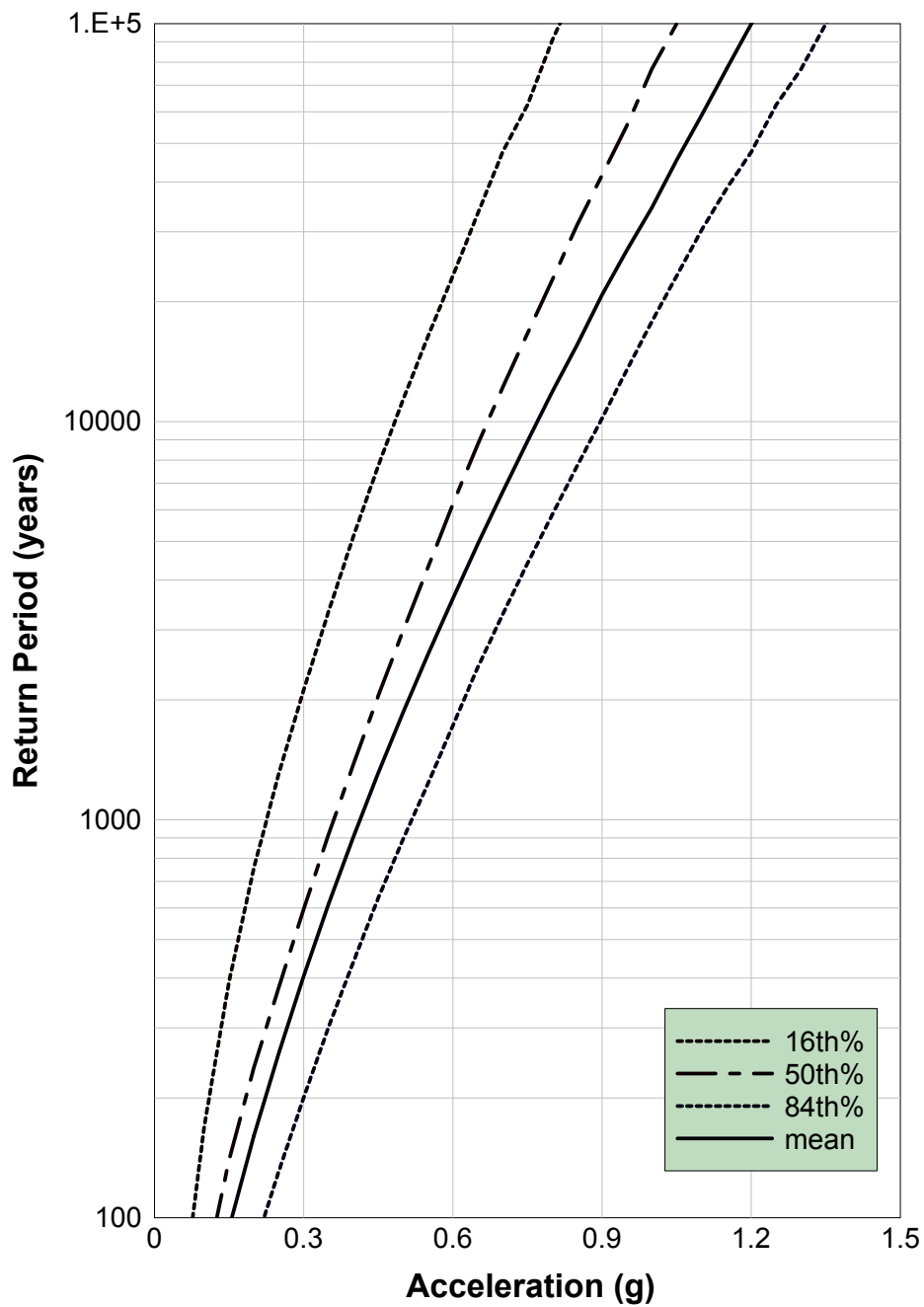
krivka s.o. \ návratová per. [roky]	100	475	1000	10 000	100 000
16 percentilová	0.070	0.161	0.222	0.481	0.813
50 percentilová	0.121	0.272	0.359	0.668	1,050
84 percentilová	0.217	0.409	0.516	0.896	1.350
stredná (mean) krivka	0.154	0.317	0.412	0.768	1.200

Tab. 9.2. 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PSA pre periódu 0.2 s pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov z výpočtov seizmického ohrozenia pre logický strom.



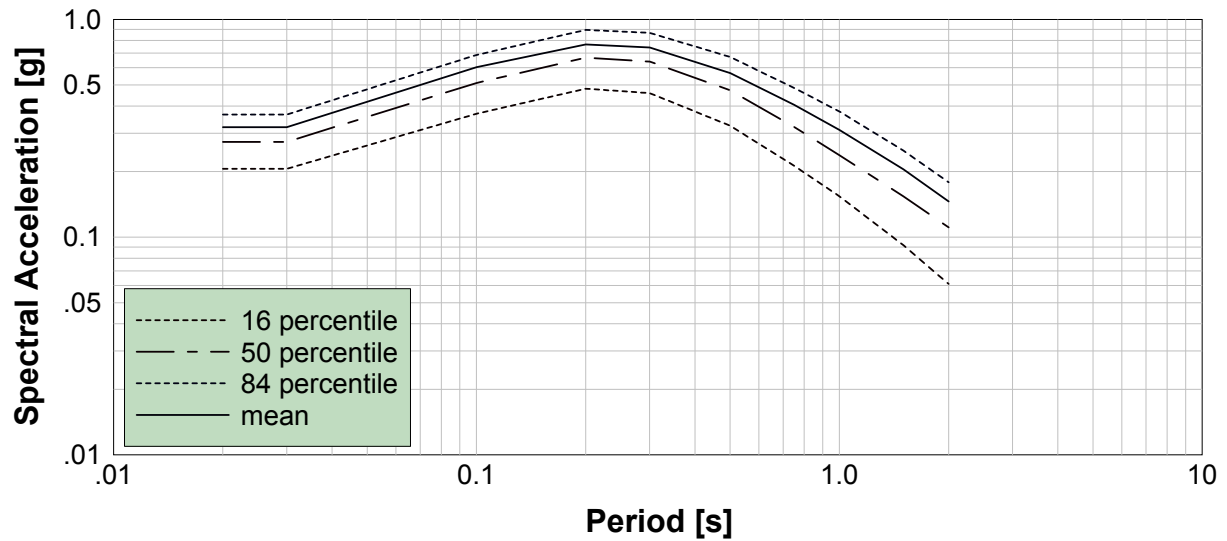
Obr. 9.2. 16, 50 a 84 percentilová a stredná krivka seizmického ohrozenia pre hodnoty PGA z výpočtov pre logický strom.

0.2 - Second Spectral Acceleration Logic Tree Computation



Obr. 9.3. 16, 50 a 84 percentilová a stredná krivka seizmického ohrozenia pre hodnoty PSA pre periódu 0.2 s z výpočtov pre logický strom.

10 000-year Return Period Logic Tree Computation



Obr. 9.4. 16, 50 a 84 percentilové a stredné spektrum odozvy pre návratovú periódu 10 000 rokov z výpočtov seizmického ohrozenia pre logický strom.

Horizontálne spektrálne zrýchlenie (PSA) [g] Návratová perióda 10 000 rokov

Periódna \ krivka s. ohrozenia [s]	16 percentilová	50 percentilová	84 percentilová	stredná (mean)
PGA	0.206	0.274	0.366	0.320
0.100	0.369	0.511	0.687	0.604
0.200	0.481	0.668	0.896	0.768
0.300	0.459	0.641	0.868	0.744
0.500	0.325	0.473	0.673	0.567
0.750	0.213	0.321	0.485	0.406
1.000	0.154	0.238	0.378	0.311
1.500	0.092	0.154	0.250	0.205
2.000	0.061	0.111	0.179	0.146

Tab. 9.3. Hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre návratovú periódu 10 000 rokov. Hodnoty sú z výpočtov seizmického ohrozenia pre logický strom.

9.3 Monte Carlo simulácie

Pri Monte Carlo simuláciách sme výpočty vykonali pomocou programu SEISRISK III pre súbor 100 000 náhodne vybraných scenárov. Pri náhodných výberoch sme brali do úvahy váhy jednotlivých vetiev. Rozdiel oproti výpočtom pre všetky scenáre logického stromu bol aj v tom, že v uzle zahrnutie smerodajnej odchýlky do výsledného počtu zemetrasení (viď podkapitola 9.1) sme neuvažovali len tri vetvy, ale uvažovali sme spojité rozdelenie neurčitostí hodnôt v početnostných vzťahoch. Jednotlivé krivky ohrozenia sme získali rovnako ako vo výpočtoch pre logický strom. Nemali sme však 1440 dvojíc hodnôt návratová perióda - pravdepodobnosť scenára, ale 100 000 dvojíc.

Na Obr. 9.5 je 16, 50 a 84 percentilová a stredná krivka seizmického ohrozenia pre hodnoty PGA. V Tab. 9.4 sú uvedené 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PGA pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov. Na Obr. 9.6 sú krivky seizmického ohrozenia pre periódu 0.2 s PSA. V Tab. 9.5 sú uvedené 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PSA tiež pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov pre periódu 0.2 s. Na Obr. 9.7 je 16, 50 a 84 percentilové a stredné spektrum odozvy pre návratovú periódu 10 000 rokov. V Tab. 9.6 sú pre jednotlivé periódy PSA uvedené hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre návratovú periódu 10 000 rokov. Tabuľky a obrázky sú pre lepšiu prehľadnosť usporiadané rovnako ako pri výpočtoch pre logický strom.

Horizontálne špičkové zrýchlenie (PGA) [g]

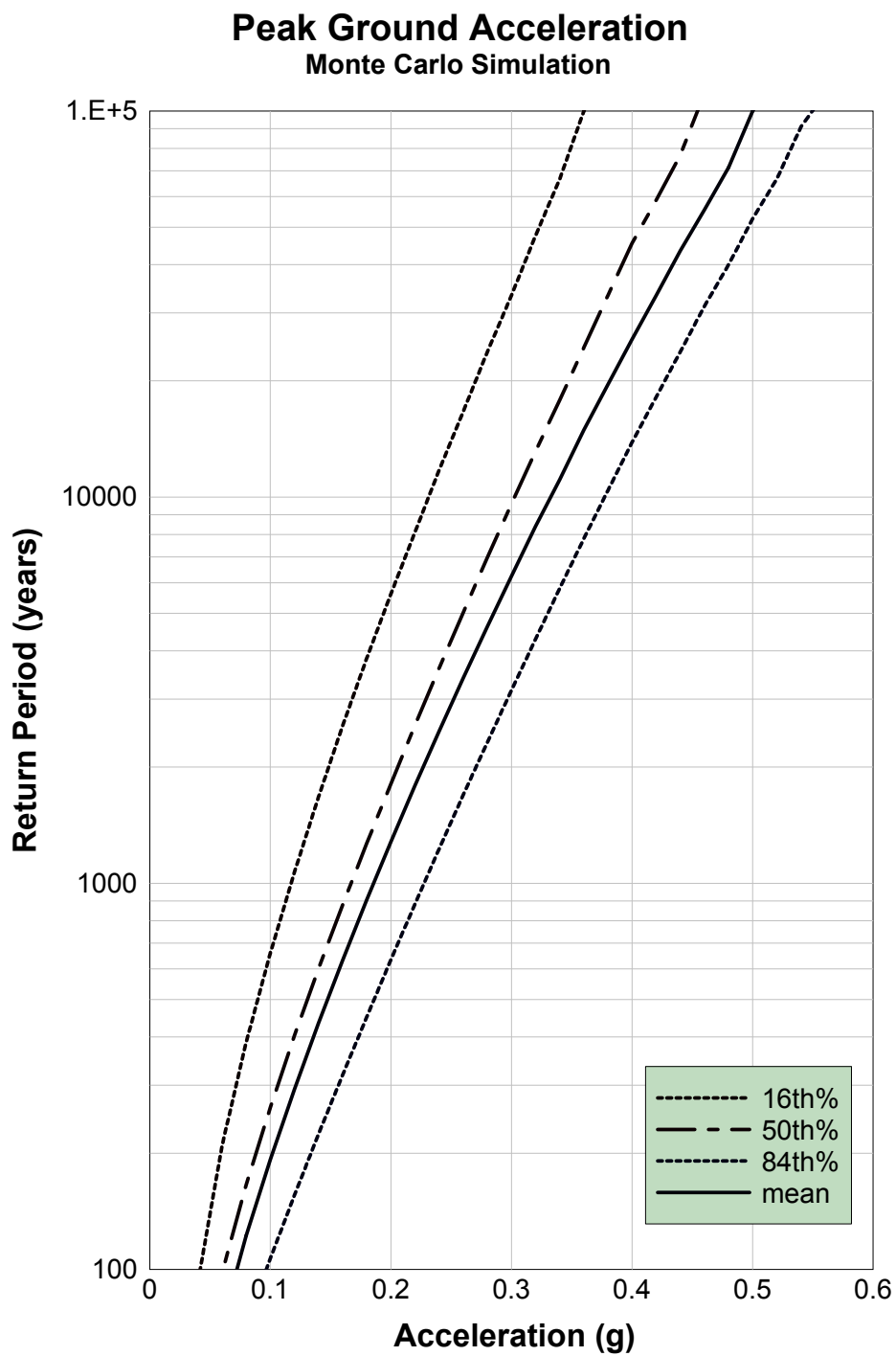
krivka s.o. \ návratová per. [roky]	100	475	1000	10 000	100 000
16 percentilová	0.041	0.086	0.117	0.230	0.360
50 percentilová	0.061	0.127	0.166	0.302	0.454
84 percentilová	0.096	0.183	0.227	0.377	0.549
stredná (mean) krivka	0.071	0.144	0.185	0.332	0.500

Tab. 9.4. 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PGA pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov z Monte Carlo simulácií.

Horizontálne spektrálne zrýchlenie (PSA) T=0.2 s [g]

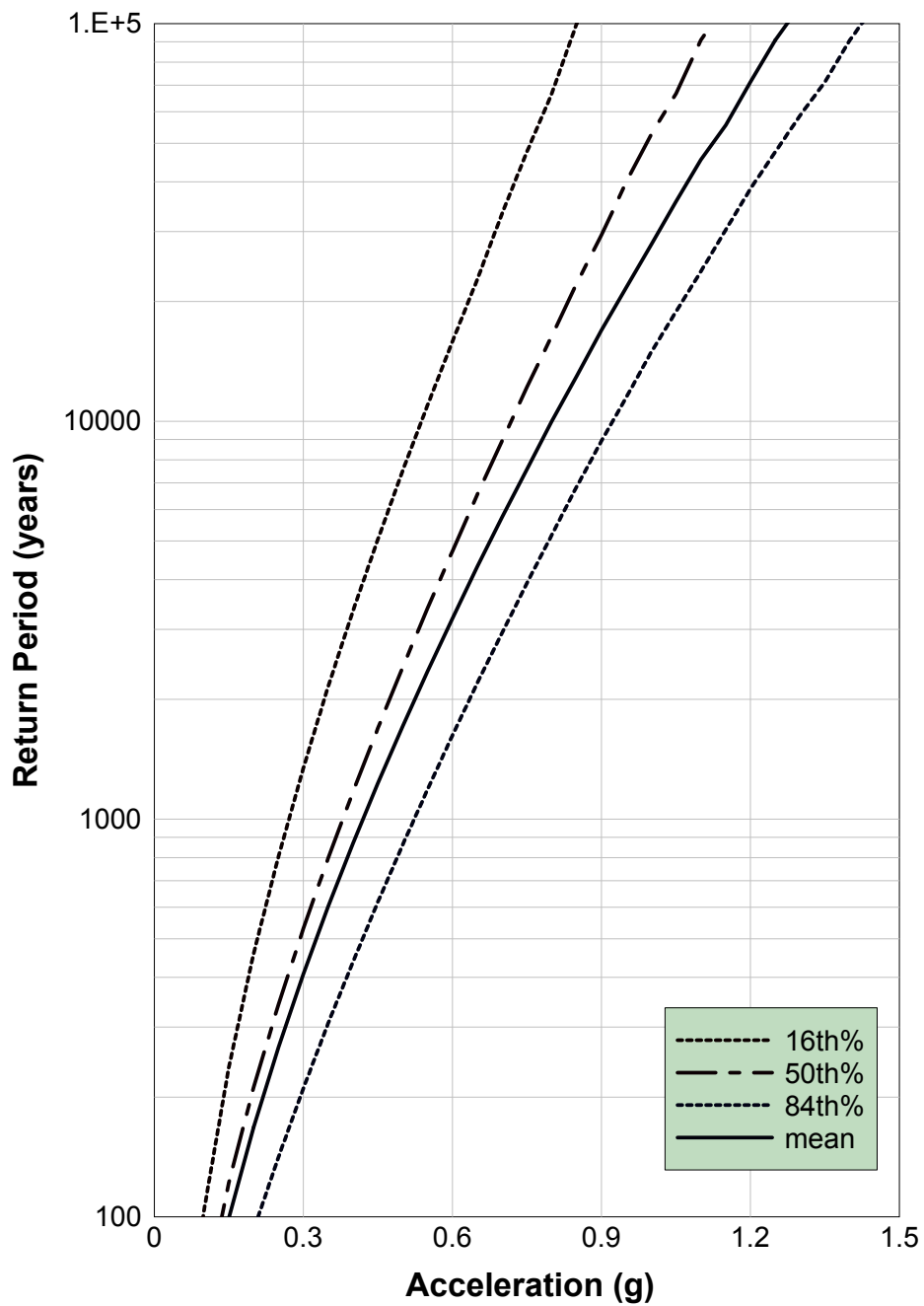
krivka s.o. \ návratová per. [roky]	100	475	1000	10 000	100 000
16 percentilová	0.097	0.202	0.268	0.536	0.850
50 percentilová	0.132	0.285	0.377	0.716	1,123
84 percentilová	0.207	0.410	0.521	0.921	1.423
stredná (mean) krivka	0.150	0.317	0.418	0.800	1.273

Tab. 9.5. 16, 50 a 84 percentilové a stredné hodnoty PSA pre periódu 0.2 s pre návratové periódy 100, 475, 1000, 10 000 a 100 000 rokov z Monte Carlo simulácií.



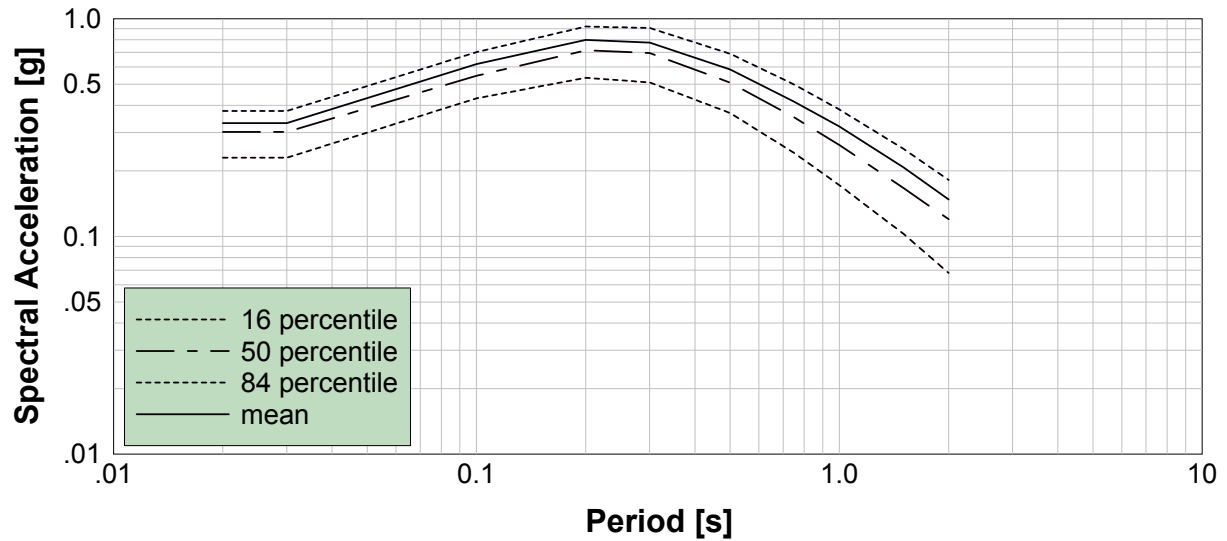
Obr. 9.5. 16, 50 a 84 percentilová a stredná krivka seizmického ohrozenia pre hodnoty PGA z Monte Carlo simulácií.

0.2 - Second Spectral Acceleration Monte Carlo Simulation



Obr. 9.6. 16, 50 a 84 percentilová a stredná krivka seizmického ohrozenia pre hodnoty PSA pre periódu 0.2 s z Monte Carlo simulácií.

10 000-year Return Period Monte Carlo simulation



Obr. 9.7. 16, 50 a 84 percentilové a stredné spektrum odozvy pre návratovú periódu 10 000 rokov z Monte Carlo simulácií.

Horizontálne spektrálne zrýchlenie (PSA) [g] Návratová perióda 10 000 rokov

Periódna \ krivka s. ohrozenia [s]	16 percentilová	50 percentilová	84 percentilová	stredná (mean)
PGA	0.230	0.302	0.377	0.332
0.100	0.431	0.547	0.703	0.619
0.200	0.536	0.716	0.921	0.800
0.300	0.510	0.696	0.907	0.777
0.500	0.369	0.509	0.691	0.585
0.750	0.242	0.353	0.499	0.416
1.000	0.172	0.263	0.383	0.320
1.500	0.103	0.167	0.253	0.208
2.000	0.068	0.120	0.182	0.148

Tab. 9.6. Hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre návratovú periódu 10 000 rokov. Hodnoty sú z Monte Carlo simulácií.

9.4 Porovnanie výsledkov pravdepodobnostných výpočtov

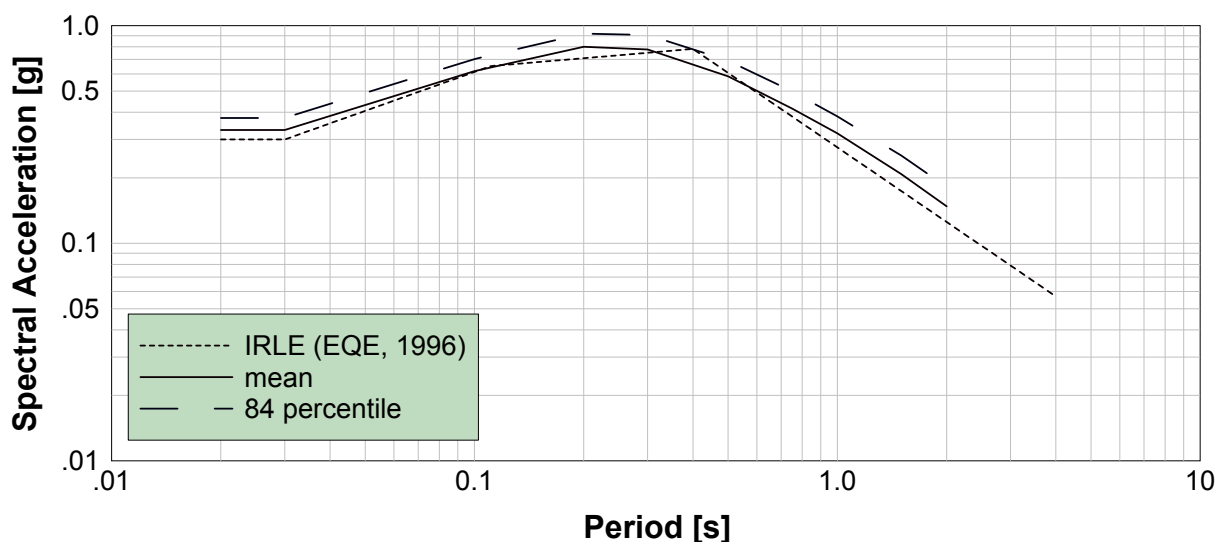
Spojité rozdelenie neurčitosti v početnostných vzťahoch v Monte Carlo simuláciách je, prirodzene, lepším spôsobom zahrnutia neurčitosti do pravdepodobnostných výpočtov ako zahrnutie pomocou diskretných vetiev. Na druhej strane, výpočty pre logický strom, ktoré trvali približne len 15 minút pre jednu periódu v spektre odozvy, boli v našom prípade asi 36 krát rýchlejšie ako Monte Carlo simulácie. Porovnali sme výsledky z oboch spôsobov výpočtu pre ohrozenia pre návratovú periódu 10 000 rokov. V Tab. 9.7 sú relatívne rozdiely medzi výsledkami získanými z Monte Carlo simulácií a výsledkami výpočtov pre logický strom. V tabuľke vidieť, že kým rozdiely pre 16 percentilové hodnoty spektrálneho zrýchlenia sú do 17%, pre 84 percentilové a stredné hodnoty spektrálneho zrýchlenia sú rozdiely menšie ako 5%. 84 percentilové a stredné hodnoty spektrálneho zrýchlenia získané oboma metódami sú teda veľmi blízke. Tým sme pre ne overili jednak, že počet Monte Carlo simulácií (100 000) je dostatočný vzhľadom na počet scenárov, jednak, že zahrnutie neurčitosti početnostných vzťahov pomocou troch diskretných vetiev je v tomto prípade dostačujúce. Deagregáciu pravdepodobnostného výpočtu môžeme teda vykonať pre strednú alebo 84 percentilovú hodnotu z výpočtov pre logický strom.

Na Obr. 9.8 sú 84 percentilové a stredné (mean) hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre návratovú periódu 10 000 rokov z Monte Carlo simulácií a hodnoty spektrálneho zrýchlenia zodpovedajúce IRLE z práce EQE (1996). 84 percentilové hodnoty spektrálneho zrýchlenia sú pre všetky periódny väčšie než hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre IRLE. Stredné hodnoty spektrálneho zrýchlenia sú pre všetky periódny okrem intervalu periód $<0.3 \text{ s}, 0.55 \text{ s}>$ tiež väčšie než hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre IRLE. V Tab. 9.8 sú relatívne rozdiely pre jednotlivé periódny medzi strednými hodnotami spektrálneho zrýchlenia a hodnotami spektrálneho zrýchlenia pre IRLE. Spektrálne hodnoty pre IRLE boli pre jednotlivé periódny lineárne interpolované z hodnôt, ktoré sú uvedené na Obr. 21 v práci EQE (1996). V tabuľke vidieť, že rozdiely sú pre všetky periódny do 1 s menšie ako 15%. Nami vypočítané stredné hodnoty spektrálneho zrýchlenia a hodnoty spektrálneho zrýchlenia pre IRLE sú teda pomerne blízke.

Relatívne rozdiely medzi Monte Carlo simuláciami a výpočtami pre logický strom. Návrhová perióda 10 000 rokov

Periódka \ krivka s. ohrozenia [s]	16 percentilová	50 percentilová	84 percentilová	stredná (mean)
PGA	+11%	+1%	+3%	+4%
0.100	+17%	+7%	+2%	+3%
0.200	+11%	+7%	+3%	+4%
0.300	+11%	+9%	+5%	+4%
0.500	+14%	+8%	+3%	+3%
0.750	+14%	+10%	+3%	+3%
1.000	+12%	+15%	+1%	+3%
1.500	+12%	+8%	+1%	+2%
2.000	+12%	+8%	+2%	+1%

Tab. 9.7. Relatívne rozdiely medzi Monte Carlo simuláciami a výpočtami pre logický strom pre návrhovou periódu 10 000 rokov.



Obr. 9.8. 84 percentilová a stredná (mean) krivka spektrálnej odozvy pre návrhovou periódu 10 000 rokov (obe krivky sú z Monte Carlo simulácií) a krivka zodpovedajúca IRLE (Interim Review Level Earthquake) z práce EQE (1996).

Periódka [s]	stredná hodnota [g]	hodnota pre IRLE [g]	relatívny rozdiel [%]
PGA	0.332	0.3000	+9.64
0.1	0.619	0.6126	+1.03
0.2	0.800	0.7092	+11.34
0.3	0.777	0.7512	+3.32
0.5	0.585	0.6070	-3.77
0.75	0.416	0.3828	+7.99
1.0	0.320	0.2759	+13.77
1.5	0.208	0.1740	+16.36
2.0	0.148	0.1254	+15.26

Tab. 9.8. Relatívne rozdiely pre jednotlivé periódky medzi strednými hodnotami spektrálneho zrýchlenia a hodnotami spektrálneho zrýchlenia pre IRLE.

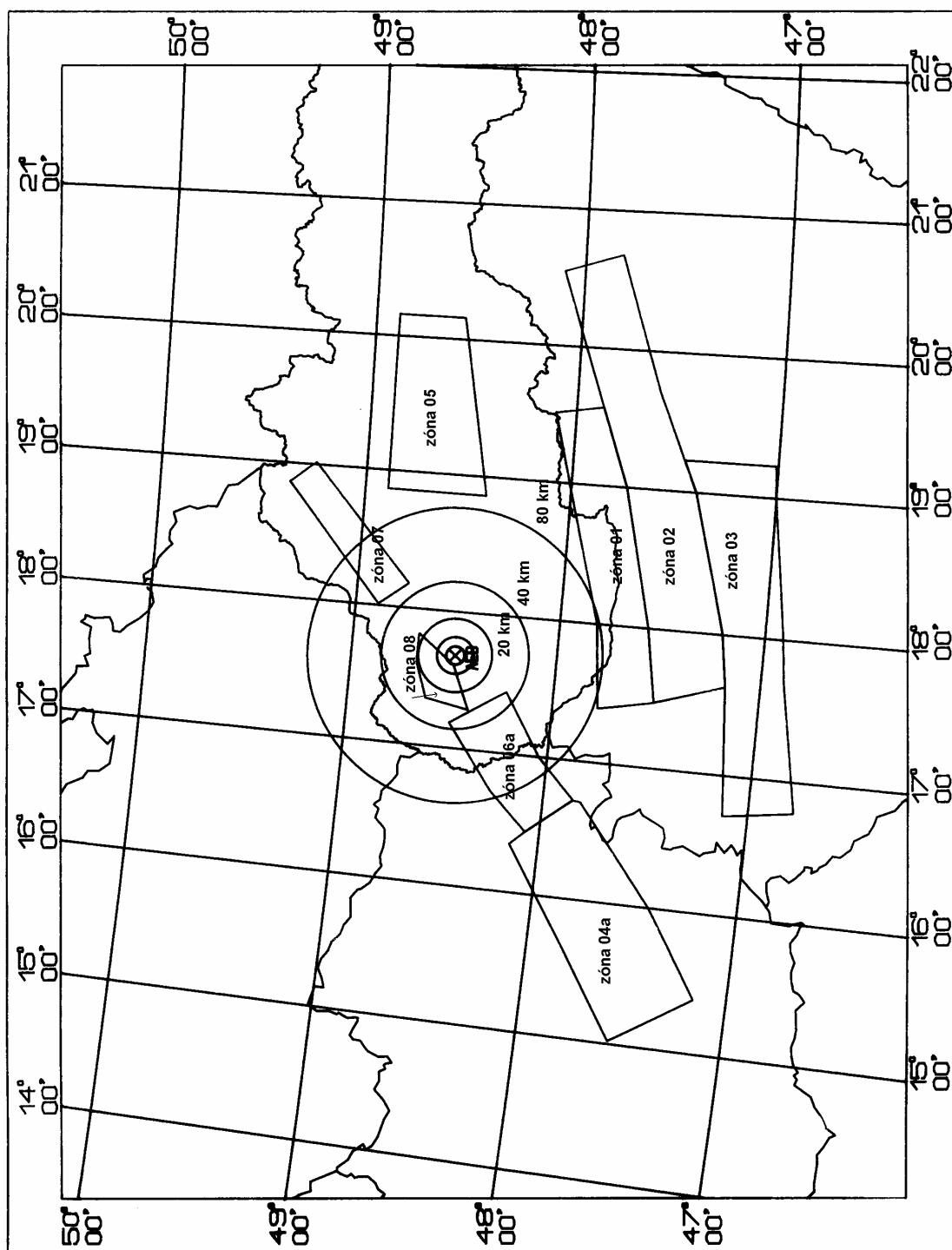
9.5 Magnitúdo a vzdialenosť určujúceho zemetrasenia

Určujúce zemetrasenie je v práci Bernreuter et al. (1998) definované ako zemetrasenie s magnitúdom M vo vzdialenosti r , ktoré najviac prispieva k celkovej ročnej pravdepodobnosti presiahnutia danej úrovne pohybu pôdy na záujmovej lokalite. V prípade lokality AEB nás zaujíma stredná (mean) úroveň pohybu pôdy pre periódu 0.2 s s ročnou pravdepodobnosťou presiahnutia 10^{-4} , t.j. s návratovou periódou 10 000 rokov. Perióda 0.2 s je pre stavebné štruktúry na lokalite AEB najreprezentatívnejšou periódou pre určenie magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia (Campbell 1998). Stredná (mean) úroveň pohybu pôdy pre návratovú periódu 10 000 rokov zodpovedá podľa IAEA (1996) v prípade lokality AEB bezpečnostnej úrovni SL-2 a teda aj zemetraseniu revíznej úrovne (RLE). Stredné spektrum odozvy z pravdepodobnostného výpočtu pre návratovú periódu 10 000 rokov sa nazýva uniformné spektrum odozvy (UHS).

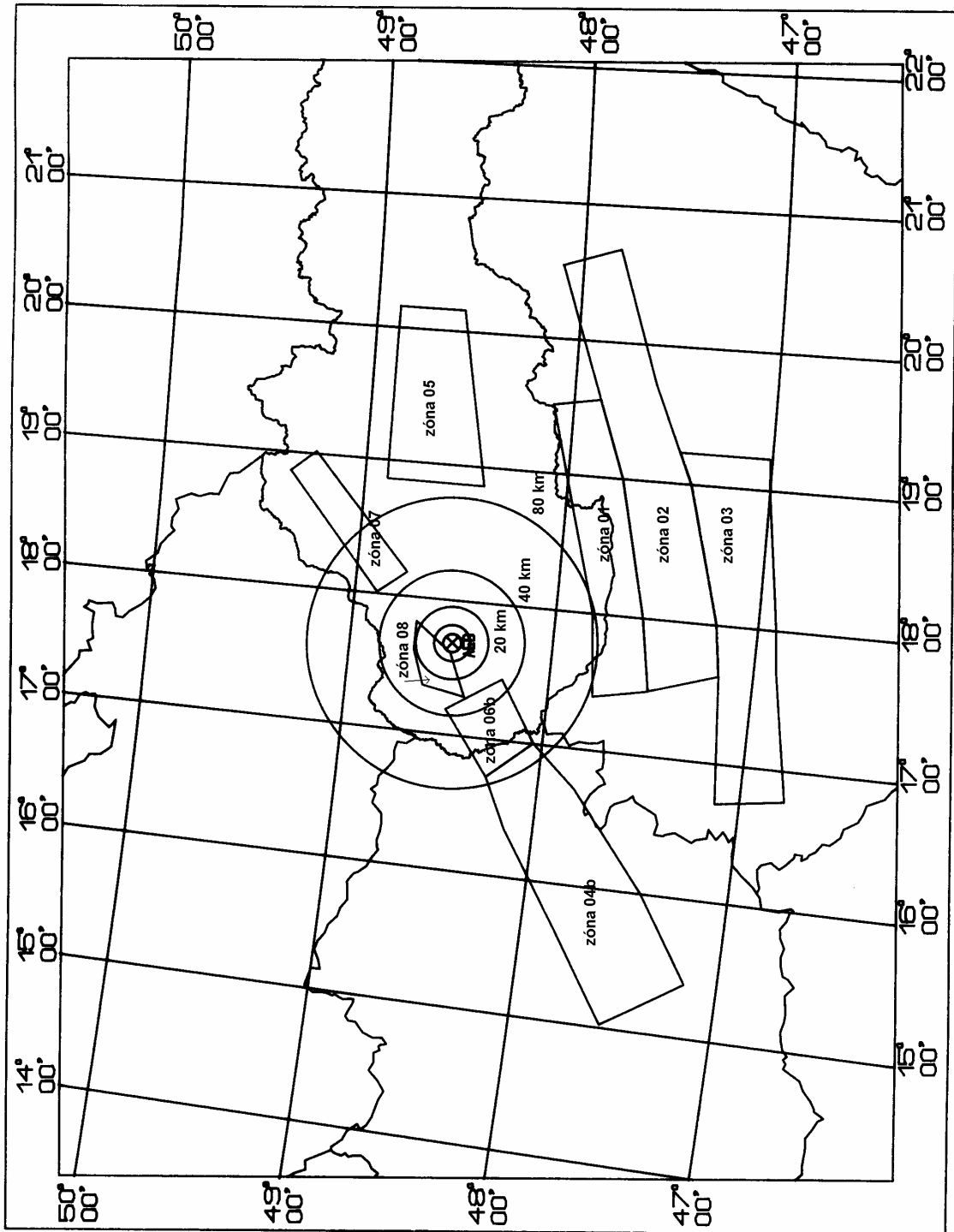
Magnitúdo a vzdialenosť určujúceho zemetrasenia sme určili nasledovne:

1. Celý širší región AEB sme rozdelili na vzdialenostné intervaly (interval - v anglickej terminológii bin) 0-5 km, 5-10 km, 10-20 km, 20-40 km, 40-80 km a viac ako 80 km od lokality AEB. Hranice jednotlivých intervalov sme zvolili tak, aby rozdiely medzi prirodzenými logaritmi centroidových hodnôt vzdialeností jednotlivých intervalov boli približne rovnaké. Vzdialenosti zodpovedajú vzdialenosti r_{jb} podľa Joynera a Boora (Abrahamson & Shedlock, 1997), pretože tento typ vzdialenosti bol použitý aj v samotných pravdepodobnostných výpočtoch. Na Obr. 9.9 a 9.10 je vyznačená 20, 40 a 80 km hranica vzdialenostných intervalov pre obe alternatívy vyčlenenia zdrojových zón v širšom regióne AEB. Na Obr. 9.11-9.13 je vyznačená 5, 10 a 20 km hranica vzdialenostných intervalov pre všetky tri alternatívy modelovania zdrojovej zóny Dobrá Voda.
2. Celý záujmový interval magnitúd od minimálneho magnitúda m_0 po najväčšie z maximálnych magnitúd m_l sme rozdelili na magnitúdové intervaly rovnakej veľkosti 4.33-4.82, 4.83-5.32, 5.33-5.82, 5.83-6.32, 6.33-6.82, >6.82 tak, aby rozdiely medzi strednými hodnotami jednotlivých magnitúdových intervalov boli rovnaké. Pripomíname, že magnitúda zodpovedajú magnitúdu M_S .
3. Pre všetky magnitúdovo-vzdialenostné intervaly sme vykonali úplný pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia pre ten istý logický strom, ktorý je popísaný v podkapitole 9.3. Výpočty sme vykonali tak, aby počet zemetrasení danej veľkosti pripadajúci na jednotku plochy každej pôvodnej plošnej zdrojovej zóny, resp. jednotku dĺžky zlomov zdrojovej zóny Dobrá Voda, bol rovnaký aj pre jednotlivé časti príslušnej zdrojovej zóny, ktoré pripadli do rôznych vzdialenostných intervalov.

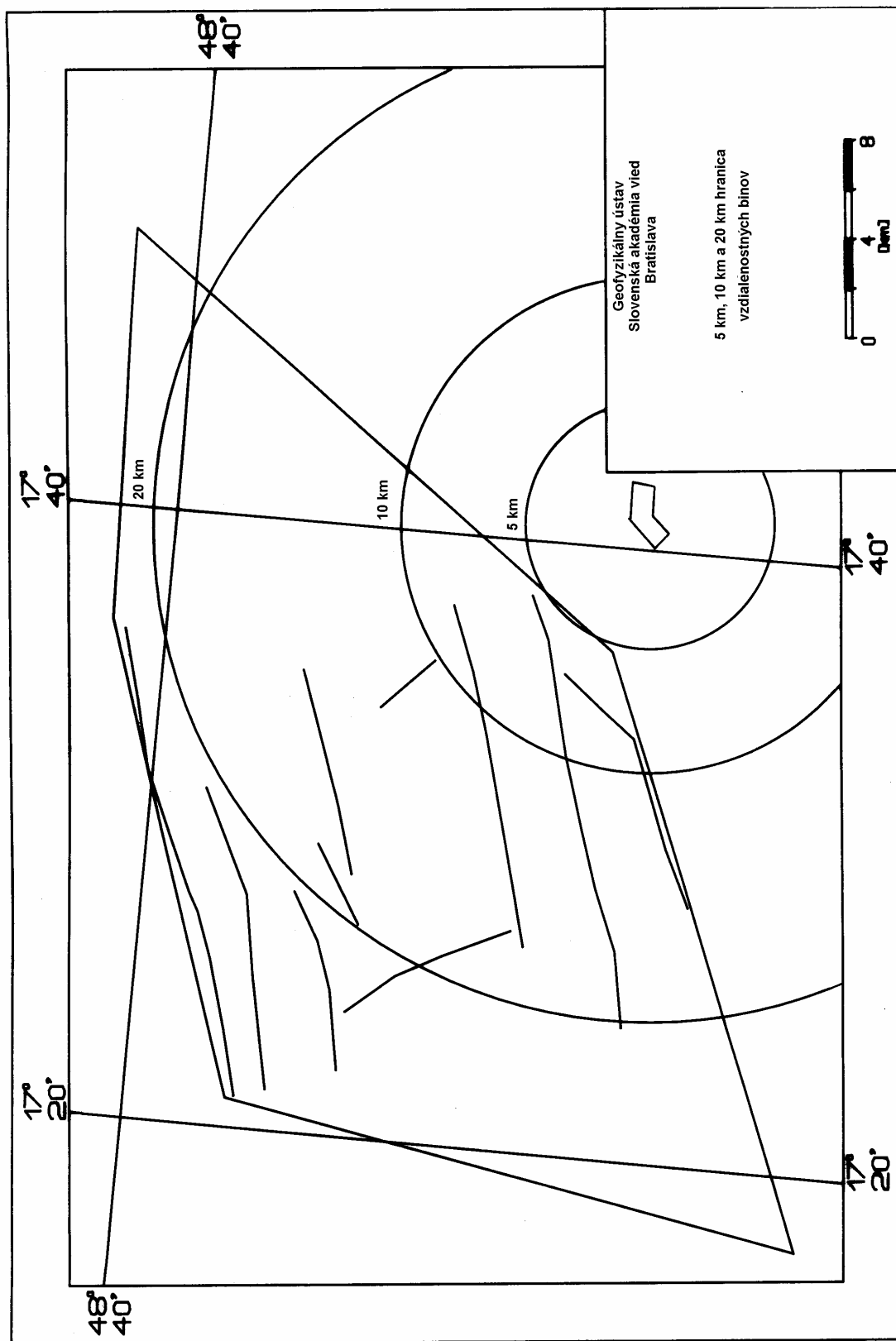
V Tab. 9.9 sú pravdepodobnosti presiahnutia $H_{M D}$ úrovne pohybu pôdy 0.768 g pre jednotlivé magnitúdovo-vzdialenostné intervaly. Úroveň pohybu pôdy 0.768 g bola vypočítaná pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov v pôvodných výpočtoch pre logický strom (vid' Tab. 9.3).



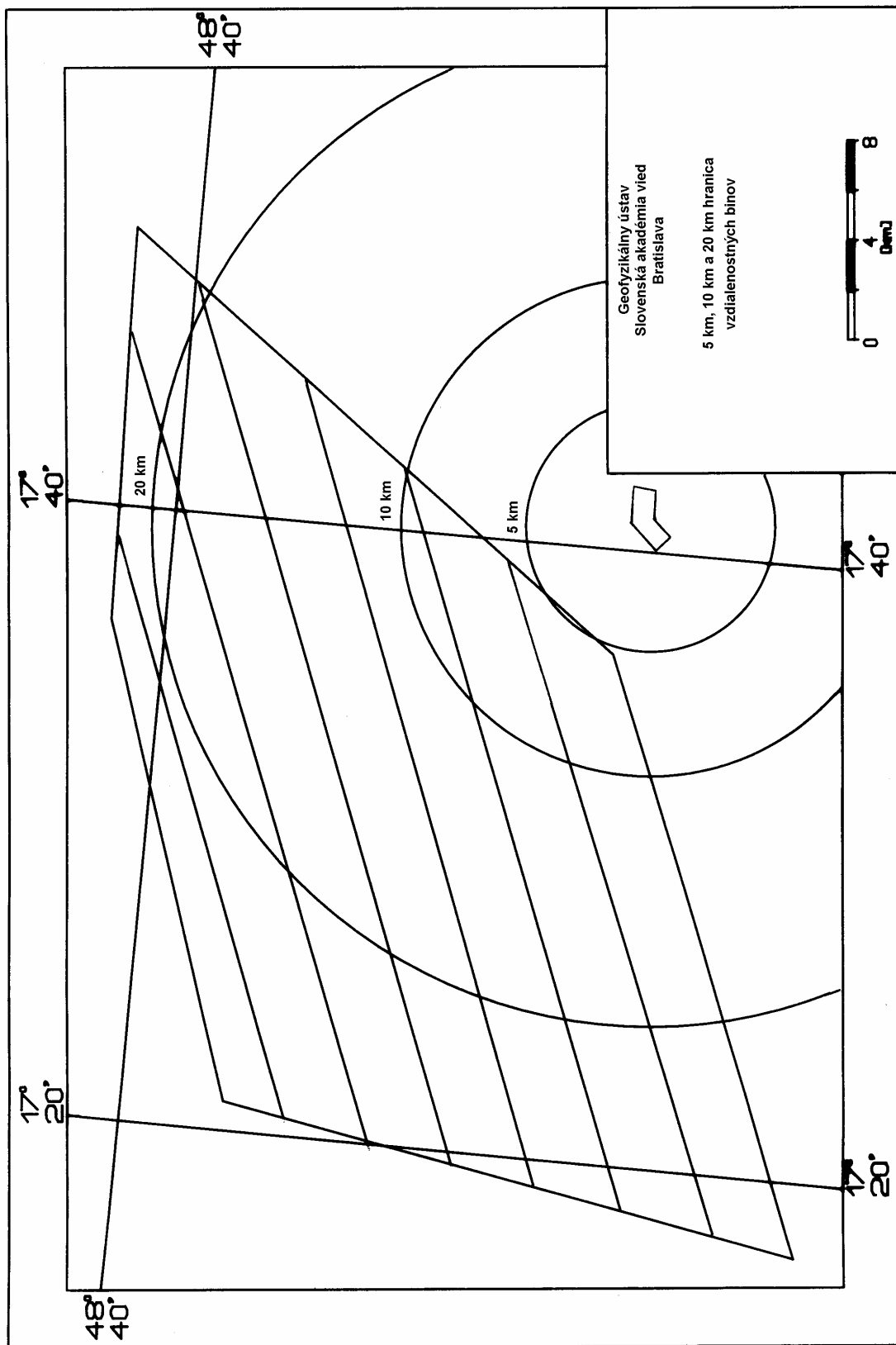
Obr. 9.9. 20, 40 a 80 km hranica vzdialenostných intervalov pre alternatívu a vyčlenenia zdrojových zón v širšom regióne AEB.



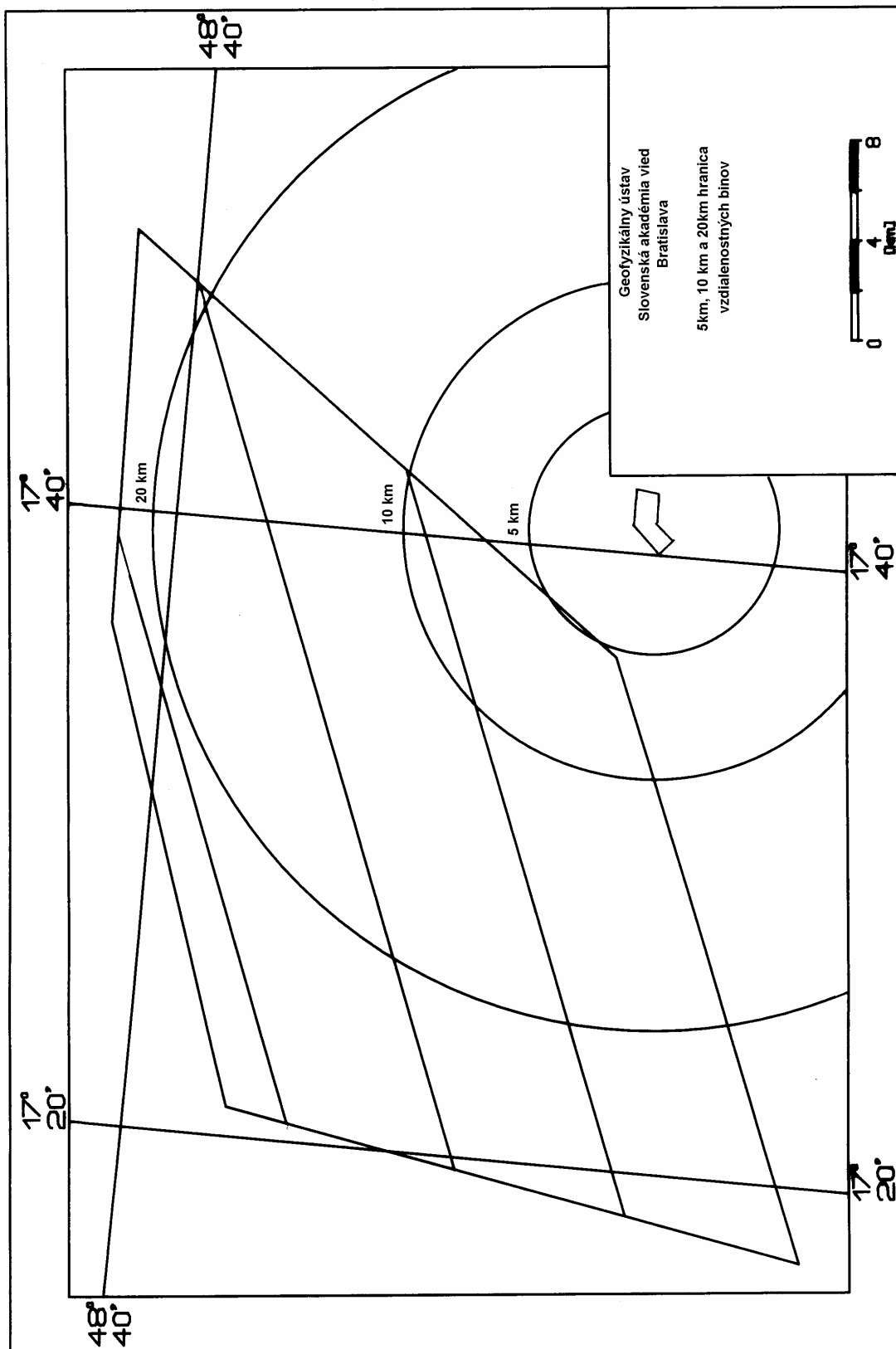
Obr. 9.10. 20, 40 a 80 km hranica vzdialenostných intervalov pre alternatívu **b** vyčlenenia zdrojových zón v širšom regióne AEB.



Obr. 9.11. 5, 10 a 20 km hranica vzdialenostných intervalov pre 1. alternatívu vyčlenenia zdrojovej zóny Dobrá Voda.



Obr. 9.12. 5, 10 a 20 km hranica vzdialenostných intervalov pre 2. alternatívu vyčlenenia zdrojovej zóny Dobrá Voda.



Obr. 9.13. 5, 10 a 20 km hranica vzdialenostných intervalov pre 3. alternatívu vyčlenenia zdrojovej zóny Dobrá Voda.

Deagregácia strednej (mean) spektrálnej hodnoty pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov
Pravdepodobnosti presiahnutia sú v hodnotách 10^{-5}

vzd. \ mag. int. \ [km]	4.33-5.32	4.83-5.32	5.32-5.82	5.83-6.32	6.33-6.82	>6.82
0-5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
5-10	0.215	0.717	1.332	1.443	0.534	0.000
10-20	0.080	0.411	1.314	2.213	1.033	0.000
20-40	0.001	0.015	0.088	0.254	0.196	0.000
40-80	0.000	0.000	0.001	0.003	0.005	0.000
>80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tab. 9.9. Pravdepodobnosti presiahnutia pre jednotlivé magnitúdovo-vzdialenostné intervaly. Pravdepodobnosti boli vypočítané pre hodnotu pohybu pôdy 0.768 g, ktorá bola vypočítaná pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov vo výpočtoch pre logický strom (viď podkapitolu 9.3). Pravdepodobnosti presiahnutia sú v hodnotách 10^{-5} .

4. Pre každý magnitúdovo-vzdialenostný interval sme určili čiastkový relatívny príspevok k celkovej pravdepodobnosti presiahnutia podľa vzťahu Bernreutera et al. (1998)

$$P_{M D} = \frac{H_{M D}}{\sum_m \sum_d H_{m d}}, \quad (9.1)$$

kde $P_{M D}$ je čiastkový relatívny príspevok magnitúdovo-vzdialenostného intervalu M, D . $H_{M D}$ je vypočítaná pravdepodobnosť presiahnutia pre magnitúdovo-vzdialenostný interval M, D a $\sum_m \sum_d H_{m d}$ je súčet pravdepodobností presiahnutia všetkých magnitúdovo-

vzdialenostných intervalov. Na Obr. 9.14 a v Tab. 9.10 sú pre všetky magnitúdovo-vzdialenostné intervaly uvedené jednotlivé čiastkové relatívne príspevky k celkovej pravdepodobnosti presiahnutia.

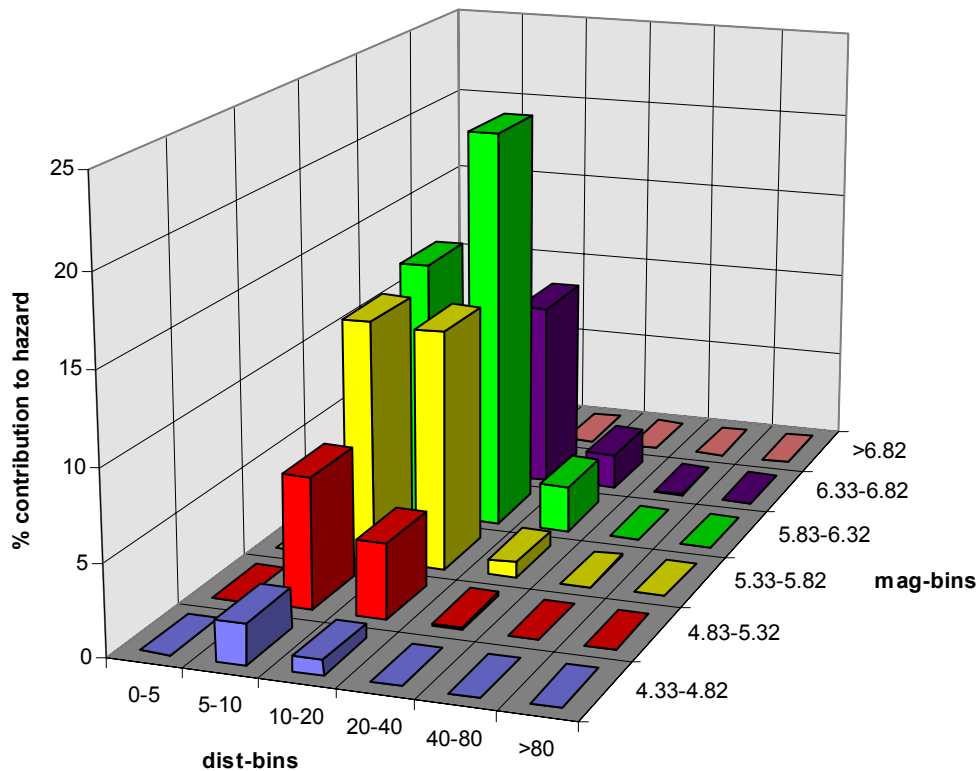
Čiastkové relatívne príspevky magnitúdovo-vzdialenostných intervalov k celkovému ohrozeniu v % pre strednú (mean) spektrálnu hodnotu pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov

vzd. \ mag. int. \ [km]	4.33-5.32	4.83-5.32	5.32-5.82	5.83-6.32	6.33-6.82	>6.82	centroid. hodnota vzd. int. [km]
	4.575	5.075	5.575	6.075	6.575		
0-5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.54
5-10	2.18	7.28	13.52	14.64	5.42	0.00	7.91
10-20	0.81	4.17	13.33	22.46	10.48	0.00	15.81
20-40	0.01	0.15	0.89	2.58	1.99	0.00	31.62
40-80	0.00	0.00	0.01	0.03	0.05	0.00	63.25
>80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

* stredná hodnota - central value,

Tab. 9.10. Čiastkové relatívne príspevky v % k celkovej pravdepodobnosti presiahnutia pre jednotlivé magnitúdovo-vzdialenostné intervaly. Príspevky boli vypočítané pre hodnotu pohybu pôdy 0.768 g, ktorá bola vypočítaná pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov vo výpočtoch pre logický strom.

T=0.2 s 10 000-year Return Period



Obr. 9.14. Čiastkové relatívne príspevky v % k celkovej pravdepodobnosti presiahnutia pre jednotlivé magnitúdovo-vzdialenostné intervaly. Príspevky boli vypočítané pre hodnotu pohybu pôdy 0.768 g, ktorá bola vypočítaná pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov vo výpočtoch pre logický strom (viď podkapitola 9.3).

5. krok. Magnitúdo M_C určujúceho zemetrasenia sme vypočítali podľa vzťahu Bernreutera et al. (1998)

$$M_C = \sum_m M_m \sum_d P_{m,d} \quad (9.2)$$

kde M_m je stredná hodnota magnitúdového intervalu m a $P_{m,d}$ je čiastkový relatívny príspevok magnitúdovo-vzdialenostného intervalu m, d k celkovej pravdepodobnosti presiahnutia.

Vzdialenosť určujúceho zemetrasenia D_C sme vypočítali podľa vzťahu Bernreutera et al. (1998)

$$\ln(D_C) = \sum_d \ln(D_d) \sum_m P_{m,d} \quad (9.3)$$

kde D_d je centroidová hodnota vzdialenostného intervalu d a $P_{m,d}$ je čiastkový relatívny príspevok magnitúdovo-vzdialenostného intervalu m, d k celkovej pravdepodobnosti presiahnutia.

Vypočítaná hodnota magnitúda povrchových vln M_S určujúceho zemetrasenia je 5.86 a vypočítaná hodnota vzdialenosti r_{jb} určujúceho zemetrasenia je 12.2 km.

Určujúce zemetrasenie z deagregácie a z deterministických výpočtov

Ako je uvedené vyššie, určujúce zemetrasenie z deagregácie je také zemetrasenie, ktoré najviac prispieva do hodnoty vybranej charakteristiky seizmického pohybu pôdy (v prípade lokality AEB sme určujúce zemetrasenie určili pre strednú spektrálnu hodnotu pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov). V deterministickom výpočte je určujúcim zemetrasením to z maximálnych zemetrasení jednotlivých zdrojových zón, ktorého charakteristiky sú dominantné v porovnaní s charakteristikami maximálnych zemetrasení z ostatných zdrojových zón. Je zrejmé, že v oboch prípadoch určujúce zemetrasenia istým spôsobom určujú výsledné hodnoty charakteristík seizmického pohybu pôdy na záujmovej lokalite. Avšak, zatiaľ čo v prípade deterministického výpočtu je to zemetrasenie, ktoré absolútne určuje výsledné charakteristiky seizmického ohrozenia, v prípade určujúceho zemetrasenia z deagregácie to tak nie je. Je to zemetrasenie, ktoré najviac prispieva do hodnoty konkrétnej charakteristiky seizmického pohybu pôdy. Pre rôzne charakteristiky pohybu pôdy môžeme teda získať rôzne určujúce zemetrasenia líšiac sa hodnotou magnitúda alebo vzdialenosti.

Porovnanie hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia s hodnotami určenými v predchádzajúcich prácach

Z troch doterajších zhodnotení seizmického ohrozenia lokality AEB - Energoprojekt (1986), Schenk et al. (1987) a Štejnberg et al. (1988) - je možné porovnať hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia len s hodnotami, ktoré boli určené v práci Štejnberga et al. (1988).

Hodnoty tzv. veľkého zemetrasenia z deterministického výpočtu seizmického ohrozenia v práci Štejnberg et al. (1988), t.j. $M=6$, epicentrálna vzdialenosť 10 km a hĺbka ohniska 10-20 km, sa veľmi nelíšia od hodnôt magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov, ktoré sme určili - $M_S=5.86$ a $r_{jb}=12.2$ km).

9.6 Horizontálne spektrum odozvy pre zemetrasenie revíznej úrovne

Pre hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia sme vypočítali hodnoty zrýchlenia z tých istých piatich útlmových vzťahov, ktoré boli použité v pravdepodobnostnom výpočte seizmického ohrozenia. Všetky použité útlmové vzťahy sú pre útlm zodpovedajúci 5% kritického útlmu. Zrýchlenia sme vypočítali pre tie isté periódy, pre ktoré bolo vypočítané UHS. Pre každú periódu sme zo získaných piatich hodnôt zrýchlenia vypočítali priemernú hodnotu zrýchlenia. Takto získané priemerné spektrum odozvy sme normalizovali na hodnotu UHS pre periódu 0.2 s z Monte Carlo simulácií. Normalizované spektrum odozvy predstavuje horizontálne spektrum odozvy pre RLE.

V Tab. 9.11 sú pre jednotlivé periódy uvedené hodnoty zrýchlení pre magnitúdo a vzdialenosť určujúceho zemetrasenia, ktoré sme vypočítali z piatich útlmových vzťahov, hodnoty priemerného spektra odozvy, hodnoty UHS a výsledné hodnoty horizontálneho spektra odozvy pre RLE. Horizontálne spektrum pre RLE je na Obr. 9.15.

Periód [s]	Ambra- seys et al. (1996)	Abraham- son & Silva (1997)	Boore et al. (1997)	Campbell (1997)	Sadigh et al. (1997)	stredné (mean) spektrum	UHS	horiz. spektrum pre RLE
PGA	0.1332	0.2030	0.1874	0.1877	0.1699	0.176	0.332	0.344
0.10	0.2540	0.3616	0.3413	0.2927	0.3375	0.317	0.619	0.621
0.20	0.3247	0.4391	0.4703	0.4006	0.4103	0.409	0.800	0.800
0.30	0.2977	0.4155	0.4435	0.4002	0.3875	0.389	0.777	0.761
0.50	0.1989	0.3241	0.3101	0.3104	0.2921	0.287	0.585	0.562
0.75	0.1161	0.2388	0.1955	0.2255	0.2129	0.198	0.416	0.387
1.00	0.0789	0.1776	0.1374	0.1763	0.1633	0.147	0.320	0.287
1.50	0.0415	0.1166	0.0890	0.1156	0.1015	0.093	0.208	0.182
2.00	0.0253	0.0761	0.0709	0.0827	0.0686	0.065	0.148	0.127

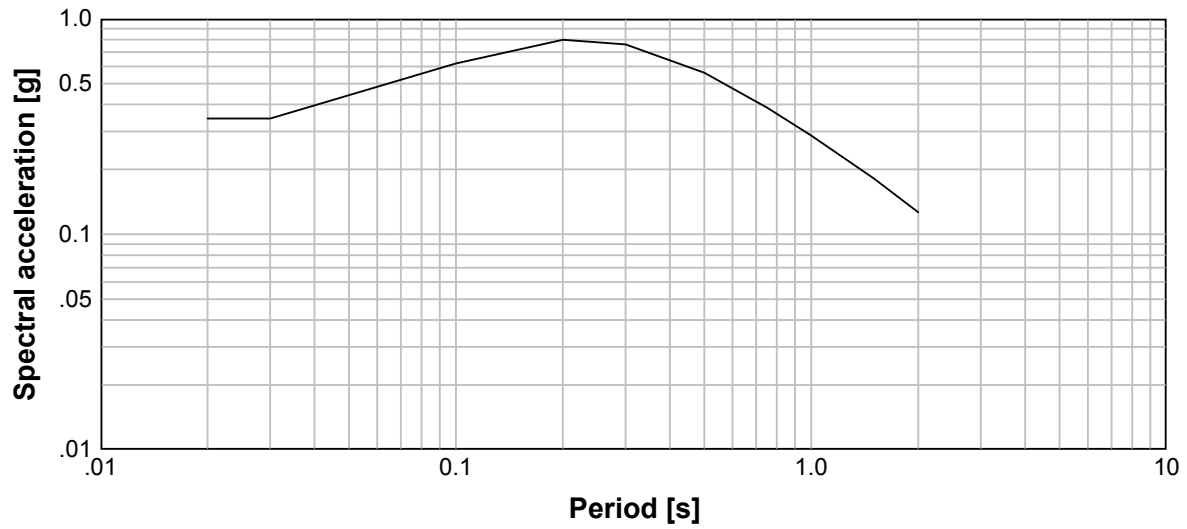
Tab. 9.11. Hodnoty zrýchlení pre magnitúdo a vzdialenosť určujúceho zemetrasenia, ktoré boli vypočítané z piatich útlmových vzťahov, hodnoty priemerného spektra odozvy, hodnoty UHS a výsledné hodnoty horizontálneho spektra odozvy pre RLE.

Porovnanie horizontálneho spektra odozvy pre RLE so spektrami odozvy v predchádzajúcich zhodnoteniach seizmického ohrozenia

V Tab. 9.12 sú pre jednotlivé periódy uvedené relatívne rozdiely (v %) medzi hodnotami horizontálneho spektra odozvy pre RLE, UHS spektrom a spektrom odozvy pre IRLE (EQE, 1996). Na Obr. 9.16 sú ukázané všetky tri spektrá. V Tab. 9.12 a na Obr. 9.16 vidieť, že spektrum odozvy pre RLE je pre periódy do 0.2 s približne rovnaké ako UHS spektrum a pre periódy nad 0.2 s je nižšie. V porovnaní so spektrom odozvy pre IRLE je hodnota špičkového zrýchlenia PGA o 14,67% vyššia. Pre periódu 0.2 s je spektrálne zrýchlenie pre RLE o 12,80% väčšie. Pre všetky ostatné periódy je rozdiel menší ako 10%.

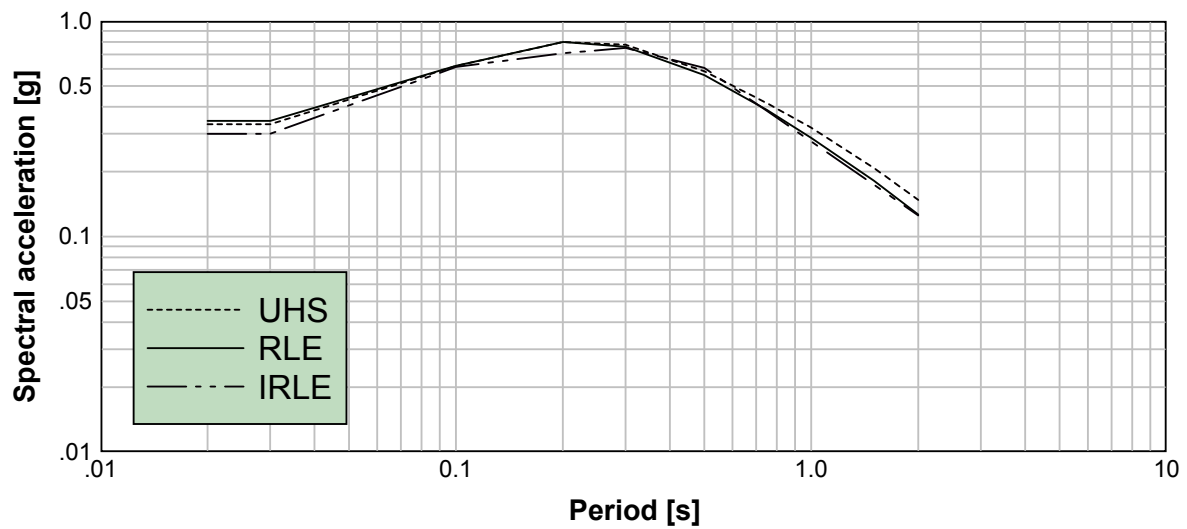
Rozdiely medzi RLE spektrom a IRLE spektrom sú relatívne malé v porovnaní s rozdielmi vo vyčlenení zdrojových zón v štúdiu EQE (1996) a v tejto práci. V štúdiu EQE (1996) sú v prvej alternatíve vyčlenené 4 zdrojové zóny a v druhej alternatíve sú vyčlenené

Horizontal response spectrum for the RLE 5% of critical damping



Obr. 9.15. Horizontálne spektrum odozvy pre RLE.

Comparison of the UHS, RLE and IRLE spectra Horizontal component



Obr. 9.16. Porovnanie horizontálneho spektra odozvy pre RLE s UHS spektrom a horizontálnym spektrom odozvy pre IRLE (EQE, 1996).

Periódá [s]	((RLE-UHS) / UHS) * 100 [%]	((RLE-IRLE) / IRLE) * 100 [%]
PGA	3.80	14.67
0.10	0.19	1.35
0.20	0.00	12.80
0.30	-2.11	1.25
0.50	-4.00	-7.48
0.75	-7.02	1.04
1.00	-10.33	3.99
1.50	-12.71	4.38
2.00	-14.45	0.96

Tab. 9.12. Relatívne rozdiely v % medzi horizontálnym spektrom odozvy pre RLE a UHS spektrom a horizontálnym spektrom odozvy pre IRLE.

len dve zdrojové zóny. V obidvoch modeloch však nie je dominantný vplyv dobrovodskej oblasti na hodnoty charakteristík seizmického ohrozenia potlačený. Toto spolu s tým, že v štúdií EQE (1996) boli použité podobné útlmové vzťahy pre PGA a PSA, ako sme použili my, vysvetľuje, že rozdiely medzi horizontálnym spektrom IRLE a RLE sú pomerne malé.

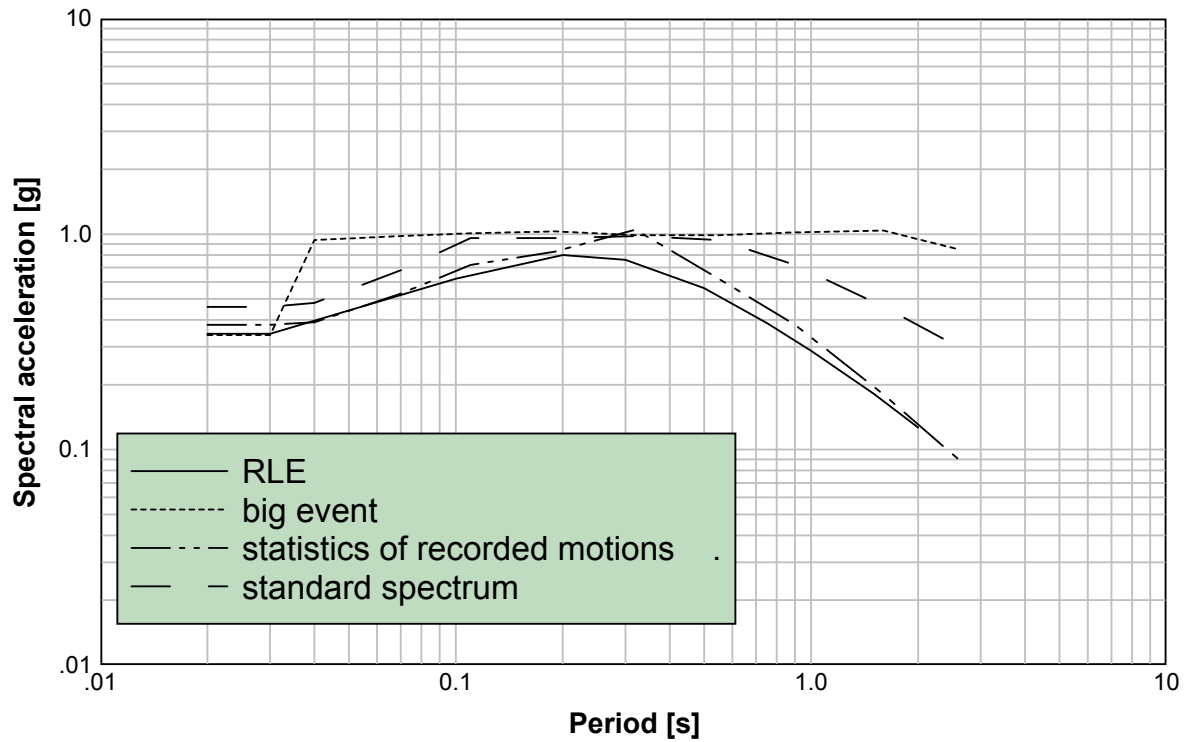
V deterministickej štúdií seizmického ohrozenia Štejnberg et al. (1988) sú pre tzv. veľké zemetrasenie navrhnuté tieto tri spektrá odozvy:

1. stredné spektrum odozvy umelých akcelerogramov (Tab. 15 v citovanej práci),
2. spektrum, ktoré bolo vypočítané z vybraných akcelerogramov (Tab. 12 v citovanej práci),
3. štandardné spektrum odozvy (Tab. 12 v citovanej práci).

V práci Westinghouse (1990) bolo ukázané že tzv. veľkému zemetraseniu v práci Štejnberg et al. (1988) zodpovedá návratová periódá 10 000 rokov.

Na Obr. 9.17 je zobrazené horizontálne spektrum odozvy pre RLE a vyššie uvedené tri spektra odozvy z práce Štejnberg et al. (1988). Horizontálne spektrum pre RLE je najnižšie pre takmer všetky periódá. Hodnota PGA v spektre pre RLE je pritom prakticky rovnaká ako hodnota PGA pre tzv. veľké zemetrasenie v štúdií Štejnberga et al. (1988). Tvar stredného spektra odozvy umelých akcelerogramov pre tzv. veľké zemetrasenie (v obr. 9.17 skrátené označené big event) je však pre veľkosť a vzdialenosť tzv. veľkého zemetrasenia ($M=6$ a $R=10$ km) veľmi nepravdepodobný. Je tiež veľmi rozdielny od oboch ďalších spektier odozvy z práce Štejnberga et al. (1988). Tvar spektra odozvy zo zaznamenaných akcelerogramov je naopak veľmi podobný tvaru nami vypočítaného horizontálneho spektra odozvy pre RLE.

**Comparison of the RLE spectrum with
Stejnberg et al. (1988) spectra
Horizontal component**



Obr. 9.17. Porovnanie horizontálneho spektra pre RLE so spektrami uvedenými v práci Štejnberg et al. (1988), t.j. spektrom pre tzv. veľké zemetrasenie, so spektrom, ktoré bolo vypočítané z vybraných akcelerogramov a štandardným spektrom.

9.7 Vertikálne spektrum odozvy pre zemetrasenie revíznej úrovne

Pre tri z piatich útlmových vzťahov pre horizontálnu zložku sú dostupné útlmové vzťahy aj pre vertikálnu zložku. Z týchto troch vzťahov (Ambraseys & Simpson, 1996, Campbell, 1997, a Sadigh et al., 1997) sme pre hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia vypočítali pre každú periódu logaritmus pomeru horizontálneho a vertikálneho zrýchlenia. Z týchto troch logaritmov pomerov horizontálneho a vertikálneho zrýchlenia sme pre každú periódu vypočítali priemernú hodnotu. Odlogaritmovaním priemernej hodnoty sme pre každú periódu získali výsledný pomer horizontálneho zrýchlenia k vertikálnemu pre RLE. Hodnoty vertikálneho spektra pre RLE sme potom získali vydelením hodnôt horizontálneho spektra odozvy pre RLE hodnotami pomerov. V Tab. 9.13 sú pre jednotlivé periódy uvedené hodnoty horizontálnych (z Tab. 9.11) a vertikálnych zrýchlení pre tri použité útlmové vzťahy. V Tab. 9.14 sú logaritmy pomerov horizontálneho a vertikálneho zrýchlenia pre jednotlivé útlmové vzťahy, priemerné hodnoty logaritmov pomerov, samotné pomery, hodnoty horizontálneho spektra pre RLE (z Tab. 9.11) a vypočítané hodnoty vertikálneho zrýchlenia pre RLE. Vertikálne spektrum pre RLE je na Obr. 9.18.

Periód [s]	Horiz. zložka (Tab.3.1)			Vert. zložka		
	Ambra- seys et al. (1996)	Campbell (1997)	Sadigh et al. (1997)	Ambra- seys & Simpson (1996)	Campbell (1997)	Sadigh et al. (1997)
PGA	0.1332	0.1877	0.1699	0.0656	0.1176	0.1573
0.10	0.2540	0.2927	0.3375	0.1613	0.2536	0.3500
0.20	0.3247	0.4006	0.4103	0.1421	0.2235	0.2664
0.30	0.2977	0.4002	0.3875	0.1105	0.1739	0.1772
0.50	0.1989	0.3104	0.2921	0.0664	0.1066	0.1199
0.75	0.1161	0.2255	0.2129	0.0437	0.0811	0.0857
1.00	0.0789	0.1763	0.1633	0.0308	0.0668	0.0629
1.50	0.0415	0.1156	0.1015	0.0188	0.0480	0.0411
2.00	0.0253	0.0827	0.0686	0.0122	0.0337	0.0298

Tab. 9.13. Hodnoty horizontálnych (z Tab. 9.11) a vertikálnych zrýchlení pre tri použité útlmové vzťahy.

Porovnanie vertikálneho spektra odozvy pre RLE so spektrami odozvy z predchádzajúcich zhodnotení seizmického ohrozenia

V Tab. 9.15 sú pre jednotlivé periódy uvedené relatívne rozdiely medzi vertikálnym spektrom pre IRLE (EQE, 1996) a vertikálnym spektrom pre RLE. Na Obr. 9.19 sú ukázané obe spektrá. V Tab. 9.15 a na Obr. 9.19 vidieť, že hodnota spektra pre RLE je len o 7% vyššia ako hodnota spektra pre IRLE a pre všetky ostatné periódy sú hodnoty spektra pre RLE výrazne nižšie ako hodnoty spektra pre IRLE. Tak výrazný rozdiel medzi oboma vertikálnymi spektrami odozvy je spôsobený rozdielnym spôsobom určenia vertikálneho spektra odozvy v štúdií EQE (1996) a nami. V štúdií EQE (1996) bolo vertikálne spektrum odozvy určené štandardným postupom ako 2/3 horizontálneho spektra. Pre určenie vertikálneho spektra

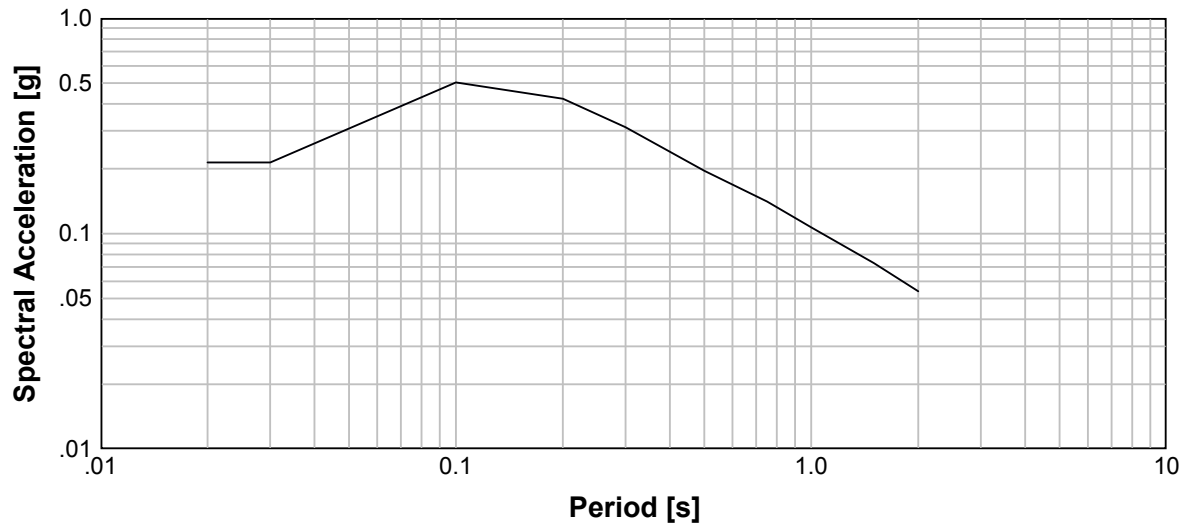
Periódá [s]	log(h/v) Ambra- seys et al. (1996)	log(h/v) Campbell (1997)	log(h/v) Sadigh et al. (1997)	$\overline{\log(h/v)}$	h/v	horiz. spektrum pre RLE	vert. spektrum pre RLE
PGA	0.3076	0.2031	0.1109	0.2072	1.611	0.344	0.214
0.10	0.1973	0.0624	0.0141	0.0913	1.234	0.621	0.503
0.20	0.3589	0.2534	0.2171	0.2765	1.890	0.800	0.423
0.30	0.4304	0.3620	0.3701	0.3875	2.441	0.761	0.312
0.50	0.4768	0.4643	0.4317	0.4576	2.868	0.562	0.196
0.75	0.4241	0.4440	0.4452	0.4377	2.740	0.387	0.141
1.00	0.4085	0.4212	0.4510	0.4269	2.672	0.287	0.107
1.50	0.3446	0.3814	0.4532	0.3931	2.472	0.182	0.073
2.00	0.3173	0.3894	0.4078	0.3715	2.352	0.127	0.054

Tab. 9.14. Logaritmy pomerov horizontálneho a vertikálneho zrýchlenia pre jednotlivé útlmové vzťahy, priemerné hodnoty logaritmov pomerov, samotné pomery, hodnoty horizontálneho spektra pre RLE (z Tab. 9.11) a vypočítané hodnoty vertikálneho zrýchlenia pre RLE.

Periódá [s]	((RLE-IRLE) / IRLE) * 100 [%]
PGA	+7.00
0.10	-18.48
0.20	-40.34
0.30	-56.36
0.50	-57.67
0.75	-57.01
1.00	-58.37
1.50	-59.89
2.00	-60.56

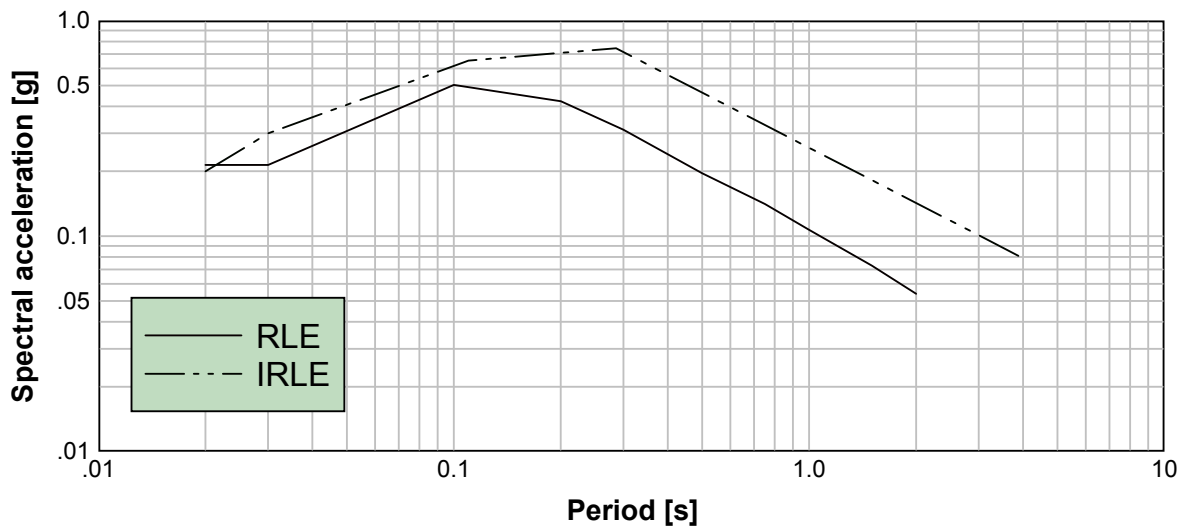
Tab. 9.15. Relatívne rozdiely v % medzi vertikálnym spektrom odozvy pre RLE a vertikálnym spektrom odozvy pre IRLE.

Vertical response spectrum for the RLE 5% of critical damping



Obr. 9.18. Vertikálne spektrum odozvy pre RLE.

Comparison of the RLE and IRLE spectra Vertical component



Obr. 9.19. Porovnanie vertikálneho spektra odozvy pre RLE s vertikálnym spektrom odozvy pre IRLE (EQE, 1996).

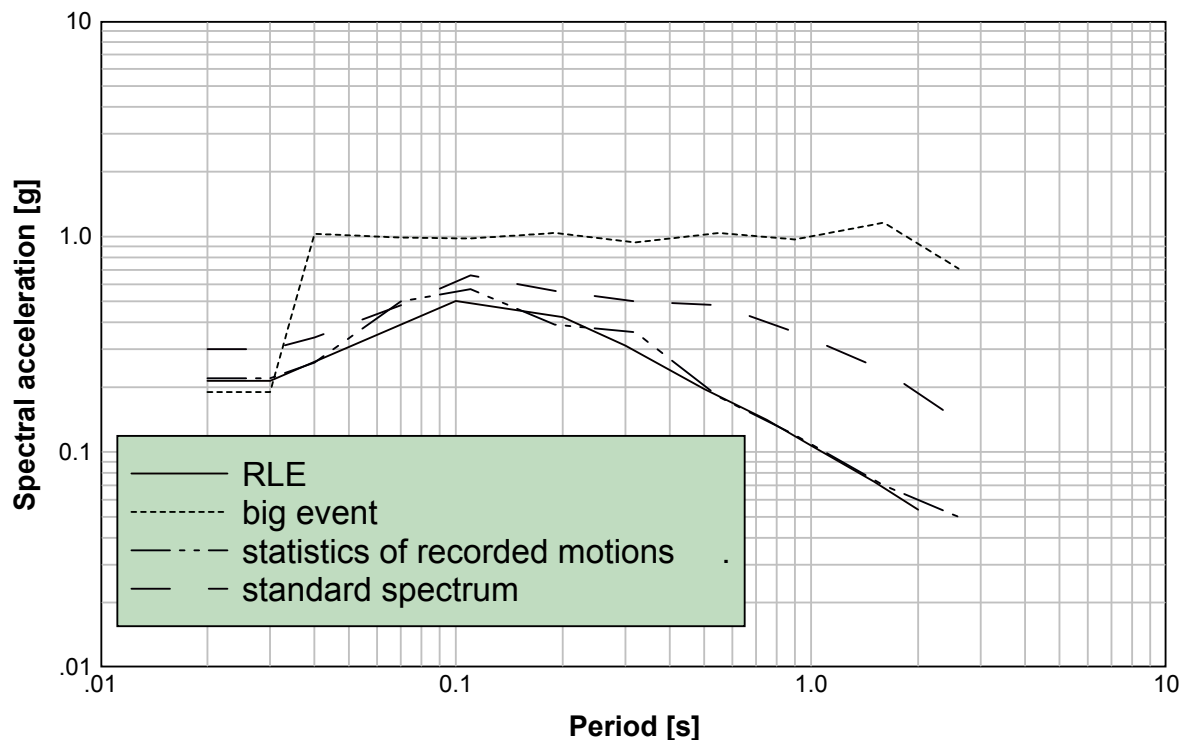
odozvy sme v našej práci vypočítali pomer hodnoty horizontálneho spektra odozvy k vertikálnemu osobitne pre každú periódu. V Tab. 9.14 vidieť, že tento pomer sa blíži hodnote 1.5 len pre špičkové zrýchlenie a pre periódu 0.1 s. Pre všetky ostatné periódy je tento pomer väčší ako dva, t.j. hodnoty vertikálneho spektra sú pre tieto periódy dokonca menšie ako 1/2 hodnôt horizontálneho spektra odozvy. To ukazuje, že štandardne používaný postup môže v niektorých prípadoch viesť k veľmi konzervatívnym hodnotám vertikálneho spektra odozvy.

Podobne ako pre horizontálnu zložku, sú v deterministickej štúdii seizmického ohrozenia Štejnberg et al. (1988) navrhnuté pre tzv. veľké zemetrasenie tri spektrá odozvy:

1. stredné spektrum odozvy umelých akcelerogramov (Tab. 15 v citovanej práci),
2. spektrum, ktoré bolo vypočítané z vybraných akcelerogramov (Tab. 12 v citovanej práci),
3. štandardné spektrum odozvy (Tab. 12 v citovanej práci).

Na Obr. 9.20 je porovnané vertikálne spektrum pre RLE s tromi spektrami odozvy z práce Štejnberg et al. (1988). Vertikálne spektrum pre RLE je najnižšie pre takmer všetky periódy. Hodnota PGA v spektre pre RLE je však o niečo vyššia ako hodnota PGA pre tzv. veľké zemetrasenie v štúdii Štejnberg et al. (1988). Podobne ako pre horizontálnu zložku, je tvar stredného spektra odozvy umelých akcelerogramov pre tzv. veľké zemetrasenie (v obr. 9.20 skrátené označené big event) veľmi nepravdepodobný. Je tiež veľmi rozdielny od oboch ďalších spektier odozvy z práce Štejnberga et al. (1988). Tvar spektra odozvy zo zaznamenaných akcelerogramov je naopak veľmi podobný tvaru nami vypočítaného horizontálneho spektra odozvy pre RLE.

Comparison of the RLE spectrum with Stejnberg et al. (1988) spectra Vertical component



Obr. 9.20. Porovnanie vertikálneho spektra pre RLE so spektrami uvedenými v práci Štejnberg et al. (1988), t.j. spektrom pre tzv. veľké zemetrasenie, so spektrom, ktoré bolo vypočítané z vybraných akcelerogramov a štandardným spektrom.

9.8 Akcelerogramy pre zemetrasenie revíznej úrovne

Vzhľadom na to, že v Západných Karpatoch neboli dosiaľ prístrojovo zaznamenané silné pohyby pôdy, vybrali sme akcelerogramy pre RLE z databázy Dunbar & Row (1996). Pri výbere akcelerogramov sme použili tieto kritériá:

1. magnitúdo zemetrasenia bolo v intervale $\langle M_c - 0.5, M_c + 0.5 \rangle$, kde M_c je magnitúdo určujúceho zemetrasenia,
2. akcelerometer, ktorý zemetrasenie zaznamenal bol umiestnený na voľnom poli, alebo v budovách s maximálne jedným poschodím,
3. typ geologického podložia bol S3 ('soil and glacial till') alebo S4 ('alluvium and unconsolidated deposits'),
4. epicentrálna vzdialenosť bola 5 km (minimálna vzdialenosť zdrojovej zóny Dobrá Voda od lokality AEB) až 30 km (maximálna vzdialenosť zdrojovej zóny Dobrá Voda od lokality AEB),
5. zemetrasenie bolo v analogickom regióne k Západným Karpatom, t.j. v Západných USA, alebo na Balkáne,
6. špičkové zrýchlenie približne zodpovedá hodnotám pre RLE.

Vybrané boli len tie akcelerogramy, ktoré obsahujú všetky tri zložky. V Tab. 9.16 sú uvedené základné údaje o akcelerogramoch. V Tab. 9.17 sú pre jednotlivé zložky uvedené hodnoty pôvodných špičkových zrýchlení.

Akc. číslo	Oblasť	Dátum a čas vzniku	magnitúdo	hĺbka [km]	názov lokality stanice	epic. vzd. [km]	typ pod.	typ budovy
1	Mammoth Lakes aftershock	25-05-80 16:49:27	6.0 M_1	14	Convict Creek	9	S4	jedno-posch.
2	Mammoth Lakes aftershock	25-05-80 19:44:51	6.1 M_1	16	Convict Creek	6	S4	jedno-posch.
3	Mammoth Lakes aftershock	27-05-80 14:50:57	6.2 M_1	14	Convict Creek	12	S4	jedno-posch.
4	Whittier Narrows earthquake	01-10-87 14:42:20	5.9 M_1	9	Fremont school Alhambra	7	S4	jedno-posch.
5	Whittier Narrows earthquake	01-10-87 14:42:20	5.9 M_1	9	Eaton Canyon Park, Altadena	13	S4	jedno-posch.

Tab. 9.16. Základné údaje o vybratých akcelerogramoch.

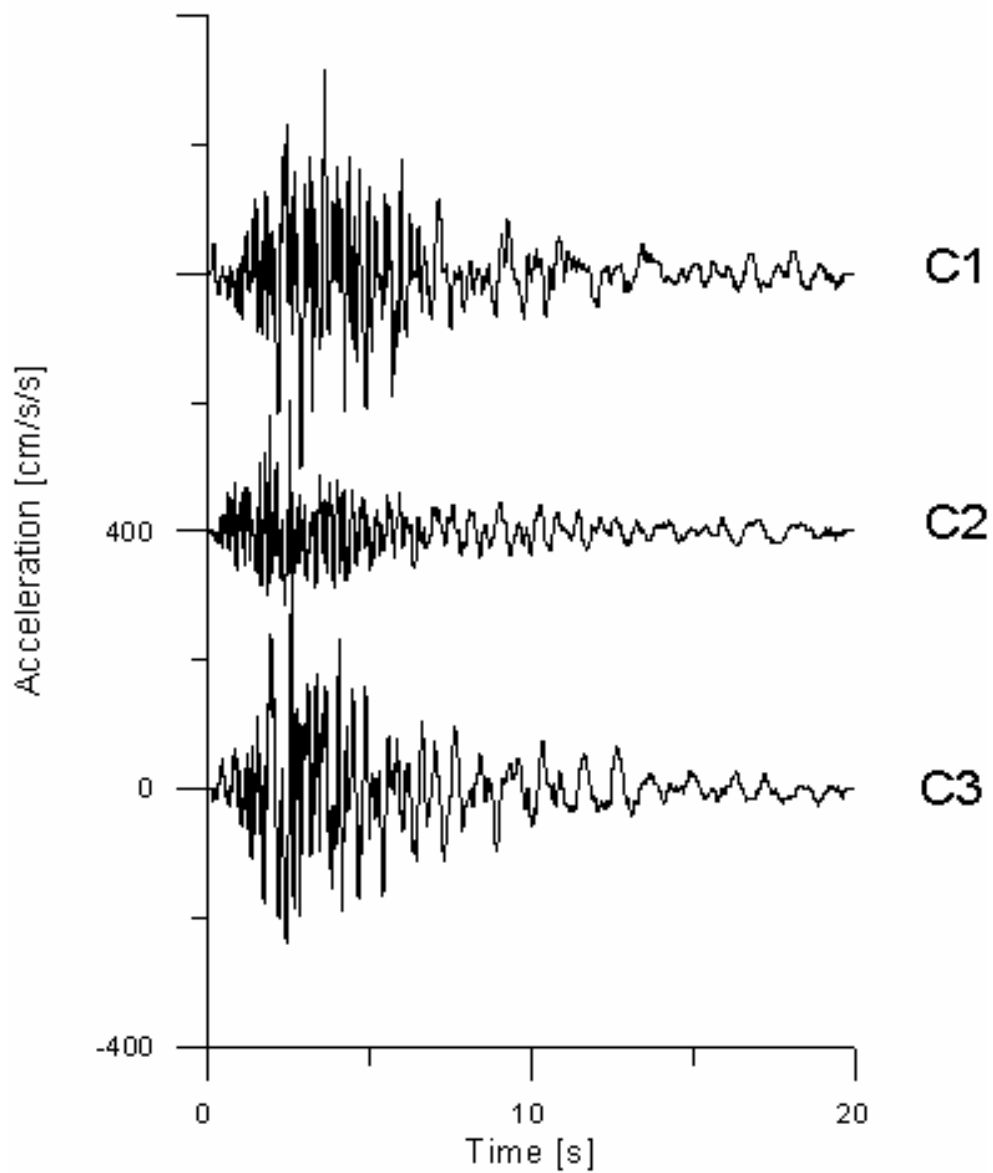
Akc. číslo	horiz. zložka špič. zrýchlenie [cm. s ⁻²]	vert. zložka špič. zrýchlenie [cm. s ⁻²]	horiz. zložka špič. zrýchlenie [cm. s ⁻²]
1	180 ⁰ 177	+ 128	90 ⁰ -158
2	180 ⁰ 180	+ -140	90 ⁰ -223
3	180 ⁰ -288	+ -168	90 ⁰ 248
4	270 ⁰ -374	+ -174	180 ⁰ 286
5	90 ⁰ -158	+ 162	0 ⁰ 299

Tab. 9.17. Špičkové zrýchlenie korigovaných akcelerogramov. Pre každý akcelerogram je v prvom riadku vyznačená orientácia zložky a v druhom riadku hodnota špičkového zrýchlenia.

Takto vybrané akcelerogramy sme modifikovali pomocou Abrahamsonovho (1998) programu, ktorý je založený na metóde Lilhananda & Tsenga (1987, 1988) na nestacionárne prispôsobenie spektier odozvy akcelerogramov cieľovému spektru. Cieľovým spektrom odozvy bolo pre horizontálne zložky horizontálne spektrum pre RLE a pre vertikálnu zložku vertikálne spektrum pre RLE. Spektrá odozvy boli prispôsobené pre 231 frekvencií v intervale frekvencií <0.1,100> Hz. Spektrá odozvy boli prispôsobené tak, aby čas, ktorému zodpovedala pôvodná hodnota spektra odozvy akcelerogramu bol pre príslušnú frekvenciu zachovaný aj v prispôsobenom spektre odozvy. Vďaka tomu je obálka upraveného akcelerogramu totožná s obálkou pôvodného akcelerogramu. V Tab. 9.18 sú pre jednotlivé zložky maximálne a priemerné relatívne odchýlky výsledných spektier odozvy prispôbovaných akcelerogramov od cieľových spektier RLE. Maximálne odchýlky nie sú väčšie ako 10% a priemerné odchýlky nie sú väčšie ako 2%. Na Obr. 9.21 sú výsledné zložky modifikovaných akcelerogramov č.1 z Tab. 9.16. Na Obr. 9.22 sú výsledné prispôbované horizontálne a vertikálne spektrá odozvy spolu so spektrami pre RLE. Podobné Obr. 9.23 a 9.24 sú pre akcelerogramy č.2, Obr. 9.25 a 9.26 pre akcelerogramy č. 3, Obr. 9.27 a 9.28 pre akcelerogramy č.4 a Obr. 9.29 a 9.30 pre akcelerogramy č.5 z Tab. 9.16.

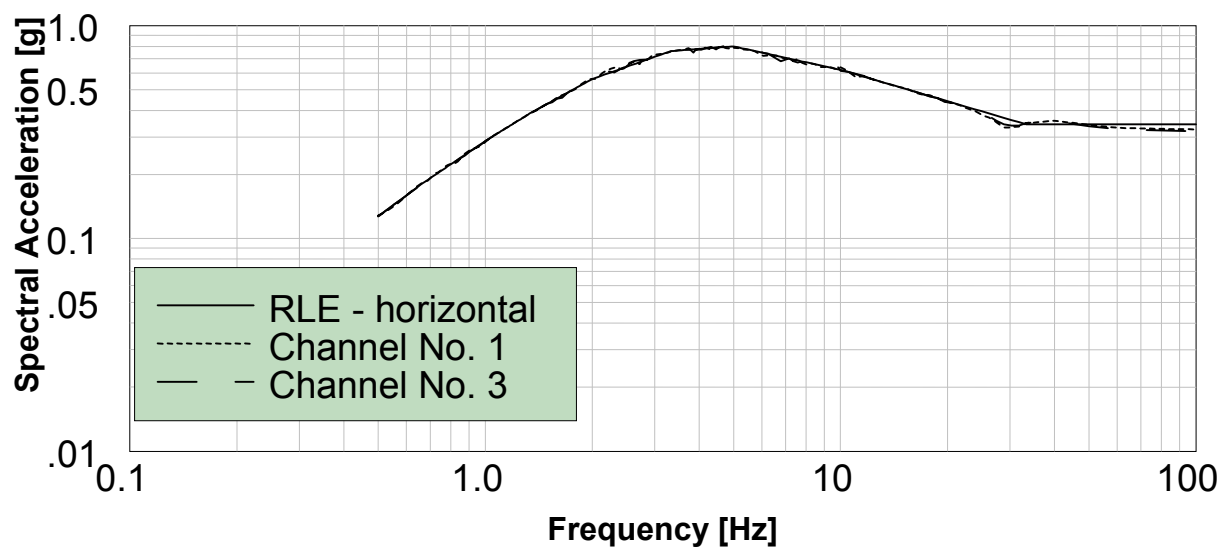
Zložka	Akcel. č.1		Akcel. č.2		Akcel. č.3		Akcel. č.4		Akcel. č.5	
	max. [%]	priemer [%]	max. [%]	priemer [%]	max. [%]	priemer [%]	max. [%]	priemer [%]	max. [%]	priemer [%]
C1 horiz.	9.99	1.06	6.10	1.23	5.68	1.02	6.22	1.25	7.55	1.99
C2 vert.	7.82	1.47	8.00	1.26	9.57	1.74	7.06	1.43	7.28	1.39
C3 horiz.	6.98	0.39	5.74	1.08	9.18	1.98	5.67	1.06	5.08	0.93

Tab. 9.18. Maximálne a priemerné relatívne odchýlky výsledných spektier odozvy prispôbovaných akcelerogramov od cieľových spektier RLE.

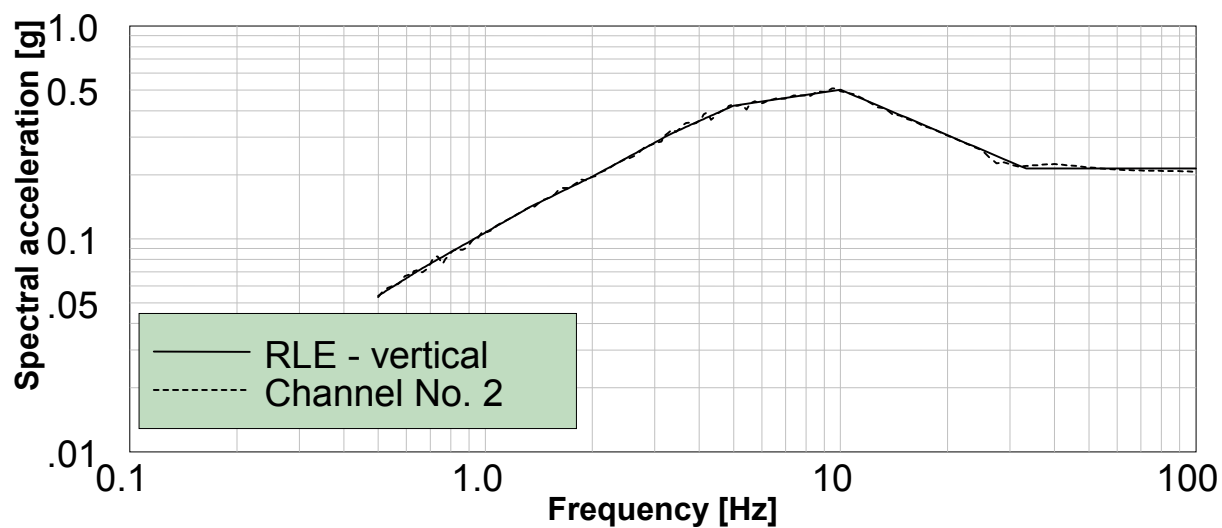


Obr. 9.21. Výsledné akcelerogramy č.1. Spektrá odozvy akcelerogramov boli prispôsobené spektru odozvy pre RLE.

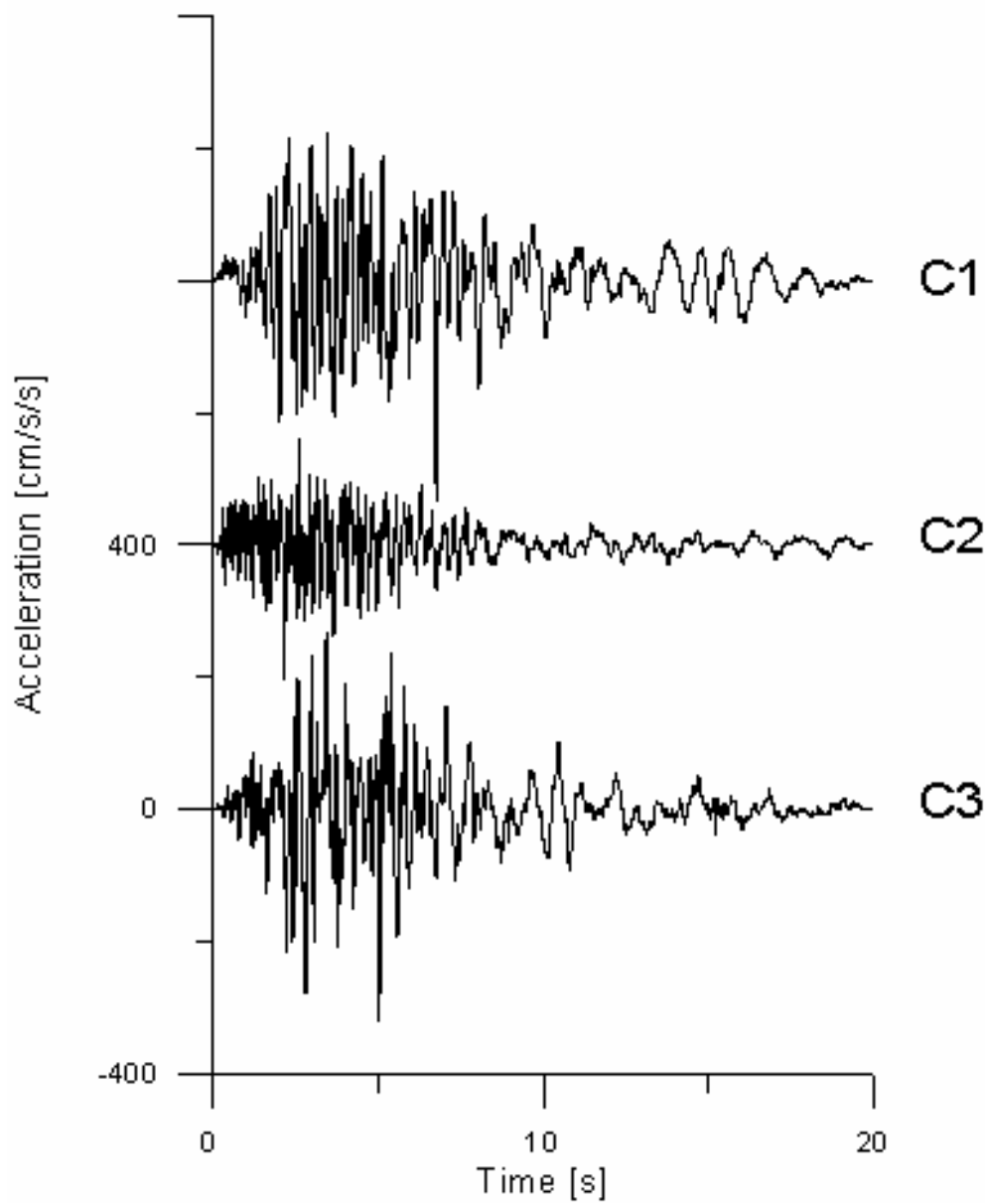
Accelerogram No. 1 Horizontal components



Vertical component

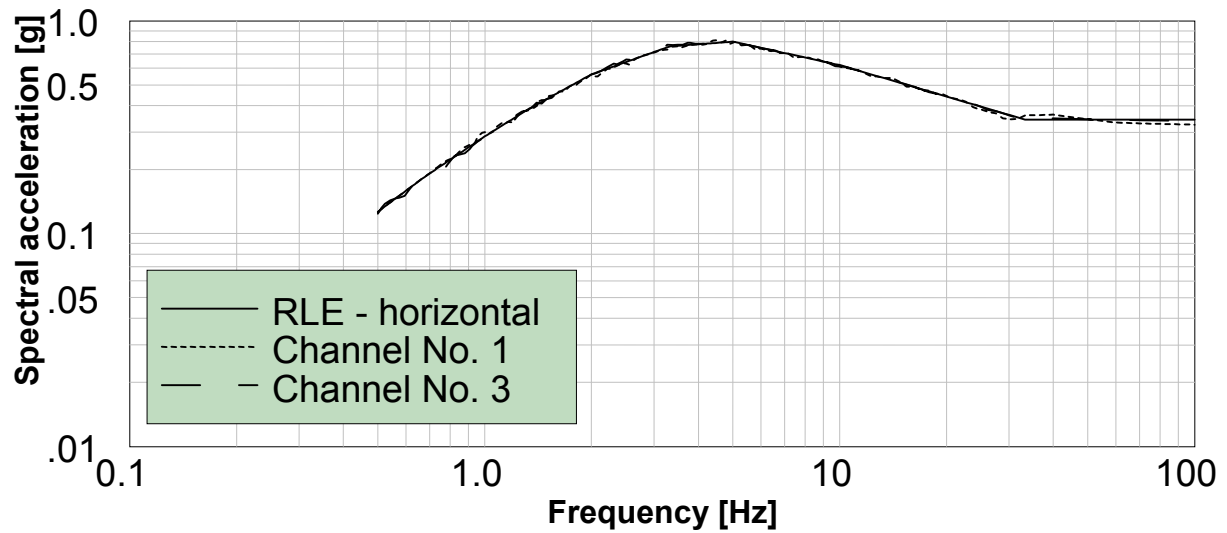


Obr. 9.22. Výsledné prispôsobené horizontálne a vertikálne spektrá odozvy pre akcelerogramy č.1.

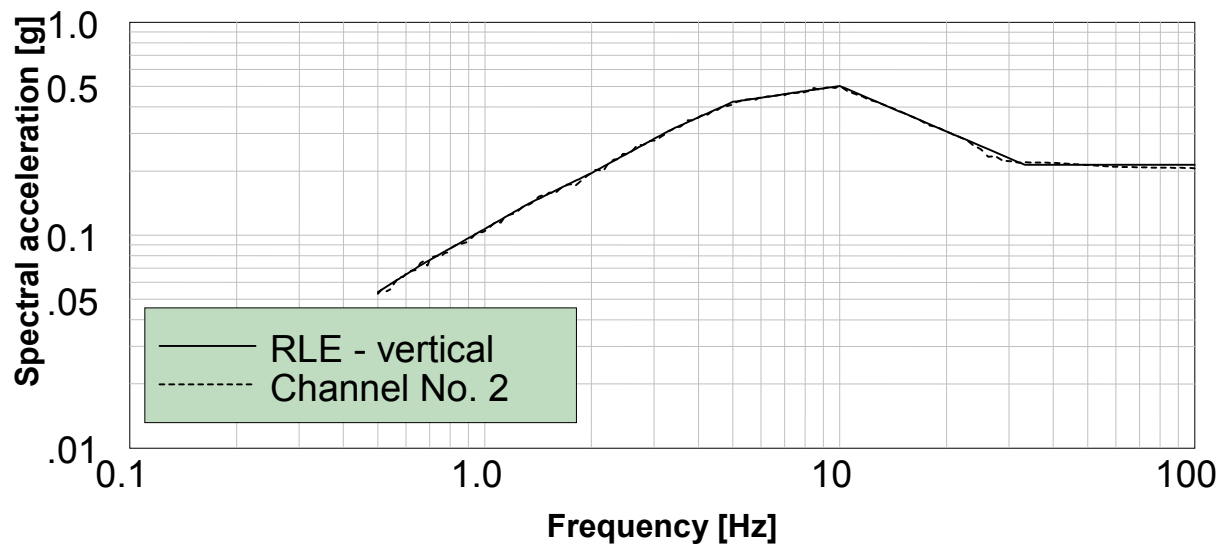


Obr. 9.23. Výsledné akcelerogramy č.2. Spektrá odozvy akcelerogramov boli prispôsobené spektru odozvy pre RLE.

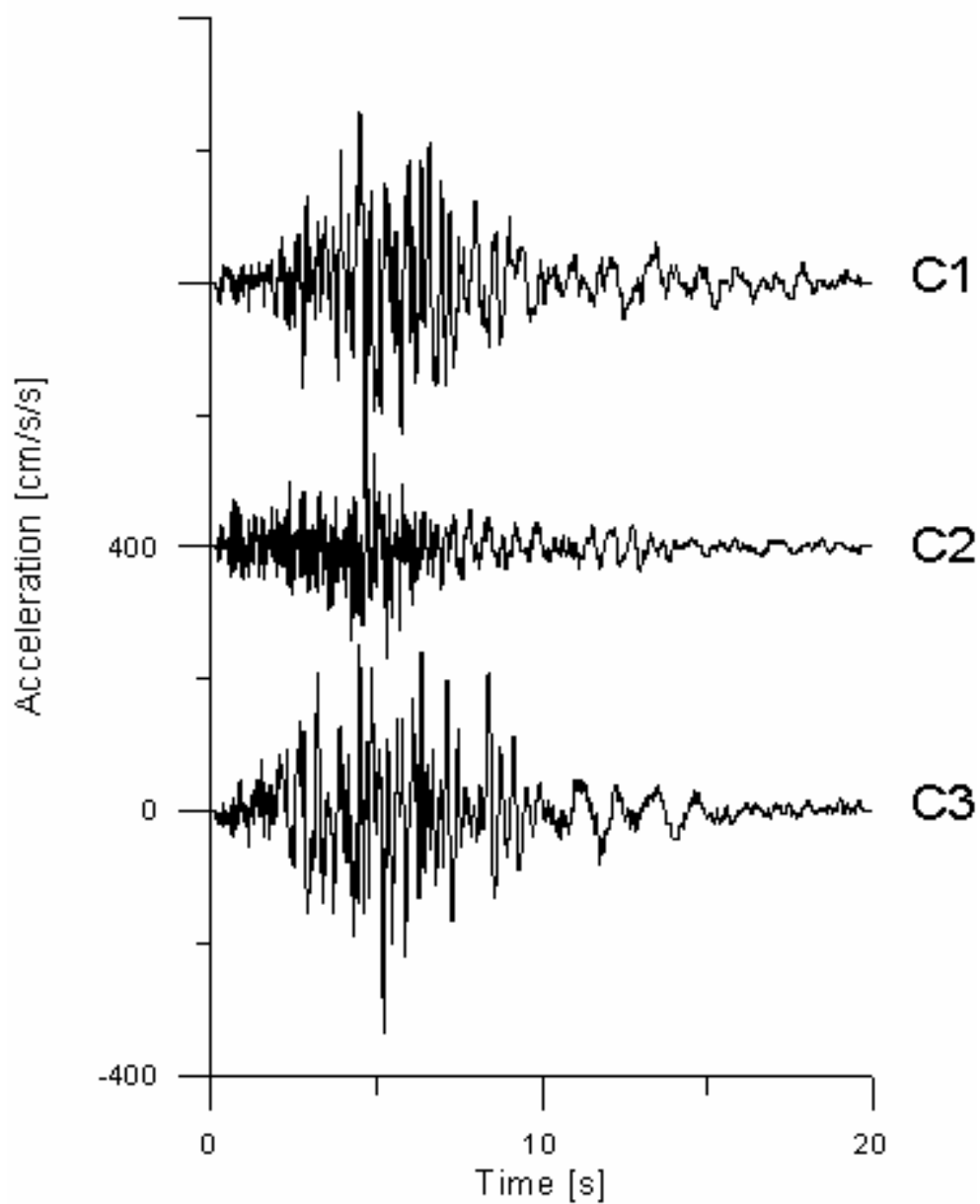
Accelerogram No. 2 Horizontal components



Vertical component

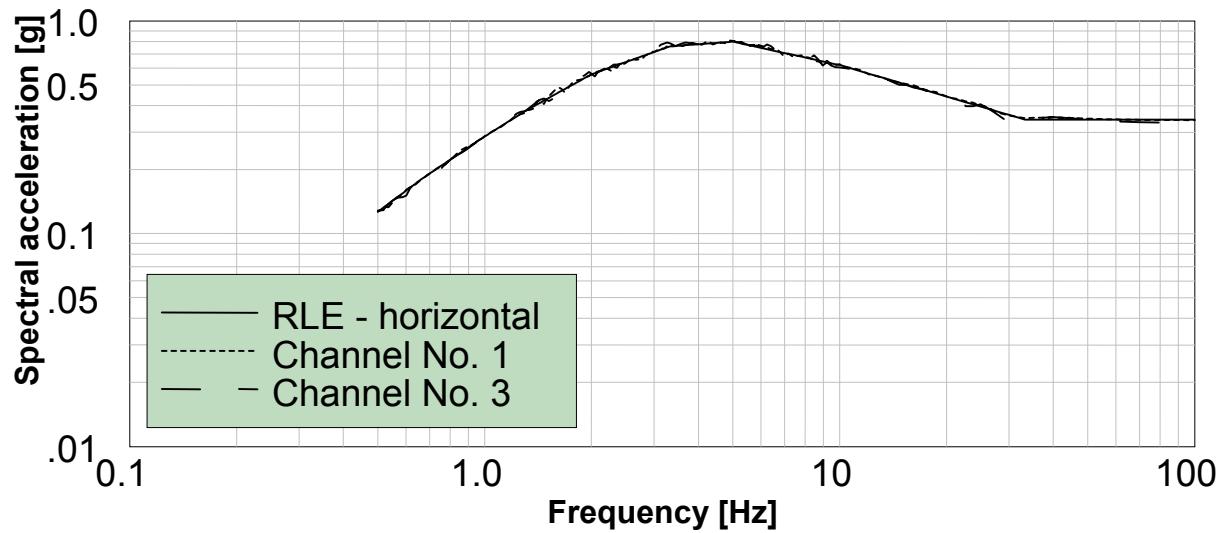


Obr. 9.24. Výsledné prispôsobené horizontálne a vertikálne spektrá odozvy pre akcelerogramy č.2.

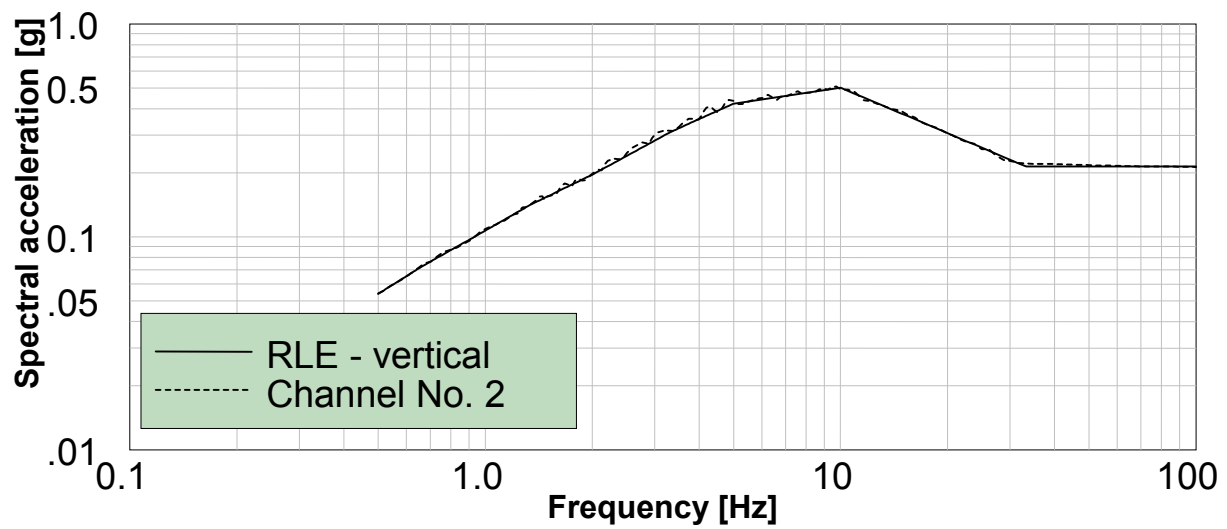


Obr. 9.25. Výsledné akcelerogramy č.3. Spektrá odozvy akcelerogramov boli prispôsobené spektru odozvy pre RLE.

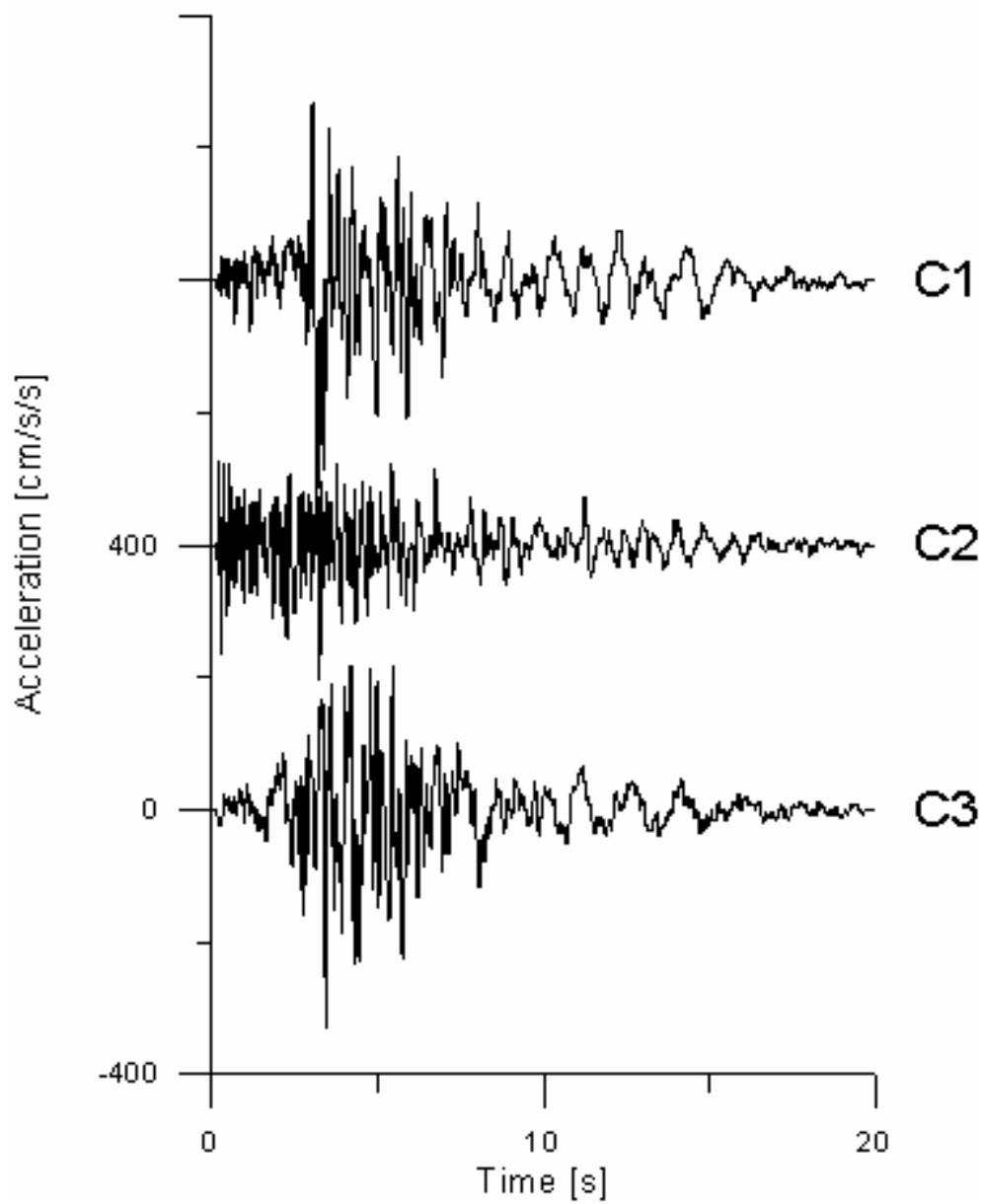
Accelerogram No. 3 Horizontal components



Vertical component

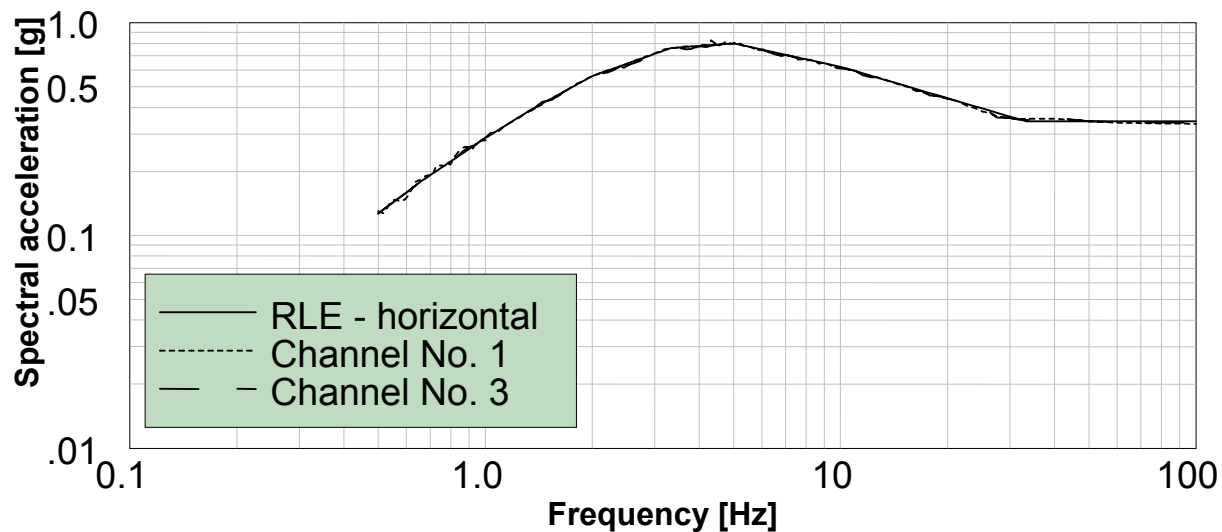


Obr. 9.26. Výsledné prispôsobené horizontálne a vertikálne spektrá odozvy pre akcelerogramy č.3.

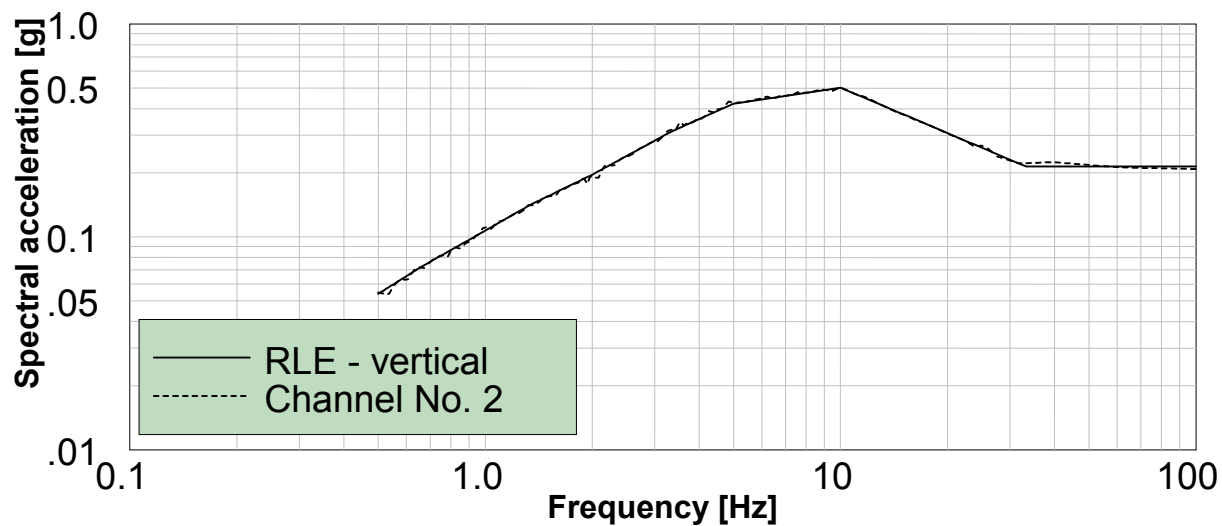


Obr. 9.27. Výsledné akcelerogramy č.4. Spektrá odozvy akcelerogramov boli prispôsobené spektru odozvy pre RLE.

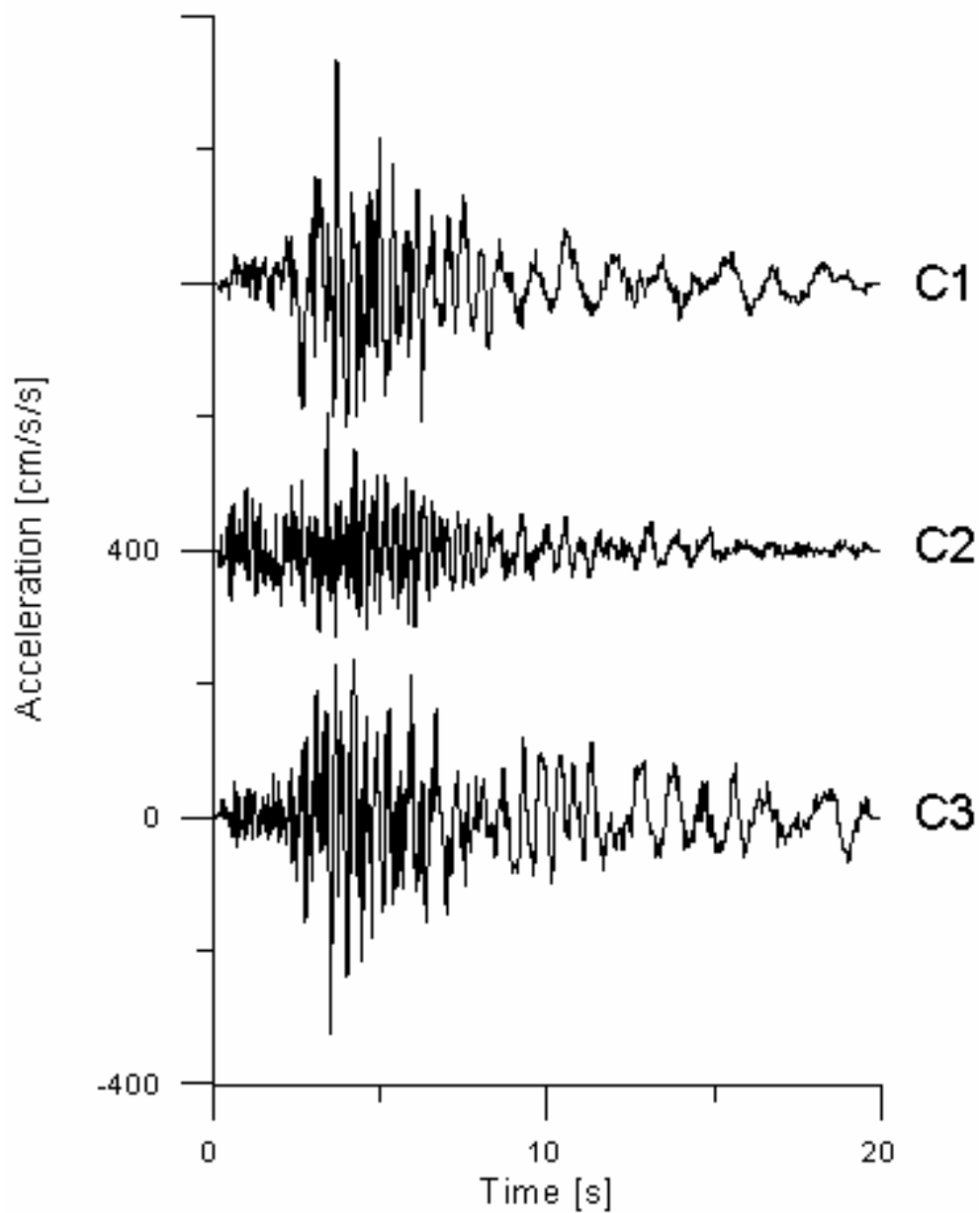
Accelerogram No. 4 Horizontal components



Vertical component

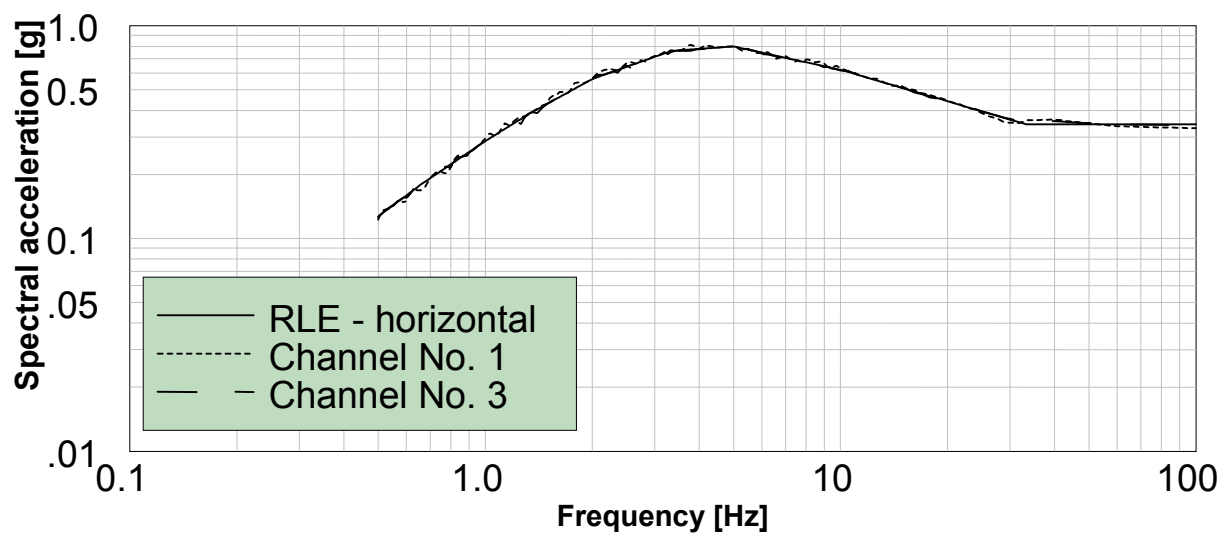


Obr. 9.28. Výsledné prispôsobené horizontálne a vertikálne spektrá odozvy pre akcelerogramy č.4.

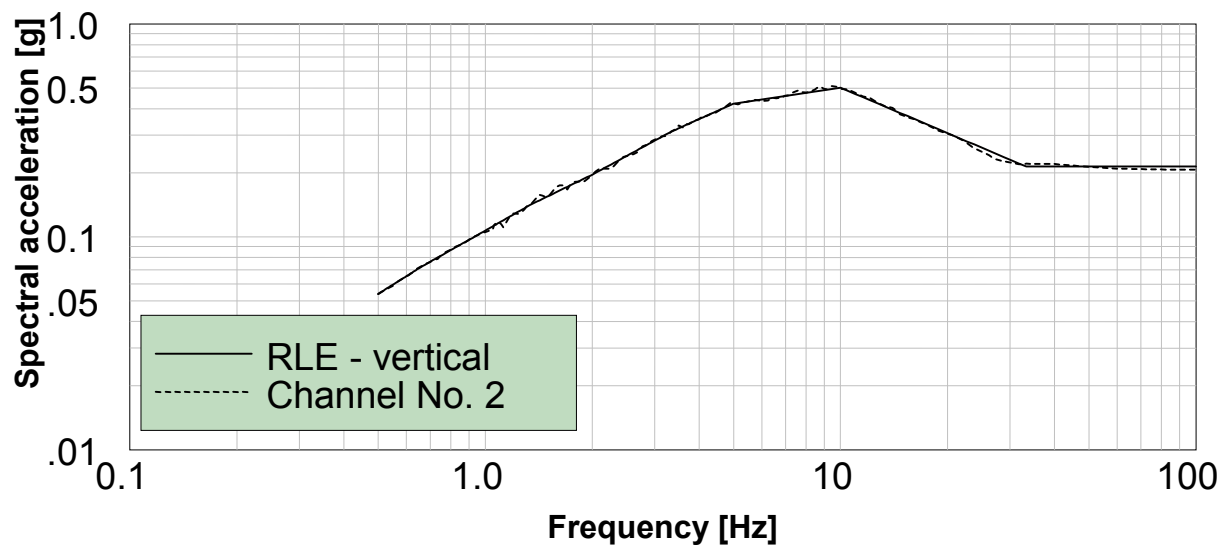


Obr. 9.29. Výsledné akcelerogramy č.5. Spektrá odozvy akcelerogramov boli prispôsobené spektru odozvy pre RLE.

Accelerogram No. 5 Horizontal components



Vertical component



Obr. 9.30. Výsledné prispôsobené horizontálne a vertikálne spektrá odozvy pre akcelerogramy č.5.

Záver

Predložená práca sa zaoberá analýzou seizmického ohrozenia lokality Atómových elektrární Bohunice. Analýza seizmického ohrozenia bola vykonaná pravdepodobnostne.

Údaje o makroseizmicky pozorovaných zemetraseniach tvoria rozhodujúcu časť seizmologickej databázy. Vzhľadom na neurčitosti polôh epicentier týchto zemetrasení, nebolo možné v širšom regióne korelovať ich polohu s konkrétnymi tektonickými líniami. Preto boli v širšom regióne AEB vyčlenené len plošné zdrojové zóny. Podstatne detailnejšie seizmologické, geologické a geofyzikálne údaje v blízkom regióne AEB umožnili vyčleniť najbližšiu zdrojovú zónu k lokalite AEB - zdrojovú zónu Dobrá Voda - ako systém zlomov. Neúplné údaje alebo ich veľká neurčitosť viedli k vyčleneniu viacerých alternatívnych modelov zdrojových zón v širšom a blízkom regióne AEB, k výpočtu viacerých alternatívnych hodnôt maximálnych magnitúd pre skupiny zdrojových zón patriacich do tej istej základnej geologicko-tektonickej jednotky a k výpočtu viacerých alternatívnych početnostných vzťahov pre jednotlivé zdrojové zóny. Porovnanie novourčených útlmových vzťahov pre makroseizmickú intenzitu v Západných Karpatoch s útlmovými vzťahmi z iných regiónov viedlo k zisteniu, že analogickými regiónmi k Západným Karpatom je západná časť Spojených štátov amerických a balkánske regióny 1 a 3. Z analogických regiónov boli vybrané dostupné útlmové vzťahy pre PGA a PSA.

Existujúce modelovacie neurčitosti boli zahrnuté do pravdepodobnostného výpočtu pomocou logického stromu. Výsledný logický strom obsahuje 1440 scenárov seizmického ohrozenia. Pre žiadnu lokalitu v Západných Karpatoch neboli dosiaľ v takom rozsahu zahrnuté modelovacie neurčitosti do výpočtu seizmického ohrozenia.

Pravdepodobnostné výpočty vykonané priamo pre 1440 scenárov v logickom strome a Monte Carlo simulácie sa od seba nelíšia o viac ako 5% pre stredné (mean) a 84 percentilové hodnoty PGA a PSA pre návratovú periódu 10 000 rokov.

Po prvýkrát pre lokalitu v Západných Karpatoch bola vykonaná deagregácia pravdepodobnostného výpočtu. Deagregáciou spektrálnej hodnoty pre periódu 0.2 s a návratovú periódu 10 000 rokov bolo vypočítané magnitúdo ($M_S=5.86$) a vzdialenosť ($r_{JB}=12.2$ km) určujúceho zemetrasenia. Vzdialenosť určujúceho zemetrasenia zodpovedá jedinej zdrojovej zóne - zdrojovej zóne Dobrá Voda.

Pre hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia bolo z útlmových vzťahov vypočítané horizontálne a vertikálne spektrum odozvy. Päť trojzložkových akcelerogramov, ktoré boli vybrané z celosvetovej databázy, bolo modifikovaných tak, že ich spektrá odozvy boli prispôbené výsledným spektrám odozvy pomocou metódy nestacionárneho prispôbenia spektra odozvy cieľovému spektru. Maximálna relatívna odchýlka prispôbených spektier odozvy akcelerogramov od spektier pre RLE nie je väčšia ako 10%. Priemerná relatívna odchýlka je menšia ako 2%.

Charakteristiky RLE (magnitúdo a vzdialenosť určujúceho zemetrasenia, horizontálne a vertikálne spektrum odozvy a príslušné akcelerogramy) boli porovnané s podobnými charakteristikami, ktoré boli vypočítané v predchádzajúcich analýzách seizmického ohrozenia. Hodnoty magnitúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia sú veľmi blízke hodnotám magnitúda a vzdialenosti tzv. silného zemetrasenia z deterministickej štúdie seizmického ohrozenia Štejnberga et al. (1988). Horizontálne spektrum odozvy pre RLE sa nelíši o viac ako 15% od horizontálneho spektra odozvy zo štúdie EQE (1996). Horizontálne i vertikálne spektrum odozvy sa výrazne líšia od spektier odozvy z deterministickej štúdie Štejnberga et al. (1988).

Výsledné seizmické ohrozenie lokality AEB je charakterizované magnitúdom ($M_S=5.86$) a vzdialenosťou ($r_{JB}=12.2$ km) určujúceho zemetrasenia, horizontálnym a

vertikálnym spektrom odozvy RLE (hodnota špičkového zrýchlenia je 0.34g pre horizontálnu a 0.21g pre vertikálnu zložku) a nim zodpovedajúcimi akcelerogramami. Určené hodnoty charakteristík seizmického ohrozenia boli použité pre seizmické z odolnenie AEB.

Budúce štúdie seizmického ohrozenia lokality AEB by mali byť spojené so snahou redukovať existujúce modelovacie neurčitosti. V prípade seizmologických údajov je to možné analýzou vybraných kľúčových historických zemetrasení, monitorovaním seizmickej mikroaktivity, ktoré by viedlo k získaniu väčšieho počtu mechanizmov ohnísk a vykonaním paleoseizmických štúdií na vhodných lokalitách. Nové údaje môžu viesť aj k nutnosti nahradiť použitý Poissonovský model iným, časovo závislým modelom.

Literatúra

Abrahamson, N.A., 1998. Non-stacionary spectral matching program RSPMATCH. (manuscript)

Abrahamson, N. A., Silva, W. J., 1997. Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68, 94-127.

Abrahamson, N. A., Shedlock K. M., 1997. Overview. *Seismological Research Letters*, 68, 9-23.

Alexandre, P., 1990. Les séismes en Europe occidentale de 394 á 1259. Nouveau catalogue critique. Série Geophysique No. Hors-Série, Observatoire Royal de Belgique, Bruxelles.

Ambraseys, N. N., 1995. The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 24, 467-490.

Ambraseys, N. N., Bommer, J. J., 1991. The attenuation of ground accelerations in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 20, 1179-1202.

Ambraseys, N. N., Free, M. W., 1997. Surface-wave magnitude calibration for European region earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 1, 1-22.

Ambraseys, N. N., Srbulov, M., 1994. Attenuation of earthquake-induced ground displacements. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 23, 467-487.

Ambraseys, N. N., Simpson, K. A., 1996. Prediction of vertical response spectra in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25, 401-412.

Ambraseys, N. N., Simpson, K. A., Bommer, J. J., 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25, 371-400.

Anderson, J. G., 1978. On the attenuation of Modified Mercalli Intensity with distance in the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 1147-1179.

Atkinson, G. M., Boore, D. M., 1995. Ground motion relation for eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 17-30.

Barták, V., 1990. Alternativní akcelerogramy MVZ pro návrh seismicky odolné EBO. Energoprojekt, Praha.

Bender, B., Perkins, D. M., 1987. Seisrisk III: a computer program for seismic hazard estimation. U. S. Geological Survey Bulletin 1772. 48p.

Bernreuter, D. L., Boissonnade, A. C., Short, C. M., 1998. Investigation of techniques for the development of seismic design basis using the probabilistic seismic hazard analysis. Lawrence Livermore National Laboratory. Prepared for U.S. Nuclear Regulatory Commission, Office of Nuclear Regulatory Research, Washington.

- Bielik, M., Stríženec, P., 1994. Flexure of the lithosphere beneath the Panonian basin. *Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences*, 24, 87-104.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., Fumal, T. E., 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A summary of recent work. *Seismological Research Letters*, 68, 128-153.
- Brouèek, I., Eisinger, U., Farkas, V., Gutdeutsch, R., Hammerl, C., Szeidovitz, G., 1991. Reconstruction of building damages caused by 1763 earthquake in Komárno/Danube from contemporary depictions of the same site and from respective texts. In: *Proceedings of the ESC XXII General Assembly*, Sep. 17-22, Barcelona. Pp. 353-360.
- Bystrická, A., Labák, P., 1996. Útlmové vzťahy pre Západné Karpaty určené z makroseizmických údajov pre stanovenie seizmického ohrozenia. In: *Analýza dat v seizmologii a inženýrskej geofyzice*, Kaláb, Z., ed., Ústav geoniky AV ČR, Ostrava-Poruba. Ss. 34-43.
- Bystrická, A., Labák, P., Campbell, K.W., 1997. Intensity attenuation relationships for Western Carpathians and their comparison with other regional relationships. In: *Proc. of the 29th General Assembly of the IASPEI*, Aug. 18-28, 1997, Thessaloniki, Greece, p. 40. (abstract)
- Campbell, K. W., 1981. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 2039-2070.
- Campbell, K. W., 1989. The dependence of peak horizontal acceleration on magnitude, distance, and site effects for small-magnitude earthquakes in California and eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 1311-1346.
- Campbell, K. W., 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seismological Research Letters*, 68, 154-179.
- Chandra, U., 1979. Attenuation of intensities in the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69, 2003-2024.
- Cornell, C.A.: 1968, Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 1583-1606.
- Drimmel, J., Trapp, E., 1982. Die Erdbeben Österreichs 1971-1980. *Sitzungsberichten der Öster. Akademie der Wissenschaften, Mathem.-naturw. Kl., Abt. I*, 191. Bd., 1. Bis 4. Heft. Wien.
- Dunbar, P., Row, L. W, 1996. An earthquake strong-motion catalog for personal computers. *World Data Center A for Solid Earth Geophysics, National Geophysical Data Center, Boulder, USA*
- Ekström, G., Dziewonski, A. M., 1988. Evidence of bias in estimations of earthquake size. *Nature*, 332, 319-323.

- Energoprojekt, 1986. Zpráva o průzkumu seismického ohrožení JE Jaslovské Bohunice v roce 1985. Energoprojekt, Praha.
- EPRI, 1993. Method and guidelines for estimating earthquake ground motion in Eastern North America. In: Guidelines for determining design basis ground motions, Vol. 1, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California, Report No. EPRI TR-102293.
- EQE, 1996. Preliminary probabilistic seismic hazard assessment and interim review level earthquake for the Bohunice nuclear power plant, Republic of Slovakia. EQE International.
- EQUIS, 1996. Geologické zhodnotenie oblasti atómovej elektrárne Bohunice. EQUIS, Bratislava.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., 1979. Neotectonic blocks of the West Carpathians. In: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. Final Report. Babuška, V., Plančár, J., eds. Veda, Bratislava. Pp. 187-192.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Kvitkovič, 1981, Plančár, J., 1981. Block dynamics of the West Carpathians. In: Geophysical Synthesis in Czechoslovakia, Zátpek, a., ed., Veda, Bratislava. Pp.153-158.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J., 1987. Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava. 123p.
- Gumbel, E. J., 1959. Statistics of extremes. Columbia University Press, New York.
- Gupta, I. N., Nuttli O. W., 1976. Spatial attenuation of intensities for Central U.S. earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 743-751.
- Hanks, T. C., Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. Journal of Geophysical Research, 84, B5, 2348-2350.
- Herrmann, R.B., 1977. Recurrence relations. Earthquake notes, 48, 47-49.
- Howell, B. F., Jr., Schultz, T. R, 1975. Attenuation of Modified Mercalli Intensity with distance from the epicenter. Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 651-665.
- IAEA, 1991. Earthquakes and associated topics in relation to nuclear power plant siting. A safety guide. Safety series No. 50-SG-S1 (Rev.1). International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA, 1996. Technical guidelines for the seismic re/evaluation programme of Bohunice NPP (Units V1-V2) (Slovak Republic). International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA-TECDOC-724, 1993. Probabilistic safety assessment for seismic events. IAEA, Vienna.
- Kárník, V., 1968. Seismicity of the European area. Part 1. Academia, Praha.

- Kárník, V., Michal, E., Molnár, A., 1957. Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956. Travaux Géophysiques, No. 69, Praha.
- Kárník, V., Procházková, D., Brouček, I., 1981. Catalogue of earthquakes for the territory of Czechoslovakia for the period 1954-1980. Travaux Géophysiques, No. 555, Academia, Praha.
- Kováč, M., Šefara, J., Plašienka, D., 1997. Geologické zhodnotenie oblasti Atómovej elektrárne Bohunice. III. etapa: Geologické podklady pre tvorbu seizmotektonického modelu. EQUIS, Bratislava.
- Labák, P., 1995. Katalóg seizmometricky lokalizovaných zemetrasení na území Slovenska od roku 1957. (Verzia 1995). Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava.
- Labák, P., 1996a. Reinterpretácia zemetrasenia 5.6.1443 na Strednom Slovensku. In: Analýza dat v seismologii a inženýrske geofyzice, Kaláb, Z., ed., Ústav geoniky AV ČR, Ostrava-Poruba. Ss. 83-93.
- Labák, P., 1996b. Mapy izoseist zemetrasení s epicentrami na území Slovenska v rokoch 1946-1995. Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava.
- Labák, P., Brouček, I., 1996. Katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení na území Slovenska od roku 1034. (Verzia 1996). Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava.
- Labák, P., Brouček, I., Gutdeutsch, R., Hammerl, Ch., 1996. The June 5, 1443 Central Slovakia earthquake. In: ESC XXV General Assembly, Abstracts, Reykjavík, Sep. 9-14, 1996. p. 141.
- Labák, P., Moczo, P., Bystrická, A., 1997. Seizmologická databáza pre komplexné zhodnotenie seizmického ohrozenia lokality Atómovej elektrárne Bohunice. Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava.
- Labák, P., Hammerl, Ch., Gutdeutsch, R., 1998. Source study of the January 15th 1858 Žilina (Slovakia) earthquake. In: Seismotectonic seminar, May 12th 1998, Geocenter Vienna. (abstract)
- Lilhanand, K., Tseng, W.S., 1987. Generation of synthetic time histories compatible with multiple-damping response spectra. SMiRT-9, Lausanne, K2/10.
- Lilhanand, K., Tseng, W.S., 1988. Development and application of realistic earthquake time histories compatible with multiple damping response spectra. Ninth World Conference on Earthquake Engineering, Tokyo, Japan, Vol. II, 819-824.
- McCalpin, J., ed., 1996. Paleoseismology. Academic Press. 587 pp.
- McGuire, R., 1976. Fortran computer program for seismic risk analysis. U.S. Geological Survey Open-File Report 76-67, 89 p.
- McGuire, R., 1995. Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop. Bulletin of the Seismological Society of America, 85, 1275-1284.

Pagaczewski, J., 1972. Catalogue of earthquakes in Poland in 1000-1970 years. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 51, 2- 36.

Pěč, K., Buben, J., 1990. Doporučení ke stanovení projektových akcelerogramů maximálního výpočtového zemětřesení pro JE Jaslovské Bohunice. Praha

Plašienka, D., Kováč, M., Putiš, M., Šefara, J., Hrušecký, I., 1996. Schematic map of important sedimentary and metasedimentary complexes incorporated in the inner crustal structure of the Western Carpathians and surrounding area. VVNP, Bratislava.

Procházková, D., Kárník, V., eds., 1978. Atlas of isoseismal maps, Central and Eastern Europe. Geophysical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.

Reiter, L., 1990. Earthquake hazard analysis. Issues and insights. Columbia University Press. New York.

Réthy, A., 1907. Az 1906 évi Magyarországi földrengések. M. Kir. Orsz. Meteorológiai és Földmágnesség-i Intézet. Budapest.

Réthy, A., 1952. Earthquakes in the Carpathian basins 455-1918. Akadémiai Kiadó, Budapest. (in Hungarian language).

Sadigh, K., Chang, C.-Y., Egan, J. A., Makdisi, F., Youngs, R. R., 1997. Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on Californian data. Seismological Research Letters, 68, 180-189.

Schenk, V., 1984. Conversion of observed macroseismic fields up to higher intensity level by generalized circular isoseismals. Engineering Geology, 20, 153-160.

Schenk, V., Schenková, Z., Pospíšil, L., Zeman, A., 1986. Seismotektonický model svrchní části zemské kůry Českého masívu a Západních Karpat. In: Geofyzikální model litosféry. Geofyzikální ústav ČSAV, Praha, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava, Geofyzika, n.p., Brno. Ss. 233-244.

Schenk, V., Brouček, I., Schenková, Z., Kárník, V., Mantlík, F., Kottnauer, P., Vojtíšek, D., 1987. Seizmostatistický výpočet seizmického ohrozenia atómovej elektrárne Jaslovské Bohunice. Geofyzikálny ústav ČSAV, Praha, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava.

Schenk, Z., Kárník, V., 1981. Catalogue of earthquakes for Central and Eastern Europe. Geophysical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences, Praha, manuscript.

Scherbaum, F., Stoll, D., 1983. Source parameters and scaling laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) aftershocks. Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 1321-1343.

Sekereš, J., 1996. JE-Jaslovské Bohunice. Seizmické meranie. Priebežná správa za obdobie 1.1.1996 - 20.6.1996. Progseis Trnava.

Sekereš, J., Kristeková, M., 1997. Seizmometrická sieť v okolí Atómových elektrární Bohunice. In: 2. Celoslovenská geofyzikálna konferencia, 18.6.1997, Bratislava. (poster)

Stegena, L., Szeidovitz, G., 1991. The 14 January 1810 earthquake in Mór, Hungary: the first isoseismal map. *Tectonophysics*, 193, 109-115.

Szeidovitz, G., 1986. Earthquakes in the region of Komárom, Mór and Várpalota. *Geophysical Transactions*, 32, 255-274.

Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D., Šujan, M., 1998. Seismogenic zones in the Eastern Alpine-Western Carpathian-Pannonian junction area. *Geologica Carpathica*, 49, 247-260.

Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, L., Janoščík, M., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, L., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šútor, A., Velich, R., 1987. Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. Geofyzikálne interpretácie. Text k súboru máp. Slovenský geologický úrad, Bratislava, Geofyzika n.p., Brno, Uránový průzkum k.p., Liberec. 267p.

Šimůnek, P., Sekereš, J., 1992. JE-Jaslovské Bohunice. Závěrečné hodnotenie seizmických meraní EBO. Energoprojekt Praha.

Štejnberg, V. V., Krestnikov, V. N., Bune, B. I., Šimůnek, P., Barták, V., 1988. Závěry k seizmickej bezpečnosti atómovej elektrárne Bohunice. Ústav fyziky Zeme AV ZSSR, Moskva, Energoprojekt, Praha.

Toperczer, M., Trapp, E., 1950. Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Erdbebenkatalog 1904-1948 und Chronik der Starkbeben. *Mitt. Erdbeben-Kommission*, N.F. 65, Wien.

Trapp, E., 1961. Die Erdbeben Österreichs 1949-1960. *Mitt. Erdbeben-Kommission*, N.F. 67, Wien.

Trapp, E., 1973. Die Erdbeben Österreichs 1961-1970. *Mitt. Erdbeben-Kommission*, N.F. 72, Wien.

Trifunac, M. D., Todorovska, M. I., 1989. Attenuation of seismic intensity in Albania and Yugoslavia. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 18, 617-631.

USNRC RG 1.165, (1997). Identification and characterization of seismic sources and determination of Safe Shutdown Earthquake ground motion. Regulatory Guide 1.165. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Office of Nuclear Regulatory Research, Washington.

Varga, G., Lada, F., 1988. Magnetotelluric measurement on the profile 2T. ELGI, Budapest, Geofyzika n.p., Brno.

Ward, S. N., 1997. More on M_{max} . *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 1199-1208.

Weichert, D. H., 1980. Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70, 1337-1346.

Wells, D. L., Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.

Westinghouse, 1990. Review of seismic hazard assessment study entitled: Stanovení seismického ohrožení JE v Jaslovských Bohunicích, Podklady pro výpočty: EBO - Zvýšení bezpečnosti. Westinghouse Energy Systems International, Geomatrix Consultants. Prepared for Atómové elektrárne Bohunice.

Yegulalp, T. M., Kuo, J. T., 1974. Statistical prediction of the occurrence of maximum magnitude earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64, 393-414.

ZAMG, 1996. Austrian earthquake catalogue. Department of Geophysics, Central Institute for Meteorology and Geodynamics, Vienna.

Zátopek, A., 1937. Zemětřesení v severní části Země Moravskoslezské 24. července 1935, III. *Ročenka Státního ústavu geofyzikálního*, Praha.

Zsíros, T., Mónus, P., Tóth, L., 1988. Hungarian earthquake catalogue (456-1986). Geodetic and Geophysical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest.