

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geotechnologie



Dominik Kolář

Kalibrace magnitud pro seismickou síť WEBNET
Magnitude calibration of seismic network WEBNET

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Tomáš Fischer, Ph.D.

Praha, 2013

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 20.8.2013

Podpis

Poděkování:

Tímto bych chtěl poděkovat mému školiteli doc. RNDr. Tomáši Fischerovi, Ph.D. za trpělivost a pomoc při četných konzultacích a dále skupině WEBNET za poskytnutí seismických dat.

Abstrakt

Tato práce se zabývá určováním magnitud západočeských zemětřesení. V první části práce jsou shrnuty základní informace z oboru seismologie a o západočeských zemětřesných rojích. Druhá část práce se zabývá kalibrací magnitud, tj. určením koeficientu pro opravu na útlum a staničních korekcí. Za tímto účelem byla použita seismická data ze sítě WEBNET z roku 2012. Pro potlačení přelévání mezi jednotlivými parametry byla data filtrována a byla též testována možnost použití jedné pevné hloubky ohniska. Výsledky ukazují, že optimální korekce na útlum je nižší než ta, která je dosud používána pro určení magnitud. Ukazuje se proto, že je třeba hlubší analýzy k nalezení optimálního vztahu pro určení magnitud na západočeské seismické síti WEBNET.

Abstract

This thesis deals with determination of seismic magnitudes of West-Bohemian earthquakes. The first part summarizes basic information from the field of seismology and also about the earthquake swarms in the area of interest. The second part deals with calibration of magnitudes, i.e. determination of coefficient that corrects for attenuation and station corrections. Seismic data from the WEBNET network from 2012 were used to this purpose. In order to suppress tradeoff among the studied parameters the data were filtered and also usage of a fixed hypocenter depth was tested. The results show that the optimum attenuation correction is smaller than that used so far magnitude determination. It turns out that a deeper analysis is needed in order to find an optimum formula for magnitude determination at the West-Bohemia WEBNET network.

Obsah

| | | |
|----------|--|----|
| 1 | Úvod | 7 |
| 2 | Rešeršní část | 7 |
| 2.1 | Seismické vlny | 7 |
| 2.2 | Útlum seismického vlnění | 8 |
| 2.3 | Vznik zemětřesení | 9 |
| 2.4 | Registrace zemětřesení | 10 |
| 2.5 | Parametry velikosti zemětřesení | 12 |
| 2.6 | Mechanismus zemětřesení a vyzařovací charakteristika | 14 |
| 2.7 | Určování magnitud | 16 |
| 2.8 | Západočeské zemětřesné roje | 16 |
| 3 | Použitá data | 17 |
| 4 | Postup a zpracování dat | 19 |
| 5 | Výsledky | 20 |
| 5.1 | Kalibrace magnituda při použití pevné hloubky | 21 |
| 5.2 | Kalibrace magnituda při použití skutečných hloubek | 24 |
| 6 | Diskuze a závěr | 28 |
| | Citovaná literatura | 30 |

1 Úvod

Západní Čechy, jihovýchodní Sasko (Vogtland) a severovýchodní Bavorsko tvoří geodynamicky aktivní část s častým výskytem zemětřesení nepřesahující magnitudo $M_1 = 5,0$. Tyto periodicky se opakující série zemětřesení nazýváme zemětřesné roje (Horálek, et al., 2004).

Mapování těchto slabých otřesů, které jsou většinou zaznamenatelné pouze instrumentálně, zajišťuje síť seismických stanic WEBNET (Horálek, et al., 2004). Jedním z parametrů zemětřesení určených při zpracování dat je seismické magnitudo. Použitá rovnice obsahuje korekci amplitud na vzdálenost a na lokální podmínky (Bormann, 2002).

Cílem práce je ověřit možnost určení těchto korekcí s pomocí jednoduchého výpočetního postupu navrženého školitelem. K tomu jsou použita seismická data poskytnutá skupinou WEBNET, která sestávají z maximálních amplitud S vln seismických jevů. K vlastní kalibraci je třeba vhodně upravit naměřená data a vybrat vhodný soubor jevů. Dále se budeme snažit najít vzájemný vztah mezi korekcí na vzdálenost a staničními korekcemi. Samotným výstupem poté bude nalezení nejvhodnější korekce na útlum, tak aby výsledná směrodatná odchylka magnituda, které vzniklo jako průměr ze staničních magnitud, byla minimální.

2 Rešeršní část

2.1 Seismické vlny

K přenosu energie z hypocentra dochází pomocí seismických vln, které se šíří horninovým prostředím a postupně se tlumí. Existuje několik druhů seismických vln, které se liší způsobem šíření (Lowrie, 1997).

Primární vlny (P-vlny) se šíří pomocí stlačení (komprese) ve směru pohybu vlny. Na stanicích je registrujeme jako první. Jejich kmitání je pouze ve směru pohybu vlny a závisí, jak na střižném, tak i na objemovém modulu (Mussett, et al., 2000).

Sekundární vlny (S-vlny) se přenáší pomocí příčného pohybu – stříhu. Na seismickém záznamu jsou vidět jako druhé, před povrchovými vlnami. Příčnou vlnu rozkládáme na horizontální (SH vlna) a vertikální (SV vlna), podle směru kmitání. Závisí pouze na střižném

modulu, při šíření nedochází k žádným objemovým deformacím, a to je také důvod, proč se sekundární vlny nešíří v kapalinách (Mussett, et al., 2000).

Oba druhy těchto vln se šíří celým objemem pevného prostředí a nejsou omezeny pouze na přípovrchovou část, jsou označovány jako objemové vlny (Mareš, et al., 1990).

Poslední druh vln se na rozdíl od primárních a sekundárních vln šíří pouze na rozhraní dvou prostředí, jako je zemský povrch nebo rozhraní dvou různých horninových prostředí a nazýváme je povrchové vlny. Mají omezený hloubkový dosah od rozhraní a exponenciálně ztrácí amplitudu s hloubkou. Při zemětřesení se hlavně projevují u mělkých zemětřesení do 60 km. Poté také hrají roli při šíření šumu, který vzniká důsledkem lidské činnosti (Shearer, 2009).

Rayleighovy vlny jsou tvořeny vertikálním pohybem částic. Pohyb vlny se skládá z P-vlny a SV-vlny a tvoří elipsu, po které částice obíhá (Lowrie, 1997).

Loveho vlny mají pohyb částic horizontální, proto se skládají pouze z SH-vlny, která je kolmá na směr pohybu. (Lowrie, 1997)

2.2 Útlum seismického vlnění

Útlum lze popsat jako ztrátu energie seismického vlnění a je důležitý kvůli snižování amplitudy se vzdáleností, kterou pak registrujeme na seismických stanicích (Lay, et al., 1995).

Existují dva druhy útlumu seismického vlnění, které lze definovat v homogenním horninovém prostředí, a mají podstatný vliv na ztrátu energie během šíření. Horninové prostředí není dokonale pružné a při průchodu elastické vlny tímto prostředím ztrácí vlna část své energie, dochází k anelastickému útlumu. Energie vlny se přemění na teplo, kvůli neelastickým procesům v horninovém prostředí a vnitřnímu tření během seismického šíření. Druhým velmi podstatným faktorem, který ovlivňuje šíření seismického vlnění je rovnoměrné ubývání amplitudy se vzdáleností od seismického zdroje. Vlna se musí rozšiřovat po stále větším povrchu vlnoplochy. S přibývajícím poloměrem kulové vlnoplochy klesá energie se čtvercem vzdálenosti od zdroje (Shearer, 2009).

Geometrický útlum se definuje jako ztráta energie se vzdáleností. Pokud se vlnění šíří v objemu prostředím všemi směry, tak energie ubývá o $1/R^2$, kde R je vzdálenost od zdroje. Tato definice platí pro homogenní prostředí, ale zjednodušeně se dá aplikovat i v praxi. Pokud ubývá energie, tak se snižuje i amplituda, která je rovna \sqrt{E} . Z toho vyplývá, že amplituda ubývá se vzdáleností podle podílu $1/R$ (Lay, et al., 1995).

Anelastický útlum vzniká kvůli ztrátě energie s rostoucí vzdáleností. Energie se při anelastickém útlumu přeměňuje na teplo při tzv. „vnitřním tření“. Dochází k přeměňování potenciální energie na kinetickou energii, tento proces není zcela vratný, protože dochází k tepelným přeměnám na smykových plochách mezi zrny, anebo ztráty vznikající díky dislokacím v minerálech. Rovnice, která vyjadřuje amplitudu závislou na uražené vzdálenosti, zní (Lay, et al., 1995):

$$A(x) = A_0 e^{-\left(\frac{f\pi}{Qv}\right)x}, \quad (1)$$

kde Q je ztráta energie za jednu periodu (quality faktor), f je frekvence, v je rychlost vlny, x je vzdálenost. Z tohoto vzorce je patrné, že čím větší je frekvence, tím je úbytek energie větší. To je dáno tím, že vlna musí projít rychle za sebou jdoucími oscilacemi a ztrácí tak rychleji energii. Proto při příchodu seismického vlnění z větších vzdáleností vysokofrekvenční složka ze záznamu zcela zmizí. Vnitřní útlum je charakterizován veličinou Q , definovanou výše. Velké hodnoty Q značí malý útlum prostředí. Hodnoty Q blízké k nule udávají velký vnitřní útlum prostředí (Lay, et al., 1995).

V nehomogenním, vícevrstevném prostředí má vliv na pokles amplitudy přímé vlny také konverze při dopadu na rozhraní. Projevuje se na rozhraní dvou prostředí s rozdílnými rychlostmi seismického vlnění nebo na diskontinuitách (pukliny, intruze, atd.). Pokud vlna dorazí na rozhraní dvou horninových prostředí s rozdílnými seismickými rychlostmi, tak se buď odrazí (reflexe) nebo se bude lámat (refrakce). Geometrie těchto lomů je popsána Snellovým zákonem. Na rozhraní se P-vlny a SV-vlny rozkládají na čtyři složky, na P-vlnu a SV-vlnu odraženou a na P-vlnu a SV-vlnu, které se lomí při průchodu rozhraní podle Snellova zákona. Vlny sekundární horizontální, které jsou rovnoběžné s rozhraním, se dělí pouze na dvě složky, na odraženou SH-vlnu a lomenou SH-vlnu. Už z tohoto samotného rozkladu vyplývá, že i energie těchto vln dopadajících na rozhraní se musí rozdělit. Tento rozklad energie na rozhraní popisují koeficienty odrazu a lomu (Shearer, 2009).

2.3 Vznik zemětřesení

Tektonická zemětřesení tvoří 90% všech registrovaných zemětřesení. Vznikají v důsledku uvolnění akumulované energie na zlomové ploše (Lowrie, 1997). Tento

mechanismus vzniku je také patrně zdrojem zemětřesných rojů v Západních Čechách (Fischer, et al., 2010).

Celý proces vzniku zemětřesení můžeme popsat jako pohyb na ideální rovinné zlomové ploše libovolné orientace, která je popsána sklonem a směrem zlomu. Na zlomu může dojít k poklesu nebo přesmyku, které může doplňovat horizontální posun (Lowrie, 1997).

Zemětřesení vzniká většinou na stávající zlomové ploše, v ojedinělých případech může dojít ke vzniku nového zlomu, který může mít za následek uvolnění napětí. Na předem určené ploše se začne zvyšovat elastické přetvoření vlivem pomalého posunu zlomových ploch. Smykové napětí se zvyšuje do té míry, než překročí třecí sílu kontaktu na zlomu a dojde k náhlému uvolnění nahromaděné energie. Místo na zlomové ploše, kde byla překročena mez pevnosti, nazýváme hypocentrum. Průmět hypocentra na povrch se poté označuje jako epicentrum. V hypocentru vzniká trhлина, která se může šířit po zlomové ploše různými směry, podél tohoto porušení poté dochází k trvalému posunu bloků vůči sobě a trvalé deformaci. Během tohoto procesu vznikají seismické vlny, které představují elastickou deformaci a jejich energie závisí na délce aktivované trhliny (Fagereng, et al., 2011).

Zbýlých 10% registrovaných zemětřesení je spojeno s vulkanickou činností, kolapsem podzemních dutin nebo lidskou činností (Lowrie, 1997).

2.4 registrace zemětřesení

Přístroj, který zaznamenává pohyby země a převádí je na elektrický signál, se nazývá seismometr. Celá aparatura, včetně záznamového zařízení, se poté označuje jako seismograf (Lowrie, 1997).

Existují dva základní druhy seismických přístrojů. Prvními jsou setrvačné seismometry, které jsou založeny na Newtonově zákoně setrvačnosti. Pracují na principu zavěšeného závaží, upevněného tak, aby byly na závaží přenášeny otřesy země minimálně. Závaží se tak díky svojí setrvačnosti snaží zůstat v klidu vůči pohybující se konstrukci seismometru, která je pevně spojena se zemí. Tento pohyb poté zesílujeme a registrujeme. Druhým typem přístrojů jsou deformometry, které měří relativní posunutí mezi dvěma pevnými body (Bormann, 2002).

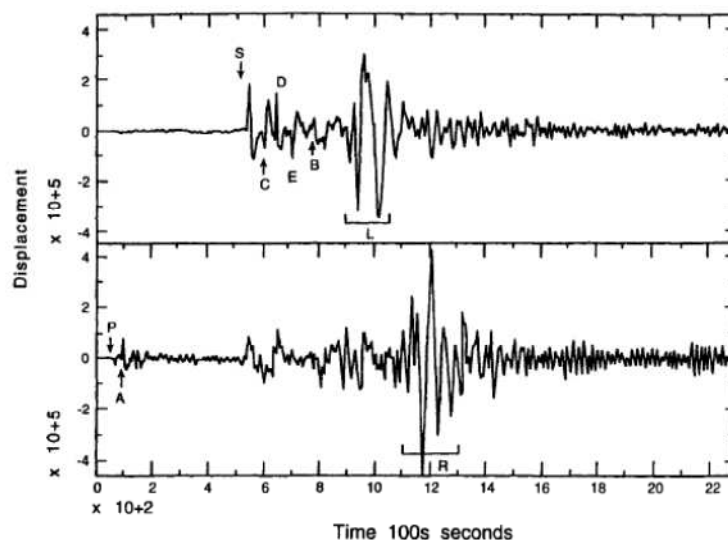
Elektromagnetické setrvačné seismometry fungují na principu měření změny polohy setrvačné hmoty pomocí elektromagnetické indukce. Zaznamenáváme změny napětí a proudu

mezi cívkou a magnetem, respektive mezi zavěšeným závažím a konstrukcí pevně spojenou se zemí. Signál se poté zesiluje a dále zpracovává v elektronické podobě (Lowrie, 1997).

Moderní širokopásmové setrvačné seismometry jsou schopné detekovat rozsáhlé pásmo frekvencí díky zavedení záporné zpětné vazby, která generuje elektrickou sílu působící na kyvadlo, udržující kyvadlo v rovnovážné poloze. Velikost síly potřebnou pro zpětnou vazbu poté převedeme na elektrický signál a započítáme kompenzaci. (Lay, et al., 1995)

Další důležitou vlastností setrvačných seismografů je vysoký dynamický rozsah, který udává poměr mezi nejsilnější a nejslabší možnou zaznamenanou amplitudou (Lowrie, 1997).

Na seismickou stanicí přicházejí vlny v určitém pořadí. U tektonických zemětřesení první na záznamu registrujeme primární vlny, poté sekundární a jako poslední povrchové vlny (Obrázek 1) (Lay, et al., 1995).



Obrázek 1: Ukázka příchodu seismických vln na stanici. Jedná se o hluboké zemětřesení v Peru zaznamenaná na Harvardu v Massachusetts. První přicházejí P-vlny (P), dále následují sekundární vlny (S), které jsou více názorné v horizontální rovině na horním záznamu. Poté přichází povrchové vlny (L) a (S) (Lay, et al., 1995).

Deformometry pracují na principu měření změny vzdálenosti mezi dvěma pevnými body. Používá se např. trubice z křemenného skla, která je pevně spojena se zemí. U jednoho konce je trubice rozdělena mezerou, na níž se měří změna vzdálenosti pomocí laserových paprsků. Trubice má díky složení velmi malou tepelnou roztažnost (Lowrie, 1997).

Deformometry se využívají k měření nízkofrekvenčních signálů, které vznikají při volných kmitech zemského tělesa nebo při slapových jevech (Bormann, 2002).

2.5 Parametry velikosti zemětřesení

Existují dvě metody určení velikosti zemětřesení, které se diametrálně liší. Vliv zemětřesení o dané velikosti na povrch a jeho síla na objekty a přírodní prostředí závisí v důsledku útlumu amplitudy vlnění na vzdálenosti od epicentra. Dalším podstatným faktorem účinku zemětřesení je přípovrchová geologie, která může ovlivňovat lokální projev zemětřesení na povrchu. Proto existují dva parametry síly zemětřesení. Intenzita, která hodnotí viditelné efekty zemětřesení na povrchu a magnitudo, které je definováno pomocí měření a zjišťuje velikost zemětřesení v ohnisku bez ohledu na projevy na povrchu (Lowrie, 1997).

Magnitudo

Cílem magnituda je definovat sílu zemětřesení v ohnisku zemětřesení, tudíž musí být brán ohled na útlum během šíření seismického vlnění horninovým prostředím. Definováno bylo roku 1935 C. F. Richterem a bylo založeno na měření amplitudy Wood-Andersonovým seismometrem 100 km od epicentra (Bormann, 2002).

Původní Richterova definice zní:

„Magnitudo jakéhokoliv otřesu je dáno jako logaritmus maximální amplitudy, vyjádřený v mikrometrech; ...standardní torzní seismometr (Wood-Andersonův) by tento otřes zaznamenal ve vzdálenosti 100 km od epicentra jako jeden mikrometr.“ (Bormann, 2002).

Původní rovnice poté vypadala takto (Bormann, 2002):

$$Ml = \log A_{max} - \log A_0, \quad (2)$$

kde A_{max} je v milimetrech a korekci A_0 bylo možné vyhledat v tabulkách vydaných Richterem, které platily pouze pro Jižní Kalifornii. Perioda byla na Wood-Andersonově seismometru těžko čitelná při vysokých frekvencích, korekce na vzdálenost byla u mělkých zemětřesení do 15 km zanedbatelná a staniční korekce byly započítávány při vytváření korekcí A_0 (Bormann, 2002).

Silnější zemětřesení vždy vykazuje na seismické stanici větší amplitudy. Magnitudo je míra uvolněné seismické energie, proto by mělo být úměrné rychlosti na povrchu. Uvolnění maximální seismické energie je závislé na zlomové frekvenci měřeného posunutí na povrchu, frekvence je přitom přímo závislá na uvolněném napětí ve zdroji (rozdíl mezi počátečním a koncovým napětím při zemětřesení) (Shearer, 2009).

Obecný vzorec pro výpočet magnituda bude vypadat takto (Bormann, 2002):

$$M = \log \left(\frac{A_d}{T} \right)_{\max} + \sigma(\Delta, h) + C_r + C_s, \quad (3)$$

kde A_d je amplituda posunu naměřeného na stanici, T je perioda, Δ je epicentrální vzdálenost od stanice, h je hloubka zdroje, c_s je staniční korekce a c_r je korekce na upřednostňovaný směr šíření seismického vlnění od zdroje (Bormann, 2002).

Funkce $\sigma(\Delta, h)$ kompenzuje útlum, který je dán geometrickým rozšiřováním a samotnou přeměnou energie na teplo. Tato funkce nám udává korekce na útlum, které se liší se vzdáleností od ohniska. Podíl A_d/T můžeme určovat z jakéhokoliv druhu vln (primárních, sekundární nebo povrchových), pro které máme kalibraci, A_d v podílu je vždy nejvyšší vrchol naměřených amplitud (Bormann, 2002).

Magnitudo není stupnice, proto není omezené ani horním ani dolním limitem, některá slabá zemětřesení mají i záporná magnituda. Ve skutečnosti je omezení dáno citlivostí přístrojů u nízkých magnitud a horní limit bývá omezen samotnými fyzikálními vlastnostmi hornin a délkou zlomů, na kterých vzniká zemětřesení (Bormann, 2002).

Intenzita

Další varianta popisu velikosti zemětřesení je intenzita zemětřesení, která popisuje účinky na povrchu. Je založena na empirických poznatcích z makroseismických pozorování, získaných při studiu proběhlých zemětřesných událostí. Rozdělení stupnice je podle účinků zemětřesení na stavby a krajinu, a také jak je pocítili lidé, kteří daný otřes prožili. Používá se více druhů stupnic, které většinou využívají dvanáct stupňů (Shearer, 2009).

Tento parametr má tu výhodu, že se s ním dají popsat historická zemětřesení, která jsou obvykle zaznamenána pouze popisy svědků v historických písemnostech. Podle těchto údajů lze rekonstruovat celou mapu izolinií se stejnou hodnotou a poté určit přibližné centrum zemětřesení, tato metoda byla používána hlavně pro zemětřesení v minulosti, kdy se

neprováděla měření parametrů pomocí seismometrů. Intenzita našla neocenitelné uplatnění při rekonstrukci historických zemětřesení a přibližnou lokalizaci epicenter pomocí mapy izolinií (Shearer, 2009).

Seismický moment

Slouží k měření velikosti zemětřesení a na rozdíl od magnituda je fyzikálním měřítkem velikosti zemětřesení. Základní rovnice, která definuje moment zemětřesení (Walter, et al., 2006):

$$M_0 = \mu DA, \quad (4)$$

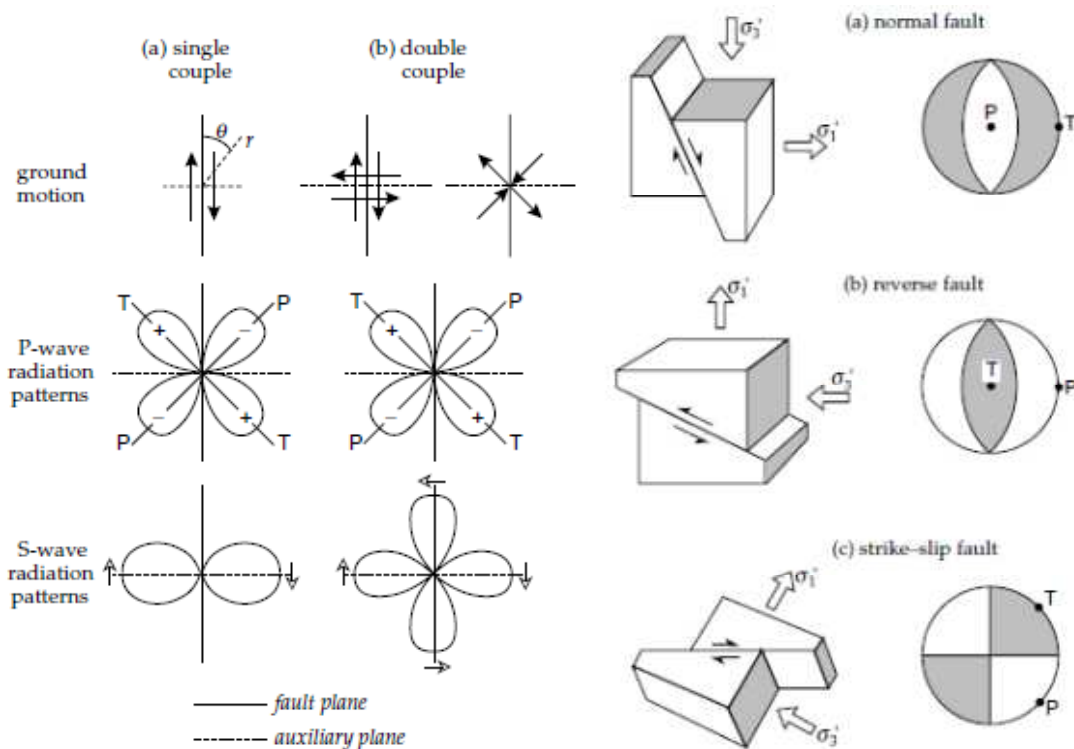
kde μ je střižný modul přiléhajícího prostředí, D je průměrný posun na zlomu a A je povrch smykové plochy. Délku zlomu a posunutí na zlomu lze odhadnout ze seismogramu. Z momentu lze také vypočítat velikost magnituda, což se používá zejména pro velká zemětřesení (Walter, et al., 2006).

2.6 Mechanismus zemětřesení a vyzařovací charakteristika

Základní rozložení napětí a následné vyzařování seismických vln nejlépe popisuje mechanismus silových dipólů (Obrázek 2). Jeden dipól tvoří dva protilehlé vektory síly. Rozlišujeme jednoduchý dipól a dvojitý dipól (Shearer, 2009).

Jednoduchý dipól je model, který se k popisu mechanismu vzniku zemětřesení nehodí, protože ho doprovází točivý moment, jehož účinky nebyly pozorovány. Vyzařovací charakteristika sekundárních vln je bipolární a liší se od vyzařovací charakteristiky dvojitého dipólu (Lowrie, 1997).

Dvojitý dipól je tvořen dvěma páry sil, které jsou na sebe vzájemně kolmé. Tento model vykazuje stejnou vyzařovací charakteristiku primárních vln. Na rozdíl od jednoduchého dipólu nedochází k vzniku točivého momentu, což spíše odpovídá pozorování. Sekundární vlny zde vytváří vyzařovací charakteristiku do čtyř směrů (Lowrie, 1997).



Obrázek 2 (vlevo): Vyobrazení směrů jednotlivých vektorů (a) jednoduchého silového dipólu a (b) dvojitého dipólu. Vyzařovací mechanismus je stejný u P-vln, ale liší se u S-vln. Maximální amplituda primární vlny je při kompresi podél osy T pod úhlem 45° od zlomové plochy a při dilataci je maximální amplituda v ose T po úhlem 45° od zlomové plochy. Plnou čarou je znázorněna zlomová plocha a přerušovanou pomocná normálová rovina kolmá ke zlomové ploše (Lowrie, 1997).

Obrázek 3 (vpravo): Tři hlavní typy zlomů s jejich ohniskovým mechanismem. (a) pokles (b) přesmyk (c) horizontální posun. Vlevo je znázorněna orientace zlomu a nejdůležitější napětí. Vpravo je vyobrazen tzv. beachball, ve středu kružnice je ohnisko a jsou zde vyobrazeny orientace os P a T (Lowrie, 1997).

Pomocí vyzařovací charakteristiky lze rozdělit okolí zdroje na kompresní a dilatační zóny. Podle orientace zlomové plochy a podle mechanismu pohybu na zlomu je dáno rozmístění silových dipólů. Samotná zlomová plocha spolu s normálovou rovinou pomyslně rozdělí prostor na čtyři kvadranty s opačnými polaritami. Kompresní zóna se projevuje prvním pohybem částice při příchodu primární vlny směrem nahoru a v zóně dilatace se první pohyb částice projevuje směrem k ohnisku dolů. Z tohoto vyplývá, že na seismogramu můžeme podle prvního nasazení primární vlny určit, jestli se jedná o kompresi nebo dilataci (Lowrie, 1997).

Díky rozpoznání prvního nasazení primárních vln a dostatečnému počtu stanic můžeme při správném vyobrazení jednotlivých průřezů parsků na polokouli se středem v ohnisku rozdělit kompresní a dilatační zóny dvěma na sebe kolmými rovinami. Takto dostaneme

vyobrazení mechanismu typu beachball. Při vytvoření kompresních a dilatačních kvadrantů dvěma rovinami nemůžeme určit, zdali se jedná o zlomovou plochu anebo pouze o normálovou pomocnou rovinu (Lowrie, 1997).

Mechanismus zemětřesení na zlomu se běžně znázorňuje stereografickou projekcí na spodní polokouli. Ohnisko se nachází ve středu polokoule, zlomovou rovinu a normálovou pomocnou rovinu znázorňujeme pomocí projekce na dolní polokouli (Lowrie, 1997).

2.7 Určování magnitud

V této práci je pro určování magnitud použito vztahu pro výpočet magnitud v západočeské síti WEBNET (Horálek, et al., 2009):

$$M_{ij} = \log A_{ij} + K \cdot \log r_{ij} + c_i, \quad (5)$$

kde M je magnitudo jevu j určeného na stanici i , A_{ij} je maximální amplituda odečtená na seismickém záznamu, r_{ij} je vzdálenost od hypocentra, K je korekce na útlum a c_i je staniční korekce (Horálek, et al., 2009).

Protože amplitudy na stanicích jsou ovlivněny lokální geologií a vyzařovací charakteristikou zemětřesení, budou se hodnoty magnitud na různých stanicích lišit. Lokální geologie má stejný vliv na amplitudy různých zemětřesení a představuje tak systematickou odchylku c_i , která je pro všechny jevy stejná (Bormann, 2002).

Mechanismy zemětřesení a vyzařovací charakteristiky se ale liší, což nelze korigovat staniční konstantou. Namísto toho se pro potlačení vlivu vyzařovací charakteristiky určuje magnitudo jako střední hodnota ze stanic. Určené magnitudo tedy závisí na korekci na útlum K a na staničních korekcích c_i . Jejich určení je možné při použití většího počtu zemětřesení pomocí tzv. metody kalibrace magnitud (Bormann, 2002).

2.8 Západočeské zemětřesné roje

Zájmovou oblast tvoří Západní Čechy, Zemský okres Vogtland, který je součástí spolkové země Sasko v Německu a severovýchodní část Bavorska, taktéž v Německu. Celá lokalita patří do západní části Českého masivu, setkávají se zde tři geologické jednotky moldanubikum, saxothuringikum a bohemikum. Oblastí prochází několik zlomových struktur,

oherský rift ve směru VSV-ZJZ, mariánskolázeňský zlom SSZ-JJV, který tvoří hranici tepelsko-barrandienského bloku a moldanubika. Jako poslední, pro zájmovou oblast důležitá, je severojižní zlomová plocha Počátky-Plesná, která má spojitost se zlomem Nový Kostel-Počátky-Zwota (Fischer, et al., 2010).

Zlomová plocha Nový Kostel-Počátky-Zwota se nachází v hloubce 6 až 11 km. Směr plochy je 169° a sklon plochy je 80° a je považována za hlavní zdroj seismického roje (Fischer, et al., 2003).

Princip vzniku seismické aktivity je dáván do souvislosti s regionálním tektonickým napětím, které činí celou oblast náchylnou ke vzniku seismických trhlin. Samotný vznik trhliny a uvolnění energie, bývá dáván do souvislosti se zvyšováním pórového tlaku nahromaděných fluid z hlubších částí zemské kůry, která se na povrchu projevují výrony CO_2 (Horálek, et al., 2004).

Zemětřesené roje v Západních Čechách a Vogtlandu nepřesahují magnitudo $M_L > 4$ a opakují se po několikaletých obdobích klidu. Při události na přelomu roků 1985 a 1986 byly zaznamenány dva větší otřesy, které dosáhly magnituda 4,6 a 4,2. Tato zvýšená aktivita byla rovněž důvodem k zahájení trvalého seismického pozorování zájmové oblasti. První stanice byla vybudována roku 1989 u obce Nový Kostel, poté začaly vznikat dvě sítě seismických stanic: KRASNET a WEBNET, spolu se saskou sítí SXNET. Síť WEBNET obsahuje 13 digitálních seismických stanic rozmístěných v širším okolí stanice Nový Kostel, kde se nachází oblast s největším výskytem událostí (Horálek, et al., 2009).

3 Použitá data

Všechna měření probíhala v seismické síti WEBNET v Západních Čechách v okolí ohniskové zóny Nový Kostel.

Síť WEBNET tvoří stanice v bližším okolí zájmové zóny Nový Kostel (SKC, VAC, LBC, POC, STC, KVC) a stanice, které pokrývají rozsáhlejší území okolo Nového Kostela (KRC, KOC, LAC, ZHC, KAC). Nejdále situovanou stanicí je Zelená hora (ZHC), která je vzdálena přibližně 40 km od Nového Kostela. Celé rozmístění je navrženo tak, aby stanice směrově a plošně vhodně pokrývaly území vzhledem k oblasti Nový Kostel. Data byla měřena na 12 stanicích různými aparaturami s odlišnou citlivostí (Horálek, et al., 2009).

Jedenáct stanic je vybaveno pasivními seismometry SM-3, dvě stanice mají širokopásmový seismometr Güralp 40-T (tabulka 1). Seismometry jsou umístěny v 5 metrů

hlubokých šachtách na betonových pilířích, které jsou zahloubeny 2 m v zemi. Stanice jsou vybaveny dvěma odlišnými způsoby zpracování a přenosu dat (podsítě N a L). Podsít' N obsahuje přístroj na zpracování dat Janus-Trident, přenos dat je bezdrátový WaveLan, který umožňuje připojení systému k internetu. Podsít' L využívá ke zpracování dat přístroj Lennartz 5800 PCM s rádiovým přenosem, který umožňuje přenos dat ze vzdálených stanic KOC a LAC. Díky tomuto systému je snazší paralelní zapojení přístrojů Güralp 40-T a SM-3 na centrální stanici Nový Kostel. Výhoda dvou podsítí je v kontinuálním měření při výpadku jedné z nich. Data ze stanic se přenášejí do datového centra na televizním vysílači Zelená hora, které je připojeno k internetu (Fischer, et al., 2010).

Celá síť umožňuje vysoce kvalitní detekci událostí od magnituda -0.5 do magnituda 5. Rozsah frekvencí, které můžeme detekovat na stanicích je 0.5-60 Hz (podsít' L), podsít' N má horní hranici 80Hz. Stanice osazeny přístrojem Güralp 40-T mají rozsah 0.033-80Hz. Vzorkovací frekvence na všech stanicích je 250Hz (Fischer, et al., 2010).

Tabulka 1: Seznam stanic sítě WEBNET z kterých byla použita data k výpočtu (Fischer, et al., 2010)

| Stanice | Zkratka | Přístroje | Zem. Šířka (°N) | Zem. Délka (°E) | Nadm. Výška (m) | Spuštění | Subnet |
|-------------|---------|---------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------|--------|
| Kacéřov | KAC | SM-3/Janus-Trident | 50.1440 | 12.5180 | 502 | 2001 | N |
| Kopaniny | KOC | SM-3/5800 PCM | 50.2652 | 12.2336 | 575 | 1994 | L |
| Kraslice | KRC | SM-3/Janus-Trident | 50.3316 | 12.5304 | 760 | 1994 | N |
| Květná | KVC | SM-3/5800 PCM | 50.2049 | 12.5113 | 621 | 2001 | L |
| Lazy | LAC | SM-3/5800 PCM | 50.0508 | 12.6250 | 838 | 1995 | L |
| Luby | LBC | SM-3/Janus-Trident | 50.2655 | 12.4123 | 638 | 2001 | N |
| Nový Kostel | NKC | SM-3/5800 PCM | 50.2331 | 12.4479 | 564 | 1986 | L |
| | | Guralp 40-T/Janus-Trident | | | | 2001 | N |
| Počátky | POC | SM-3/Janus-Trident | 50.3220 | 12.4270 | 795 | 2004 | N |
| Skalná | SKC | SM-3/Janus-Trident | 50.1698 | 12.3611 | 455 | 1994 | N |
| Studeneč | STC | SM-3/Janus-Trident | 50.2591 | 12.5197 | 666 | 1997 | N |
| Vackov | VAC | SM-3/Janus-Trident | 50.2354 | 12.3772 | 530 | 2001 | N |
| Zelená hora | ZHC | Guralp 40-T/Janus-Trident | 50.0706 | 12.3088 | 631 | 2005 | N |

Změřená data pocházejí z období od 1.1.2012 do 20.1.2013. Na všech stanicích probíhala měření po celou dobu časového období a obsahují všechny události, které bylo možno detekovat s nastaveným detekčním prahem. Na stanicích byla zjištěna magnituda o minimální hodnotě $M = -1,2$.

Datový soubor se získanými hodnoty ze seismických stanic obsahuje datum a přesný čas události spolu s kódovým označením jevu, který je pro stejné události na každé stanici stejný. Dále údaje o lokalizaci epicentra a hloubku ohniska pod povrchem, které se také shodují pro jednotlivé jevy a jsou zjišťovány výpočty za použití celé staniční sítě WEBNET. Datový soubor také obsahuje zaznamenané časy příchodu primárních a sekundárních vln spolu s maximální amplitudou jevu.

Další důležitý datový soubor obsahuje záznam o souřadnicích jednotlivých seismických stanic a slouží k dalšímu počítání vzdáleností od ohniska.

4 Postup a zpracování dat

Kalibrace magnitud probíhala dle níže uvedeného postupu, cílem bylo nalezení nejnižšího residua kalibrace.

Rovnice využitá k výpočtu magnitud vychází z rovnice (5) a cílem kalibrace je určení korekcí K a c_i . K je koeficient korekce na útlum. Konstanta K je pro všechny stanice stejně velká. Konstanta c_i je staniční korekce a je pro každou stanici jiná. Je ovlivněna hlavně nehomogenitou horninového prostředí a z ní vyplývajícího rozdílného rozložení rychlostí seismických vln v okolí stanic.

K výpočtu vzdálenosti r využijeme souřadnice seismických stanic a souřadnice daného jevu, které máme k dispozici v datových souborech a lze je vypočítat při existenci minimálně třech seismických stanic. V případě neznámé hloubky ohniska lze zjednodušeně zvolit i pevnou hloubku. Vzdálenost od hypocentra poté získáme za předpokladu přímočarého šíření seismických vln jednoduchým výpočtem přes Pythagorovu větu.

Cílem kalibrace je určení neznámých K a c_i , což je typická obrácená úloha. K jejímu řešení jsme zvolili postup tzv. mřížkového prohledávání, kdy ve zvoleném intervalu měníme K a dopočítáváme staniční korekce. Kalibraci provádíme pro každé zvolené K v několika postupných krocích. V prvním kroku spočteme magnitudu každého jevu bez započtení staniční korekce, tj. s použitím první části rovnice (5):

$$M_{ij} = \log A_{ij} + K \cdot \log r_{ij} \quad (6)$$

Amplitudu a vzdálenost máme u každého jevu určenou ze zadaných dat. Pro každý jev pak spočteme střední magnitudu jako aritmetický průměr staničních magnitud a jeho směrodatnou odchylku σ_{M_j} . Kalibrace je založena na požadavku, aby si byla magnituda na jednotlivých

stanicích co nejvíce podobná. Z toho vyplývá, že nám u každého jevu musí vyjít minimální směrodatná odchylka pro spočítaná střední magnituda, tj. residuum kalibrace:

$$\sigma_{M_j} = MIN \quad (7)$$

Proto se zavádí staniční korekce c_i , kterou přičítáme k výslednému magnitudu. Tu určíme jako odchylku středního magnituda jevu a staničního magnituda:

$$c_i = \overline{M_j} - M_i \quad (8)$$

Tak nám na každé stanici, pro každý jev vyjde staniční korekce. Tuto korekci zavedeme do rovnice (6) a výpočet zopakujeme. V každém kroku aktualizujeme staniční korekci o rozdíl c_i a měřítkem úspěchu kalibrace je přitom velikost residua kalibrace (7), které musí mít co nejmenší hodnotu. Výpočet proto opakujeme tak dlouho, až se residuum přestane snižovat.

Výsledkem kalibrace je nalezení takového útlumu a staničních korekcí, abychom získali co nejmenší residuum kalibrace.

Úlohu jsem se nejdříve pokusil zpracovat v tabulkovém procesoru Microsoft Excel. Provedl jsem prvotní úpravy, vyčistil jsem data od nepotřebných sloupců a odstranil jsem zanedbatelné jevy, případně řádky s chybějícími údaji. Poté jsem přešel k samotnému výpočtu, podle výše uvedeného postupu.

Zpracování v procesoru Microsoft Excel se ukázalo jako nerealizovatelné, kvůli nestejnorodé struktuře a velkému objemu dat. Proto jsem začal zpracovávat všechny data a výsledky v programovém prostředí MATLAB. Skript pro zpracování dat a získání výsledků byl vytvořen mým školitelem. Veškeré početní úlohy a vyobrazené grafy byly získány za pomoci skriptu MagCalN.

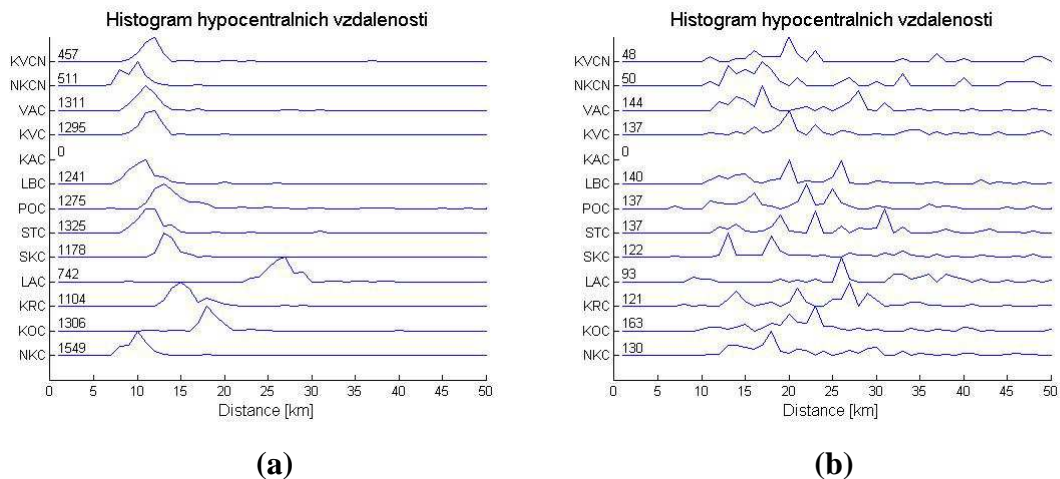
5 Výsledky

Při výpočtu se ukázalo, že postačily tři kroky opakování výpočtu. Při třetí iteraci se již residuum kalibrace měnilo minimálně.

Výpočty probíhaly na dvou upravených souborech dat. Výchozí soubor měření byl pro oba upravené datasety stejný. První dataset (dále „pročištěná data“) byla pouze ta data, která obsahovala v záznamu logaritmus maximální amplitudy S-vlny, který je důležitý pro výpočet magnituda. Pročištěná data obsahovala přibližně 1500 změřených jevů. Ukázalo se, že převažují jevy v okolí centrální zóny Nového Kostela (Obrázek 4a), proto byl aplikován filtr,

kteřý použil z oblasti Nového Kostela pouze silnější jevy. To se realizovalo dvěma podmínkami, jev musí mít magnitudo $M_1 > 2$, nebo má jev vzdálenost od zóny Nový Kostel $r > 5$ km. Tato vyfiltrovaná data (dále „optimální data“) obsahovala 160 změřených událostí. Podmínky pro optimální data se zavádějí z důvodu potlačení závislosti mezi koeficientem u korekce na vzdálenost a staničními korekcemi. U pročištěných dat se většina jevů nachází v centrální oblasti Nového Kostela, proto zde může docházet k ovlivňování koeficientů K a c_i mezi sebou, docházelo by zde k nežádoucímu přelévání mezi útlumem a staničními korekcemi.

Pročištěná data mají na histogramu (Obrázek 4a) zřetelný jeden peak s převažující vzdáleností, která v podstatě ukazuje vzdálenost jednotlivých stanic od ohniska v zóně Nový Kostel. Na prvních deseti kilometrech nám podmínky na vzdálenost u optimálních dat omezily počet jevů (Obrázek 4b), nachází se zde pouze jevy, které přesahují magnitudo $M_1 > 2$. Optimální data tak ukazují rovnoměrné rozmístění hypocentrálních vzdáleností na každé stanici.

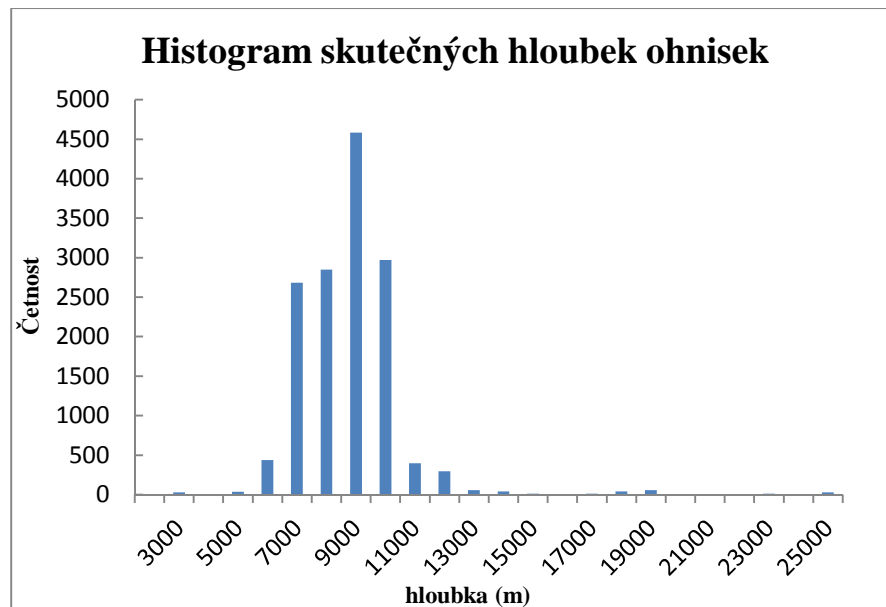


Obrázek 4: Histogram hypocentrální vzdálenosti (a) pročištěných a (b) optimálních dat nám názorně ukazuje nejčastější vzdálenost stanice od ohniska daného jevu.

5.1 Kalibrace magnituda při použití pevné hloubky

Nejdříve byla provedena kalibrace s použitím pevné hloubky. Důvodem je to, že hloubka jevu je nejhůře určitelný parametr. Proto byla použita sada několika hloubek s cílem nalézt optimální hloubku, při jejímž použití bude minimální residuum.

Hloubky byly voleny v intervalu 7 až 15 km, což je nejběžnější zastoupení hloubek ohnisek západočeských zemětřesení. To bylo potvrzeno histogramem hloubek (Obrázek 5) jevů našeho datasetu.



Obrázek 5: Histogram skutečných hloubek ohnisek ukazuje četnosti výskytu ohnisek v jednotlivých hloubkách.

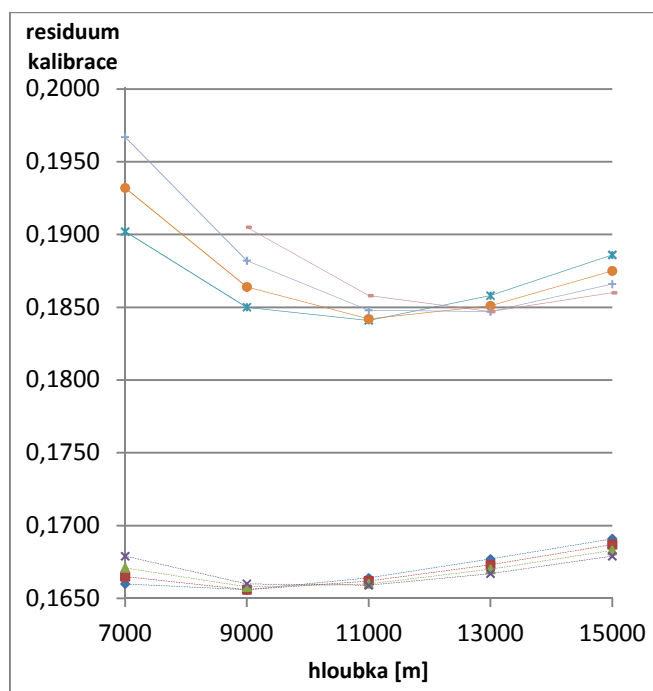
Během výpočtu se sledovala změna chyby magnituda s měnící se hloubkou a útlumem (Tabulka 2 a Obrázek 6).

Pročištěná data vykazují menší chybu magnituda a také vychází nižší optimální hloubka (Tabulka 2). Optimální data mají větší útlum a vyšší optimální hloubku nežli pročištěná data. Z tabulky lze také vyčíst, že se zvyšující se korekcí na útlum se zvedá optimální hloubka nezávisle na typu dat.

Rozdíl optimálních hloubek pro pročištěná a optimální data je poměrně velký. Optimální hloubka vychází pro pročištěná data 9000 metrů. Pro optimální data vychází hloubka pro minimální residuum 11 000 metrů (Tabulka 2).

Tabulka 2: Závislost residua magnituda na hloubce a korekci na útlum. Tučně jsou vyznačeny minimální residua kalibrace pro každou korekci na útlum.

| korekce na útlum - pročištěná data | | | | |
|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| hloubka (m) | 1,8 | 1,9 | 2,0 | 2,1 |
| 7000 | 0,1660 | 0,1665 | 0,1671 | 0,1679 |
| 9000 | 0,1656 | 0,1656 | 0,1658 | 0,1660 |
| 11000 | 0,1664 | 0,1662 | 0,1660 | 0,1659 |
| 13000 | 0,1677 | 0,1673 | 0,1670 | 0,1667 |
| 15000 | 0,1691 | 0,1687 | 0,1683 | 0,1679 |
| korekce na útlum - optimální data | | | | |
| hloubka (m) | 1,8 | 1,9 | 2,0 | 2,1 |
| 7000 | 0,1902 | 0,1932 | 0,1967 | 0,2007 |
| 9000 | 0,1850 | 0,1864 | 0,1882 | 0,1905 |
| 11000 | 0,1841 | 0,1842 | 0,1848 | 0,1858 |
| 13000 | 0,1858 | 0,1851 | 0,1847 | 0,1847 |
| 15000 | 0,1886 | 0,1875 | 0,1866 | 0,1860 |



Obrázek 6: Průběh residua kalibrace s hloubkou. Přerušované čáry jsou jednotlivé útlumy pročištěných dat a plné čáry ukazují útlumy a jejich průběh pro optimální data.

Pročištěná data se přibližují k minimální hodnotě residua kalibrace velice pomalu, v řádech desetitisícin (Obrázek 6). Naproti tomu optimální data vykazují hlubší minimum pro

každou hodnotu útlumu, hodnoty stoupají od minimálních hodnot strměji a to až o tisíce na každou změnu hloubky.

Pročištěná data vykazují menší absolutní hodnotu residua než optimální (Obrázek 6).

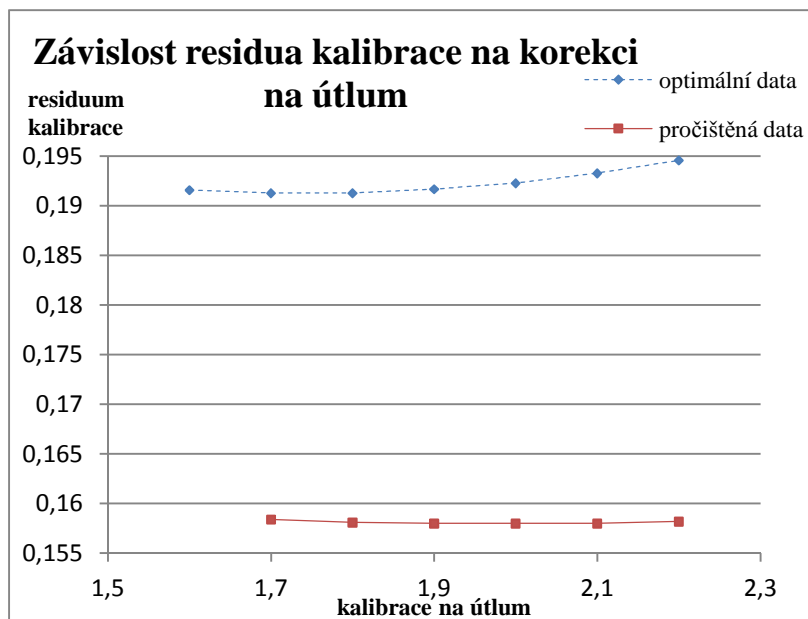
5.2 Kalibrace magnituda při použití skutečných hloubek

Nyní popíšeme závislost mezi korekcí na útlum a residuem kalibrace s použitím skutečných hloubek. Znovu se ukázaly podstatné rozdíly v residuích kalibrace mezi optimálními a pročištěnými daty (Tabulka 3). Nejnižší residuum vychází u optimálních dat pro korekci na útlum 1,75. U pročištěných dat se nejnižší residuum projevuje okolo hodnoty 2,0 pro útlumovou korekci.

Tabulka 3: Závislost útlumové korekce na residuu kalibrace. Tučně jsou vyznačena minimální residua pro daný typ dat.

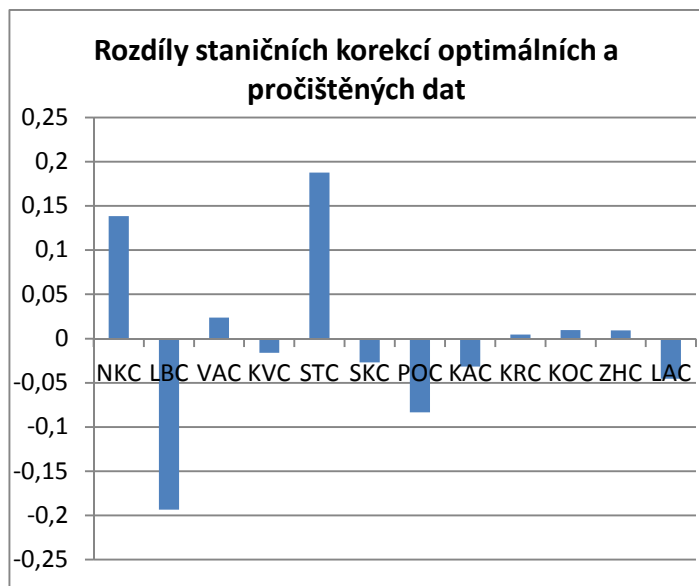
| útlum | Residuum magnituda | |
|-------|--------------------|-----------------|
| | opt. data | pročištěná data |
| 1,6 | 0,1916 | |
| 1,7 | 0,1913 | 0,1584 |
| 1,8 | 0,1913 | 0,1581 |
| 1,9 | 0,1917 | 0,1580 |
| 2,0 | 0,1923 | 0,1580 |
| 2,1 | 0,1933 | 0,1580 |
| 2,2 | 0,1946 | 0,1582 |

Při popisu závislosti mezi korekcí na útlum a residuem data vykazují podobné chování jako u pevných hloubek. Optimální data mají strmější průběh a je u nich výrazné minimum (Obrázek 7). Pročištěná data mají mnohem pozvolnější průběh, který je viditelný i u samotných hodnot (Tabulka 3).



Obrázek 7: Závislost residua na útlumové korekci.

Vliv výběru dat na kalibraci magnitud jsem vyhodnotil pomocí rozdílu mezi staničními korekcemi pro pročištěná a optimální data. Rozdíly jsou spočítané pro korekci na útlum 1,8, který u optimálních dat odpovídá minimálnímu residuu (Obrázek 8).



| stanice | vzdálenost od NKC (m) |
|---------|-----------------------|
| NKC | 0 |
| LBC | 4413 |
| VAC | 5053 |
| KVC | 5532 |
| STC | 5881 |
| SKC | 9381 |
| POCA | 9630 |
| KAC | 11056 |
| KRC | 12426 |
| KOC | 15695 |
| ZHC | 20632 |
| LAC | 23906 |

Obrázek 8: Rozdíly staničních korekcí při použití optimálních a pročištěných dat. Stanice jsou v grafu seřazeny podle vzdálenosti od NKC, které jsou uvedeny v příložené tabulce.

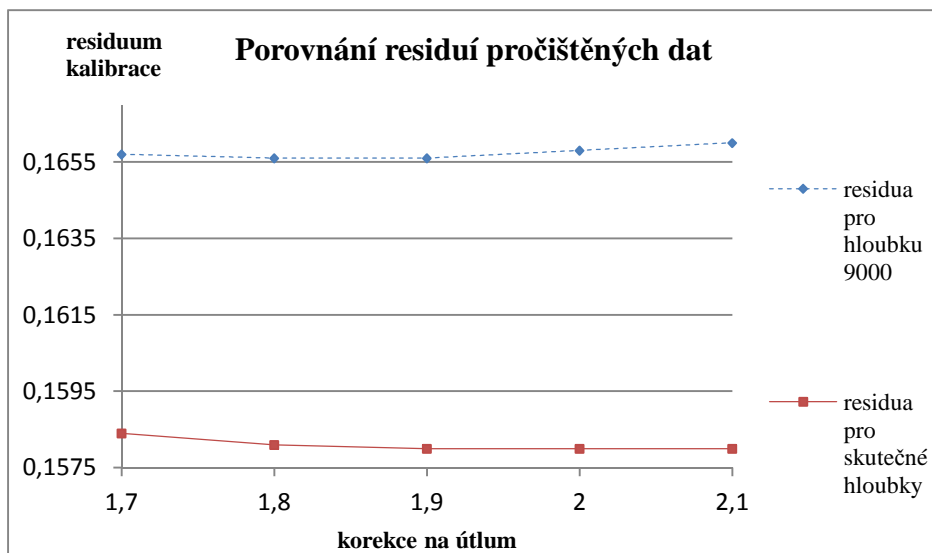
Z grafu rozdílů staničních korekcí (obrázek 8) je patrné, že stanice, které jsou vzdáleny do 6 km od Nového Kostela, mají výrazně vyšší rozdíly staničních korekcí mezi optimálními

a pročištěnými daty. Důvod je nejspíše v přelévání mezi korekcí na útlum a staničními korekcemi, které má patrně nejvyšší vliv u blízkých stanic.

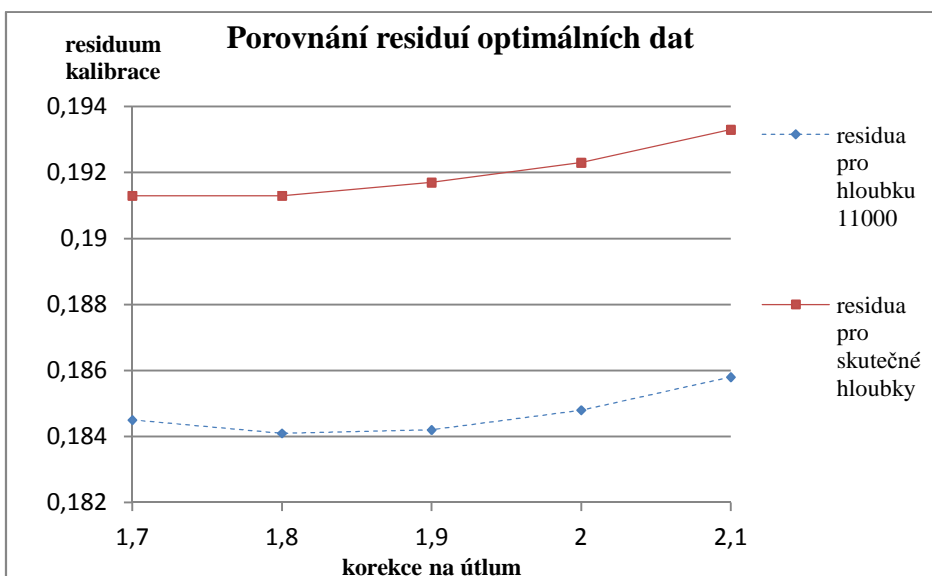
Na závěr ještě okomentujeme porovnání residuí kalibrace pro skutečné a pevné hloubky. Jak už bylo z výše uvedených výsledků zřejmé, pro pročištěná data nám vyšla jako reprezentativní střední hloubka 9 km a pro optimální data hloubka 11 km. Při porovnání skutečných a pevných hloubek zjistíme (Tabulka 4), že pročištěná data vykazují diferenci v korekci na útlum, při pevné hloubce nám vyšel optimální útlum 1,8, ale pokud jsme počítali se skutečnými hloubkami, optimální útlum vychází 2,0. Naproti tomu optimální data inklinují k jedné korekci na útlum 1,8.

Tabulka 4: Porovnání residuí skutečných a pevných hloubek. Tučně jsou vyznačena minimální residua pro daný útlum a červeně jsou vyznačena minimální residua pro daná data a tučně jsou vyznačena minimální residua pro daný útlum.

| | | korekce na útlum - pročištěná data | | | | |
|-------------|---------------|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|--|
| hloubka (m) | 1,7 | 1,8 | 1,9 | 2,0 | 2,1 | |
| 7000 | 0,1656 | 0,1660 | 0,1665 | 0,1671 | 0,1679 | |
| 9000 | 0,1657 | 0,1656 | 0,1656 | 0,1658 | 0,1660 | |
| 11000 | 0,1667 | 0,1664 | 0,1662 | 0,1660 | 0,1659 | |
| 13000 | 0,1681 | 0,1677 | 0,1673 | 0,1670 | 0,1667 | |
| 15000 | 0,1696 | 0,1691 | 0,1687 | 0,1683 | 0,1679 | |
| skutečná | 0,1584 | 0,1581 | 0,1580 | 0,1580 | 0,1580 | |
| | | korekce na útlum - optimální data | | | | |
| hloubka (m) | 1,7 | 1,8 | 1,9 | 2,0 | 2,1 | |
| 7000 | 0,1878 | 0,1902 | 0,1932 | 0,1967 | 0,2007 | |
| 9000 | 0,1843 | 0,1850 | 0,1864 | 0,1882 | 0,1905 | |
| 11000 | 0,1845 | 0,1841 | 0,1842 | 0,1848 | 0,1858 | |
| 13000 | 0,1868 | 0,1858 | 0,1851 | 0,1847 | 0,1847 | |
| 15000 | 0,1900 | 0,1886 | 0,1875 | 0,1866 | 0,1860 | |
| skutečná | 0,1913 | 0,1913 | 0,1917 | 0,1923 | 0,1933 | |



Obrázek 9: Porovnání residuí pročištěných dat.



Obrázek 10: Porovnání residuí optimálních dat.

Při vykreslení závislosti residua kalibrace na korekci na útlum pro střední hloubku a skutečné hloubky ohniska se ukáže podobné chování residuí jako u předchozích výsledků (Obrázek 6 a Obrázek 7). Pročištěná data vykazují mnohem plošší průběh (Obrázek 9) oproti optimálním datům (Obrázek 10).

Ukazuje se, že optimální data projevují větší závislost residua kalibrace na korekci na útlum a jsou proto vhodnější pro vyvození závěrů. Jako výslednou kalibraci použijeme tu kalibraci na útlum, pro kterou vycházelo nejmenší residuum kalibrace, což byla hodnota 1,8 (Tabulka 4). Výsledek je uveden i se staničními korekcemi v Tabulce 5.

Tabulka 5: Staniční korekce pro výslednou korekci na útlum 1,8 a residuum kalibrace 0,1913.

| Staniční korekce pro výslednou korekci na útlum 1,8 a minimální residuum kalibrace 0,1913 | | | | | | | | | | | |
|---|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| NKC | KOC | KRC | LAC | SKC | ZHC | STC | POC | LBC | KAC | KVC | VAC |
| 0,113 | -0,065 | -0,133 | -0,201 | 0,110 | -0,330 | 0,321 | 0,006 | 0,021 | -0,411 | 0,120 | 0,006 |

6 Diskuze a závěr

Cílem práce bylo ověřit možnosti kalibrace magnitud určených z dat západočeské sítě WEBNET. To představuje určit optimální koeficient korekce na vzdálenost a staniční konstanty, které zohledňují vliv lokální geologie.

Pro kalibraci byla použita data získaná seismickou sítí obsahující amplitudy s-vln pro 1500 zemětřesení v období od 1.1.2012 do 20.1.2013. Protože se ukázalo, že původní datový soubor obsahuje převahu jevů z oblasti Nový Kostel, byla data filtrována tak, aby bylo zastoupení epicentrálních vzdáleností stejnoměrné. Mírou úspěchu kalibrace bylo residuum kalibrace, tj. směrodatná odchylka středních magnitud určených z jednotlivých stanic. Kalibrace byla provedena pro dva různé typy hloubky ohniska: pro zvolenou střední hloubku a pro skutečné hloubky.

Výsledky kalibrace ukázaly, že nefiltrovaná data mají slabou závislost mezi korekcí na útlum a residuem a jsou proto méně vhodná, než data optimální, která vykazovala v grafech strmější průběh. Optimální data nejsou tak závislá na přelévání mezi korekcí na útlum a staničními korekcemi díky potlačení jevů, které se nacházely v centrální zóně Nový Kostel.

Nefiltrovaná data také vykazují diferenci v korekci na útlum. Při pevné hloubce nám vyšel optimální koeficient útlumu 1,8, ale pokud jsme počítali se skutečnými hloubkami, ideální útlum vychází 2,0. Naproti tomu optimální data vykazovala stále stejnou hodnotu korekce na útlum 1,8 (Tabulka 4), což by mohlo poukazovat na vhodnost použití optimálních dat pro určování magnitud.

Optimální pevná hloubka klesala s klesající korekcí na útlum (Tabulka 2). Klesání koeficientu útlumu se snižující se hloubkou koresponduje s nižší uraženou vzdáleností mezi ohniskem a seismickou stanicí, protože energie vlnění klesá s uraženou vzdáleností.

Optimální útlum pro skutečné hloubky vychází pro nefiltrovaná data vyšší než pro optimální data (Tabulka 4). Nefiltrovaná data mají ale velmi plochý průběh výsledného residua kalibrace, rozdíly jsou pouhé desetitisíciny, z čehož vyplývá, že výsledná korekce na útlum může mít chybu až $\pm 0,3$. Proto se také tolik rozchází výsledná minimální residua kalibrace pro skutečnou a optimální hloubku u pročištěných dat a je lepší použít optimální data pro kalibraci magnitud.

Velikost residua kalibrace je u optimálních dat vyšší, což může být způsobeno většími vzdálenostmi jevů od seismických stanic (Obrázek 4). Vlnění prochází více prostředím a zlomy, vlny se zde lámou a odráží a toto může způsobovat nepřesnosti v měření.

Výsledky také ukázaly, že stanice nejbližší k Novému Kostelu vykazují velké rozdíly mezi staničními konstantami optimálních a nefiltrovaných dat. Toto může být způsobeno přeléváním mezi korekcemi, i když se na začátku měření předpokládalo, že stanice více vzdálené od Nového Kostela budou více náchylné na přelévání.

Výsledný koeficient korekce na útlum 1,8 je menší než koeficient korekce 2,1, který je dosud používán na síti WEBNET. Domnívám se proto, že bakalářskou práci je třeba rozšířit o další analýzu chování kalibračních koeficientů a jejich vzájemné ovlivňování tak, aby byly upřesněny staniční konstanty a korekce na útlum používané pro určení magnitud západočeských zemětřesení.

Citovaná literatura

- Bormann, P. 2002.** *New Manual of Seismological Observatory Practice.* Germany : GeoForschungsZentrum Potsdam, 2002. 3-9808780-0-7, chapter 3 pp 17-50, chapter 5 pp 1-2.
- Fagereng, A., Toy, V. G. and Rowland, J. V. 2011.** *Geology of the Earthquake Source.* Bath : The Geological Society, 2011. 978-1-86239-337-0, pp 1-13.
- Fischer, T., et al. 2010.** *The 2008 West Bohemia earthquake swarm in the light of the WEBNET network.* s.l. : Journal of seismology, 2010, Vol. 14. 1383-4649. pp 665-682
- Fischer, Tomáš and Horálek, Josef. 2003.** *Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985-2001.* s.l. : Journal of Geodynamics, 2003, Vol. 14. 0534351875. pp 125-144
- Horálek, J., et al. 2009.** *The West Bohemian 2008-earthquake swarm: When, where, what size and data.* s.l. : Studia Geophysica et Geodaetica, 2009, Vol. 53. 1573-1626. pp 351-358.
- Horálek, J., et al. 2004.** *Západní Čechy - přírodní geodynamická laboratoř.* s.l. : Československý časopis pro fyziku, 2004, Vol. 54. 0009-0700. pp 258-263.
- Lay, Thorne and Wallace, Terry C. 1995.** *Modern Global Seismology.* London : Academic Press, 1995. 0-12-732870-X. pp 93-115, 173-199.
- Lowrie, William. 1997.** *Fundamentals of Geophysics.* Cambridge : Cambridge University Press, 1997. 0 521 46728 4. pp 92-137.
- Mareš, Stanislav and kol., a. 1990.** *Úvod do užité geofyziky.* Praha : Nakladatelství technické literatury, 1990. 80-03-00427-6. pp 420-431.
- Mussett, Alan E. and Khan, Aftab M. 2000.** *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics.* New York : Cambridge University Press, 2000. 978-0-521-78085-8. pp 24-41.
- Shearer, Peter M. 2009.** *Introduction to seismology: Second edition.* New York : Cambridge University Press, 2009. 978-0-511-58010-9. pp 139-177, 215-238, 241-297.

Walter, W.R., et al. 2006. *The Scaling of Seismic Energy With Moment: Simple Models Compared With Observations.* Washington : Geophysical Monograph Series, 2006, Vol. 170. 0065-8448. pp. 25-41.