

MATEMATICKO-FYZIKÁLNÍ FAKULTA
Univerzita Karlova

DIPLOMOVÁ PRÁCE

František Čejka

Analýza rychlosti šíření trhliny pro vybraná zemětřesení z regionálních záznamů povrchových vln

Katedra geofyziky

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. František Gallovič PhD.

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: Geofyzika

Praha 2018

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval(a) samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platném znění, zejména skutečnost, že Univerzita Karlova má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle §60 odst. 1 autorského zákona.

V ..... dne ..... Podpis autora

Na tomto místě musím poděkovat především:

Svému školiteli doc. RNDr. Františku Gallovičovi PhD. za to, že v rozhodujících chvílích v něm převládla trpělivost a podal mi ne jen jednu pomocnou ruku, ale hned několik. Vlastně jich bylo tolik, že ani nevím, odkud je bral.

Ctěnému Miroslavovi Halló za to, že mi pomohl vytvořit skript v GMT.

Všem členům katedry za jejich shovívavost, trpělivost a dobrou energii, ve které se prostě skvěle pracuje.

A v neposlední řadě rodině a blízkým, bez jejichž vzoru a motivace bych to nikdy nedotáhl.

Název práce: Analýza rychlosti šíření trhliny pro vybraná zemětřesení z regionálních záznamů povrchových vln

Autor: František Čejka

Katedra: Katedra geofyziky

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. František Gallovič PhD., Katedra geofyziky

Abstrakt: Supershear zemětřesení jsou zajímavým fenoménem, pro který neexistuje robustní aparát na jeho určení. V roce 2012 publikovali Vallée a Dunham (2012) metodu, která se zabývá studiem vlnového pole v daleké zóně při supershear zemětřeseních. Odvodili, že vlnové pole jednostranných supershear zemětřesení má až na násobek velmi podobný průběh povrchových vln ve směrech Machova kuželu jako jev menší, který měl podobný mechanismus a proběhl v blízkosti hlavního jevu. V této práci přebíráme zmíněnou metodu a vytváříme vlastní skript v programovacím jazyku Python za využití knihovny ObsPy. Program stahuje a zpracovává volně dostupná data z celosvětových databází. Program jsme nejdříve otestovali na zemětřesení v čínském Kokoxili z roku 2001, které bylo studováno v původním článku. Naše výsledky se shodovaly s publikovanými výsledky. Dále jsme metodu aplikovali i na další potenciální supershear zemětřesení: Denali 2002, Yushu 2010 a Egejské moře 2014 a testovali tak její robustnost na jiných jevech. Zjistili jsme, že metoda je relativně stabilní pro velké jevy v případě, že je velký rozdíl mezi hlavním a menším jevem. Pro menší supershear trhliny můžeme mít problém s přesným nastavením frekvencí, na kterých je metoda založena, a seismickým šumem.

Klíčová slova: supershear, zemětřesení, rychlost šíření trhliny, povrchové vlny,

Title: Analysis of rupture velocity for selected earthquakes utilizing regional recordings of surface waves

Author: František Čejka

Department of geophysics: Department of geophysics

Supervisor: doc. RNDr. František Gallovič PhD., Department of geophysics

Abstract: Supershear earthquake is an interesting phenomena that is still without a robust method for its proving. In 2012 Vallée a Dunham (2012) published a method that studied far-field waveforms from supershear earthquakes. They conclude that unilateral supershear ruptures have similar shape of surface waves on the border of Mach cone as surface waves of smaller earthquake with the similar mechanism and location. In this work we use their method and we developed a script in Python with use of ObsPy library. Our script is capable of downloading and processing data from worldwide seismic databases like IRIS. We tested our program on a supershear earthquake in 2001, Kokoxili, China, which was studied in the original paper. Our results were the same as the original one. Then we use our script to other potential supershear earthquakes: Denali 2002, Yushu 2010 and Aegean sea 2014 to test the method and its results. We conclude that this method is relatively stable for large earthquakes like Kokoxili where we have a big difference between the main shock and the small one. For smaller events there could be a problem with seismic noise and proper setting of frequention.

Keywords: supershear, earthquake, rupture velocity, surface wave,

Obsah

Úvod **2**

1 Teorie **4**
1.1 Základní rovnice 4
1.2 Vlastnosti zdánlivé časové funkce 7
1.3 Povrchové vlny 9

2 Implementace metody **12**
2.1 ObsPy 12
2.2 Zpracování dat 15

3 Výsledky **18**
3.1 Zemětřesení Kokoxili 2001 19
3.2 Zemětřesení v Egejském moři 2014 24
3.3 Zemětřesení na Aljašce 2002 26
3.4 Zemětřesení Yushu 2010 29

4 Diskuze **31**

Závěr **33**

Seznam použité literatury **34**

Úvod

Při vzniku zemětřesení vzniká v hypocentru trhlina, která se šíří po zlomu rychlostí v_r. Při klasických zemětřeseních je tato rychlost menší než rychlost seismických vln. Dlouho panovalo přesvědčení, že nejvyšší teoretická rychlost šíření trhliny odpovídá rychlosti šíření Rayleighových vln. Poté, co však bylo pozorováno u některých jevů, že se trhlina šíří rychleji než S-vlny, které z ní vycházejí, byly vypracovány teorie k tomuto fenoménu. Supershear zemětřesení, jak se tento fenomén označuje, pak způsobuje několik zajímavých jevů, které můžeme pozorovat v datech měřených na okolních stanicích. Mezi hlavní jevy způsobené supershear rychlostí šíření trhliny patří nekauzalita příchodu vln na stanice v určitých směrech od šíření trhliny. Jelikož se trhlina šíří rychleji než vlny, tak k pozorovateli, který se nachází v jejím směru, přichází vlny z konce trhliny dříve, než vlny z jejího počátku. Vhodná analogie, ke které můžeme toto přirovnat, je překročení rychlosti zvuku. Právě z akustiky se přebírá pojem Machova kuželu, který ohraničuje tuto oblast kauzality.

Poprvé byl fenomén supershear šíření trhliny odvozen pro zemětřesení Imperial Valley (Archuleta, 1984) v roce 1979. Od té doby byla taková zemětřesení pozorována v několika dalších případech, viz tabulka č. 1. Z hlediska teorie je tento jev nejrozšířenější na strike-slipových zlomech. Byla pozorována supershear zemětřesení i na rozhraní dvou oceánských desek a i jedno hluboké supershear zemětřesení v Ochotském moři (Zhan a kol., 2014).

Jev	**Země**	**Magnitudo**	**Zdroj**
Izmit 1999	Turecko	7,6	Bouchon a kol. (2001)
Düzce 1999	Turecko	7,2	Bouchon a kol. (2001)
Kokoxili 2001	Čína	7,8	Bouchon a Vallée (2003)
Denali 2002	USA	7,9	Dunham a Archuleta (2004)
Yushu 2010	Čína	6,9	Zhang a kol. (2010)
Indický oceán 2012	Indonésie	8,6	Wang a kol. (2012)
Craigova zemětřesení 2013	USA	7,6	Yue a kol. (2013)
Egejské moře 2014	Řecko	6,9	Evangelidis (2015)
Tádžikistán 2015	Tádžikistán	7,2	Sangha a kol. (2017)

Tabulka 1: Výčet zpozorovaných supershear jevů od roku 1999

Existuje mnoho metod (např. skluzová inverze, zpětné projekce), jak určit, že zemětřesení bylo alespoň na části zlomu v supershear módu. Výsledky z nich ale nejsou vždy jednoznačné a po změně několika parametrů bude naměřené data vystihovat i rychlost trhliny, která nepřesáhla rychlost seismických vln. Je proto potřeba metody kombinovat a tím dosáhnout robustního výsledku.

Zřejmě i z tohoto důvodu vymysleli Vallée a Dunham v roce 2012 metodu, která rozšiřuje možnosti, jak poznat, že zkoumané zemětřesení bylo supershear (Vallée a Dunham, 2012). Jejich metoda je založená na porovnání regionálních záznamů zkoumaného jevu a menšího jevu. Poprvé svoji metodu použili na zemětřesení Kokoxili z roku 2001 v Číně, které patří mezi nejlépe prozkoumané supershear zemětřesení vůbec. Zdrojové studie ukazují, že na části zlomu dlouhé 170 km se trhlina šířila rychlostí vyšší než rychlost S-vln (Vallée a kol., 2008). Jiná aplikace metody nebyla zatím provedena.

Naší motivací bylo použít tuto metodu na další jevy, u kterých se předpokládá, že byly supershear, a ověřit tak její platnost a případně přidat argumenty k diskuzi, jestli se trhlina při vzniku těchto jevů šířila v supershear módu.

Cílem práce bylo nejdříve k metodě vypracovat odpovídající softwarové nástroje a zreprodukovat výsledky původního článku Vallée a Dunham (2012) a následně ji použít i na jiná reálná data. Pro tento účel jsme zvolili zemětřesení na zlomu Denali na Aljašce, zemětřesení v čínském Yushu a zemětřesení v Egejském moři, v Řecku. Vytvořený software je založený na knihovně *ObsPy*. *ObsPy* je geofyzikální knihovna pro programovací jazyk *Python*. Tato knihovna je velmi užitečná při zpracování velkého množství dat, což je náš případ, kdy potřebujeme stahovat data z mnoha stanic v okolí několika tisíc kilometrů od zkoumaného jevu, a na jejich společné zpracování.

Obsah práce je následující. V první kapitole odvodíme nutný matematický a fyzikální aparát, popíšeme, jaký typ vln zkoumáme a které předpoklady musí zemětřesení a data splňovat, aby byla vhodná k užití metody. V kapitole druhé pak stručně popíšeme knihovnu *ObsPy* a funkce, které z ní používáme. Následně popisujeme krok po kroku zpracování našich dat. Třetí kapitola se věnuje souhrnu výsledků. Čtvrtá kapitola je věnována diskuzi výsledků.

1. Teorie

1.1 Základní rovnice

V této kapitole nejdříve odvodíme (dle Gallovič (2002)) několik základních rovnic pro objemové vlny a jejich vyzařování seismickým zdrojem. Vyzařování seismického zdroje je velmi dobře prostudovaným předmětem elastodynamiky. Ta říká, že $\vec{u}$, posunutí, v $\vec{r}$ způsobené seismickým momentem $\mathbf{M}$, je dáno tzv. reprezentačním teorémem (Aki a Richards, 1980):

$$u_i(\vec{r},t) = \iint_\Sigma G_{ij,k}(\vec{r},t,\vec{\xi}) * M_{jk}(\vec{\xi},t)\, d\vec{\xi}, \tag{1.1}$$

kde integrujeme přes oblast Σ, která značí zlom, $\mathbf{G}$ je Greenův tensor, t je čas a $\vec{\xi}(x,z)$ je vektor, který určuje bod na zlomu. V (1.1) užíváme běžnou Einsteinovu sumační konvenci a čárka za indexem značí parciální derivaci podle následujícího indexu. Seismický moment $\mathbf{M}$ pro čistý smyk vyjádříme na zlomu pomocí:

$$M_{jk}(\vec{\xi},t) = \mu(\vec{\xi})\Delta u(\vec{\xi},t)[n_j(\vec{\xi})\nu_k(\vec{\xi}) + n_k(\vec{\xi})\nu_j(\vec{\xi})], \tag{1.2}$$

kde $\vec{\nu}$ je normála na zlom, $\vec{n}$ je jednotkový vektor ve směru zlomu, Δu je skluz a μ je modul torze.

Nechť $\vec{H}$ je impulzní odezva prostředí na dvojitý dipólový bodový zdroj, pak $\vec{H}$ můžeme napsat jako:

$$H_i(\vec{r},t,\vec{\xi}) = \mu(\vec{\xi})n_j(\vec{\xi})\nu_k(\vec{\xi})[G_{ij,k}(\vec{r},t,\vec{\xi}) + G_{ik,j}(\vec{r},t,\vec{\xi})]. \tag{1.3}$$

Dosazením (1.3) a (1.2) do (1.1) dostaneme, že:

$$\vec{u}(\vec{r},t) = \iint_\Sigma \vec{H}(\vec{r},t,\vec{\xi}) * \Delta u(\vec{\xi},t) d\vec{\xi}, \tag{1.4}$$

Impulzní odezvu prostředí $\vec{H}$ můžeme analyticky vyjádřit pouze pro jednoduchá prostředí, případně můžeme zvolit vhodné aproximace. Pokud však počítáme se složitějšími prostředími, musíme $\vec{H}$ určit numericky. K tomu nám slouží např. metoda konečných diferencí, metoda diskrétních vlnových čísel a v neposlední řadě také asymptotické metody, např. paprskové.

V dostatečně hladkých modelech a v dostatečných vzdálenostech od zdroje, můžeme $\vec{H}$ aproximovat pomocí části řešení Greenovy funkce, tzv. řešení pro dalekou zónu (paprsková aproximace pro elementární vlny):

$$\vec{H}(\vec{r},t,\vec{\xi}) = \vec{H_0}(\vec{r},\vec{\xi})\dot{\delta}(t - \tau(\vec{r},\vec{\xi})), \tag{1.5}$$

kde $\vec{H_0}$ je amplituda paprsku, $\delta(t)$ je Diracova delta funkce, tečka nad δ znamená časovou derivaci a τ je čas příchodu.

Paprsková aproximace může být použita pouze za splnění některých předpokladů. Ten hlavní z nich je, že vlnové délky přicházejících vln musí být několikanásobně kratší, než je vzdálenost pozorovatele ke zlomu. Pro prostředí platí, že jednotlivé vrstvy musí být dostatečně mocné.

Poté můžeme (1.5) dosadit do (1.4) a po vyjádření konvolucc lze psát rcprc-zentační teorém:

$$\vec{u}(\vec{r},\, t) = \iint_{\Sigma} \vec{H}_0(\vec{r},\vec{\xi})\Delta\dot{u}(\vec{\xi}, t - \tau(\vec{r},\vec{\xi}))d\vec{\xi}, \tag{1.6}$$

kde $\Delta\dot{u}$ je časová derivace skluzové funkce.

Pro homogenní prostředí můžeme čas příchodu τ vyjádřit jako $d(\vec{r},\vec{\xi})/c$, kde d je vzdálenost mezi zdrojem a pozorovatelem. Pak $\vec{H}_0$ je:

$$\vec{H}_0(\vec{r},\vec{\xi}) = \frac{\mu\vec{F}^c(\vec{r},\xi)}{4\pi\rho c^3 d(\vec{r},\xi)}, \tag{1.7}$$

kde ρ je hustota prostředí, c je rychlost vln (P nebo S vln) a $\vec{F}^c$ je vyzařovací charakteristika zdroje, která závisí na jeho geometrických vlastnostech.

Dosazením (1.7) do (1.6) dostaneme reprezentační teorém v daleké zóně pro homogenní prostředí:

$$\vec{u}(\vec{r},\, t) = \frac{\mu}{4\pi\rho c^3}\iint_{\Sigma}\frac{\vec{F}^c(\vec{r},\xi)}{d(\vec{r},\xi)}\Delta\dot{u}\left(\vec{\xi}, t - \frac{d(\vec{r},\vec{\xi})}{c}\right)d\vec{\xi}, \tag{1.8}$$

Z této rovnice pak vychází následující dvě aproximace zlomu. První z nich uvažuje zdroj zemětřesení jako bod - bodový zdroj. Jejím předpokladem je, že změny d a $\vec{F}^c$ jsou při měnícím se $\vec{\xi}$ zanedbatelné vůči hypocentrální vzdálenosti d_0. Hypocentrální vzdálenost je definovaná jako vzdálenost pozorovatele od nukleačního bodu trhliny, hypocentra. Dalším předpokladem pak je, že pozorujeme vlnové délky takové, které jsou delší než velikost zdroje. Za těchto předpokladů, vede rovnice (1.8) na:

$$\vec{u}(\vec{r},\, t) = \frac{\vec{F}^c(\vec{r})}{4\pi\rho c^3 d_0}\Omega_{BZ}\left(t - \frac{d_0}{c}\right), \tag{1.9}$$

kde $\Omega_{BZ}(t)$ se nazývá časovou funkcí zdroje a je definovaná jako:

$$\Omega_{BZ}(t) = \mu\iint_{\Sigma}\Delta\dot{u}(\vec{\xi}, t)d\vec{\xi} = m_0\Omega^0_{BZ}(t), \tag{1.10}$$

kde $\Omega^0_{BZ}(t)$ je normalizovaná časová funkce zdroje a m_0 je skalární seismický moment. Pokud studujeme kratší vlnové délky, musíme uvažovat vliv šíření trhliny na vlnové pole. V rovnici (1.8) budeme předpokládat, že změny $\vec{F}^c$ jsou ve vzdálenosti d_0 vůči změnám $\vec{\xi}$ zanedbatelné. A to samé pro pokles amplitudy vlivem geometrického rozšiřování zdroje jako: $\sim 1/d_o$. Pak dostaneme:

$$\vec{u}(\vec{r},\, t) = \frac{\vec{F}^c(\vec{r})}{4\pi\rho c^3 d_0}\Omega_{LZ}\left(\vec{r},\, t - \frac{d_0}{c}\right), \tag{1.11}$$

kde $\Omega_{LZ}(\vec{r}, t)$ se nazývá zdánlivá časová funkce zdroje a je definováno jako:

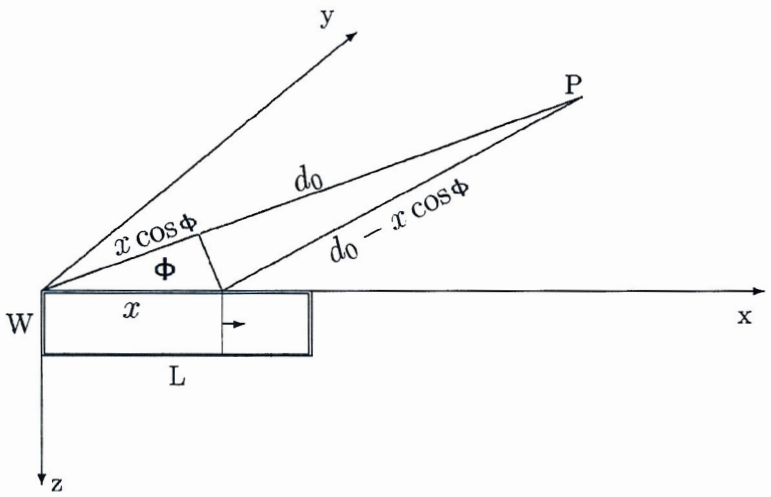
$$\Omega_{LZ}(\vec{r}, t) = \mu\iint_{\Sigma}\Delta\dot{u}\left(\vec{\xi}, t - \frac{d(\vec{r},\vec{\xi})}{c} + \frac{d_0}{c}\right)d\vec{\xi}. \tag{1.12}$$

Ω_{LZ} se nazývá zdánlivou funkcí zdroje, protože je závislá na $d(\vec{r}, \vec{\xi})$, tedy na pozici pozorovatele vůči trhlině.

Nechť $\Delta\dot{u}(\vec{\xi}, t) = D(\vec{\xi})U(\vec{\xi}, t)$, kde $D(\vec{\xi})$ je hodnota skluzu a $U(\vec{\xi}, t)$ je normalizovaná rychlost skluzu. Dále předpokládejme, že všechny body na zlomu mají stejnou historii skluzu, ale v jiných časech, protože předpokládáme postupné šíření trhliny v čase. Tomuto budeme říkat funkce rychlosti skluzu a čas potřebný k tomu, aby čelo trhliny dorazilo do bodu na zlomu určeného $\vec{\xi}$ budeme říkat $t_r(\vec{\xi})$, čas příchodu trhliny. Pak můžeme psát:

$$\Delta\dot{u}(\vec{\xi}, t) = D(\vec{\xi})U(t - t_r(\vec{\xi})). \tag{1.13}$$

Ve výše zmíněné rovnici je U funkcí rychlosti skluzu a doba trvání U se nazývá naběhovým časem.



Obrázek 1.1: Geometrie použitá pro odvození vyzařování unilaterární šíření trhliny ve Fraunhofferově aproximaci. Převzato z Gallovič (2002).

Nyní uvažujme jednoduchý model, kde se trhlina šíří jedním směrem, unilaterárně, a délka trhliny L je mnohem větší než její šířka W, tedy $L \gg W$. Počátek trhliny dáme do počátku kartézské soustavy souřadné. Dále uvažujeme, že hodnota skluzu $D(x,z)$ je konstantní podél šířky zlomu (osy z) a funkce rychlosti skluzu je stejná v každém bodě. O trhlině předpokládáme, že se šíří konstantní rychlostí v_r, takže můžeme čas příchodu trhliny t_r vyjádřit v závislosti na x jako: $t_r(x) = x/v_r$. Dále předpokládáme v tzv. Fraunhofferově aproximaci, že vzdálenost d můžeme vyjádřit jako $d = d_0 - xcos(\phi)$, kde ϕ je úhel mezi směrem šíření trhliny a seismickým paprskem, který spojuje daný bod na zlomu a pozorovatele, viz obr. (1.1).

S těmito všemi předpoklady a s rovnicemi (1.12) a (1.13) můžeme psát rovnici (1.12) jako:

$$\Omega_{LZ}(\phi, t) = \mu W \int_0^L D(x)U\left(t - \frac{d_0}{c} + \frac{xcos\phi}{c} - \frac{x}{v_r}\right) dx. \tag{1.14}$$

Definujme koeficient direktivity C_d takto:

$$C_d(\phi) = \frac{1}{1 - (v_r/c)cos\phi}. \tag{1.15}$$

S jeho pomocí pak můžeme napsat (1.14) jako:

$$\Omega_{LZ}(\phi, t) = \mu W \int_0^L D(x)U\left(t - \frac{x}{v_r C_d}\right) dx. \tag{1.16}$$

Nakonec provedeme Fourierovu transformaci (1.16), čímž dostaneme:

$$\begin{aligned} \Omega_{LZ}(\phi, f) =& \mu W \int_0^L D(x)U(f)e^{-i2\pi f \frac{xX(\phi)}{v_r}} dx, \\ X(\phi) =& \frac{1}{C_d(\phi)}. \end{aligned} \tag{1.17}$$

1.2 Vlastnosti zdánlivé časové funkce

Prozkoumejme nyní rovnici (1.17), a to konkrétně její chování vzhledem k úhlu stanice ϕ v $X(\phi)$. Po rozepsání a úpravě X podle (1.15) dostaneme:

$$X(\phi) = 1 - \frac{v_r cos\phi}{c}. \tag{1.18}$$

Mohou nastat tyto možnosti podle toho, jestli v_r je větší nebo menší než c:

- $v_r < c$: V tomto případě bude pro každé ϕ platit, že $X > 1$ a v integrandu v rovnici (1.17) bude D a U vynásobeno periodickou funkcí. Pak také každý pozorovatel v kterémkoli bodě $r(d, \phi)$ bude zaznamenávat příchody vln v jejich chronologickém pořádku tak, jak byly vyzářeny. Tedy, že jako první dorazí vlny z nukleačního bodu a jako poslední pak vlny z konce trhliny. Maximální direktivitu budeme pozorovat pro stanice s minimálním X. Pak exponent v integrandu v rovnici (1.17) bude nejméně závislý na frekvenci, a tedy vlny budou konstruktivně interferovat. Tato situace nastává tehdy, když $\phi = 0$, tedy maximální direktivita pro $v_r < c$ je ve směru šíření trhliny.

  Dodejme ještě, že tato situace nastává také vždy, když f v (1.17) je dostatečně malé, viz obr 1.2a zóna I. Ta je ohraničena zdánlivou rohovou frekvencí f_c definovanou jako:

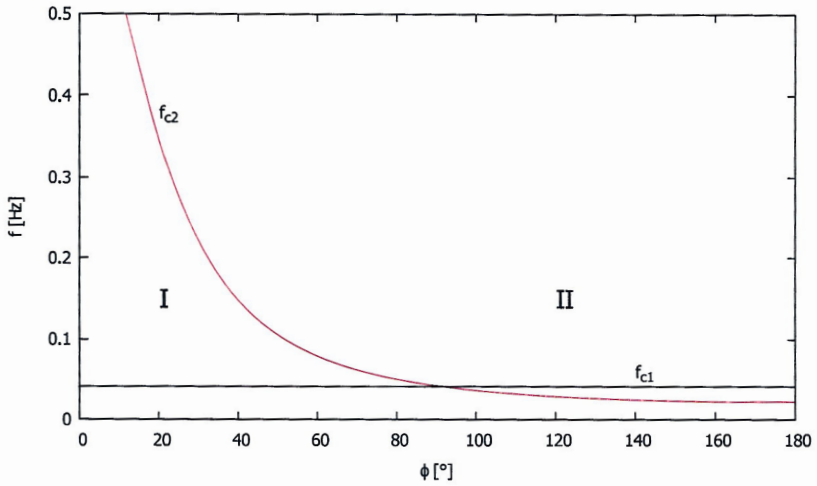
  $$f_c(\phi) = \frac{v_r}{XL}. \tag{1.19}$$

  Pokud $f < f_c$, tj. nacházíme se pod rohovou frekvencí popsanou v (1.19), pak můžeme zemětřesení aproximovat bodovým zdrojem.

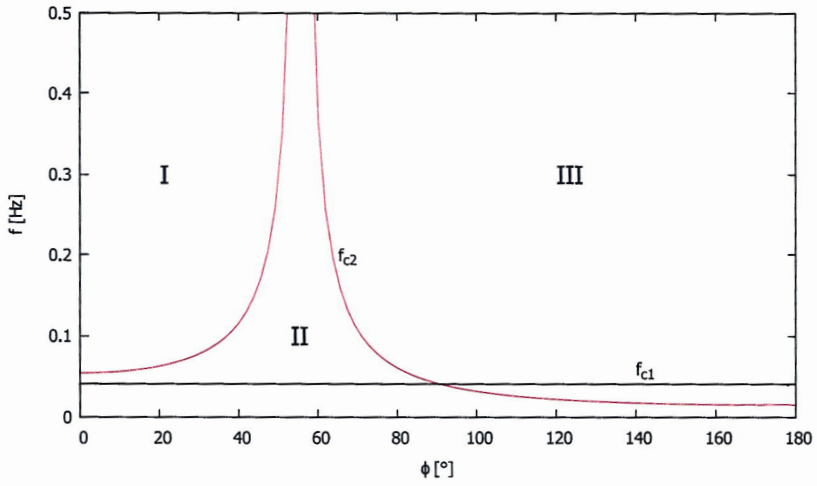
- $v_r > c$: Okolo zlomu existují dva oddělené regiony, tj. zóna I a III na obr. (1.19), které jsou ohraničené $\phi = \pm\phi_M$, kde ϕ_M je definováno z podmínky $X = 0$, tedy:

  $$\phi_M = arccos(c/v_r). \tag{1.20}$$

  ϕ_M je poloviční úhel tzv. Machova kužele. Uvnitř Machova kužele, to je pro $|\phi| < \phi_M$, viz 1.2b zóna I, se otočí znaménko v exponentu v rovnici



(a)



(b)

Obrázek 1.2: Průběh rohové frekvence v závislosti na ϕ. Černě je vyznačena rohová frekvence pro bodový zdroj, červeně průběh zdánlivé rohové frekvence pro aproximaci zdroje podle (1.16). Předpokládáná doba trvání jevu je $T = 24\,s$ a rychlost vln $c = 3{,}1\,km/s$. a) Zde předpokládáme subshear rychlost šíření trhliny $v_r = 2{,}9\,km/s$. Zóny I a II jsou popsány v textu. b) Předpokládáme supershear rychlost šíření trhliny $v_r = 5{,}5\,km/s$. Zóny I, II a III jsou popsány v textu.

(1.17) a první vlny, které dorazí k pozorovateli, jsou ty z konce zlomu a poslední z hypocentra. Na hranici Machova kužele dorazí vlny ze všech částí zlomu najednou a konstruktivně interferují, viz obr. 1.2b zóna II. Zároveň si povšimněme, že pro (1.20) se (1.17) redukuje na:

$$\Omega_{LZ}(\phi = \phi_M,\, f) = \mu W \int_0^L D(x)U(f)dx = M_0 U(f), \tag{1.21}$$

kde M_0 je skalární seismický moment (Aki a Richards, 1980).

Uvažujme nyní dvě zemětřesení s podobným mechanismem. Jedno menší, které budeme chápat jako bodové a budeme uvažovat, že jsme pod jeho roho-

vou frekvencí. Pak z rovnice (1.10) plyne, že $\Omega_{BZ} = m_0$, kde m_0 je skalární seismický moment malého jevu.

Druhé zemětřesení, které je přibližně ve stejné vzdálenosti a má stejný mechanismus jako menší zemětřesení, uvažujeme dostatečně velké na to, abychom mohli použít aproximaci pro zdroj, ve kterém počítáme se šířením trhliny a platí tak, že jeho vyzařování je dáno rovnicí (1.16). Dále mějme $v_r > c$ a zvolme $f > f_{c2}$, viz obr. (1.2b). Poté pro všechna ϕ mimo okolí ϕ_M budeme nad zdánlivou rohovou frekvencí zdroje (v zónách I a III obr. (1.2b)) a nebudeme pozorovat konstruktivní interferenci vln. V okolí ϕ_M (zóna II v obr. (1.2b)) bude zvolená frekvence $f < f_{c2}$, tedy na stanicích, které leží v tomto směru od směru šíření trhliny, budeme pozorovat konstruktivní interferenci. Poté, co provedeme fourierovu transformaci rovnice (1.9), platí, že:

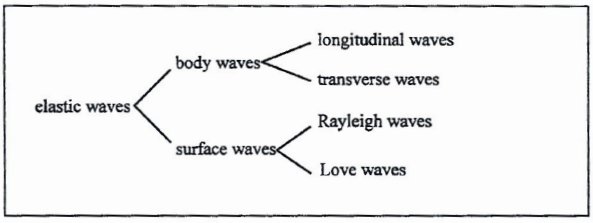
$$\frac{\Omega_{LZ}(\phi_M, f)}{\Omega_{BZ}(\phi_M, f)} = \frac{M_0}{m_0} U(f), \tag{1.22}$$

kde $U(f) \leq 1$ a není závislá na ϕ, tj. není ovlivněna směrem šířením trhliny. Pozorovatelé, kteří jsou v těchto směrech (na Machově kuželu), tak na seismogramu, který bude ofiltrován na příslušné frekvenci úzkopásmovým filtrem, uvidí z obou zemětřesení stejný tvar záznamu, který bude normalizovaný faktorem úměrným poměru skalárních seismických momentů.

1.3 Povrchové vlny

Základním důsledkem zemětřesení je vyzáření vlnového pole, které interaguje s prostředím Země. Rozlišujeme několik druhů vln. Základní rozdělení vln je na vlny prostorové a vlny povrchové viz obr. 1.3.

Prostorové vlny, které prochází Zemí, jsou kontrolovány prostředím, kterým procházejí. Tzn., že v sobě nesou informaci o tom, jakým prostředím od svého vzniku prošly. Prostorových vln máme mnoho druhů. Rozlišujeme však základní dva: P-vlny a S-vlny.



Obrázek 1.3: Základní rozdělení vln převzato z Novotný (1999)

P-vlny (z anglického primary waves) jsou kompresní vlny, tedy vlny které kmitají ve směru šíření vlnění. Šíří se všemi druhy materiálu, včetně vody a jsou

nejrychlejším typem vln, tedy při zemětřesení se na záznamu objeví jako první. Jejich rychlost α je definována vztahem:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \tag{1.23}$$

kde μ a λ jsou Lamého koeficienty.

S-vlny (z anglického secondary waves) jsou vlny, které kmitají v rovině kolmé na směr šíření vlnění, tedy transversálně. Šíří se pouze pevnými materiály, v kapalinách neexistují. S-vlny jsou pomalejší než P-vlny a jejich rychlost β je definována vztahem:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \tag{1.24}$$

V seismologii pak často užíváme poměr mezi P a S vlnami. Pro zjednodušení můžeme předpokládat, že $\lambda = \mu$ ve většině zemských materiálů. Pak platí, že:

$$\alpha = \beta\sqrt{3}. \tag{1.25}$$

Všechny tyto prostorové vlny interagují s prostředím, kterým procházejí, mohou se např. odrážet nebo procházet skrz rozhraní. Z toho nutně plyne existence mnoha dalších prostorových vln, které pak můžeme pozorovat v seismogramech. Pokud dáme do vztahu časy jejich příchodů a úhlovou vzdálenost pozorovatele, dostaneme pro jednotlivé vlny jejich hodochrony. Ty jsou užitečné při určování lokace zemětřesení.

Povrchové vlny jsou vlny, které se šíří skrze zemský povrch. Přichází až po prostorových vlnách, ale v regionálních a teleseismických vzdálenostech jsou dominantní částí seismogramu. Obecně mají různé vlnové délky a rychlost jejich šíření závisí na frekvenci, protože vlny s různou frekvencí, mají různé hloubky průniku a v různých hloubkách je jiná rychlost šíření vln. Povrchové vlny jsou tedy disperzní.

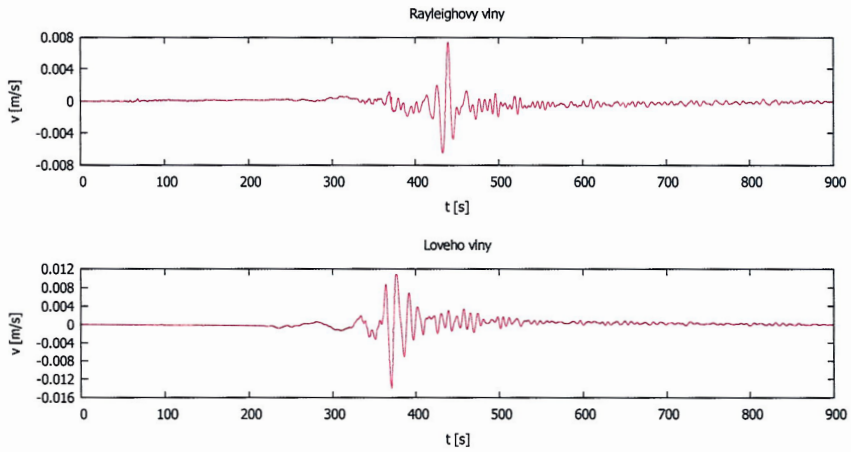
Povrchové vlny dělíme na dva základní typy podle jejich polarizace:

- *Rayleighovy vlny* jsou elipticky polarizované v rovině určené normálou k povrchu a směrem šíření vlnění. Pohyb částic v homogenním poloprostoru je blízko povrchu po vertikální elipse v kladném smyslu otáčení (proti směru hodinových ručiček). Rychlost Rayleighových vln je o něco menší než rychlost transversálních vln.

- *Loveho vlny* jsou polarizované v rovině rovnoběžné s povrchem a pohyb částic je transversální vůči směru šíření vlnění. Narozdíl od Rayleighových vln se nemůžou Loveho vlny šířit v homogenním poloprostoru, ale mohou se šířit pouze v prostředí, kde obecně rychlost S-vln, β, roste s hloubkou. Nejjednodušším prostředím, ve kterém se mohou Loveho vlny šířit, je tak homogenní isotropní vrstva na homogenním poloprostoru. Rychlost transversálních vln $c \approx 0{,}9\beta$.

Příklad těchto typů vln na reálném záznamu viz obr. 1.4

Je dobré zdůraznit, že povrchové vlny nejsou novým typem vln, ale interferenčním fenoménem objemových vln. Proto můžeme povrchové vlny uvažovat i v odvození v kapitole 1.1.



Obrázek 1.4: Neofiltrovaný záznam ze stanice ULN v Číně pro zemětřesení Kokoxili z roku 2001 s jasně viditelnými povrchovými vlnami, které záznamu dominují.

Pokud budeme v našem odvození uvažovat povrchové vlny, musíme brát v potaz jejich disperzi, $c = c(\omega)$. Tím dojde k rozmazání křivky, která určuje $\phi_M(\omega)$. Dalšími faktory, které podporují rozšíření tohoto pásu, který je vidět i na obr. (1.2b) zóna II, jsou odchylky v určení rychlosti trhliny, neurčitost jejího začátku a konce, protože trhlina se nešíří v supershear módu po celou dobu svého trvání, a zvolený frekvenční obor.

2. Implementace metody

V této kapitole shrneme implementační detaily našich výpočtů. První sekce bude věnována programování, ke kterému jsme zvolili jazyk *Python* a pro geofyziky určenou knihovnu *ObsPy*. Nejdříve ukážeme, s jakými objekty tato knihovna pracuje a pak popíšeme jednotlivé použité funkce a jejich užití.

V části druhé popíšeme implementaci metody krok po kroku. Vysvětlíme, jaká data jsme zpracovávali a také jakým způsobem jsme dosáhli výsledků.

2.1 ObsPy

ObsPy je open-source knihovna, která využívá programovací jazyk *Python* a na jeho základech staví nástroje pro zpracování seismologických dat. Díky tomu, že skrze *ObsPy* se můžeme připojit na různé světové datové archivy a stahovat z nich data, lze pak zpracovávat stovky záznamů najednou, což značně usnadňuje práci.

V této práci se možností *ObsPy* dotkneme jen letmo, ale do budoucna je to silný nástroj k manipulaci s daty, nebo alespoň nástroj k jejich stahování. Data ze světových sítí (např. IRIS, ORFEUS aj.), stáhneme ve formě několika typů. *Inventory* neboli inventář stanic a k němu připojený *Stream* plný *Trace* tj. vlastních dat.

Podívejme se na tyto jednotlivé typy:

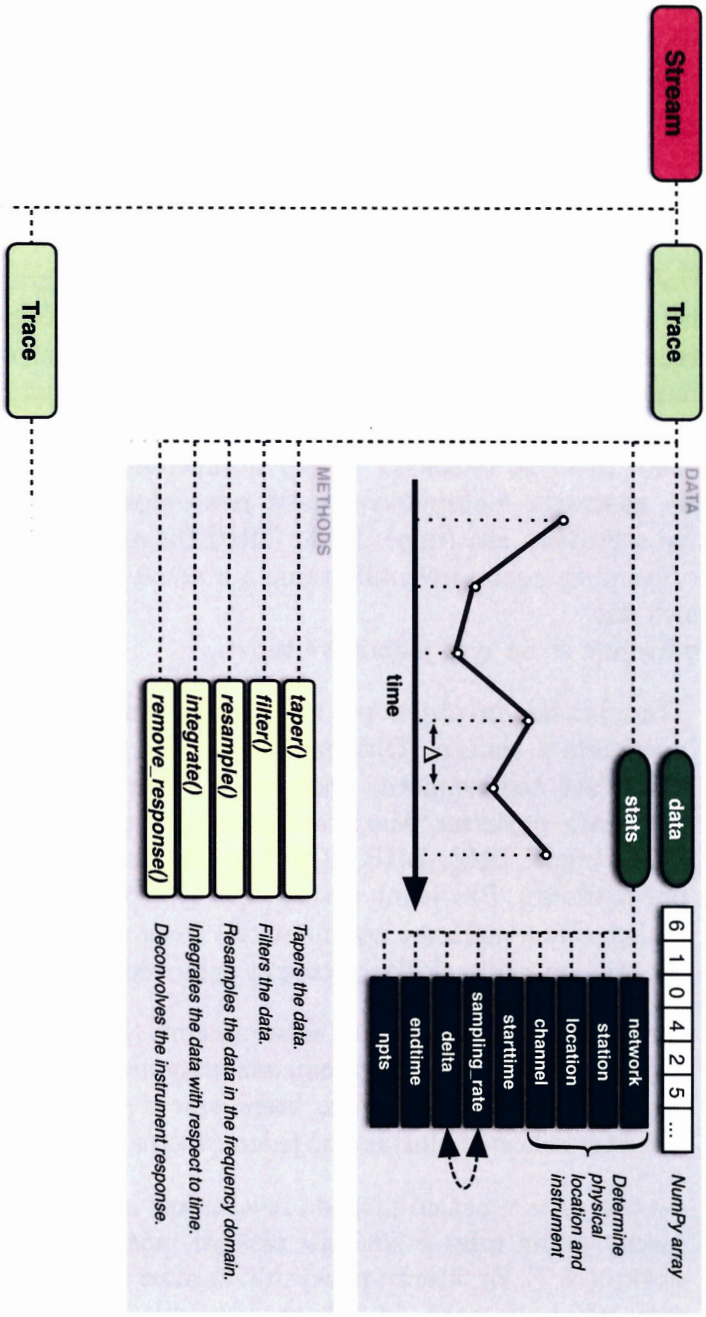
- *Trace* je základní objekt pro naši práci. Jedna trace je jeden záznam s daným počátkem a koncem. Obsahuje v sobě dva druhy informací. Zaprvé vektor dat v čase, tedy samotný seismogram. Zadruhé metadata o stanici, ze které jsou data pořízena. Mezi tato metadata patří: síť stanic, jméno stanice, kanál (např. BHZ, BHE, BHN), počáteční a koncový čas, časový krok a počet vzorků. Pro jednu stanici, která měří všechny tři složky si tedy přes funkci *Client* můžeme stáhnout tři *Trace*. Lze samozřejmě i vybrat, jestli chceme jen jednu složku záznamu nebo všechny.

- *Stream* obsahuje jednotlivé seismogramy (i v různých formátech) a umožňuje provádět operace se všemi záznamy najednou. *Stream* v sobě shromažďuje pod sebe všechny *Trace*, které jsme si stáhli. Prakticky tak po stáhnutí dat, která chceme, dostaneme jeden *Stream*, který obsahuje jednotlivé *Trace*.

- *Inventory* je v našem případě inventářem stanic. Stanice jsou do inventáře řazeny podle toho k jaké síti přísluší, následně podle svého jména až po složku (N, E, Z), kterou poskytují. Samozřejmě i stanice mají svá metadata mezi něž patří např. id, lokace, vzorkovací frekvence, response a další. V *ObsPy* se dají vytvořit i další inventáře, například podle jednotlivých jevů, ale ty pro naši práci nejsou podstatné.

Shrnutí těchto typů a jejich grafické znázornění je na obrázku (2.1).

Vlastní skripty v jazyce *Python* používáme dva. První na stahování dat, kde zadáváme z jaké oblasti chceme data, stahujeme je a vypisujeme. Druhý pak na jejich zpracování. Funkce, které používáme při stahování dat jsou následující:



Obrázek 2.1: Objekt Stream a jeho dělení, převzato z webu ObsPy (2017).

- Funkce *get_stations* nám po zadání oblasti a časového období, ze kterého chceme stanice stáhnout, do inventáře nastahuje všechny dostupné stanice a k nim připojené informace. Do tohoto inventáře lze dále zapisovat a vytvářet tak u jednotlivých stanic nové kategorie, jako třeba zpětný azimut, nebo povrchovou vzdálenost stanic od epicentra.

- Funkce *client.get_waveforms*, stahuje seismogramy pro vybrané stanice. Do funkce musíme zadat jednotlivé údaje o stanici, počáteční a konečný čas a jestli chceme ke každé *trace* připojit i odezvu přístroje. Výstupem funkce je *Stream*, se kterým můžeme dále pracovat.

- Funkce *get_traveltimes* nám vypíše do pythonovského listu časy příchodu jednotlivých vlnových fází. Potřebujeme k tomu lokaci zemětřesení a úhlovou vzdálenost přijímače. Můžeme si zvolit, od jakých elementárních vln chceme časy příchodu.

Tyto funkce pak použijeme v námi vytvořené subroutině:

```
#námi vytvořená funkce, která stahuje data
#předpokládá se, že už máme stáhnuté stanice
#pomocí get_stations
def stahni_data(stations,lat,long,depth,t0):

  #bulk_list je seznam stanic, které se mají stáhnout
  bulk_list=[]

  #Pro časy příchodů používáme model iasp91
  taup = TauPyModel(model="iasp91")
  for net in stations:
        for sta in net:

            #Zjištění úhlové vzdálenosti
            dist=locations2degrees(lat1=sta.latitude,
          &long1=sta.longitude,lat2=lat,long2=long)

            #Vytvoření seznamu příchodů P-vln
            arrivals = taup.get_travel_times(depth,
          &distance_in_degree=dist, phase_list=['P'])

          #počáteční a konečný čas záznamu
            t1=t0+min([i.time for i in arrivals])
            t2=t1+900

          #Do seznamu stanic uložíme informace
          #o stanici, jaké chceme složky a t1 a t2.
            bulk_list.append((net.code,sta.code,'*','BH*',t1,t2))

  #Stáhnutí dat:
  stream=client.get_waveforms_bulk(bulk_list,attach_response=True)
  return stream
```

Ve skriptu pro zpracování dat používáme následující funkce: *detrend*, *filter*, *rotate*. Všechny můžeme použít jak na typ *Stream*, tak na *Trace*. V našem případě, ale operujeme se všemi daty pro daný jev najednou, tj. používáme je na *Stream*:

- Funkce *detrend* nám umožňuje odstranit trend ze syrových záznamů tak, že odečte ze záznamů lineární funkci definovanou z první a poslední hodnoty záznamu. Metoda detrendování záznamů může být různá, my však pro naše data používáme tuto nejjednodušší.

- Funkce *filter* filtruje všechny záznamy uvnitř *Streamu* podle nastavených charakteristik. Možností, jak filtrovat záznam je několik. My používáme filtr typu Butterworth s pásmovou propustí. Funkce *filter* si na základě našich požadavků na frekvenci a řád filtru vytvoří kauzální (IIR) typ filtru, se kterým zkonvolvuje naše data.

- Funkce *rotate* umožňuje rotovat seismogramy. My pro naši metodu potřebujeme radiální a transversální složku, a tak použitím této funkce můžeme zrotovat originální složky N, E na R a T. Je ale potřeba několika věcí. Zaprvé do inventáře stanic je potřeba vložit zpětný azimut stanice od jevu. Zadruhé je tato funkce bohužel nevhodně naprogramována k aplikaci na celý *Stream*. Je nutné ji předkládat pouze ty *Trace*, které chceme zrotovat, a navíc ve správném pořadí. To však lze snadno zařídit a splnit tak předpoklady funkce.

- Funkce, která také stojí za zmínku je *remove_response*. Tato funkce umožňuje ze syrových dat odstranit vliv přístroje a poskytnout nám tak už data, očištěná o vliv přístroje. Pro naši práci ale toto není potřeba, i když jsme ji na začátku využívali. Bohužel formáty dat, které jsou k dispozici, ne vždy splňují potřeby této funkce, a tak, vzhledem k tomu, že využíváme poměry dvou záznamů na stejném přístroji, jsme od použití této funkce opustili.

Celá knihovna *ObsPy* obsahuje o mnoho více užitečných funkcí a možností, jak zacházet s daty, včetně jejich vykreslení. Jejich kompletní rozbor ale není předmětem této práce. Celkově se však jedná o mocný a rychlý nástroj.

2.2 Zpracování dat

Metoda, kterou vyvinuli Vallée a Dunham (2012) na rozpoznání supershear zemětřesení, je v podstatě velmi jednoduchá. V kapitole 1.1 této práce jsme odvodili rovnici (1.22). Při splnění jejích předpokladů, tedy, že jevy mají podobné mechanismy, trhlina většího zemětřesení je unilaterární a že naše stanice jsou v daleké zóně, nám stačí znát poměr skalárních seismických momentů a vybrat správný frekvenční obor, kterým ofiltrujeme získané záznamy ze vhodných stanic.

Předpokládejme, že zemětřesení je supershear. Předpokládáme tedy, že záznamy dat dvou jevů ze stanic v neznámých směrech ϕ_M budou po filtraci ve vhodném frekvenčním oboru a přenásobením vlnového pole menšího jevu poměrem skalárních momentů, vykazovat vysokou korelaci korelaci záznamů povrchových vln. Pokud záznamy vykazují vysokou korelaci ve směrech, které měly od směru šíření trhliny úhel $\pm\phi_M$ a které můžeme odhadnout z předpokládaných

parametrů rychlosti šíření trhliny v_r a rychlosti povrchových vln $c(\omega)$, a naopak nízkou korelaci u stanic ve směru šíření, můžeme následně potvrdit, že $v_r > c(\omega)$.

My jsme metodu převzali. Vedle kroskorelace dvou záznamů jsme podobnost obou signálů vyšetřovali pomocí redukce variance, která je definována jako:

$$vr = 1 - \frac{\sum_{k=0}^{N} [x_1(k) - x_2(k,T) \cdot M_0/m_0]^2}{\sum_{k=0}^{N} x_1(k)}, \tag{2.1}$$

kde x_1 je signál z velkého jevu, x_2 je signál z malého jevu, N je počet vzorků a T je časový posun z maxima z kroskorelace. Takto definovanou podobnost záznamů jsme použili nejen na oříznuté části záznamů, ve kterých se nacházely povrchové vlny, ale i na celé záznamy.

Vybrali jsme celkem čtyři zemětřesení, o kterých se předpokládá, že byla supershear. Tato zemětřesení jsou: Zemětřesení v Kokoxili 2001 (Vallée a Dunham, 2012), zemčtřcsení v Egejském moři 2014 (Evangelidis, 2015), zcmětřesení na Aljašce 2002 (Dunham a Archuleta, 2004) a zemětřesení v Yushu 2010 (Zhang a kol., 2010). Ke každému z těchto „velkých" jevů jsme našli jeden nebo dva menší jevy ze série předtřesů nebo dotřesů. Malé jevy jsme vybírali tak, aby byly co největší a zároveň byly co nejblíže epicentru hlavního jevu.

Jako zdroj dat jsme používali celosvětovou databázi IRIS. Z ní jsme za pomoci funkce *get_stations* připravili seznam stanic ve vybraném území. Následně jsme si stáhli k jednotlivým stanicím data za pomoci *get_waveforms*. K určení počátečního času, odkud chceme data stahovat, jsme použili vypočtený příchod P-vlny. K tomuto času jsme pak přičetli 15 minut. Pro každé zcmětřescní jsme tak dostali jeden *Stream* dat.

Dále jsme data nejdříve očistili od trendu za pomoci funkce *detrend* a ofiltrovali je filtrem typu Butterworth s pásmovou propustí. Frekvenční obor jsme vybírali na základě rohových frekvencí obou jevů, které jsme dostali jako převrácenou hodnotu délky trvání jevů (viz tabulka (3.3)), tak, abychom se nacházeli v zóně I, viz obr. (1.2b).

Z ofiltrovaným záznamů pak vymažeme ty stanice, u kterých nám chybí nějaké složky. Poté, co toto uděláme, připravíme jednotlivé *streamy* na proceduru *rotate*. Bohužel tato funkce neumí správně automaticky načíst jednotlivé *trace*, takže musíme záznamy před jejím použitím vhodně seřadit a roztřídit do správných dvojic po složkách N a E. K tomuto jsme si připravili vlastní proceduru (předpokládáme již vhodně seřazený *stream* záznamů):

```
def rotateNEtoRT(stream):

#Vytvoření prázdného streamu
    w = Stream()
    w2 = Stream()

#V původním streamu si najdeme složky N a E
#pro jednotlivé stanice a vložíme je do připraveného
#streamu.

    for tr in stream:
```

```
        if tr.meta.channel == 'BHN':
            w.extend(stream.select(network = tr.meta.network,
                                   &station = tr.meta.station,
                                  & location = tr.meta.location,
                                            &channel = 'BHN'))
        elif tr.meta.channel == 'BHE':
            w.extend(stream.select(network = tr.meta.network,
                                   &station = tr.meta.station,
                                     &location = tr.meta.location,
                                  &channel = 'BHE'))
        else:
            w2.append(tr)

#Nyní když máme ve streamu w správné složky
#můžeme rotovat NE -> RT.

        if w.count() == 2:
            try:
                w.rotate('NE->RT')
                w2.extend(w)
            except ValueError:
                print(w)

            w.clear()
        else:
            continue

#Do původního streamu pak vložíme zrotované
#složky R, T a i původní Z.

    stream = w2.copy()
    return stream
```

Poté, co máme zrotované obě složky, můžeme přistoupit k výpočtu redukce variance. Do rovnice (2.1) vložíme záznamy stejných složek ze stejných stanic a provedeme výpočet. Poté ten stejný výpočet uděláme ještě jednou, ale s oříznutými záznamy tak, abychom v záznamech měli jen část seismogramu, ve které se nachází dominantní povrchové vlny.

Získaná data vykreslíme pomocí programu *GMT* (*Generic maping tools*). K jednotlivým stanicím vykreslíme i zlomovou plochu hlavního jevu a na obrázcích pak pro snažší orientaci znázorníme i hodnotu redukce variance. Do obrázku ještě vyznačíme okrajové hodnoty ϕ_M získané z rovnice (1.20). Zároveň použijeme program *Gnuplot* na vykreslení záznamů z jednotlivých stanic.

3. Výsledky

V této kapitole představíme výsledky pro jednotlivá zemětřesení. Seznam možných supershear zemětřesení není nijak velký. Poslední zemětřesení, o kterém se uvažuje, že rychlost šíření jeho trhliny byla supershear, je zemětřesení, které proběhlo v Tádžikistánu v roce 2015. Pro naši práci jsme vybrali čtyři zemětřesení zmíněné v předešlé kapitole. Základní údaje o každém z nich, tj. momentové magnitudo M_w, délka trhliny L , skalární seismický moment M_0, doba trvání T a rohová frekvence f_c jsou shrnuty v tabulkách č. 3.1, č. 3.2 a č. 3.3. Základní údaje jsou přebrány z katalogu *United States Geological Survey* (dále USGS), nebo z *The Harvard Centroid Moment Tensor Catalog* (dále Harvard), pokud není uvedeno jinak.

Jev	Mw	Délka zlomu
Kokoxili	7,1	$\sim$ 400 km
Egejské moře	6,9	$\sim$ 85 km
Denali	7,9	$\sim$ 340 km
Yushu	6,9	50 – 70 km

Tabulka 3.1: Základní údaje o studovaných zemětřeseních. Data přebrána z USGS. Délka trhliny je převzata po řadě z článků: Vallée a Dunham (2012), Evangelidis (2015), Dunham a Archuleta (2004), Xianjie a kol. (2011).

	Skalární seismický moment		Doba trvání	
Jev	USGS	Harvard	USGS	Harvard
Kokoxili	$8{,}357.10^{20} N.m$	$5{,}9.10^{20} N.m$	132 s	51,6 s
Denali	$8{,}957.10^{20} N.m$	$7{,}48.10^{20} N.m$	96 s	47 s
Yushu	$2{,}232.10^{19} N.m$	$2{,}53.10^{19} N.m$	24 s	13,2 s
Egejské moře	$2{,}557.10^{19} N.m$	$2{,}47.10^{19} N.m$	—	13,2 s

Tabulka 3.2: Skalární momenty a doby trvání jednotlivých jevů, získané jako dvojnásobek z half-duration podle USGS a Harvardu.

Jev	Doba trvání	Rohová frekvence	Frekvenční obor
Kokoxili	51,6 s	0,02 Hz	0,04 - 0,06 Hz
Denali	47 s	0,02 Hz	0,05 - 0,075 Hz
Yushu	26 s	0,04 Hz	0,06 - 0,09 Hz
Egejské moře	26 s	0,04 Hz	0,04 - 0,06 Hz

Tabulka 3.3: Hodnoty použité doby trvání T, rohové frekvence $f_c = 1/T$ a frekvenčního oboru určeného tak, abychom pro malé úhly ϕ byli v zóně I viz obr. 1.2b.

Ke každému z těchto zemětřesení jsme vybrali jeden nebo dva sekundární jevy. Poměr mezi skalárními momenty velkého a malého jevu a hodnotu skalárního seismického momentu malého jevu m_0, najdeme v tabulce č. 3.4.

Jev	Skalární seismický moment USGS	Harvard	Poměr M_0/m_0 USGS	Harvard
Kokoxili předtřes	$1{,}303.10^{17}N.m$	$1{,}3.10^{17}N.m$	6413	4538
Kokoxili dotřes	$7{,}894.10^{16}N.m$	$7{,}84.10^{16}N.m$	10586	9541
Denali předtřes	$1{,}130.10^{19}N.m$	$1{,}09.10^{19}N.m$	79	68
Denali dotřes	—	$6{,}38.10^{16}N.m$	—	11724
Yushu dotřes	—	$5{,}6.10^{17}N.m$	—	45
Egejské moře dotřes	$2{,}404.10^{16}N.m$	$2{,}39.10^{16}N.m$	928	1058

Tabulka 3.4: Skalární seismický moment jednotlivých sekundárních jevů a jeho poměr vůči hlavnímu jevu.

3.1 Zemětřesení Kokoxili 2001

Jako první použijeme výše zmíněnou metodu na zemětřesení z roku 2001, které proběhlo 14. listopadu v 17:26 místního času (09:26 UTC) v blízkosti hranic provincií Qinghai a Xinjiang. Jednalo se o jedno z největších zemětřesení v Číně za posledních pět dekád. Kunlunský zlom, na kterém proběhlo, vzniká díky vzájemnému pohybu Tibetské plošiny a Euroasijské desky v důsledku srážky Indické desky s Euroasijskou. Zemětřesení mělo strike-slipový mechanismus, momentové magnitudo $M_w = 7{,}1$ a trhlina se šířila po zlomu z epicentra, které je lokováno na 36°12'N, 90°54'E (USGS), východojižním směrem asi 350 - 400 kilometrů.

Vzhledem ke své velikosti je to jedno z nejlépe prostudovaných supershear zemětřesení vůbec. Supershear úsek trhliny byl dlouhý 170 km a dle Vallée a Dunham (2012) se na něm trhlina šířila průměrnou rychlostí $v_r = 5 - 6{,}5km/s$.

Toto zemětřesení bylo danou metodou analyzováno již v původní práci Vallée a Dunham (2012), a tak jsme ho použili k ověření správnosti našich skriptů. Jako menší jev jsme si vybrali další dva jevy. První z nich je totožný jako v původní práci a slouží jako *benchmark* k porovnání našeho programu s výsledky v článku, druhý pak jako ověření správnosti této metodiky. První z těchto menších jevů je předtřes z 26. listopadu 2000. Jedná se o jev s $M_w = 5$ s epicentrem je lokovaným na 35°87' N a 90°55' E (USGS).

Druhý z těchto jevů je dotřes o $M_w = 5{,}4$, který proběhl o téměř čtrnáct dní později než hlavní jev, tj. 30. listopadu 2001. Jeho epicentrum bylo lokováno na 36°07' N a 91°11' E (USGS). Poloha a čas vzniku všech tří jevů vůči sobě je shrnuta v tabulce 3.5.

Jev	Poloha	Čas vzniku
14. listopadu 2001 (hlavní jev)	36°12' N, 90°54' E	09:26 UTC
26. listopadu 2000 (předtřes)	35°87' N, 90°55' E	02:01 UTC
30. listopadu 2001 (dotřes)	36°07' N, 91°11' E	10:43 UTC

Tabulka 3.5: Shrnutí polohy a časů vzniku všech tří uvažovaných jevů pro zemětřesení Kokoxili. Zdroj: USGS.

Pro naše potřeby jsme pro všechny tři jevy hledali stanice ve čtverci daným čtyřmi následujícími souřadnicemi: 25-55°N a 79-125°E. Na daném území se v prvním případě, kdy srovnáváme hlavní jev s předtřesem, nachází 13 stanic, ve

druhém případě, kdy hlavní jev porovnáváme s dotřesem, najdeme na zadaném území stejný počet stanic, ale také dvě skupiny stanic, z nichž se jedna nachází z velké části v Nepálu a druhá je array vytvořená poblíž Pekingu. V obou případech se jedná pouze o ty stanice, které naměřily oba jevy, které mezi sebou porovnáváme viz obrázek 3.1a, respektive obrázek 3.2a.

Záznamy filtrujeme pomocí Butterworthova filtru čtvrtého řádu s pásmovou propustí. Frekvenční obor propusti je nastaven na $0{,}04 - 0{,}06$ Hz, tedy povrchové vlny na periodách 16 - 25 s. Na stejném obrázku (3.1a) můžeme vidět i čáry, které orientačně vyznačují oblasti, kde očekáváme konstruktivní interferenci povrchových vln, a tedy stanice, na kterých by se měly záznamy povrchových Loveho vln po příslušném vynásobení poměrem mezi momenty obou jevů (viz tabulka 3.4) shodovat. Barva stanice nám označuje jak vysokou hodnotu shody poměřované záznamy měly ve smyslu redukce variance.

Záznamy z vybraných stanic pro první pomocný jev můžeme vidět na obrázku (3.1b), záznamy z vybraných stanic pro druhý pomocný jev pak na obr. (3.2b).

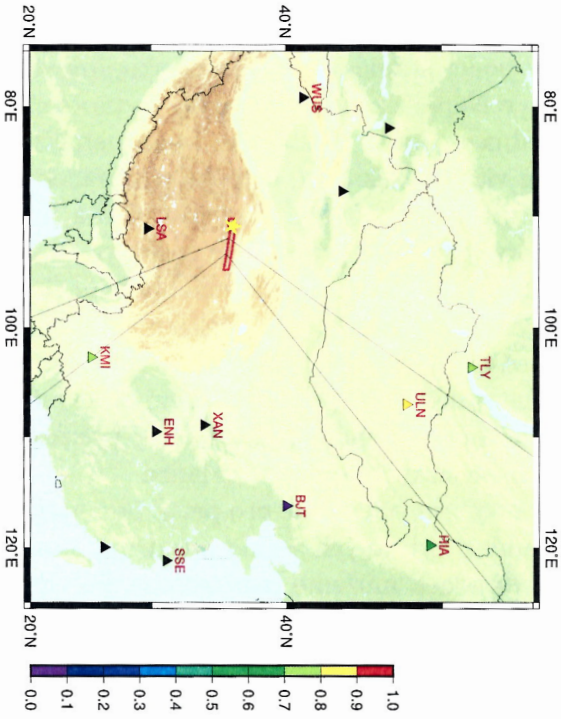
V obou případech můžeme konstatovat, že vlny konstruktivně interferují na předpokládaných stanicích a potvrdit tak výsledky článku Vallée a Dunham (2012), které můžeme vidět na obr. (3.3).

Na obr. (3.1a), (3.1b) a (3.3) vidíme velkou míru shody a potvrzení naší teorie u stanic ULN, HIA a KMI. Zajímavé ovšem je, že krom jimi zmiňovaných stanic, nám významnou míru shody vykazují i stanice TLY a BJT. Na obrázku (3.1b) se pak můžeme podívat na vybrané záznamy stanic, vykreslené přes sebe. Jedná se o transversální složku vln, tedy Loveho vlny. Je zde dobře vidět, že v oblasti povrchových vln jsou seismogramy ve zmíněných stanicích téměř totožné.

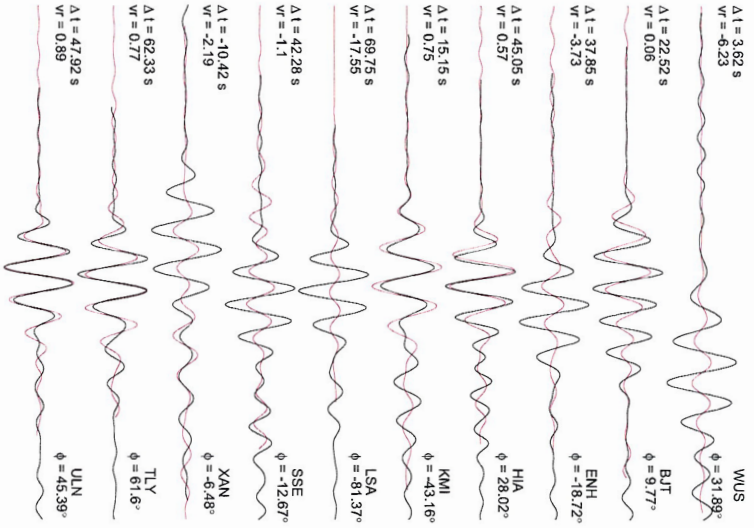
Pro druhý menší jev pak na obr. (3.2a) a (3.2b) můžeme pozorovat konzistenci našich výsledků. Stanice HIA, TLY a KMI mají nejvyšší hodnotu redukce variance.

Záznamy jsme mezi sebou násobili poměrem $M_0/m_0 = 14000$, respektive $M_0/m_0 = 8000$. První z nich je převzata z původního článku, jelikož hodnota uvedená v tabulce 3.4, se značně liší od hodnoty uvedené v článku, kde jako celkový poměr autoři uvádí hodnotu $M_0/m_0 = 22000$. Nejlépe vystihující poměr momentů pro druhý jev je menší vůči uvedené hodnotě v tabulce č. 3.4 zřejmě proto, že celkový poměr je uveden z celého změtřesení, zatímco supershear rychlostí se trhlina šířila jen v jeho části.

Na závěr můžeme konstatovat, že naše výsledky splnili očekávání a podařilo se replikovat výsledky článku (Vallée a Dunham, 2012). Uvažovaná metoda potvrdila svoji platnost i pro jiný menší jev.

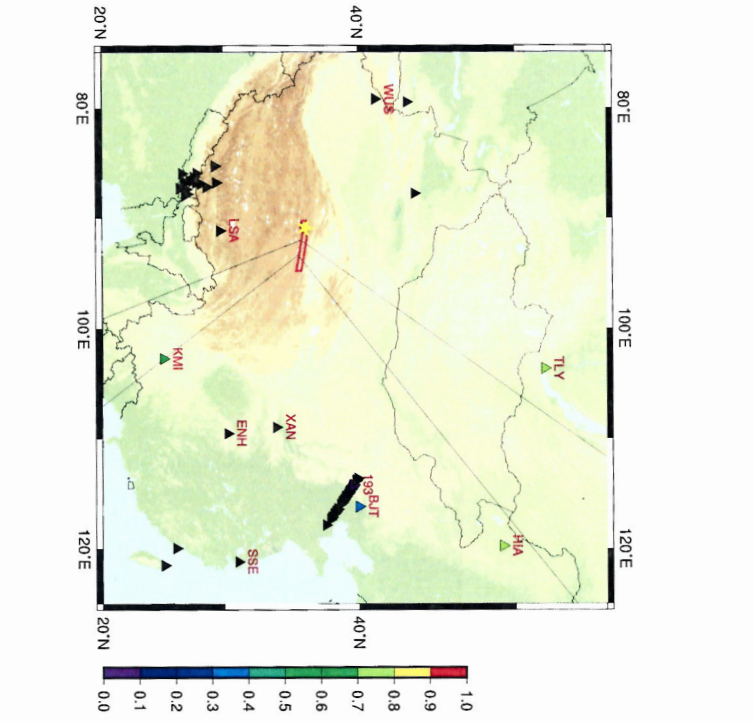


(a)

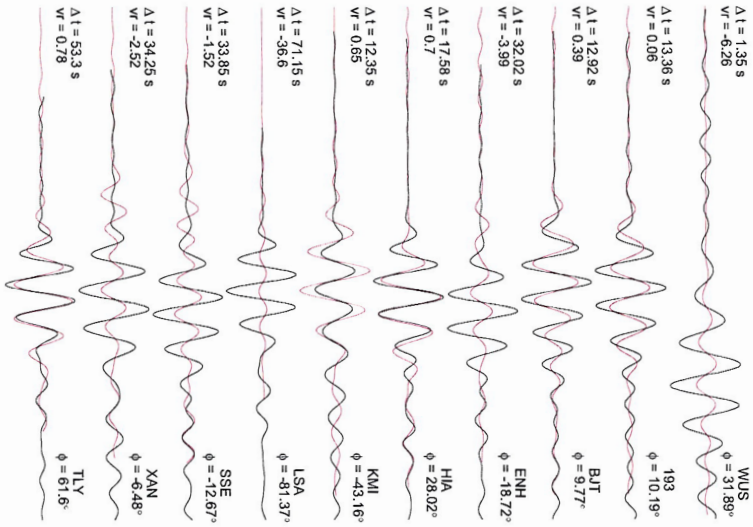


(b)

Obrázek 3.1: a) Zobrazení míry podobnosti signálu, ve smyslu redukce variance, jevů z 14. listopadu 2001 (hlavní jev) a 26. listopadu 2000 (předtřes). Žlutá hvězda je epicentrum předtřesu, červenou čarou je naznačena zlomová plocha (USGS), barevné trojúhelníky jsou jednotlivé stanice a barva trojúhleníku označuje redukci variance vr v transversální složce záznamu. Černá barva je záporná hodnota redukce variance. Černé čáry jdoucí pod úhly $\pm 45.1°$ a $\pm 61.3°$ od směru šíření trhliny, jsou předpokládáné krajní hodnoty ϕ_M, určené z hodnot v_r a $c(\omega)$ uvedených ve Vallée a Dunham (2012). b) Zobrazení jednotlivých seismogramů z vybraných stanic. Délka záznamu je tři minuty. Červeně je vyznačen hlavní jev, černě menší jev po přenásobení normalizačním faktorem.

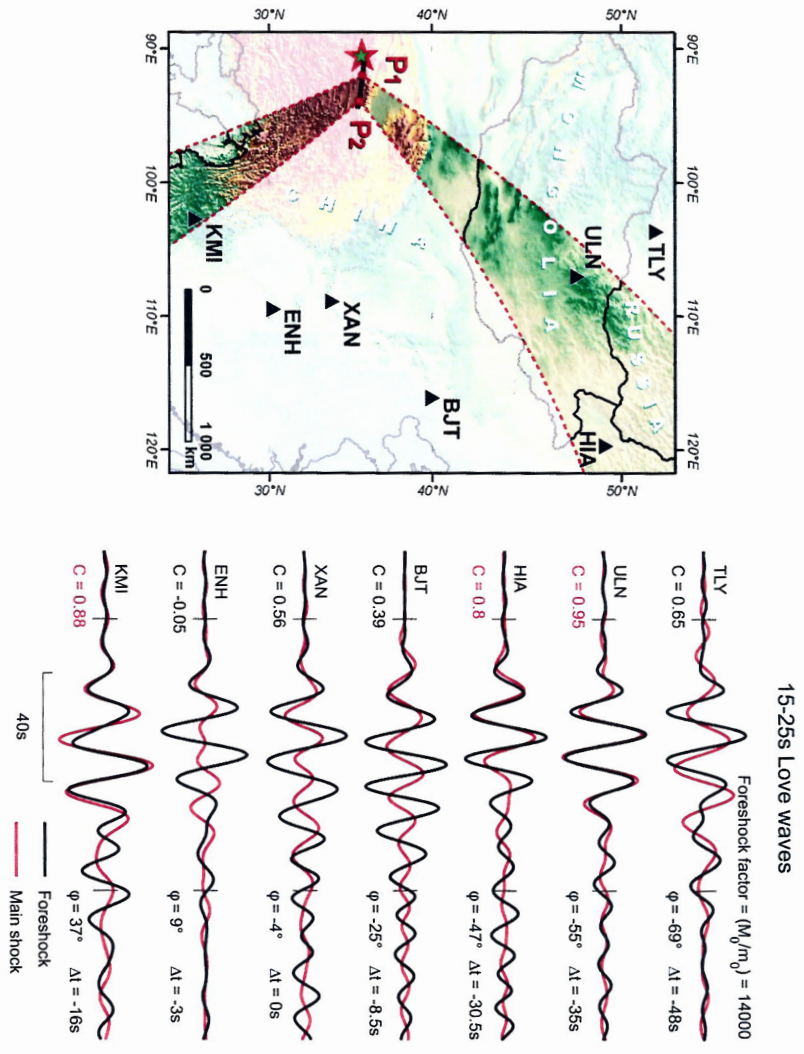


(a)



(b)

Obrázek 3.2: a) Zobrazení míry podobnosti signálu, ve smyslu redukce variance, jevů z 14. listopadu 2001 (hlavní jev) a 30. listopadu 2001 (dotřes). Legenda viz obr. 3.1a. b) Zobrazení jednotlivých seismogramů z vybraných stanic. Délka záznamu je tři minuty. Červeně je vyznačen hlavní jev, černě menší jev po přenásobení normalizačním faktorem.



Obrázek 3.3: Výsledky článku Vallée a Dunham (2012).

3.2 Zemětřesení v Egejském moři 2014

Dalším studovaným zemětřesením bylo zemětřesení v Egejském moři z roku 2014, o kterém v článku Evangelidis (2015) autor naznačuje, že by mohlo být supershear.

Zemětřesení o $M_w = 6{,}9$ zasáhlo prostor mezi kontinentálním Řeckem a Tureckem 24. května 2014 v 9:25 UTC. Bylo lokováno na 40°17' N a 25°23' E (USGS) a dle zpětných projekcí provedených v článku Evangelidis (2015) se uvažuje, že zlom byl rozdělen na dva segmenty. Krátký, po kterém se trhlina šířila na severozápad a delší 65 km dlouhý, po kterém se šířila trhlina na severovýchod a který byl iniciován cca o 13 s později než začátek jevu. Právě o druhém segmentu se uvažuje, že byl v supershear módu s rychlostí trhliny $v_r = 5{,}5 km/s$ (Evangelidis, 2015).

K porovnávání jsme vybrali jeden z dotřesů tohoto zemětřesení s $M_w = 4{,}9$. Proběhl 4. září 2014 v 17:43 UTC a jeho epicentrum bylo lokováno na 40°1' N a 24°9' E (USGS). Stanice, které zaznamenaly oba jevy, jsme tentokrát vybírali v území 20-55°N a 15-45°E a jejich mapka je na obrázku (3.4a). V rámci databáze IRIS je vidět array seismografů ve středním Turecku a dalších 12 stanic. Záznamy z obou jevů na stanicích můžeme vidět na obrázku (3.4b).

Jev	Poloha	Čas vzniku
24. května 2014 (hlavní jev)	40°17' N 25°23' E	09:25 UTC
4. září 2014 (dotřes)	40°1' N 24°9' E	17:43 UTC

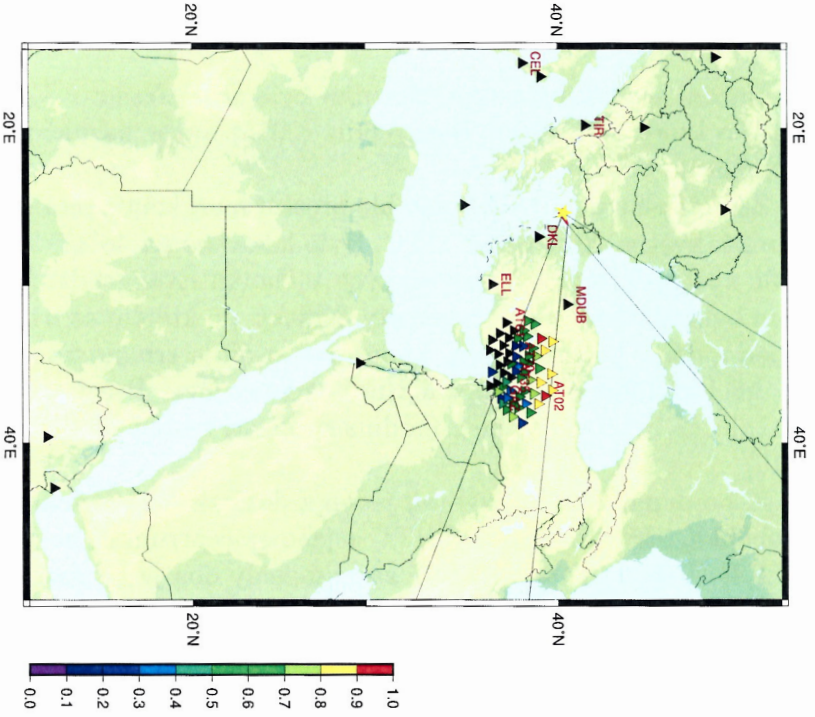
Tabulka 3.6: Shrnutí polohy a časů vzniku obou studovaných jevů pro zemětřesení v Egejském moři. Zdroj: USGS.

Doba trvání jevu je podle Evangelidis (2015) $\sim 40s$, což je zásadně jiný údaj oproti údajům z Harvardu (viz Tab. (3.3 a 3.4), pro USGS záznam o délce jevu chybí). Vezmeme-li do úvahy, že trhlina se nejdříve šířila 12s jedním směrem a následně druhým (Evangelidis, 2015), určili jsme frekvenční obor, kterým filtrujeme záznamy, na $0{,}04 - 0{,}06$ Hz, který odpovídá povrchovým vlnám na periodách 14 - 25 s.

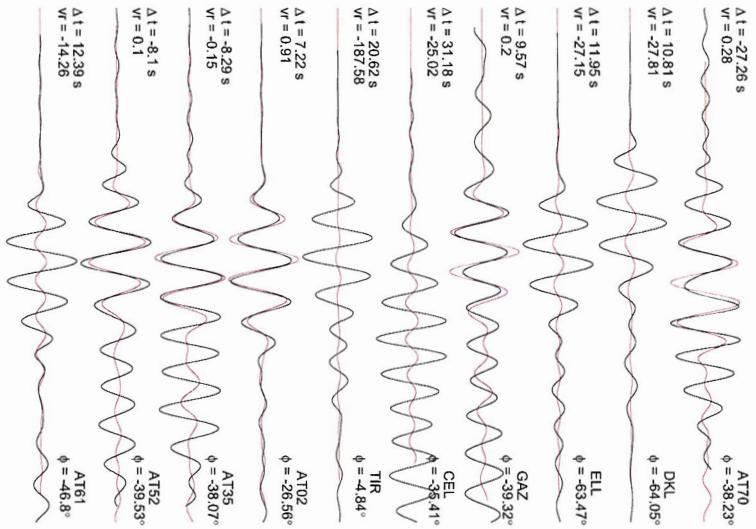
Ve výsledcích pozorujeme realtivně ostrou hranici mezi kladnými a zápornými hodnotami redukce variance, která protíná americko-tureckou array 70 stanic ve středním Turecku. Tuto hranici nejlépe vystihneme, když zvolíme úhel ϕ_M odpovídající rychlosti povrchových vln $c(\omega) = 3{,}3 \pm 0{,}2$ km/s a rychlosti šíření trhliny $v_r = 3{,}8 - 4{,}0$ km/s, viz obr. (3.4a). V druhé oblasti ohraničené Machový kuželem nemá databáze IRIS k dispozici žádné záznamy z té doby.

Na zobrazení jednotlivých záznamů můžeme porovnat velmi podobné záznamy ze stanic z turecké sítě stanic a naopak nekorelované záznamy z italských stanic. Opět zde máme hodnoty vypočtených redukcí variance, časových posunů a úhlu vůči směru striku.

Na závěr můžeme konstatovat, že naměřená data nejlépe vystihuje situace, kdy se trhlina šířila supershear rychlostí $v_r = 3{,}8 - 4{,}0$ km/s.



(a)



(b)

Obrázek 3.4: a) Zobrazení míry podobnosti signálu, ve smyslu redukce variance, jevů z 24. května 2014 (hlavní jev) a 4. září 2014 (dotřes). Žlutá hvězda je epicentrum zemětřesení, červenou čarou je naznačena zlomová plocha, barevné trojúhelníky jsou jednotlivé stanice a barva trojúhleníku označuje míru podobnosti signálu v transversální složce. Černá barva je záporná hodnota variance. Černé čáry jdoucí pod úhly ±23° a ±28° od směru šíření trhliny jsou předpokládáné krajní hodnoty ϕ_M, viz text práce. b) Zobrazení jednotlivých seismogramů z vybraných stanic. Délka záznamu je tři minuty. Červenč je vyznačen hlavní jev, černě menší jev po přenásobení normalizačním faktorem.

3.3 Zemětřesení na Aljašce 2002

Zemětřesení na Aljašce se svým $M_w = 7{,}9$ je největším zemětřesením zkoumaným v této práci. Je jedním z těch, o kterých se téměř s jistotou předpokládá, že bylo supershear. Zemětřesení nastalo 3. listopadu 2002 v 22:12 UTC na zlomu Denali. Zlom Denali je svojí velikostí podobný zlomu San-Andreas v Kalifornii na jihozápadě USA a taktéž je rozhraním mezi Pacifickou a Severoamerickou deskou. Epicentrum zemětřesení bylo lokováno na 63°30' N a 147°36' W (USGS). Trhlina se pak šířila jihovýchodním směrem podél zlomu, viz obrázek (3.5a), a pak odbočila na zlom Totschunda. Celková délka trhliny dosáhla cca 340 km. Jednalo se o největší zemětřesení na území USA od roku 1965.

Stanice jsme opět stahovali z celosvětové databáze IRIS, tentokrát z území ohraničeného 45-85°N a 80-160°W.

Na obrázku (3.5a) můžeme vidět rozložení stanic v okolí. Jsou to ty stanice, které zde byly přítomny i při předtřesu, který nastal jen o pár dní dříve. Tento menší jev nastal 23. října 2002 v 11:27 UTC a s $M_w = 6{,}7$ se téměř vyrovná i hlavnímu jevu z předešlé sekce. Byl lokován na stejném zlomu na souřadnicích 63°50' N a 147°54' W (USGS).

Jev	Poloha	Čas vzniku
3. listopadu 2002 (hlavní jev)	63°30' N, 147°36' W	22:12 UTC
23. října 2002 (předtřes)	35°87' N, 90°55' E	11:27 UTC
8. listopadu 2002 (dotřes)	36°07' N, 91°11' E	14:46 UTC

Tabulka 3.7: Shrnutí polohy a časů vzniku všech tří studovaných jevů pro zemětřesení Denali.

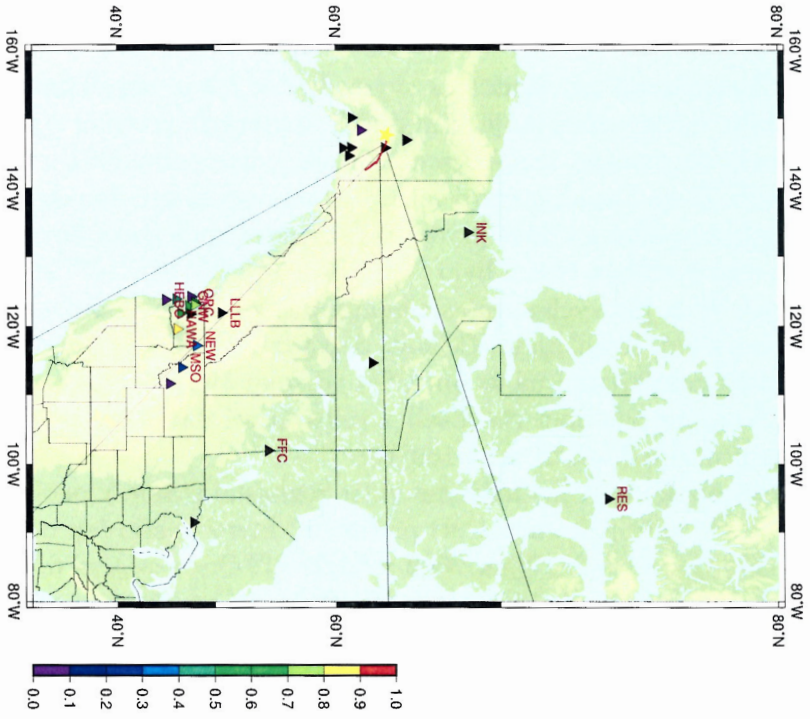
K tomuto významnému zemětřesení jsme vybrali ještě dotřes, který proběhl na stejném zlomu o pár dní později než hlavní jev 8. listopadu 2002 v 14:46 UTC. Jev s $M_w = 5{,}1$ měl epicentrum na 63°06' N a 144°30' W (USGS). Stanice, které zaznamenaly tento menší jev a hlavní jev jsou zobrazeny na obrázku (3.6a).

Pro všechny tři jevy jsme volili poměr skalárních momentů M_0/m_0 dle tabulky 3.4 a frekvenční obor Butterworthova filtru jsme zvolili mezi 0,05 - 0,075 Hz. Studujeme tedy chování povrchových vln na periodách 13 - 20 s.

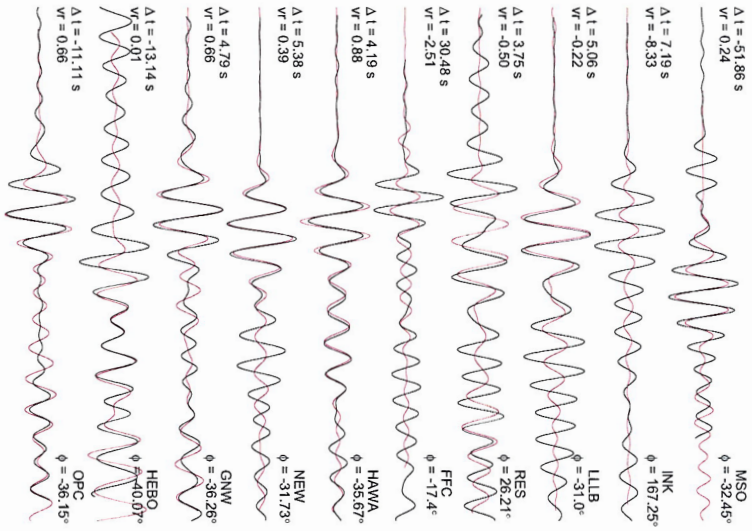
Pro tento frekvenční obor pozorujeme v našich výsledcích na obr. (3.5a) vysoké hodnoty redukce variance na transversální složce záznamu ze stanic na severozápadu USA. Tato data nejlépe vystihuje vykreslené rozhraní Machova kuželu ϕ_M vypočtené z hodnot rychlostí povrchových seismických vln $c(\omega) = 3{,}3 \pm 0{,}2$ km/s a rychlosti šíření trhliny $v_r = 3{,}8 - 4{,}0$ km/s. Seismogramy transversální složky vlnového pole z těchto stanic pak jsou na obr. (3.5b).

Pro druhý zkoumaný jev jsou výsledky na obr. (3.6a). Zvýšené hodnoty hodnoty redukce variance nevykazují žádné rozdělení. Seismogramy Loveho vln z jednotlivých stanic jsou na obr. (3.6b).

Ačkoli různé zdroje (např. Dunham a Archuleta (2004)) předpokládají, že zemětřesení Denali bylo supershear, tak předpokládané rozložení hodnot redukce variance pozorujeme pouze pro předtřes hlavního jevu. Nicméně dotřes vykazuje výrazný seismický šum.

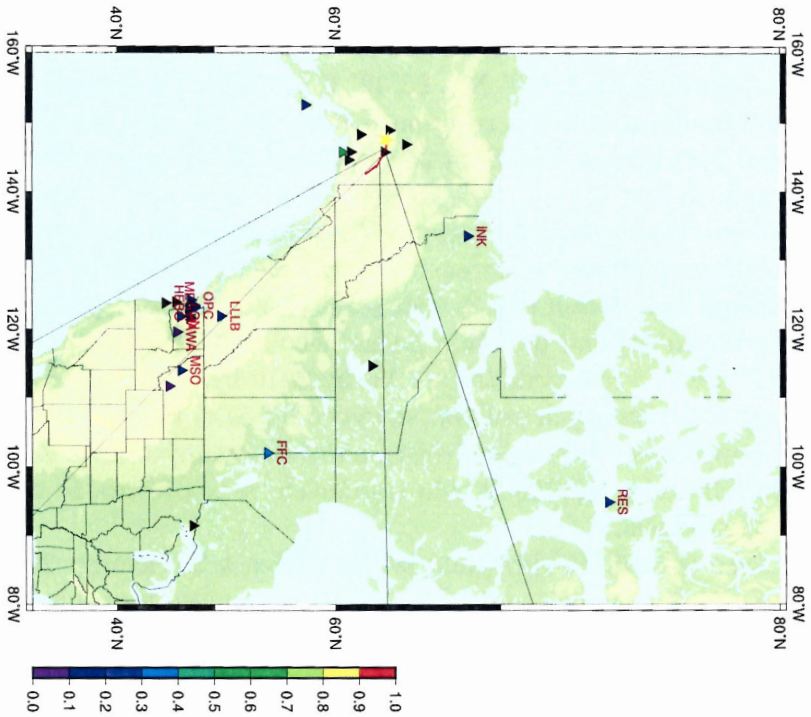


(a)

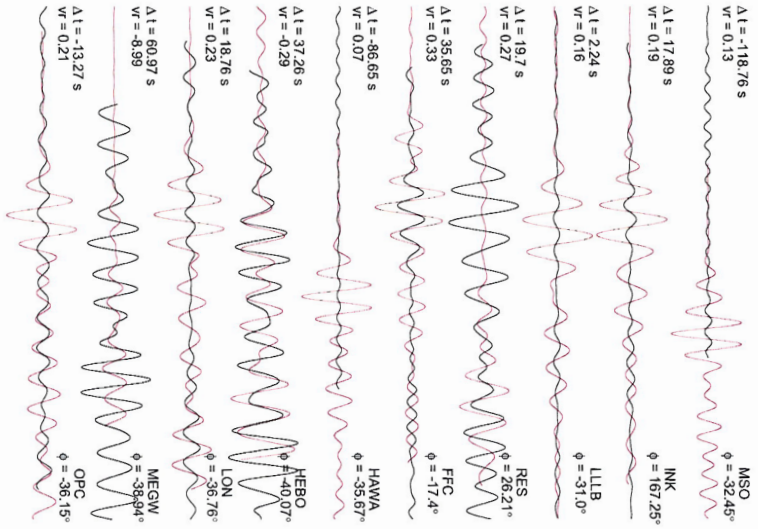


(b)

Obrázek 3.5: a) Zobrazení míry podobnosti signálu, ve smyslu redukce variance, jevů z 3. listopadu 2002 (hlavní jev), 23 října 2002 (předtřes). Žlutá hvězda je epicentrum zemětřesení, červenou čarou je naznačena zlomová plocha (USGS), barevné trojúhelníky jsou jednotlivé stanice a barva trojúhleníku označuje míru podobnosti signálu v transversální složce. Černá barva je záporná hodnota variance. Černé čáry jdoucí pod úhly ±39° a ±23° od směru šíření trhliny jsou předpokládané krajní hodnoty ϕ_M, viz text práce. b) Zobrazení jednotlivých seismogramů z vybraných stanic. Délka záznamu je tři minuty. Červeně je vyznačen hlavní jev, černě menší jev po přenásobení normalizačním faktorem.



(a)



(b)

Obrázek 3.6: a) Zobrazení míry podobnosti signálu, ve smyslu redukce variancc, jevů z 3. listopadu 2002 (hlavní jev), 8. listopadu 2002 (dotřes). Legenda viz obr. (3.5a b) Zobrazení jednotlivých seismogramů z vybraných stanic. Délka záznamu je tři minuty. Červeně je vyznačen hlavní jev, černě menší jev po přenásobení normalizačním faktorem.

3.4 Zemětřesení Yushu 2010

Poslední zkoumané zemětřesení proběhlo 13. dubna 2010 23:49 UTC v čínské provinçii Qinqhai, v Yushu. Jednalo se o zemětřesení s $M_w = 6{,}9$ jehož epicentrum bylo lokováno na 33°09' N a 96°32' E (USGS). Zemětřesení se z epicentra šířilo jihovýchodním směrem trhlinou o délce 50–70 km (Zhang a kol., 2010). Doba trvání byla určena USGS na 24 s, zatímco dle Harvardu doba trvání byla 13,2 s, viz tab. (3.3).

Zlom Yushu patří do regionu Nangqianského zlomu, který je rozhraním mezi Tibetskou plošinou a Euroasijskou deskou. Ty se podle GPS měření pohybují rychlostí cca $13\,mm.rok^{-1}$ vůči sobě (Xianjie a kol., 2011). Za posledních sto let v tomto regionu proběhlo pouze několik zemětřesení a jejich magnitudo bylo menší než 6. Proto zemětřesení Yushu 2010 bylo významné i co se týče výzkumu zlomu a tektonických pohybů ve východní části tibetské náhorní plošiny.

Zemětřesení bylo nejničivější z námi zkoumaných jevů. Zahynulo při něm přes 2500 lidí a více jak 10000 bylo zraněných. A to přes to, že tato oblast není nijak hustě zalidněna.

Jako sekundární jev jsme zvolili dotřes z 29. května 2010, který proběhl v 02:29 UTC s magnitudem $M_w = 5{,}9$ a s epicentrem lokovaným na 33°2' N a 96°28' E (USGS). Proběhl tedy v těsné blízkosti hlavního jevu.

Jev	Poloha	Čas vzniku
13. dubna 2010 (hlavní jev)	33°09' N, 96°32' E	23:49 UTC
29. května 2010 (dotřes)	33°2' N, 96°28' E	02:29 UTC

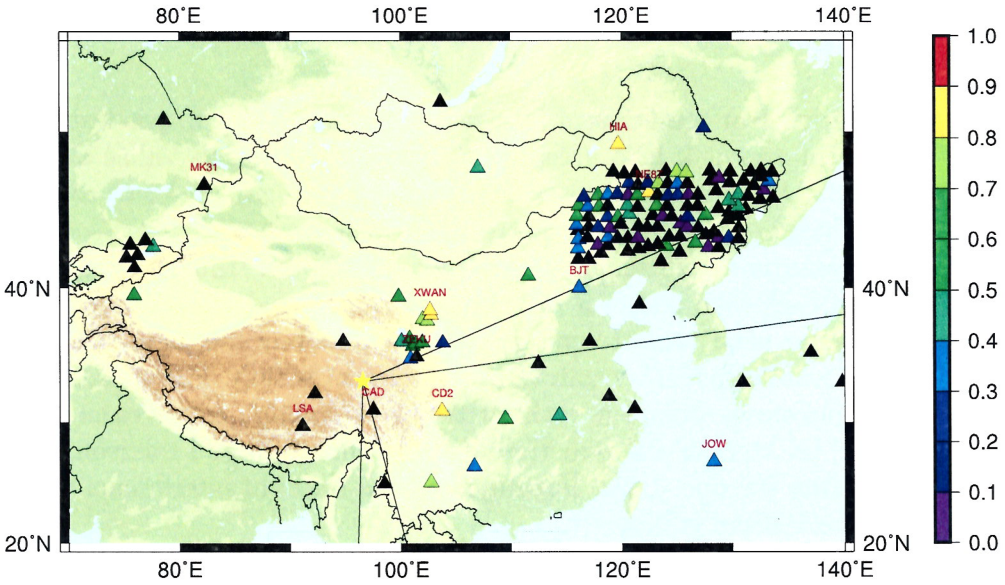
Tabulka 3.8: Shrnutí polohy a časů vzniku všech tří studovaných jevů pro zemětřesení v Yushu.

Stanice, které zachytily oba jevy a které se nám podařilo stáhnout, jsme vybírali z území ohraničeného 25-55°N a 79-125°E a je jich celkem 69 včetně arraye severovýchodně od hlavního města Číny, Pekingu. Stanice zobrazuje mapa na obrázku (3.7a).

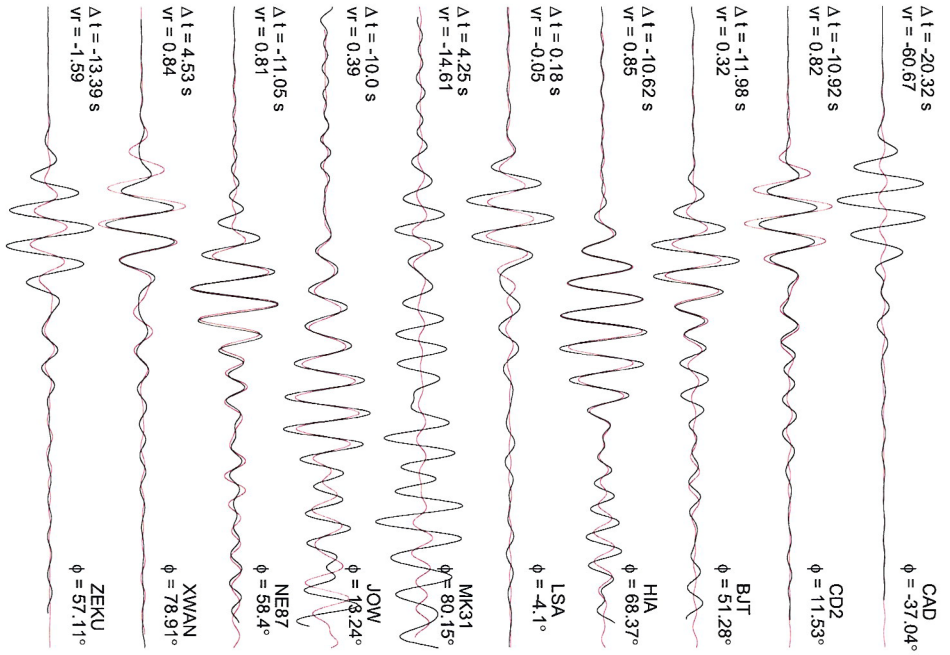
Jako frekvenční obor pro náš pásový filtr jsme zvolili frekvence 0,06 – 0,09 Hz, které odpovídají povrchovým vlnám na periodách 9 - 11 s. Poměr skalárních momentů obou zemětřesení je v tabulce (3.4).

Na obr. (3.7a) opět můžeme vidět i hodnoty redukce variance pro jednotlivé stanice a černými čarami naznačené křivky pro $\pm\phi_M$, odpovídající hodnotám $c(\omega) = 3{,}3 \pm 0{,}2$ km/s a $v_r = 4{,}8 - 5{,}5$ km/s. Na obrázku můžeme vidět, že předpokládaný směr Machova kuželu je odlišný od naměřených hodnot. Jednotlivé záznamy transversálních složek z vybraných stanic můžeme vidět na obrázku (3.7b).

Pro zemětřesení v Yushu hodnoty redukce variance nevykazují žádné typické prostorové rozložení podobnosti signálů.



(a)



(b)

Obrázek 3.7: a) Zobrazení míry podobnosti signálu, ve smyslu redukce variance, jevů z 13. dubna 2010 (hlavní jev) a 29. května 2010 (dotřes). Žlutá hvězda je epicentrum zemětřesení, červenou čarou je naznačena zlomová plocha, barevné trojúhelníky jsou jednotlivé stanice a barva trojúhleníku označuje míru podobnosti signálu v transversální složce. Černá barva je záporná hodnota variance. Černé čáry jdoucí pod úhly $\pm 58°$ a $\pm 42°$ od směru šíření trhliny. b) Zobrazení jednotlivých seismogramů z vybraných stanic. Délka záznamu je tři minuty. Červeně je vyznačen hlavní jev, černě menší jev po přenásobení normalizačním faktorem.

4. Diskuze

Supershear zemětřesení jsou zajímavým fenoménem, pro který stále nemáme robustní aparát k jeho určení. Právě proto publikovali Vallée a Dunham (2012) metodu, která studuje povrchové vlny v daleké zóně a která rozšiřuje možnosti seismologů, jak určit, že zemětřesení bylo supershear.

Uvažujme malé zemětřesení, jehož vyzařování trhliny aproximujeme vyzařováním bodového zdroje a pracuje se záznamy pod jeho rohovou frekvencí. Dále uvažujme větší zemětřesení, které mělo podobný mechanismus a lokaci a jeho vyzařování odpovídá vyzařování unilaterární trhliny. Pak můžeme rozlišovat následující stavy. Pokud je rychlost trhliny v_r většího zemětřesení subshear a frekvence, na kterých obě zemětřesení studujeme, jsou pod rohovou frekvencí zdroje (viz zóna I v obr. 1.2a), pozorujeme konstruktivní interferenci povrchových vln ve směru šíření trhliny.

Pokud je rychlost trhliny v_r většího zemětřesení supershear, pak pro stejné frekvence pozorujeme konstruktivní intereferenci vln v okolí úhlu ϕ_M (zóna II v obr. 1.2b), který odpovídá polovině úhlu Machova kuželu. A poměr amplitud těchto vln je přibližně úměrný poměru skalárních seismických momentů obou zemětřesení. Mimo toto okolí spolu vlny konstruktivně neinterferují.

Míru podobnosti obou vlnových polí na transversálních složkách záznamů určujeme pomocí redukce variance záznamů.

Metodu jsme nejdříve použili na zemětřesení v čínském Kokoxili z roku 2001, na něž metodu aplikovali ve svém článku Vallée a Dunham (2012). Poté, co jsme úspěšně zreprodukovali výsledky autorů metody, jsme metodu aplikovali na stejné zemětřesení, ale s jiným menším jevem. I zde jsme dosáhli předpokládaných výsledků (viz sekce 3.1) a výsledky potvrzují supershear rychlost šíření trhliny.

Dále jsme metodu aplikovali na zemětřesení na tři další jevy s potenciální supeshear trhlinou: Egejské moře 2014, Denali 2002 a Yushu 2010.

Pro zemětřesení v Egejském moři Evangelidis (2015) tvrdí, že trhlina se ve své východní části šířila supershear rychlostí. Doby trvání jevu dle Harvardu a Evangelidise se však značně liší. Přihlédli jsme tedy i k době trvání, kterou uvádí databáze SCARDEC, tj. $T \approx 30$ s. Na základě těchto dat jsme zvolili frekvenční obor 0,04 - 0,06 Hz. V našich výsledcích pak můžeme pozorovat hranici kladné redukce variance, která prochází tureckou sítí stanic a kterou jsme nejlépe vystihli směrem ϕ_M, který odpovídá rychlosti šíření trhliny 3,8 km/s. Trhlina se tedy podle našich výsledků šířila supershear rychlostí.

Zemětřesení na Aljašce na zlomu Denali bylo svoji mohutností podobné zemětřesení Kokoxili. Trhlina tohoto zemětřesení ale není přímá a stáčí se ze svého původního východního směru šíření na jih. Skupina stanic, které jsou blízko epicentra a které mají zápornou hodnotu redukce variance, není předmětem našeho studia, jelikož neleží v daleké zóně.

V našich výsledcích pro předtřes z 23. října 2010 pozorujeme zvýšenou shodu záznamů na stanicích, které leží na severozápadním pobřeží USA. Tyto výsledky nejlépe vystihuje ϕ_M pro rychlost šíření trhliny $v_r = 3{,}9$ km/s. Pro dotřes z 8. listopadu tyto vysoké hodnoty redukce variance na stejných stanicích nepozorujeme. To může mít několik důvodů. Tím hlavním z nich je malé magnitudo menšího jevu a velká vzdálenost stanic, které jsou navíc blízko oceánu. Záznam

pak zaniká v seismickém šumu (viz obr 3.6b).

Zemětřesení v Yushu, v Číně, se nachází v podobné oblasti jako zemětřesení Kokoxili z roku 2001. Zásadním rozdílem mezi těmito zemětřeseními je ale délka trhliny L. Zatímco jak zemětřesení v Kokoxili, tak i zemětřesení na Aljašce mají trhliny dlouhé v řádech stovek kilometrů, zde je $L < 100$ km. Výsledné hodnoty variance neukazují žádné typické prostorové rozložení podobnosti signálů, které by se dalo snadno pozorovat. Dokonce můžeme pozorovat i vyšší hodnotu redukce variance proti směru šíření trhliny.

Problém, se kterým se zřejmě v případě tohoto zemětřesení potýkáme, je špatné určení rohové frekvence f_c. Krátká doba trvání jevu implikuje vyšší rohovu frekvenci a tedy kratší periody povrchových vln, které jsou náchylnější k rozptylu na heterogenitách prostředí. Je také samozřejmě možné, že zemětřesení bylo subshear. Ale odůvodnění rychlosti trhliny v zdrojových článcích Wang a Mori (2012) a Zhang a kol. (2010) bylo relativně robustní.

Celá metoda je nejvíce závislá na dobrém určení poměru skalárních momentů M_0/m_0. Pro budoucí práci s touto metodou by měla být vyvinuta metodika, která by zaručovala dobré určení tohoto faktoru. Změny v řádu stovek, mohou v některých případech znamenat diametrálně odlišné hodnoty redukce variance. Hodnoty, které získáváme z katalogů USGS a Harvard se však většinou právě v tomto řádu od sebe liší, viz tabulka 3.4.

Do budoucna by bylo též vhodné udělat syntetické testy a prostudovat, jak hodnoty redukce variance ovlivňuje jinak natočená trhlina, s různými rychlostmi a délkami. Následně pak vyzkoušet, jaký vliv má mechanismus sekundárního jevu. Také by bylo vhodné prozkoumat vliv výběru frekvenčního okna na syntetických datech. A v neposlední řadě vyzkoušet na syntetických datech výsledky pro různé typy vln, protože metoda byla odvozena obecně pro objemové i povrchové vlny.

Závěr

V této práci jsme studovali chování povrchových vln v daleké zóně při tzv. supershear zemětřesení. K tomu jsme použili metodu vyvinutou autory Vallée a Dunham (2012), kterou jsme implementovali do našeho vlastního skriptu za použití knihovny ObsPy. Z volně dostupných dat z databáze IRIS jsme úspěšně zreprodukovali výsledky původního článku. Dále jsme metodu použili i na další potenciálně supershear zemětřesení a studovali její robustnost. Zaznamenali jsme několik různých problémů a pokusili se je vysvětlit.

K plnému pochopení této metody je nutné udělat syntetické testy s různými supershear trhlinami, rychlostmi povrchových vln a prostředí.

Seznam použité literatury

Aki, K. a Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods.* Number v. 1 in A Series of books in geology. W. H. Freeman. ISBN 9780716710585. URL `https://books.google.cz/books?id=iYEwQQAACAAJ`.

Archuleta, R. J. (1984). A faulting model for the 1979 imperial valley earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **89**(B6), 4559–4585. doi: 10.1029/JB089iB06p04559.

Bouchon, M., Bouin, M.-P., Karabulut, H., Toksöz, M. N., Dietrich, M. a Rosakis, A. J. (2001). How fast is rupture during an earthquake? New insights from the 1999 Turkey Earthquakes. *Geophysical Research lettersl*, **28**, 2723–2726. doi: 10.1029/2001GL013112.

Bouchon, M. a Vallée, M. (2003). Observation of long supershear rupture during the magnitude 8.1 kunlunshan earthquake. *Science*, **301**(5634), 824–826. ISSN 0036-8075. doi: 10.1126/science.1086832. URL `http://science.sciencemag.org/content/301/5634/824`.

Dunham, E. M. a Archuleta, J. R. (2004). Evidence for a supershear transient during the 2002 denali fault earthquake. *Bulletin of Seismological society of America*, **94**(6B), S256–S268.

Evangelidis, C. P. (2015). Imaging supershear rupture for the 2014 m_w 6.9 northern aegean earthquake by backprojection of strong motion waveforms. *Geophysical research letters*, **42**, 307–315.

Gallovič, F. (2002). High frequency strong motion synthesis for k^{-2} rupture models. Master's thesis, Charles University in Prague.

Novotný, O. (1999). *Seismic surface waves, Lecture notes for post-graduate studies.* Matfyzpress, Salvador, Bahia.

ObsPy, d. t. (2017). Core classes of obspy. URL `https://docs.obspy.org/packages/obspy.core.html`.

Sangha, S., Peltzer, G., Zhang, A., Meng, L., Liang, C., Lundgren, P. a Fielding, E. (2017). Fault geometry of 2015, mw7.2 murghab, tajikistan earthquake controls rupture propagation: Insights from insar and seismological data. *Earth and Planetary Science Letters*, **462**, 132–141.

Vallée, M. a Dunham, E. M. (2012). Observation of far-field mach waves generated by the 2001 kokoxili supershear earthquake. *Geophysical research letters*, **39**.

Vallée, M., Landès, M., Shapiro, N. M. a Klinger, Y. (2008). The 14 november 2001 kokoxili (tibet) earthquake: High-frequency seismic radiation originating from the transitions between sub-rayleigh and supershear rupture velocity regimes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **113**(B7). doi: 10.1029/2007JB005520. URL `https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007JB005520`.

WANG, D. a MORI, J. (2012). Thc 2010 qinghai, china, earthquake: A moderate earthquake with supershear rupturethe 2010 qinghai, china, earthquake: A moderate earthquake with supershear rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **102**(1), 301. doi: 10.1785/0120110034. URL http://dx.doi.org/10.1785/0120110034.

WANG, D., MORI, J. a UCHIDE, T. (2012). Supershear rupture on multiple faults for the mw 8.6 off northern sumatra, indonesia earthquake of april 11, 2012. *Geophysical Research Letters*, **39**, L21307.

XIANJIE, Z., ZHIYANG, D., LINLIN, G., KUI, Z., XIAOJING, L., XIAOFEI, C., ZHENHONG, L. a RONGSHAN, F. (2011). Fault geometry and slip distribution of the 2010 yushu earthquakes inferred from insar measurement. *Bulletin of Seismological society of America*, **101**(4), 1951–1958.

YUE, H., LAY, T., FREYMUELLER, J. T., DING, K., RIVERA, L., RUPPERT, N. A. a KOPER, K. D. (2013). Supershear rupture of the 5 january 2013 craig, alaska (mw 7.5) earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(11), 5903–5919. doi: 10.1002/2013JB010594. URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JB010594.

ZHAN, Z., HELMBERGER, D. V., KANAMORI, H. a SHEARER, P. M. (2014). Supershear rupture in a mw 6.7 aftershock of the 2013 sea of okhotsk earthquake. *Science*, **345**(6193), 204–207. ISSN 0036-8075. doi: 10.1126/science.1252717. URL http://science.sciencemag.org/content/345/6193/204.

ZHANG, Y., LISHENG, X. a YUN-TAI, C. (2010). Fast inversion of rupture process of the 14 april 2010 yushu, qinghai, earthquake. *Earthq Sci*, **23**, 201–204.