

TARTU ÜLIKOOL

LOODUS- JA TÄPPISTEADUSTE VALDKOND

Füüsika instituut

Kristo Karl Aedma

**Vastuvõtjafunktsiooni meetodi kasutamine ja Eesti maakoore  
paksuse hinnang Vasula seismojaamas registreeritud  
teleseismiliste maavärinate baasil**

Bakalaureusetöö (6 EAP)

Füüsika, keemia ja materjaliteaduse õppekava, füüsika eriala

Juhendajad: Argo Jõelet, PhD

Heidi Elisabet Soosalu, PhD

Tartu 2020

## **Vastuvõtjafunktsiooni meetodi kasutamine ja Eesti maakoore paksuse hinnang Vasula seismojaamas registreeritud teleseismiliste maavärinate baasil**

Infot Maa siseehituse kohta on võimalik saada mitmel moel. Kõige kindlam meetod on puurimine, kuid sellega ei jõua sügavale ja hind on kallis. Antud töös kasutati Vasula seismojaama salvestisi saamaks vastuvõtjafunktsiooni meetodil infot maakoore kohta Eesti alal. Tulemuseks saadi eri moodustel töödeldud andmete graafikud ning neile anti hinnang edaspidiseks kasutamiseks. Lisaks hinnati antud meetodi edasiseks kasutamiseks erinevate faaside saabumisaegu ja kvaliteeti, mis on vajalik täpsemalt lainete levikukiiruste ja sügavuste arvutamiseks.

Märksõnad: Vastuvõtjafunktsioon, Moho piir, seismoloogia, Vasula seismojaam

CERCS kood: P500 Geofüüsika, T121 Signaalitöötlus, T181 Kaugseire

## **Use of the receiver function method and estimation of the thickness of the Estonian earth's crust on the basis of teleseismic earthquakes registered at Vasula station**

There are several ways to get information about the internal structure of the Earth. The surest method is drilling, but it does not reach deep and is expensive. In this work, seismograms from the Vasula seismic station were used to obtain information about the Earth's crust in Estonia using the receiver function method. The result was graphs of processed data sorted in different ways, which were evaluated for future use. In addition, the timing of the phases and their quality were evaluated for further use of this method. This procedure is a prerequisite for more accurate calculations of seismic velocities and depths.

Keywords: Receiver function, Moho depth, seismology, Vasula seismic station

CERCS code: P500 Geophysics, T121 Signal processing, T181 Remote sensing

# Sisukord

<b>Sissejuhatus</b>	<b>4</b>
<b>1. Seismoloogia ajaloost</b>	<b>5</b>
<b>2. Teoreetiline baas</b>	<b>6</b>
2.1 Seismiliste lainete levik	6
2.2 Lainete peegeldumine ja murdumine	7
2.3 Dekonvolutsioon	8
2.4 Mohorovičići eralduspind ehk Moho piir	9
2.5 Vastuvõtjafunktsioon (VVF)	9
2.6 Koordinaadistiku pööre	11
2.7 Filtreerimine	12
2.8 Koondamine	13
<b>3. Meetodid</b>	<b>14</b>
3.1 Töötlusprogrammi valik	14
3.1.1 SAC	14
3.1.2 Pakett rf	14
3.1.3 Pakett ObsPy	15
3.2 Uuringuruumi suurus	15
3.3 Andmete grupeerimine	17
<b>4. Tulemused</b>	<b>19</b>
4.1 Sündmused A. Tšugai uuringust	19
4.2 Sündmused piirkonniti	20
4.3 Kõik sündmused aastast 2007 kuni 2017	24
<b>5. Arutelu</b>	<b>26</b>
<b>Kokkuvõte</b>	<b>27</b>
<b>Kirjanduse loetelu</b>	<b>28</b>
<b>Lisad</b>	<b>30</b>
Lisa A. VVF graafikud A. Tšugai tööst võetud sündmustele	30
Lisa B. VVF graafikud sündmustele piirkonniti	33
Lisa C. VVF graafikud sündmustele 2007. kuni 2010. aastani	36
<b>Lihtlitsents</b>	<b>39</b>

## Sissejuhatus

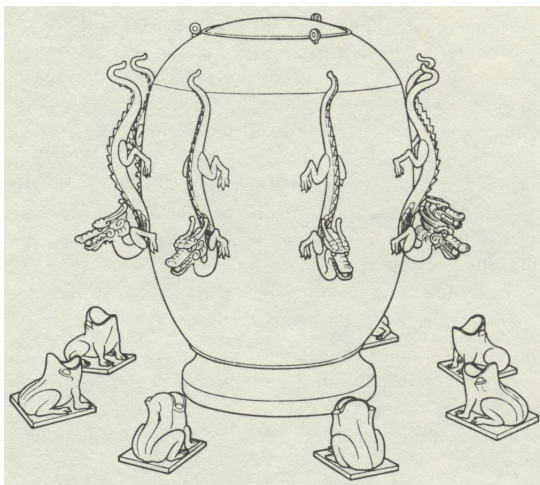
Maa värisemist on uuritud juba aastatuhandeid ja peamiseks põhjuseks on olnud katastroofide vältimine, ent tänapäeval saame tänu maavärinate toimumisele uurida Maa sisemust sügavustes, kuhu füüsiliselt ei ole võimalik minna. Tehnoloogilised arengud võimaldavad nüüdseks registreerida maavärinaid, mis leidsid aset lausa teisel pool maakera. Maavärinate seismogrammide baasil on saadud Maa siseehitust uurida üle 100 aasta. Viimase 50 aastaga on tugevasti arendatud signaalide töötlemist tuvastamiseks piirkondi, kus seismilised kiirused järsult muutuvad, sest need viitavad koostiselisele või struktuurilisele muutusele. Vastuvõtjafunktsiooni (VVF) meetod on üheks selle osaks ning seda kasutatakse peamiselt Moho eralduspinna ehk maakoore ja vahevöö piiri uurimiseks. Selleks analüüsitakse teleseismiliste ehk kaugete maavärinate seismogramme. Traditsioonilisemate meetoditega võrreldes on eeliseks, et juba on olemas palju andmeid, mida töödelda, kuna seismovõrk on tänaseks hästi arenenud. Teiseks pole vaja kulutada aega ja ressursi välitööde läbiviimiseks erinevates maakera piirkondades. Praeguseks on seda meetodit globaalselt edukalt kasutatud ja selle juures kuvatakse seismiliste kiiruste mudeleid ja piirpindade sügavusprofile nii kahe- kui kolmedimensionaalsete läbilõigetena. Käesolevas töös rakendatakse esmakordselt vastuvõtjafunktsiooni meetodit Eesti alal. Eelnevalt on kaudselt hinnatud siin salvestatud seismiliste signaalide potentsiaali selle jaoks [1] ning hinnatud maakoore paksust muudel meetoditel [2,3].

Töö üheks eesmärgiks oli testida eelnevalt välja valitud seismiliste sündmuste andmete [1] sobivust vastuvõtjafunktsiooni meetodile ja võrrelda saadud tulemusi muude sorteerimiskriteeriumite alusel välja eraldatud maavärinate andmetel tuginevate tulemustega. Teiseks eesmärgiks oli antud meetodiga tuvastada peamised faasid, mille põhjal saaks hinnata seismiliste lainete kiiruseid ja maakoore paksust Vasula seismojaama piirkonnas. Sealt edasi oleks lõpptulemuseks võimalik saada kolmedimensionaalne visand Moho sügavusest Eesti alal.

Töö käigus selgitati vastuvõtjafunktsiooni olemust ja selle juures kasutatavaid signaalitötlusprotsesse. Samuti kirjeldati antud töös kasutatud tööriistu. Töö praktilises osas leiti ja võrreldi erinevalt sorteeritud vastuvõtjafunktsiooni graafikuid. Tulemuseks anti neile hinnang edaspidiseks kasutamiseks.

# 1. Seismoloogia ajaloost

Seismoloogia algus ulatub aegadesse enne Kristust, kui Hiinas loodi seismoskoop, kvalitatiivset laadi tundlik aparaat maapinna võnkumiste tuvastamiseks (joonis 1). Seismoskoobi mehhaanism võimaldas teada saada, et maavärin oli toimunud ning millises suunas see aset leidis. Seismoskoobi külgi ehtisid draakonid. Maa võnkumise korral kukutas seismoskoobi sees asuv pendlisüsteem kuulikese allpool asuva konna suhu sellise draakoni kuju lõugade vahelt, mis asus lainete tuleku suuna suhtes vastasküljel [4]. Tänapäeval on kasutusel kvantitatiivselt mõõtvad seismomeetrid, mille salvestised ehk seismogrammid on maa võnkumise graafikud, mis kajastavad võnkumise iseloomu ja tugevust. Selline tehnoloogiline saavutus ei ole enam ainult kasulik kogumaks andmeid maavärinate uurimise jaoks nende toimumise piirkonnas, vaid võimaldab pöörata sellised looduskatastroofid meie kasuks nii, et saadakse infot terve maakera siseehituse kohta. Muuhulgas võidakse uurida maakoore paksust ja struktuuri ka kaugel asuvates piirkondades.



a)



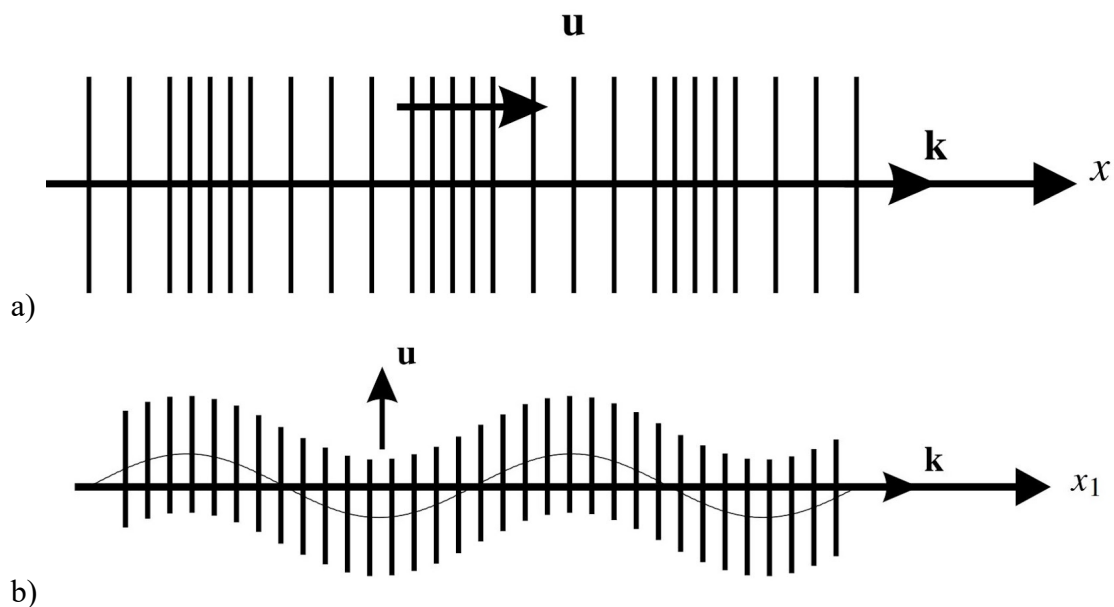
b)

Joonis 1. a) Visand iidsest seismoskoobist [4] ja b) tänapäevane seismomeeter koos kaitsekubuga Vasulas (Streckeisen STS-2) [1].

## 2. Teoreetiline baas

### 2.1 Seismiliste lainete levik

Maavärina poolt tekitatud mehaanilisi kehalaineid (see tähendab, et nad levivad keha sees) saab jaotada kaheks: pikilained (P-lained, primaarlained) ja ristilained (S-lained, sekundaarlained) (joonis 2). P-lainetes aineosakesed võnguvad laine levimise sihis, nagu näiteks levivad helilained gaasikeskkonnas. Nad suudavad levida igas ainefaasis - tahkises, vedelikus, gaasis ja plasmas. S-lainete puhul aga aineosakesed võnguvad risti levimise suunaga, mis tähendab, et neile saab omistada polarisatsiooni ehk võnkumise kindlat geomeetrilist orientatsiooni. Neid eristab P-lainetest peamiselt see, et nad ei levi mujal peale tahkiste. See teadmine on nt baasiks järeldusele, et Maa välistuum on vedelas olekus ning sisetuum tahkes. Lisaks edestavad P-lained neid kiiruslikult [5].



Joonis 2. a) Pikilaine ehk P-laine ja b) ristilaine ehk S-laine. Vektorid  $u$  ja  $k$  näitavad vastavalt aineosakeste liikumise sihti ja laine levikusuunda [5].

Veel on olemas erinevaid pinnalaineid, mis levivad kahe keskkonna piiril, ent antud töö raames ei oma nad rolli.

Mehaanilised lained levivad erinevates keskkondades/ainetes erineva kiirusega, sõltuvalt ainese elastsusmoodulist (ruumpaisumismoodulist ja tahkistes ka nihkeelastsusmoodulist) ja tihedusest:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}}, \quad (1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}. \quad (2)$$

Nendes valemities  $v_p$  ja  $v_s$  on vastavalt P- ja S-laine kiirused,  $\rho$  on materjali tihedus,  $K$  on ruumpaisumismoodul ja  $G$  on nihkeelastsusmoodul [6]. Näiteks on helilaine kiirus vee all suurem kui õhu keskkonnas [7].

Enamasti kasvab seismiliste lainete kiirus sügavuse kasvades. Hinnanguliselt võib aimata, et Eestis on keskmiselt maakoos  $v_p \approx 6,5 \text{ km s}^{-1}$  [2] ja  $v_s \approx 3,7 \text{ km s}^{-1}$  võttes eelduseks Soomes leitud suhte  $v_p/v_s = 1,75$  [8].

## 2.2 Lainete peegeldumine ja murdumine

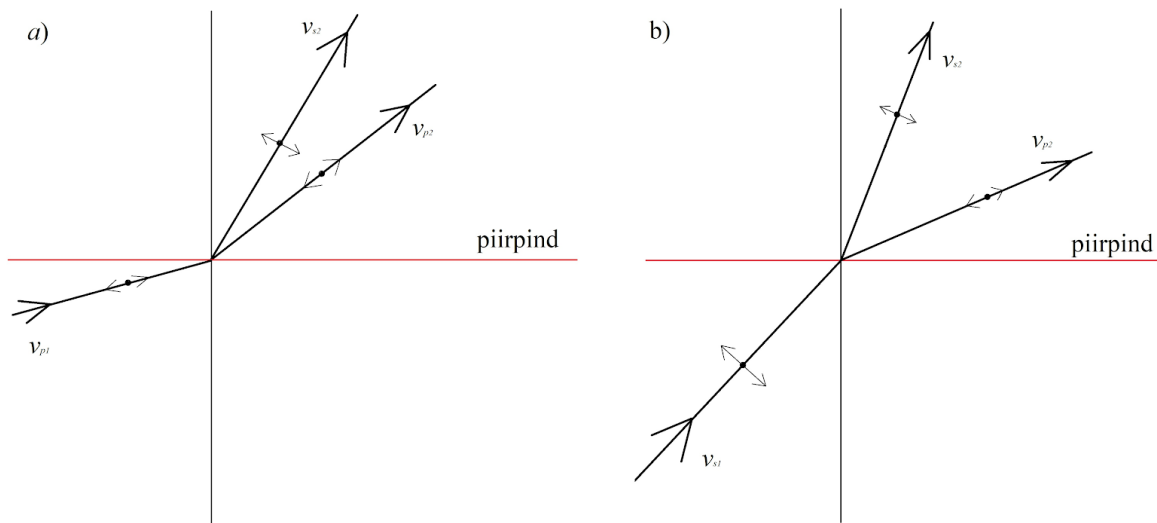
Erinevate keskkondade olemasolu tähendab laine peegeldumist ning murdumist keskkondade piirpinnal. Peegeldumine toimub nii nagu seda sõnastab peegeldumisseadus – peegeldumisenurk on võrdne langemisenurgaga. Murdumine käitub vastavalt murdumisseadusele ehk Snelliuse seadusele

$$\frac{\sin(\theta_1)}{\sin(\theta_2)} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{n_2}{n_1}, \quad (3)$$

kus indeksid näitavad keskkondi 1 ja 2,  $\theta$  näitab laine levimise ja murdepinna normaali vahelist nurka ehk langemis- ja murdumisenurka,  $v$  laine levikukiirust ning  $n$  murdumisnäitajat vastavas keskkonnas. Viimast seismoloogias ei kasutata [9].

Lisaks tavalisele murdumisele ja peegeldumisele toimub ka algse seismilise energia ümberjaotumine teist tüüpi laineteks (joonis 3). Kui keskkondade piirpindadele langeb P-laine, siis ei peegeldu ja murdu ainult P-lained, vaid ka S-lained, ning vastupidi. Tekkivate lainete tugevused (amplituudid) ja suunad sõltuvad nii keskkondade omadustest kui pealelangeva laine langemisenurgast. Zoeppritzi valemid kirjeldavad pealelangeva P-laine ümberjaotumisi suundade ja tugevuste järgi. Efektiivselt tähendab see seda, et esimene S-laine signaal kaugete sündmuste ehk maavärinate registreerimisel pole mitte algne S-laine,

vaid viimaselt järsemalt pinnalt P-lainest S-laineks murdunud signaal. Antud töö puhul ei oma tähtsust nii väga suundade ja tugevuste jaotus, vaid puhtalt fakt, et ümberjaotumine toimub [10].



Joonis 3. a) P-laine ja b) S-laine murdumist kirjeldavad joonised.

### 2.3 Dekonvolutsioon

Enamasti, kui mingi signaal salvestatakse, ei ole salvestatud signaal  $h$  sama, mis originaalne signaal. Üldiselt on algne signaal  $f$  konvoleeritud kas mingi tuntud või tundmatu filtri või moonutusfunktsiooniga  $g$  ning füüsikalistel põhjustel on lisandunud müra  $\varepsilon$  ehk

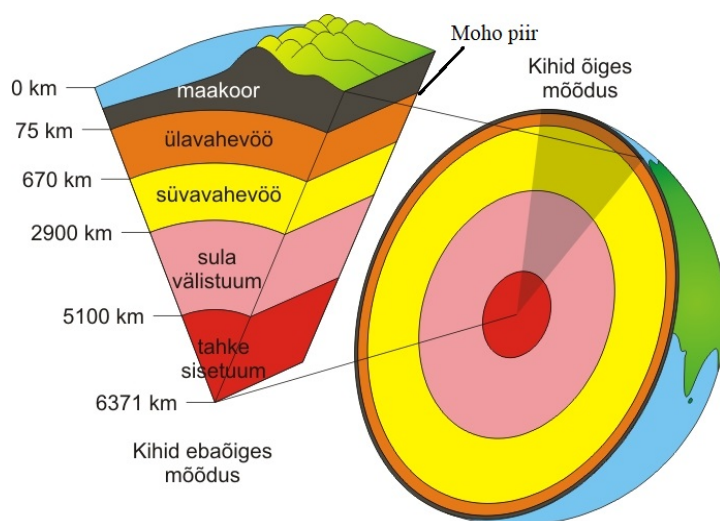
$$h = (f * g) + \varepsilon. \quad (4)$$

Konvoleeringust saab lahti dekonvoleeringuga – salvestatud aja signalist tuleb võtta Fourier’ teisendus (FT), sagedusskaalas see läbi jagada moonutusfunktsiooni FT-ga ning saadud funktsioonist võtta Fourier’ pöördteisendus (IFT, ingl *inverse Fourier transform*). See on dekonvolutsioon sagedusskaalas. Tasub märkida ära ka, et sel moel ei vabaneta müra ning see läbib kogu algoritmi [11]. Müra mõju vähendamiseks võib üritada seda muul moel vähendada (näiteks sagedusliku filtreerimisega) või valida juba algselt väiksema müratasemega signaale. Antud töös kasutatakse mõlemat varianti. Protsessi tulemuseks saadakse VVF graafik [12].

## 2.4 Mohorovičići eralduspind ehk Moho piir

Ülemaailmselt on paljudes kohtades kaardistatud Moho piir, mis on piirpind litosfääris eraldamaks vahevööd ja maakoort ning, kus on registreeritud märgatav seismiliste lainete levikukiiruste muutus tingituna aine koostise erinevusest vastavalt ultraaluselistes ja aluselistes kivimites. Moho piir on nimetatud Horvaatia seismoloogi Andrija Mohorovičići järgi, kes selle avastas [13] (joonis 4).

Eesti aladel Moho pinna sügavuse mõõtmisi VVF meetodil eraldi tehtud ei ole, ent lähialadest on mõõtmisi tehtud Poolas ja Leedus Ida-Euroopa kraatoni kohta Moho sügavusega ~45 km (Leedus isegi ~50 km) [14] ja Fennoskandia kilbi mõõtmised Lõuna-Soomes kahe piiriga, mida omistatakse mõlemat Moho üleminekulisele alale sügavustel 40 ja 50 km [15].

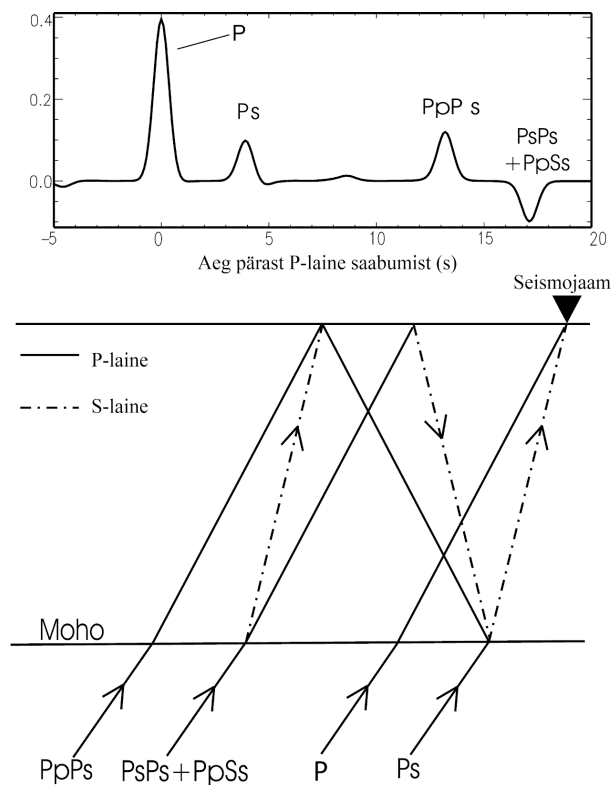


Joonis 4. Mohorovičići eralduspind ja Maa sisemuse jaotus [16].

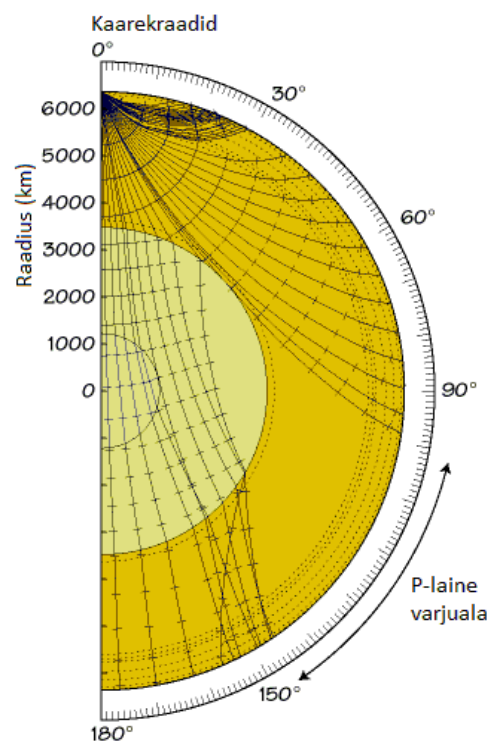
## 2.5 Vastuvõtjafunktsioon (VVF)

Vastuvõtjafunktsiooni (ingl *receiver function*, *RF*) meetod on tänapäeval palju kasutust leidev võtte uurimaks maakoore paksust ning ka sügavamaid maasiseseid struktuure. Esimese saabuva P-laine ja sellest murdunud S-laine liikumisaja erinevus sisaldab infot kihi paksuse ning P- ja S-lainete kiiruste suhte kohta. On vaja, et salvestatud seismogrammidele oleks loetav esmane laine, mis oleks dekonvolutsiooni mõistes filterfunktsiooniks  $g$ , mis ühel või teisel viisil korduma hakkab. Teoreetiliselt on see loetav ka kaheteljelistest seismogrammidest, ent lihtsuse ja kvaliteedi eesmärgil kasutatakse tänapäeval ainult

kolmekomponendiliste seisvojaamade poolt salvestatud seismogramme. VVF meetodi tulemiks on VVF graafik. Selle graafiku positiivsed alad näitavad funktsiooni  $g$  kordumisi ehk aega kui palju hilines kordus esmasest signaalist. Kõige selgemalt on tavaliselt näha selliste VVF-graafikute pealt uuritava piirpinna Ps laine (P-lainest S-laineks konverteerunud faas). Hinnates P- ja S-lainete kiirusi on võimalik määrata sügavus asukohale, kus toimus seismilise energia ümberjaotumine ning signaal hakkas levima kahe erisuguse kiirusega (üks P-lainena ja teine S-lainena). Lisaks on võimalik uurida hilisemaid faase (PpPp, PpPs, PpSs, jm), mis on maapinnalt ja uuritavalt pinnalt peegeldunud ning siis on võimalik ka hinnata selle pealt lainete levikukiirusi. Üldiselt tähistab suurtäht läbivat lainet ja väiketäht peegelduvat lainet [17] (joonis 5). Erinevatel andmetel lisatakse ka väike m- või h-täht tähistamaks peegeldust Moho pinnalt [18].



Joonis 5. Laine faaside teekonnad seisvojaamani ja nende kujutus VVF graafikul [17].



Joonis 6. Kaarekraadid ja P-laine varjupiirkond [1].

VVF meetodil Moho piiri leidmiseks kasutatakse 30-90 kaarekraadi ( $^{\circ}$ ) kaugusel asuvaid sündmusi, sest need lained läbivad vahevööd (murduvad Moho piiril seisvojaama all), aga samas ei murdu paljudel muudel pindadel (näiteks välistuuma ja vahevöö piirpinnal), kus nad oma energiat kaotaksid. 90 $^{\circ}$ -st kaugemal asub ka P-laine varjuala, kust otseseid P-laineid

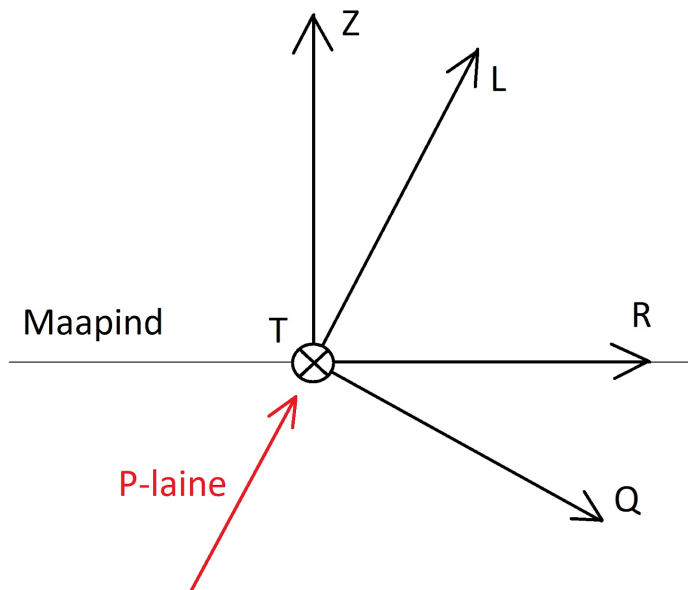
üldse jaamani ei jõua. Kaugusmõõtmena kaarekraadid tähistavad nurka kahe Maa raadiuse vahel, mis on tõmmatud kahest vaadeldavast punktist. Antud juhul on nendeks raadius seismojaamast ja sündmusest [1] (joonis 6).

Tihti kasutatakse VVF meetodil saadud andmeid, et interpoleerida maakoore paksus üle mingi vahemaa 2D joonena või 3D pinnana mingil alal [3,14].

## 2.6 Koordinaadistiku pööre

Algselt salvestab seismojaam graafikud ZNE-koordinaadistikus. See tähendab, et Z-telg on kõrguse kasvamise suunas, N-telg on lõunast põhja ja E-telg läänest itta. Selleks, et dekonvolutsioon veelgi selgema tulemuse annaks, oleks ideaalne kui P- ja S-lained oleksid eraldi seismogrammidel. Mõningal juhul on see peaaegu sedasi juba ZNE seismogrammidel, ent need on väga harvad. P- ja S-lainete eraldamise saavutamiseks on aga võimalik teljestikku pöörata (ingl *rotation*, edaspidi pööre) selliselt, et üks telgedest orienteeritakse laine levikusuunda (P-laine vönkesuund) ja teine S-laine vönkesuunda. Selleks on vaja teada sündmuse ja seismojaama asukohti, millest saab leida asimuudi (AZ, ingl *azimuth*) ehk suuna sündmusest jaamani ja tagurpidi asimuudi (BAZ, ingl *back azimuth*) ehk suund jaamast sündmuseni. Seda koordinaadistikku nimetatakse LQT-ks, kus L-telg kajastab P-laine vönkumist ja Q-telg S-laine vönkumist ning T-telg on mõlemaga risti [19] (joonis 7).

Kuna VVF meetodil on laine leviku suund üpris vertikaalne, siis vahel teostatakse ka pööre sedasi, et Z-telg jäetakse paika, ent N- ja E-telg keeratakse nii, et levikusuuna projektsioon maapinnale ühtiks ühe teljega. Sel moel on sellel teljel kajastatud ka S-laine. Sellist koordinaadistikku nimetatakse ZRT-ks, kus R-telg on viimati selgitatud telg ning teised on samad nagu varem kirjeldatud (joonis 7). Tasub mainida, et kui sellisel juhul tuleb laine mitte eriti vertikaalselt hakkab Z-komponendis kajastuma tugevamalt S-laine ning R-komponendis hakkab kajastuma P-laine, mis segavad selle info lugemist, mida seismogrammidele tegelikult tahetakse [19].



Joonis 7. LQT ja ZRT koordinaadistiku asetus. Kõik nooled asetsevad pildi tasandis ning T on suunatud joonise sisse.

## 2.7 Filtreerimine

Kuna seismogrammi moodustavad paljud sagedused, aga maavärina tekitatud signaali moodustavad ainult teatud sagedused, tuleb seismogramme filtreerida. Madalamate sagedustega (alla 0,5 Hz) maavõngete allikaks on eelkõige looduslik müra, mis levib globaalselt. Kõrgemad sagedused (enamuses üle 1 Hz) jällegi on enamasti inimtekkelised ja paiksed ehk levivad ainult mõnekümne kilomeetri kaugusele. Selle põhjuseks on see, et Maa käitub kui madalpääsfilter. Seega saab signaali parandada filtreerides madalamaid sagedusi välja. P-signaali puhtus on tähtis, ent tihti kattub ta kõrgemasagedusliku müraga [1].

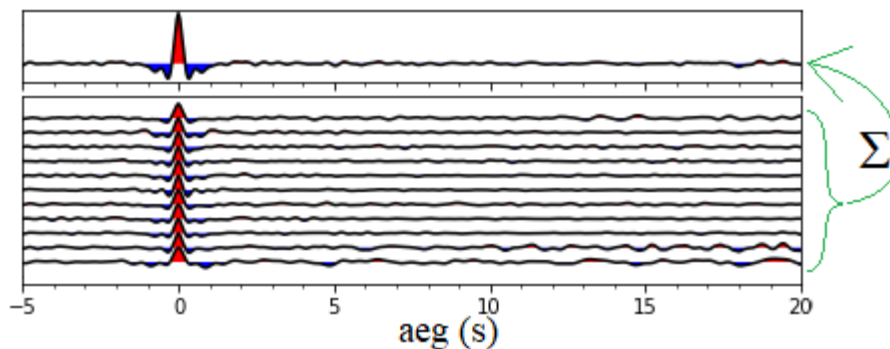
Samas tasub ka meeles pidada, et seismomeetrile seadistatakse teatud salvestussagedus (ingl *sampling rate*), mis määrab maksimaalse signaali sageduse, mis on filtreerimisel võimalik kätte saada ehk Nyquisti sageduse, mille suurus on pool salvestussagedust. Seega peaks filtreerimine VVF meetodi jaoks alati olema ribapääsfiltriga. Muudel eesmärkidel filtreeritakse ka madal- ja kõrgpääsfiltritega [20].

Enamasti on suuremagnituudilised sündmused müra vähem häiritud kui väikesemagnituudilised ehk esimeste signaali ja müra suhe (SNR, ingl *signal to noise ratio*) on suurem. Lisaks, mida kaugemalt signaal kohale jõuab, seda rohkem signaali tugevus

vaibub. Magnituudi suurus kirjeldab keskmiselt SNR-i kõige paremini ehk on sellega tugevas seoses [1].

## 2.8 Koondamine

Selleks, et müra mõju veelgi vähendada ja suurendada kasuliku info osa, teostatakse VVF-de (või ka signaalide) koondamist (ingl *stacking*). Sisuliselt on see funktsioonide kokku liitmine ja normaliseerimine (põhimõtteliselt keskmistamine). Esmalt normaliseeritakse funktsioonid mida hakatakse koondama. Seejärel pannakse nad järjest kohakuti teatud null-punkti suhtes, et oleks visuaalne ülevaade antud signaalidest. Seejärel keskmistatakse signaalid ning saab näha tendentsi, millised alad graafikutel kattuvad enam (joonis 8). See tagab VVF-de puhul selle, et kui mingi signaali puhul suvaline osa teadmata põhjusel näitab ebaolulist infot (juhuslik müra), aga teistel signaalidel seda pole, siis see osa summutatakse väiksemaks. Samas kui on mingi osa, mis kõigil (või enamustel) signaalidel ikkagi kajastub ja mida oodatakse tulemustena näha, saab see võimendatud. Seega sõltumatud seismilised lained, mis läbivad teatud ulatuses samu teekondi, koondamisel võimendavad infot seisjojaama alt tulenevast alast, aga töötavad üksteisele vastu ja seeläbi suruvad alla müra ning ka infot, mis tuleneb varasemast teekonnast [21].



Joonis 8. Näide töös esinenud signaalide koondamisest. Allpool on toodud iga sündmuse (töödeldud) signaalid eraldi nii, et registreerimise 0-punkt on kohakuti viidud ja nende kohal asub koondatud VVF. Võimendub osa, mis kõigil on sama ja summutatakse osa, mis signaaliti erineb (juhuslik müra).

## 3. Meetodid

### 3.1 Töötlusprogrammi valik

#### 3.1.1 SAC

SAC (*Seismic Analysis Code*) on Lawrence Livermore'i Riikliku Labori (ingl *Lawrence Livermore National Laboratory*) poolt California Ülikoolis (*University of California*) väljaarendatud üldotstarbeline interaktiivne programm, mis on ette nähtud järjestikuste signaalide, eriti aegridade andmete uurimiseks. Praegu tegeleb selle arendamise ja hooldamisega väike rühm arendajaid, kes teevad koostööd IRIS-ga (ingl *Incorporated Research Institutions for Seismology*). Rõhku on pandud analüüsivahenditele, mida seismoloogid kasutavad seismiliste sündmuste üksikasjalikul uurimisel. Analüüsivõime hõlmab üldisi aritmeetilisi operatsioone, Fourier' teisendusi, signaalide koondamist ja muid seismiliste signaalide töötlemise tööriistu. SAC sisaldab ka ulatuslikku graafikavõimalust. Binaarsed versioonid on saadaval Inteli Maci ja Linuxi jaoks, kuid SAC-i saab luua lähtekoodist ka muude operatsioonisüsteemide jaoks. Lähtekood on kirjutatud programmeerimiskeeles C. SAC-i kasutamiseks on loodud ka üpris põhjalik ja mahukas manual [22].

SAC on olnud tööriist seismoloogidele juba mõnda aega ning praktilistel põhjustel on see tihti eelistuseks VVF meetodi rakendamisel. Ka antud töö puhul oli SAC esmaseks valikuks ning algselt üritati seda installida uude Ubuntu virtuaalmasinasse, ent sellega kaasneva töö tegemise komplitseerituse ja autori kogemematus tõttu Linux/Mac süsteemiga arvutites jäi see variant tahaplaanile.

#### 3.1.2 Pakett rf

rf on Pythoni pakett VVF-de arvutamiseks. See kasutab mitmeid funktsioone tuntumatelt pakketidelt nagu ObsPy, NumPy, Cartopy jm. Selle peamiseks töövahendiks on RFStreami klass, mille objektid sisaldavad seismogramme ja kasulikku infot (koordinaattelje nimetus, maavärina toimumise aeg, ruumiline info jaama ja sündmuse kohta jm). RFStreami klass on edasiarendus ObsPy paketti Streami klassile sisaldades VVF arvutamiseks vajalike funktsioone. Nende hulgas on seismogrammide lugemine/kirjutamine koos metaandmetega

failist/faili, ZRT või LQT koordinaatsüsteemide pööre, sagedus või aja domeeni dekonvolutsioon, nihke korrektsioon (ingl *move-out correction*) ning VVF-de arvutamine ja koondamine. Samuti saab arvutada S-lainest P-laineks murdunud lainete VVF-e. rf on mõeldud kasutamiseks nii seismoloogia teadlastele kui ka tudengitele [23].

Antud töös on rf paketi valik põhjendatud, kuna autor on palju kogenum Pythoni programmeerimiskeeles. Algselt tekitas paketi installimine probleeme, ent hilisem katsetus puhta virtuaalmasina peal andis positiivse tulemuse ning seejärel saadi see tööle ka autori personaalarvutis. Negatiivseks küljeks on asjaolu, et dokumentatsioon ei ole eriti põhjalik. Küll aga oli dokumentatsioonis hea soovituslik installeerimismeetod kasutades Anaconda programmi. See andis autorile ka võimaluse dokumenteerida oma tegevusi koodi kirjutamisel Jupyter Notebookis. rf dokumentatsioon sisaldab ka esmaseid õpetusi paketi kasutamiseks, mis on väga hea alustuspunkt valdkonnas vähe kogemust omavale isikule.

### **3.1.3 Pakett ObsPy**

Nagu mainitud on ObsPy Pythoni pakett, millele suuresti rf pakett toetub. Seeläbi on andmete töötlemisel abiks mitmed ObsPy osad. Kuna RFStream klass on edasiarendus ObsPy Stream klassile, siis meetodid, mida saab rakendada viimasele, saab ka RFStreamile. See on mõneti positiivne, ent mõneti ka negatiivne. Halvaks küljeks on, et meetodite ja funktsioonide infot tuli otsida mitmest erinevast kohast. Heaks küljeks on, et ObsPy dokumentatsioon on üsna põhjalik ja laiahaardeline [24].

Seismiliste andmete kättesaamine toimus samuti läbi ObsPy. Tänu pakatile on võimalik saada otse päringuid nii sündmuste kui neile vastavate seismogrammide kohta. Sündmuste otsimisel saab hõlpsasti kasutada võimalust sisestada ajavahemik ning uuritava seismojaama koordinaadid, lisades miinimum- ja maksimumkaugused otsitavatele sündmustele.

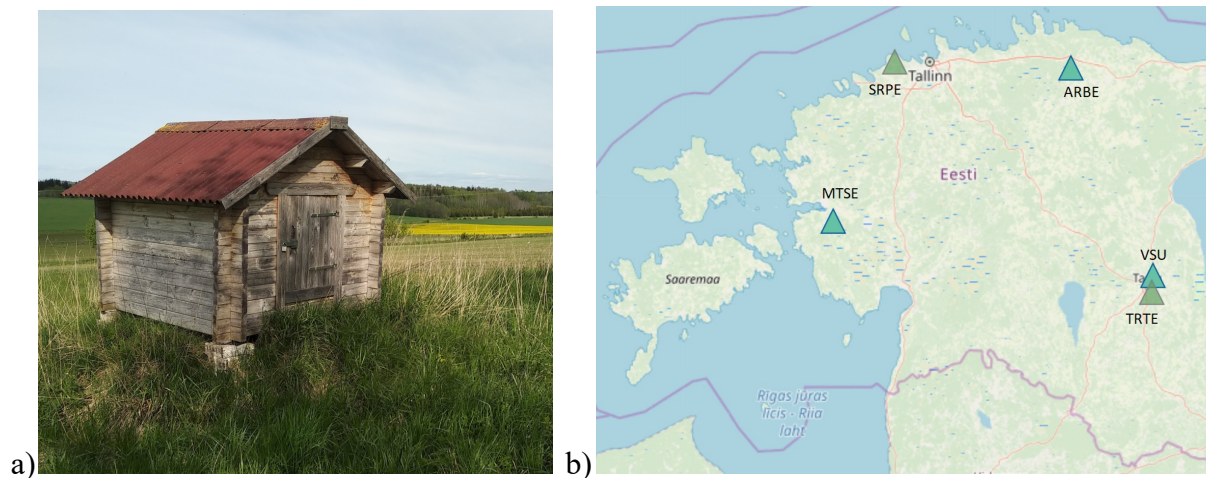
## **3.2 Uuringuruumi suurus**

Antud töö eesmärgiks oli analüüsida maakoore paksust Eesti alal. Seni on selle valdkonna uuritus väga väikesemahuline. Vaatluse alla võeti Vasula seismoseirejaam (VSU) (joonis 9a), mis asub Tartumaal Tartu vallas Vasula alevikus ja avati 18. septembril 2003. aastal pärast seda, kui Tartu Tähetornist koliti seismojaam liigse linnamüra tõttu ära. Vasula jaam kasutab SeisComP (ingl *Seismic Communication Processor*) aparatuuri salvestus- ja

infovahetuskeskust. Andmete aeg salvestatakse täpse GPS kellaga ning edastatakse Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituudi serverisse ja Potsdami Maauuringute Keskuse (Geoforschungszentrum Potsdam) keskarhiivi (GEOFON), kus need on avalikult kättesaadavad läbi interneti. Vasula jaamas toimub seismogrammide igapäevane salvestamine täisautomaatselt [25].

Vasula jaam sai valituks, kuna selle seismojaama andmete sobivust VVF analüüsiks on eelnevalt uuritud [1]. Tollase töö käigus analüüsiti 2007. aastal salvestatud sündmuste signaali kvaliteeti ja andmestiku ulatust. Peamiselt vaadati ribapääsfiltri sobilikkust ja hinnati SNR.

VSU on üks GEOFONi globaalse võrgu koosseisu jaamadest. GEOFONi andmebaasi salvestuvad ka andmed Eesti teistest seismojaamadest Arbaveres (ARBE) ja Matsalus (MTSE). Samuti on GEOFONi andmebaasist leitav andmeid praeguseks töötamise lõpetanud jaamadest Tartus (TRTE) ja Suurupis (SRPE) (joonis 9b). Lisaks on alates 2015. aastast Eestis töötanud kuni kaheksa ajutist seismojaama koostööna Helsingi Ülikooli Seismoloogia Instituudiga [26]. Mainitud ümber Eestit asunud ja asuvate seismojaamade salvestiste baasil on tulevikus võimalik laiendada vastuvõtjafunktsioonide uuringut katmaks suuremat osa Eesti territooriumist.



Joonis 9. a) Vasula seismojaam 2020. aasta kevadel. b) Eesti seismojaamade asukohad. Türgi kolmnurgad näitavad aktiivsete jaamade asukohti ja rohelised mitteaktiivsete.

### 3.3 Andmete grupeerimine

Kuna tavaliselt VVF-meetod ei anna piisavat pidepunkti ühe sündmusega oli tarvis mingil moel grupeerida salvestatud seismogrammid. Esmalt võeti vaatluse alla eelpool mainitud A. Tšugai 2010. aasta magistritöö [1] käigus grupeeritud andmed. Sealses töös märgiti ära kõik 2007. aasta sündmused, mille seismogrammidel oli signaal silmaga eristatav müra-st. Lisaks kinnitati, et VVF jaoks sobilike sündmuste magnituud ( $M$ ) peaks olema suurem kui 5,5 ja nende sündmuste puhul salvestatud signaalidel  $SNR > 20$  dB. Samas on ka märgitud, et vähemalt magnituudiga 5,5 sündmused, mille puhul salvestatud signaalidel on  $SNR > 6$  dB, võiks arvata sobilike sündmuste hulka [1]. Sel moel saab analüüsida, kui kõrge puhtusastmega peaksid algsed signaalid tegelikult olema, et neid saaks kasutada efektiivselt VVF meetodis. Kuna antud andmed ei klappinud päris täpselt andmebaasides olevatega, tuli sündmuste ja seismogrammide otsimisel kasutada teatud kitsendusi. Peamiseks oli see, et sündmused olid A. Tšugai töös toodud saabumisaja järgi, aga andmebaasist otsides oli vaja leida sündmuse toimumisaja järgi. Selle jaoks valiti ajavahemik sündmuse leidmiseks -20 kuni -5 minutit märgitud ajahetkest, sest P-laine esimese impulsi saabumine võtab antud kaugustelt aega orienteeruvalt 5-20 minutit. Samuti ei klappinud info täpselt andmebaasis ja A. Tšugai töös olevate asukohtade kohta. Erinevused olid üldiselt vähem kui  $0.5^\circ$  nii laius- kui pikkuskraadidele ning seega lisatigi otsingus asukohale raadius  $0.5^\circ$ . Need lähendused aga ei ole täiuslikud ja põhjustavad kadusid. Eelnevale lisaks kõrvaldati rf programmi poolt mõningad sündmused seismogrammide päringu tegemisel, sest need andmed ei olnud sobivas vormingus. Viimast tuli ette aga pea igal seismogrammide päringul.

Teiseks otsustati võtta arvesse 2007. kuni 2017. aastani toimunud sündmusi, mille magnituud ületas 6,5 ning grupeerida neid regiooni kaupa kolmeks - Alaska, Jaapani ja Sumatra piirkond. Nimetatud piirkondi iseloomustab suur seismiline aktiivsus ja tugevad maavärinad, mis on eelduseks kõrgele SNR-le. Samas eristab neid gruppe mõningane kaugusvahemik ja suuna erinevus. Kuna sel moel signaalid ühest grupist pärinevad sarnasest piirkonnast, läbivad nad ka suuremas ulatuses sarnast teekonda ning võib eeldada, et nende koondamisel saadud VVF-d sisaldavad rohkem infot. See võib olla ohu kohaks tulemuste tõlgendamisel.

Kolmandaks otsustati võtta aasta kaupa kõik 2007. kuni 2017. aastani sündmused, mille magnituud on suurem kui 5,5. Sel moel saab jälgida, kas tulemused iga aasta kohta ühtivad

või mitte ning seejärel järeldada, kas Vasula seismojaama andmete põhjal üldse on võimalik midagi leida kasutades VVF meetodit.

Kõigil meetoditel otsitavad sündmused peavad asuma ka vahemikus  $30^{\circ}$ - $90^{\circ}$  nagu varasemalt öeldi VVF selgitavas peatükis.

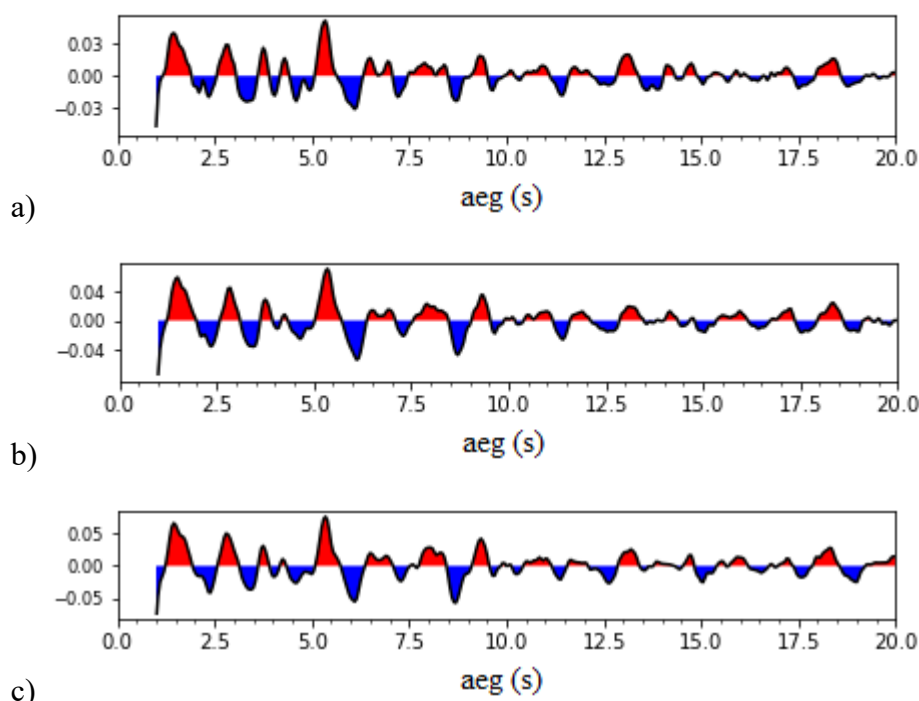
## 4. Tulemused

### 4.1 Sündmused A. Tšugai uuringust

Esmalt vaatluse alla võetud filtreerimata signaalidega sündmusi oli 2010. aasta töös välja toodud 275 tükki. Neist käesolevaasse uuringusse sobisid 260 (94,5%). Kaod tulid meetodites mainitud kaalutlustel andmete otsimisel. Koondamise tulemusena oli selgelt näha oodatavat maksimumi sündmuse registreerimise alghetkel (0-punkt) L-teljisel seismogrammil (lisa A, joonis A.1). Üsna tugev võnge on ka näha Q-telje seismogrammi 0-punktis, mida teoreetiliselt ei tohiks olla, kuid ka rf paketti õpetuses kajastus see. Edasine signaal sellel teljel antud töös on aga üsna nõrk võrreldes õpetuses näidatuga. Samas kui signaali algusosa maha lõigata ja võimendada ülejäänud osa on näha teatud kõrgemaid alasid, mis võivad viidata järsematele kiirusmuutustele (joonis 10). Teatud alad kajastuvad ka graafikult, kus on toodud kõik töödeldud signaalid ja kuvatud üksteise all asimuudilises järjekorras, kuna sel moel kirjeldavad kõrvutiasetsevad graafikud sarnasemat seismilise laine leviku teekonda (lisa A, joonis A.1). Samas tuleb tõdeda, et järgnevatel graafikutel on neid alasid paremini märgata. Võttes arvesse teorias välja toodud kiirusi ja sügavusi võiks eeldada Moho sügavust märkiva Ps faasi ilmumist 5,2 sekundi läheduses. See aeg tähistab seda, kui kaua kulub S-lainel P-lainest kauem levimaks Moho piirist maapinnani. Selles alas on märgata graafikutelt lokaalset maksimumi.

Seejärel vaadeldi väiksemat andmete hulka, milleks olid 2007. aastal registreeritud sündmused, mille puhul  $M > 5.5$  ja  $SNR > 6$  dB. See suures osas kattus eelmise grupiga, aga kuna tegemist on suurema magnituudiga sündmustega, võiks eeldada paremat tulemust. 2010. aasta töös oli neid välja toodud 104 tükki. Antud uuringusse sobisid neist 85 (81,7%). Pärast töödeldud signaalide koondamist oli pilt üpris sarnane eelmise grupiga - oodatav maksimum L-teljel, arvatav võnge Q-telje 0-punktis ja üpris nõrk hilisem signaal (lisa A, joonis A.2). Tulemuse parema nägemise eesmärgil lõigati taaskord Q-teljelise seismogrammi algust maha ja suurendati sisse (joonis 10). Tuleb märkida, et mõningas mõttes on paremini näha korreleeruvaid piirkondi, kui kõikide sündmuste VVF-d on koos ühel graafikul ja sorteeritud (lisa A, joonis A.2). Samuti kattub üks suurematest maksimumidest teoreetilise ajaga Ps faasi jaoks.

Kolmanda grupi ( $M > 5.5$  ja  $SNR > 20$  dB) puhul võiks teoreetiliselt oodata kõige selgemat tulemust, kuna maavärina tekitatud signaalid peaksid olema väga tugevad võrreldes müraga. Tuleb nentida, et kõik selle grupi sündmused kajastuvad mõlemas eelmises grupis. Nende sündmuste arv 2010. aasta töös oli 57, aga antud töösse jõudis 50 (87,7%). Sarnaselt eelmisele on lisaks oodatavatele nähtustele (lisa A, joonis A.3) ka siinkorral töödeldud signaal üpris madal ning sisaldab mõningaid kõrgemaid punkte. Sarnane kuju on märgatav eelmistele signaalidele ja oodatav maksimum 5,5 sekundi juures on ka olemas (joonis 10). Korreleerumist sündmuste omavaheliste graafikute vahel on aimata umbes sama hästi kui eelmise grupi korral (lisa A, joonis A.3).



Joonis 10. VVF koondatud Q-telje graafikud vahemikus 1 kuni 20 sekundit A. Tšugai tööst võetud sündmustele. a) Filtreerimata sündmused b)  $SNR > 6$  dB ja  $M > 5,5$  ning c)  $SNR > 20$  dB ja  $M > 5,5$ .

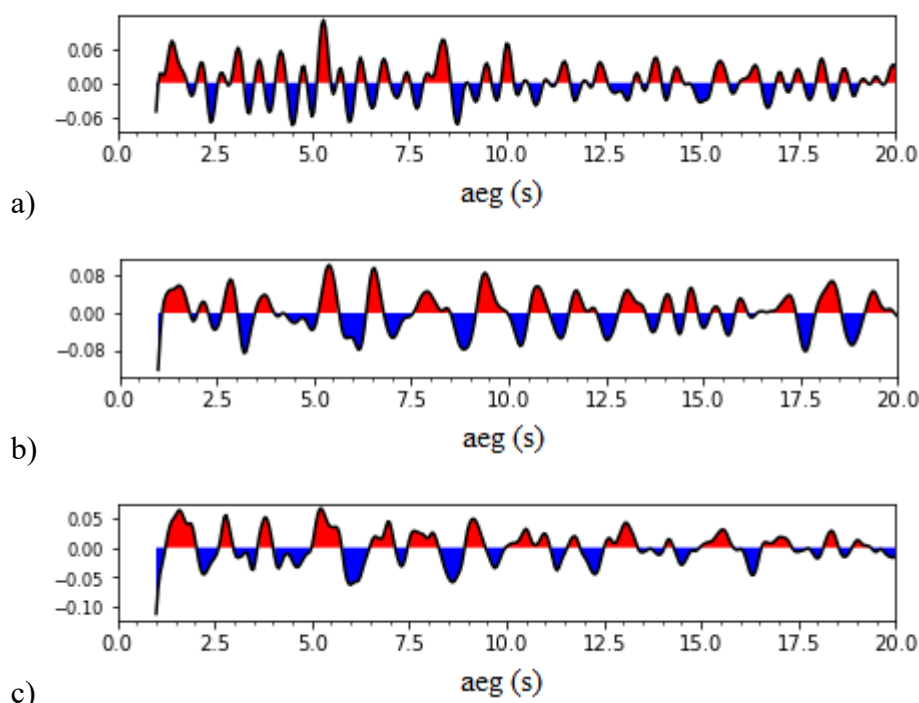
Kokkuvõtvalt iseloomustab seda kolmikut üldiselt madal kasuliku signaali tugevus ja üpris sarnane koondatud graafik, aga see on potentsiaalselt sellest, et suures osas töötlemise alginfo oli korduv.

## 4.2 Sündmused piirkonniti

Valitud piirkondadest oli esimeseks Alaska piirkond. Selle laiuskraadide (lat) vahemik oli 50,95 N kuni 62,10 N ja pikkuskraadide (lon) vahemik 177,96 W kuni 147,06 W. Efektiivselt

on need sündmused kaugusvahemikus  $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  Vasula jaamast. Selliseid sündmuseid saadi analüüsiks kokku 11. Olenemata sündmuste arvilisest vähesusest on näha tugevat sarnasust sündmuste vahel teatud piirkondades nagu näiteks 5-5,5 ja 8-8,5 sekundit (lisa B, joonis B.1), mis kajastub ka koondatud VVF-1, kusjuures 5-5,5 sekundit klapi taaskord eeldatava Moho piirpinna Ps faasi signaaliga (joonis 11). Signaali tugevus aga pole eriti palju suurem varasemal kolmikul nähtust.

Seejärel uuriti Jaapani piirkonda (lat 29,82 N - 47,63 N, lon 130,00 E - 154,50 E). Need sündmused on  $70^{\circ}$ - $80^{\circ}$  kaugusel Vasulast. Töötamiseks sobivaid andmeid saadi sellest piirkonnast 37. Nende töötlemisel on näha hästi tugevat VVF-de omavahelist seost. Põhiliselt kogu vaadeldavas ulatuses on näha signaalide sarnasusi (lisa B, joonis B.1). Kindlasti väga huvi pakkuvaks on maksimumi esinemine 6,5 sekundi juures, mis on kohe tüüpilise 5,5 sekundilise maksimumi kõrval ja kajastub pea sama tugevalt (joonis 11). Samas üldplaanis on endiselt signaali tugevus üsna nõrk võrreldes P-laine esmase signaaliga - ainult  $\sim 8\%$ .

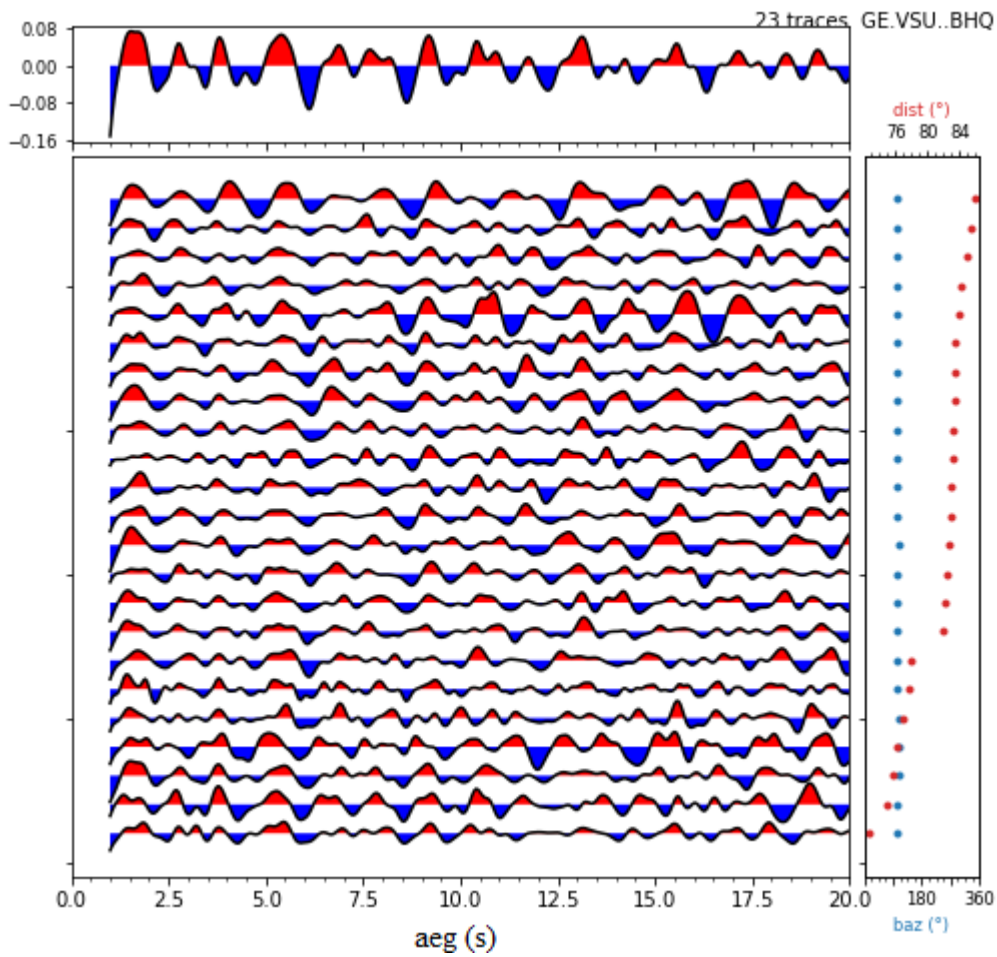


Joonis 11. VVF koondatud Q-telje graafikud vahemikus 1 kuni 20 sekundit sündmustele piirkonniti. a) Alaska, b) Jaapani ning c) Sumatra piirkonnad.

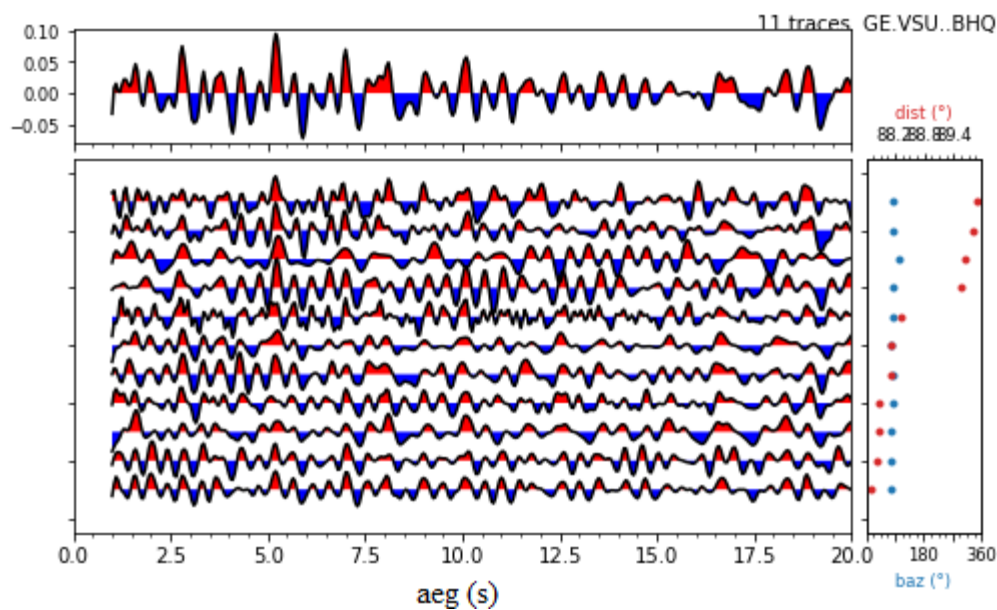
Viimaseks piirkonnaks, mis vaatluse alla võeti, oli Sumatra, mille alla kuuluvad tegelikult ka teised Suured Sunda Saared (lat 11,16 S - 6,93 N, lon 93,19 E - 127,86 E). Selliseid sündmuseid saadi töötamise jaoks 34. Neid sündmusi iseloomustab see, et nad paigutuvad  $60^{\circ}$ - $90^{\circ}$  kaugusele Vasulast, aga see-eest on nende suunaline vahemik palju kitsam võrreldes

eelmiste piirkondadega. Selle tõttu said nende sündmuste VVF-d paigutatud graafikule kokku mitte asimuudilisse järjestusse nagu teistel, vaid kauguslikku järjestusse (lisa B, joonis B.3). Selle tulemusena oli näha ka märgatavaid erinevusi signaali kujus teatud kaugusest alates. Kuigi kõik sündmused olid  $90^\circ$  kauguse piirides, võib antud juhul arvata sündmused kaugemal kui  $87^\circ$  ebaharilike signaalide hulka. Sellegipoolest kuvatakse eraldi graafikuna ka neid (joonis 12). Selle tulemusena jääb harilike hulka 23 ja ebaharilike hulka 11 signaali. Kummalgi juhul aga pole signaal nii tugev ja konkreetne kui eelmistel piirkondadel ning raskem on midagi eristada. Ka tuntud 5,5 sekundi ala on harilike signaalide koondamisel vähemmärgatav ja pigem laialivalgunum, ent just ebaharilike signaalide korral koondatud graafikul kajastub hästi teravalt. Kui vaadata graafikuid, kus sündmused on järjest koos, torkab see ala siiski silma mõlemal juhul ning seeläbi ka tuvastatav mõlemalt koondatud graafikult (joonis 12).

L-telje VVF-d palju huvi ei paku ühelgi juhul. Kõigil on ainult oodatav maksimum 0-punktis, mis tähendab, et töötluse käigus midagi totaalselt valesti pole läinud. On näha, et signaali leitavus on parem, ent samas võib see tekitada ka probleemi ja töödeldud signaal võib sisaldada suuremal hulgal antud kontekstis ebaolulist infot.



a)



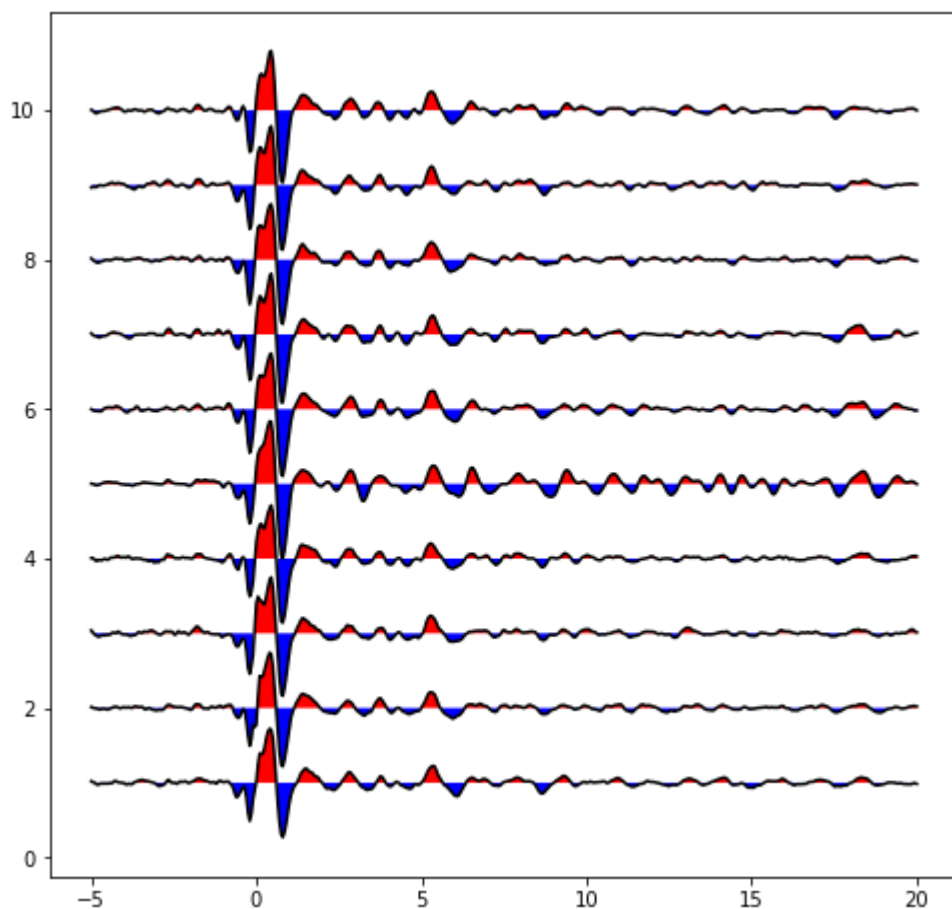
b)

Joonis 12. Sumatra ala VVF Q-telje graafikud jaotatuna kaheks: a) lähemal kui  $87^\circ$  ehk harilikud ja b) kaugemal kui  $90^\circ$  ehk ebaharilikud signaalid. baz - tagurpidi asimuut, dist - kaugus kaarekraadidena.

### 4.3 Kõik sündmused aastast 2007 kuni 2017

Siinkohal otsiti kõiki sündmusi, mis võiksid vähegi sobida VVF meetodiga kasutamiseks. See tähendab aga ka seda, et rohkem signaale oli väiksema magnituudiga sündmustest ja halvema kvaliteediga kui piirkondlikul otsimisel. Tuleb nentida, et siinkohal otsitud sündmused sisaldasid enamusi juba eelnevalt töödelduid. Kuna siinseid sündmuseid oli palju (tabel 1) ja niikuinii on andmed eraldi grupeeritud aastate kaupa kümneks, siis eraldi iga sündmuse VVF-i ei olnud otstarbekas kuvada, vaid vaadatakse aastate koondatud VVF-e ja võrreldakse neid (joonis 13). Saadud graafikute pealt kajastub, et Vasula jaamas salvestatud sündmuste keskmistatud signaali algusosa pärast 0-punkti on teatud maani igal ajavahemikul vägagi sarnane. Samas hilisem graafiku osa seda sarnasust enam visuaalselt ei näita (lisa C, joonis C.3). Suurepäraselt ja silmatorkavalt hakkab silma juba eelnevalt nähtud signaal 5,5 sekundi juures. Ideeliselt võiks signaal siiski parem olla.

Antud juhul oli kõige kindlam üritada ka hinnata Ps faasi hilinemist ( $5,3 \pm 0,2$  sekundit) ja sellest Moho piiri sügavust. Võttes eelduseks P-lainete keskmiseks kiiruseks  $V_p = 6,5$  km/s ning P- ja S-lainete suhteks  $V_p/V_s = 1,75$ , tuleneb Ps faasi hilinemisest Moho pinna sügavuseks ligikaudu 46 km.



Joonis 13. Koondatud VVF Q-telje graafikud vahemikus -5 kuni 20 sekundit igal aastal alates 2007. (alumine) kuni 2017. (ülemine) aastani.

Tabel 1. Kõikide aastate sündmuste arv, mida kasutati VVF meetodis aastate kaupa grupeerimisel.

Aasta	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Sündmuste arv	190	209	155	172	376	182	183	160	148	142
Kokku:	1917									

## 5. Arutelu

Tulemustest on näha, et andmete valimine SNR ja magnituudi järgi omab mõningat mõju. On näha, et kui kaasatakse ka väiksema magnituudiga sündmuseid, siis signaali tugevus on veidi väiksem. Teiseks, kui valida suurema SNR väärtusega sündmuseid, siis töödeldud signaali tugevus veidi suureneb. Need tunduvad ka loogilised järeldused. Samas erinevus on VVF meetodi puhul pea märkamatu ning on küsitav, kas käsitsi sorteerimine tasub ennast ära. Liigitamisel piirkonniti ja suuri magnituude arvestades on iseloomulikuks üksisignaali suurem kattuvus, mis samuti tundub loogiline eeldades, et need seismilised lained peavad läbima sarnaseid teekondi pikemas vahemikus. See aga on arvatavasti ka põhjuseks, et saadud kattuvused sisaldavad lisaks signaali suuremate sügavuste või hilisemate faaside kohta. Liigne info võib aga olla segavaks faktoriks. Ühtlase info saamiseks kogu piirkonna kohta on kõige parem kasutada suuri andmemahtusid, mis tuleneb keskmistamisest. Samas tuleb tõdeda, et tulenevalt globaalsest seismilisuse jagunemisest on Eestis registreeritavad  $30^{\circ}$ - $90^{\circ}$  kaugusel toimunud maavärinad eelistusega kirdesuunast [1]. Sellise ebaühtluse vastu aga ei saa, sest selle on kujundanud laamtektoonika. Antud uuringus küll suudeti hästi Ps faas tuvastada igal korral, aga samas ühtegi teist faasi kindlalt ei tuvastatud protsessi käigus. See viitab asjaolule, et VVF meetodi edasiseks rakendamiseks Eesti aladel tuleb andmete töötlemisele läheneda arvatavasti mõne muu nurga alt. Näiteks võiks proovida magnituudi alampiiri suurendada suure hulga andmete korral, mille tulemusena võib paremate signaalide protsent kasvada ja seeläbi parandada tulemust.

Hinnatud maakoore paksus (46 km) on saadud üsna kaudsetel meetoditel, mille tõttu on ka hinnatav määramatus liiga suur, et arvutatud tulemus annaks antud hetkel veel täpsemat teadmist olemasolevast, kuid edasistel uuringutel leides hiljem saabuvald faase võiks see olla tehtav nii Moho kui ka vahevöö kihtide jaoks. Lisaks oleks võimalik konstrueerida ka kiirusmudel sügavamate kihtide jaoks.

## Kokkuvõte

Antud töö eesmärk oli tuvastada peamisi faase Moho pinnalt vastuvõtjafunktsiooni meetodil Vasula seismoseirejaama andmetel. Selleks kasutati juba eelnevalt A. Tšugai magistritöö raames välja valitud andmed aastast 2007 ja sorteerimata andmed andmebaasidest. Sorteeritud andmete seast prooviti erinevaid grupeeringuid algsignaali puhtuse ja magnituudi alusel. Sorteerimata andmeid grupeeriti asukoha ja andmete hulga alusel. Teiseks eesmärgiks oli ka eelnevalt A. Tšugai poolt sorteeritud andmete VVF-de võrdlus muude valikukriteeriumitega saadud VVF-dega.

Tulemustes oli näha, et signaali ja müra suhte alusel paremate signaalide valimine tõstis mõningal määral tulemuste kvaliteeti, aga mitte märkimisväärselt. Mõnevõrra paremini mõjus signaalide valik sarnase asukoha alusel, aga selle tulemuseks oli ka ülearuse info sisaldus lõpptulemuses. Samuti mõjus positiivselt tulemustele magnituudi alampiiri tõstmine. Kõige stabiilsema tulemuse andis aga lihtsalt andmemahu suurendamine, mida oli lihtne teha alandades magnituudi piiri, suurendades ajavahemikku ja võttes vaatluse alla kogu võimaliku piirkonna.

Tulemused ütlevad, et VVF meetodi kasutamisel on potentsiaali kasutades Eesti alal kogutud andmeid. Töös leiti Ps faasi saabumisaeg Vasula seismoseirejaama andmetel, kuid hilisemaid faase ei tuvastatud, mida on vaja järgmisteks sammudeks kiirusmudeli ja sügavuste täpsemal arvutamisel.

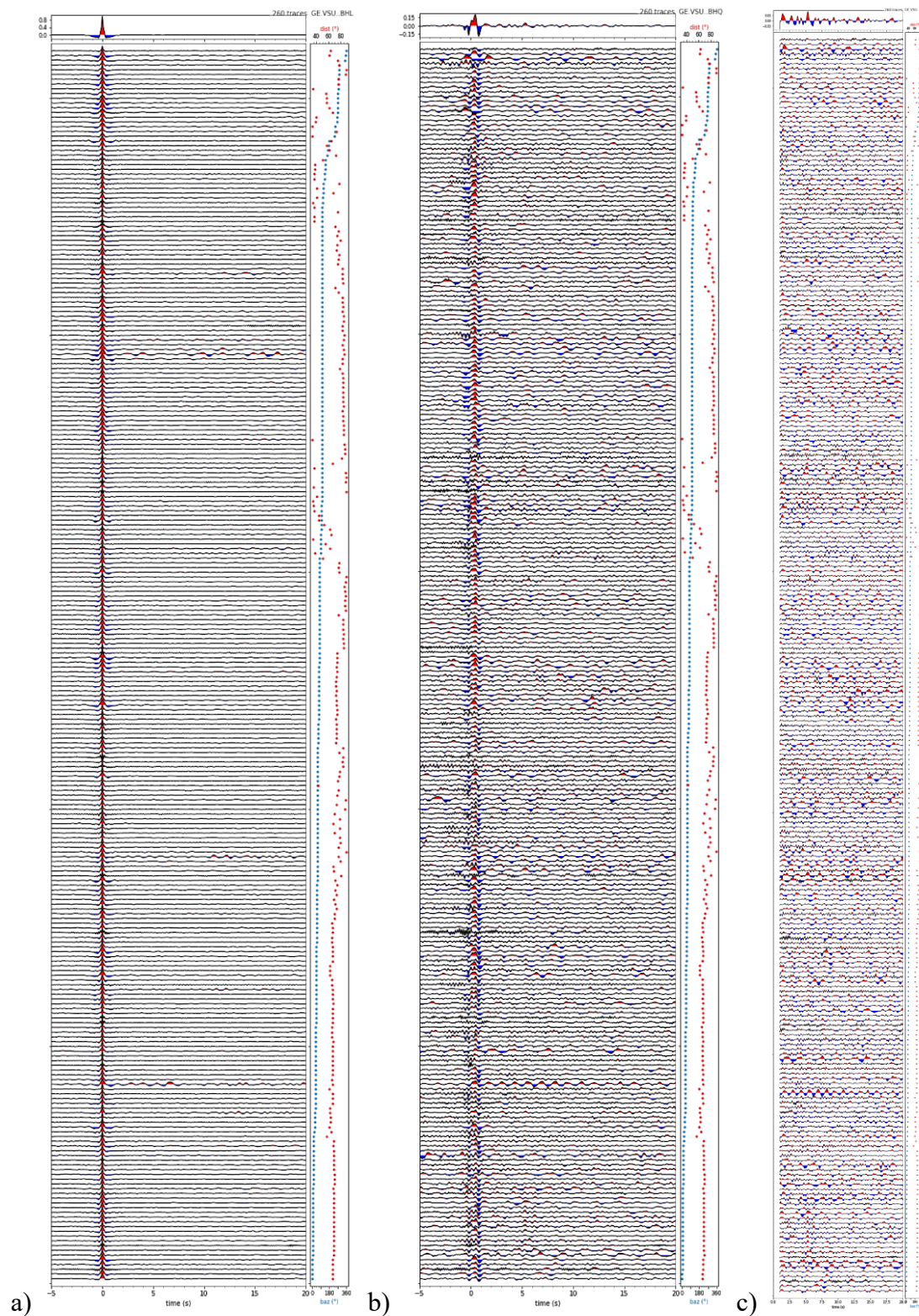
## Kirjanduse loetelu

1. A. Tšugai, "Eestis registreeritud kauged maavärinad," Tartu Ülikool (2010).
2. A. Sadov and V. Penzina, *Aruanne Maakoore Süvaehitusest (Regionaalsed Seismouuringulised Tööd) Geotraaversil Sovetsk-Riga-Kohtla-Järve* (Sevzapgeologija, 1986).
3. M. Grad and T. Tiira, "The Moho depth map of the European Plate," *Geophys J Int* **176**, 279–292 (2009).
4. A. W. SLEESWYK and N. SIVIN, "DRAGONS AND TOADS. THE CHINESE SEISMOSCOPE OF A.D. 132," *Chinese Science* **6**, 1–19 (1983).
5. C. Chapman, *Fundamentals of Seismic Wave Propagation*, 1st ed. (Cambridge University Press, 2004).
6. L. E. Kinsler, A. R. Frey, A. B. Coppers, and J. V. Sanders, *Fundamentals of Acoustics*, 4th ed. (Wiley, 1999).
7. M. Fr. André, "Experiments on the velocity of the propagation of sound in water in a cast-iron conduit 8 decimetres in diameter," *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* **40**, 76–78 (1870).
8. T. Hyvönen, T. Tiira, A. Korja, P. Heikkinen, and E. Rautioaho, "A tomographic crustal velocity model of the central Fennoscandian Shield," *Geophys J Int* **168**, 1210–1226 (2007).
9. H. Kanamori, *Earthquake Seismology*, 1st ed. (Elsevier, 2009), Vol. 4.
10. R. T. Shuey, "A simplification of the Zoeppritz equations," *GEOPHYSICS* **50**, 609–614 (1985).
11. S. M. Riad, "The deconvolution problem: An overview," *Proceedings of the IEEE* **74**, 82–85 (1986).
12. M. Zhong and Z. Zhan, "An array-based receiver function deconvolution method: methodology and application," *Geophys J Int* **222**, 1–14 (2020).
13. A. Mohorovičić, "Earthquake of 8 October 1909," Reprinted in *Geofizika* **9 (1992)**, 3–55 (1910).
14. M. Grad, "Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4," *J. Geophys. Res.* **108**, 2541 (2003).
15. U. Luosto, "Crustal structures of Eastern Fennoscandia," *Tectonophysics* **189**, 19–27 (1991).
16. "Üldine geoloogia,"  
[http://www.ut.ee/BGGM/yldine\\_geoloogia/maa\\_sfaariline\\_ehitus.html](http://www.ut.ee/BGGM/yldine_geoloogia/maa_sfaariline_ehitus.html).

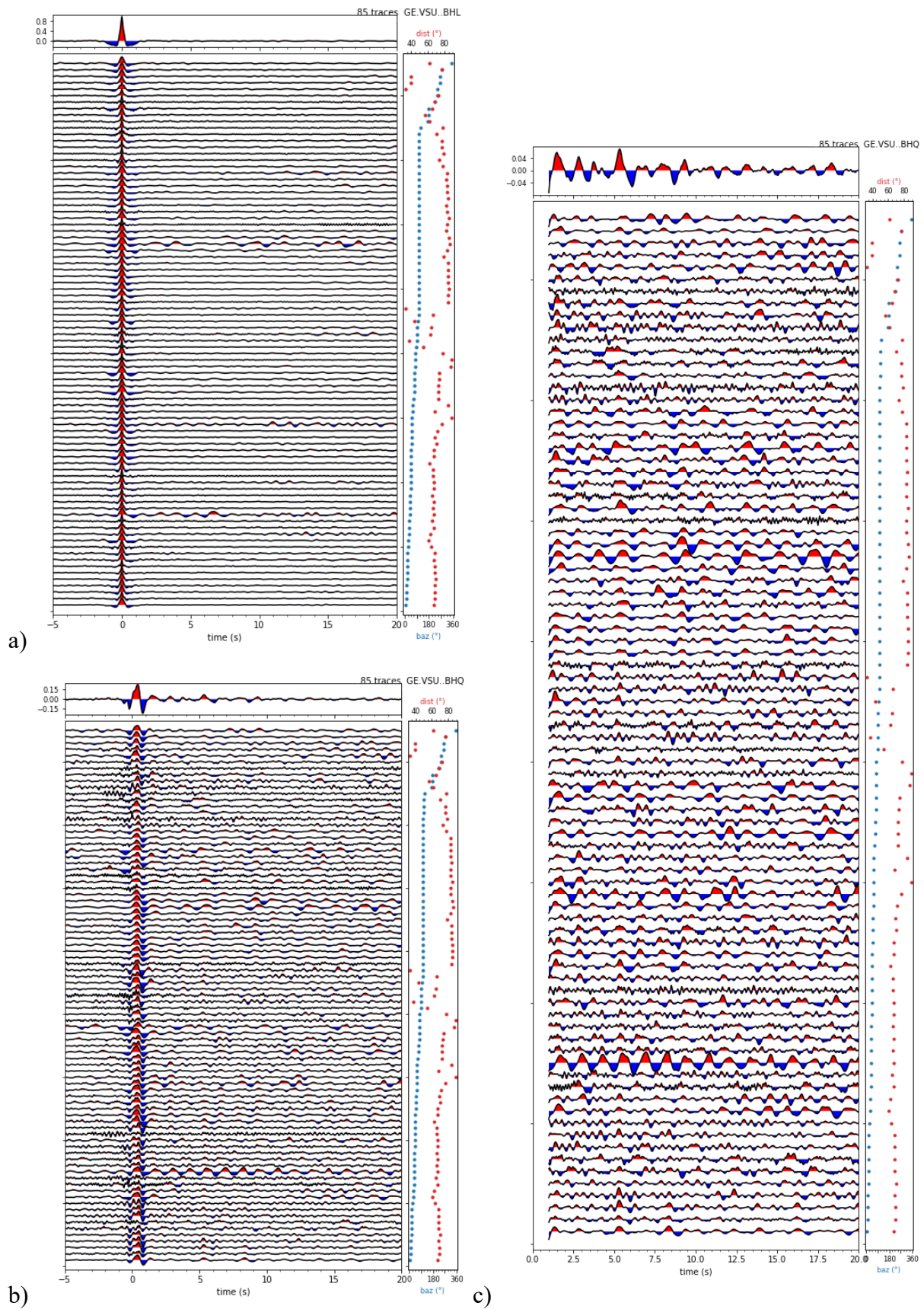
17. K. E. Harland, R. S. White, and H. Soosalu, "Crustal structure beneath the Faroe Islands from teleseismic receiver functions," *Geophys J Int* **177**, 115–124 (2009).
18. C. J. Ammon, "The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms," *Bulletin of the Seismological Society of America* **81**, 2504–2510 (1991).
19. S. Pandey, "Receiver Function (RF) Estimation Using Short Period Seismological Data," (2006).
20. D. Lavry, "Sampling Theory For Digital Audio," Lavry Engineering, Inc. Available online: [http://www.lavryengineering.com/documents/Sampling\\_Theory.pdf](http://www.lavryengineering.com/documents/Sampling_Theory.pdf) (checked 24.5.2010) (2004).
21. G. Liu, S. Fomel, L. Jin, and X. Chen, "Stacking seismic data using local correlation," *Geophysics* **74**, V43-48 (2009).
22. Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, Lee Minner (2003) "SAC2000: Signal Processing and Analysis Tools for Seismologists and Engineers, Invited Contribution to "The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
23. T. Eulenfeld, "rf: Receiver function calculation in seismology," *JOSS* **5**, 1808 (2020).
24. M. Beyreuther, R. Barsch, L. Krischer, T. Megies, Y. Behr, and J. Wassermann, "ObsPy: A Python Toolbox for Seismology," *Seismological Research Letters* **81**, 530–533 (2010).
25. "Seismiline seire," [http://seire.keskkonnainfo.ee/index.php?option=com\\_content&view=article&id=2104&Itemid=417](http://seire.keskkonnainfo.ee/index.php?option=com_content&view=article&id=2104&Itemid=417).
26. H. Soosalu, *Aruanne Riikliku Keskkonnaseire Allprogrammi "Seismiline Seire" Täitmisest 2019. Aastal* (Tallinna Tehnikaülikool, Geoloogia Instituut, 2020).

## Lisad

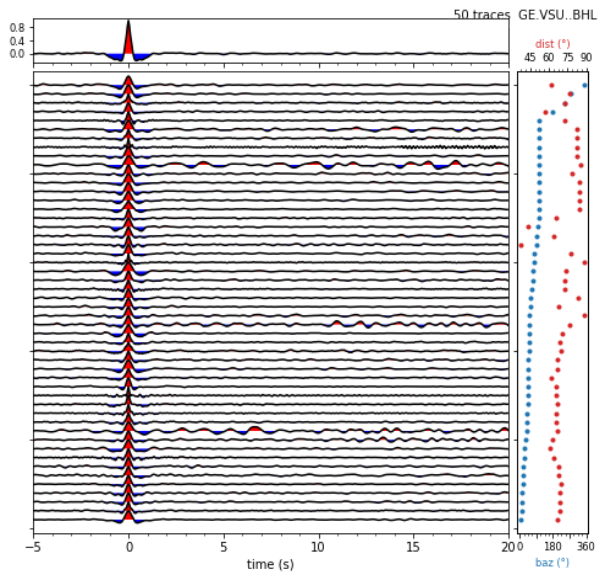
### Lisa A. VVF graafikud A. Tšugai tööst võetud sündmustele



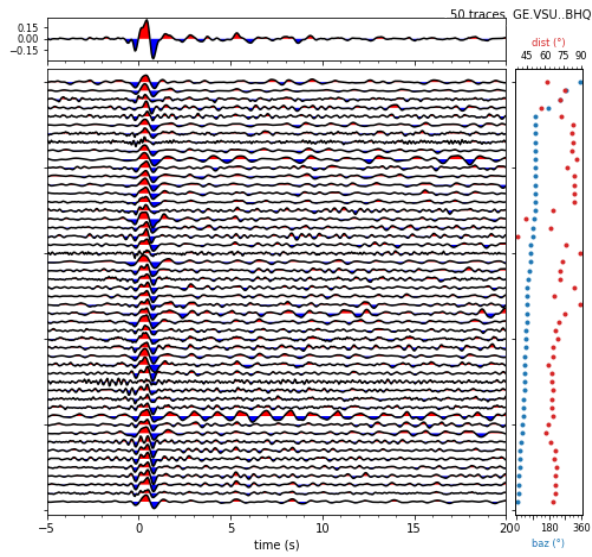
Joonis A.1. Filtreerimata sündmuste a) L-komponent ja b) Q-komponent vahemikus -5 kuni 20 sekundit ning c) Q-komponent vahemikus 1 kuni 20 sekundit.



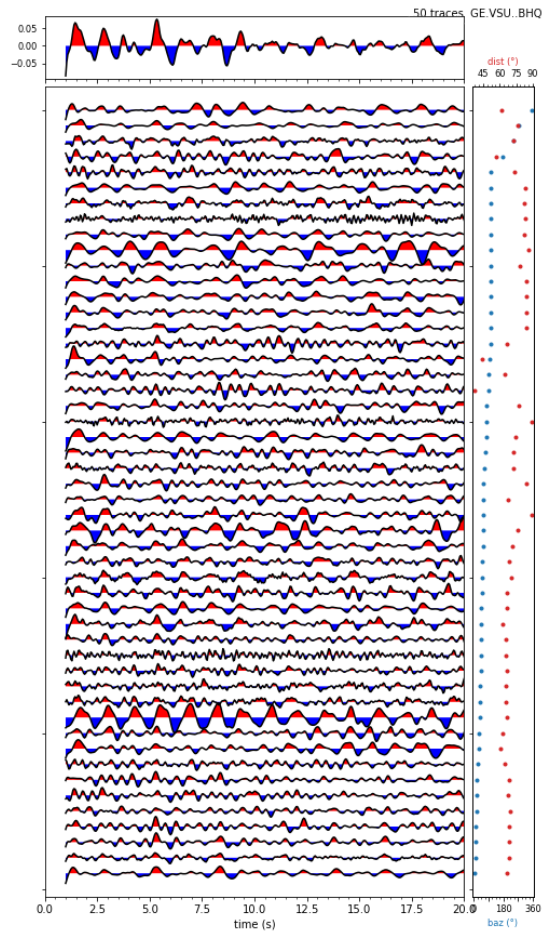
Joonis A.2. SNR > 6 dB ja M > 5,5 sündmuse a) L-komponent ja b) Q-komponent vahemikus -5 kuni 20 sekundit ning c) Q-komponent vahemikus 1 kuni 20 sekundit.



a)



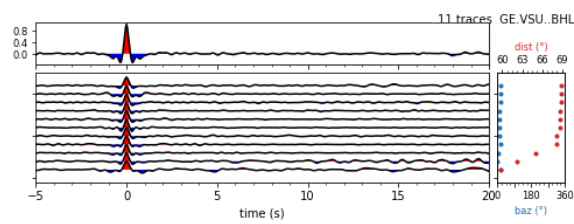
b)



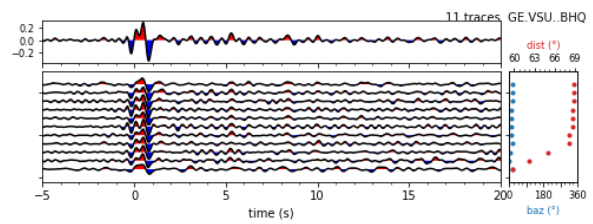
c)

Joonis A.3. SNR > 20 dB ja M > 5,5 sündmuse a) L-komponent ja b) Q-komponent vahemikus -5 kuni 20 sekundit ning c) Q-komponent vahemikus 1 kuni 20 sekundit.

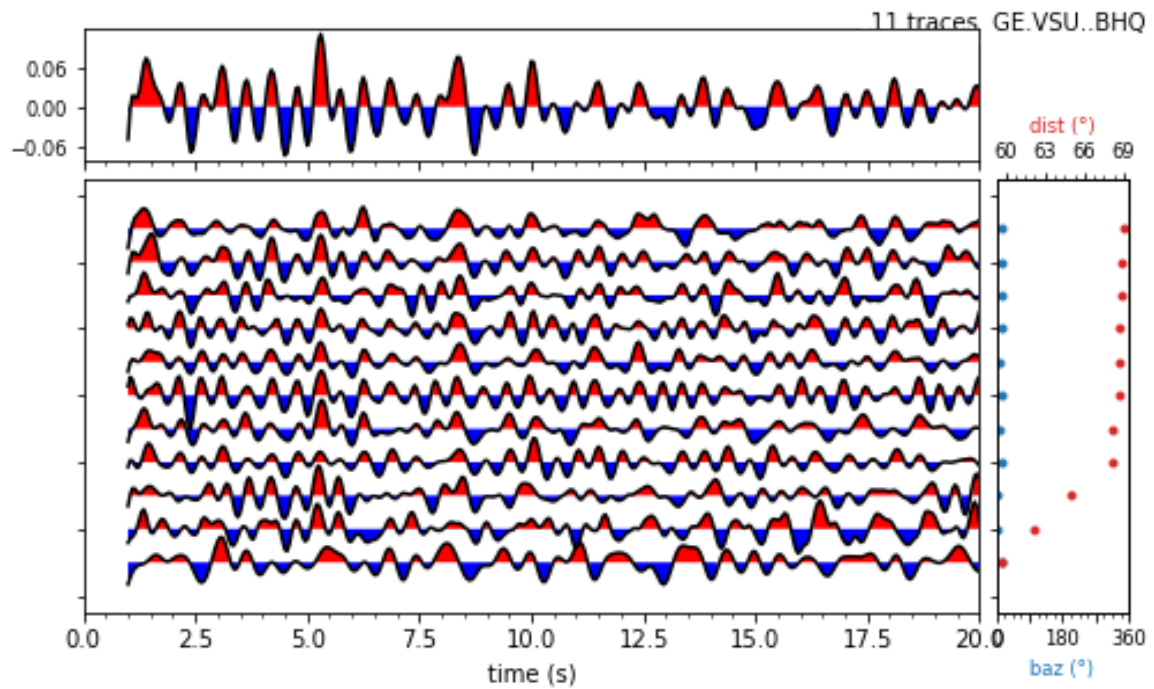
## Lisa B. VVF graafikud sündmustele piirkonniti



a)

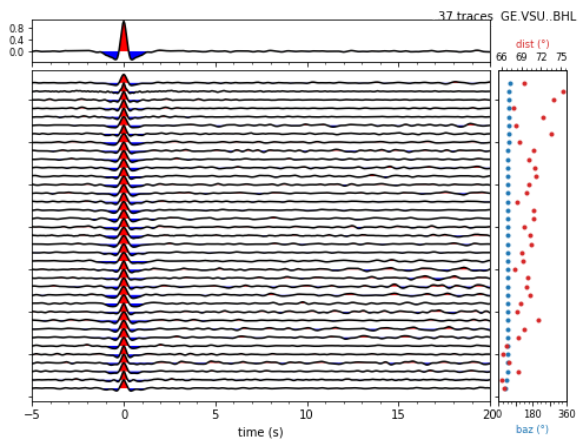


b)

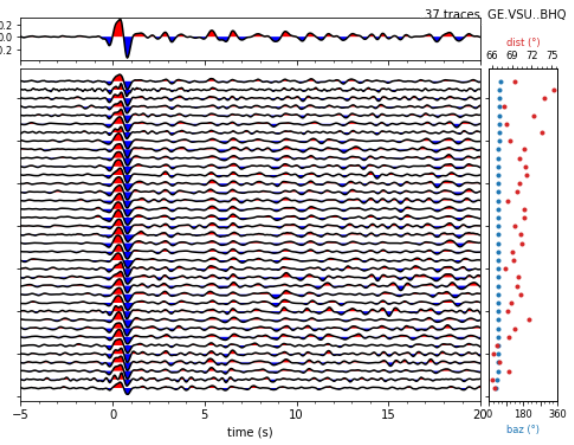


c)

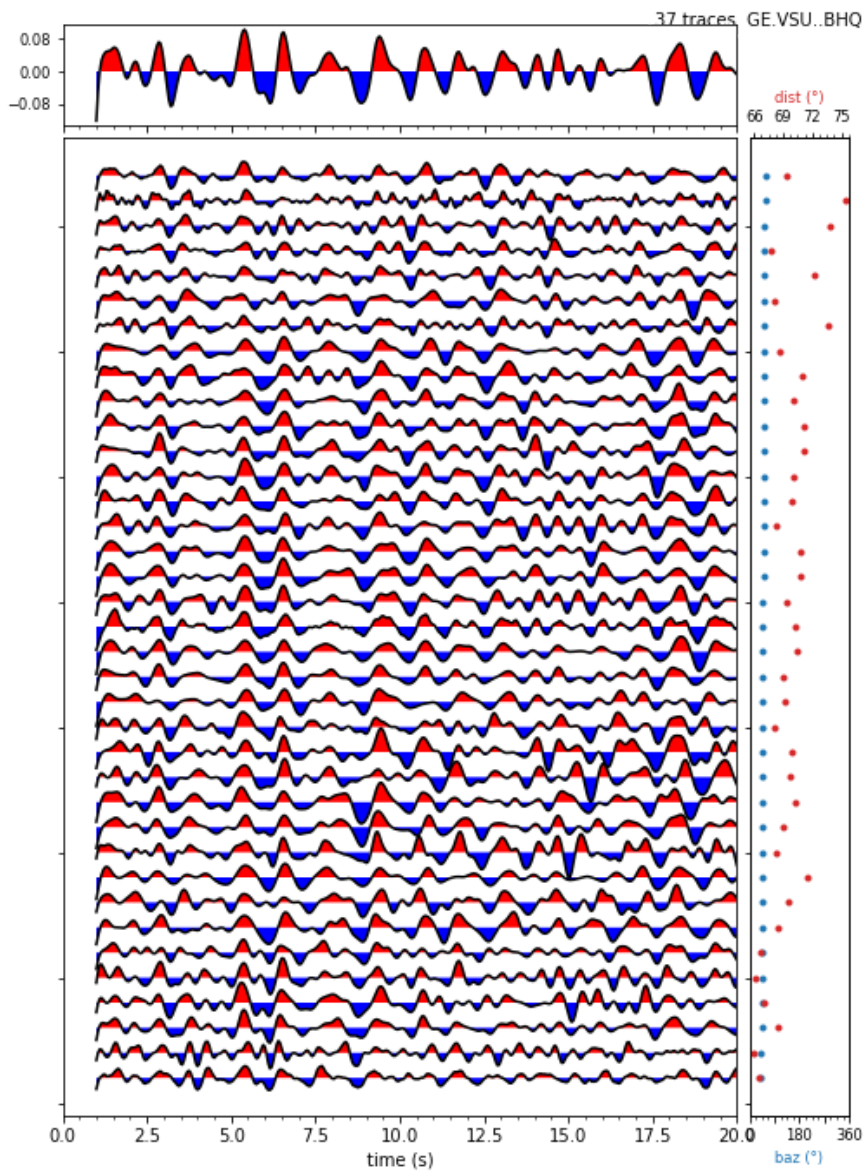
Joonis B.1. Alaska piirkonna a) L-komponent ja b) Q-komponent vahemikus -5 kuni 20 sekundit ning c) Q-komponent vahemikus 1 kuni 20 sekundit.



a)

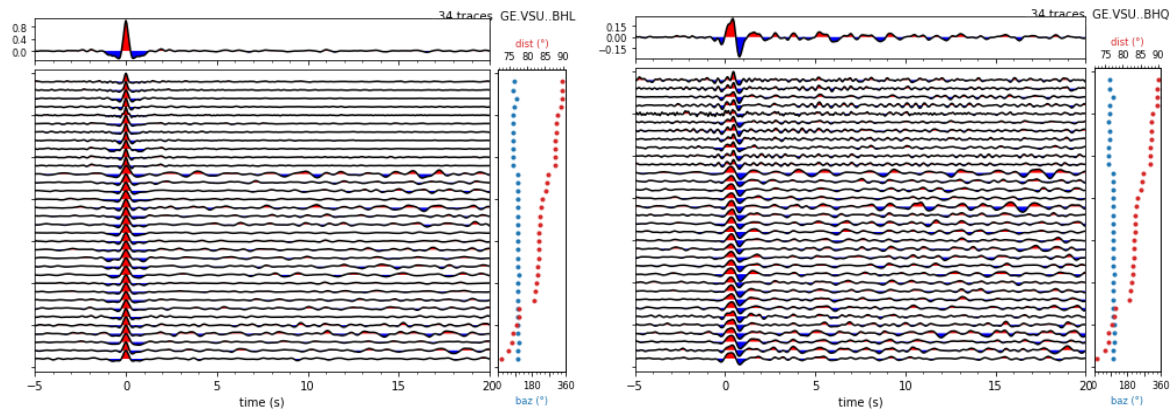


b)



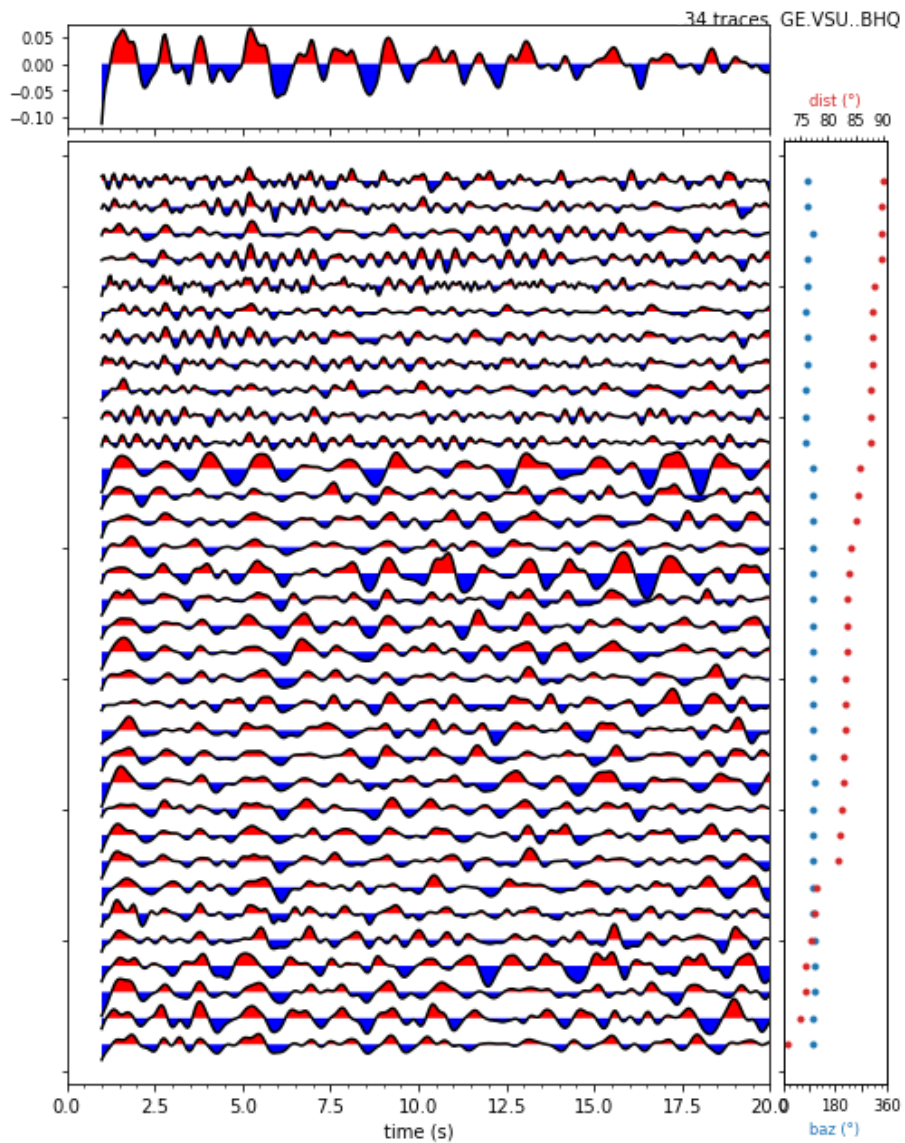
c)

Joonis B.2. Jaapani piirkonna a) L-komponent ja b) Q-komponent vahemikus -5 kuni 20 sekundit ning c) Q-komponent vahemikus 1 kuni 20 sekundit.



a)

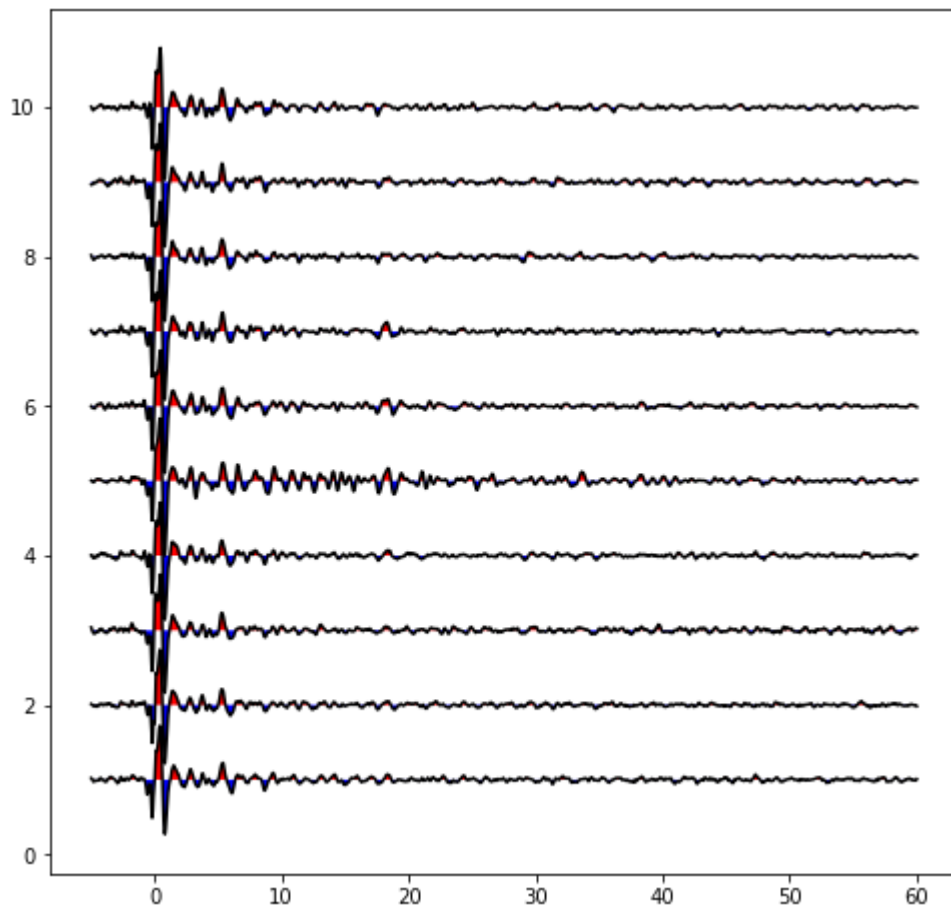
b)



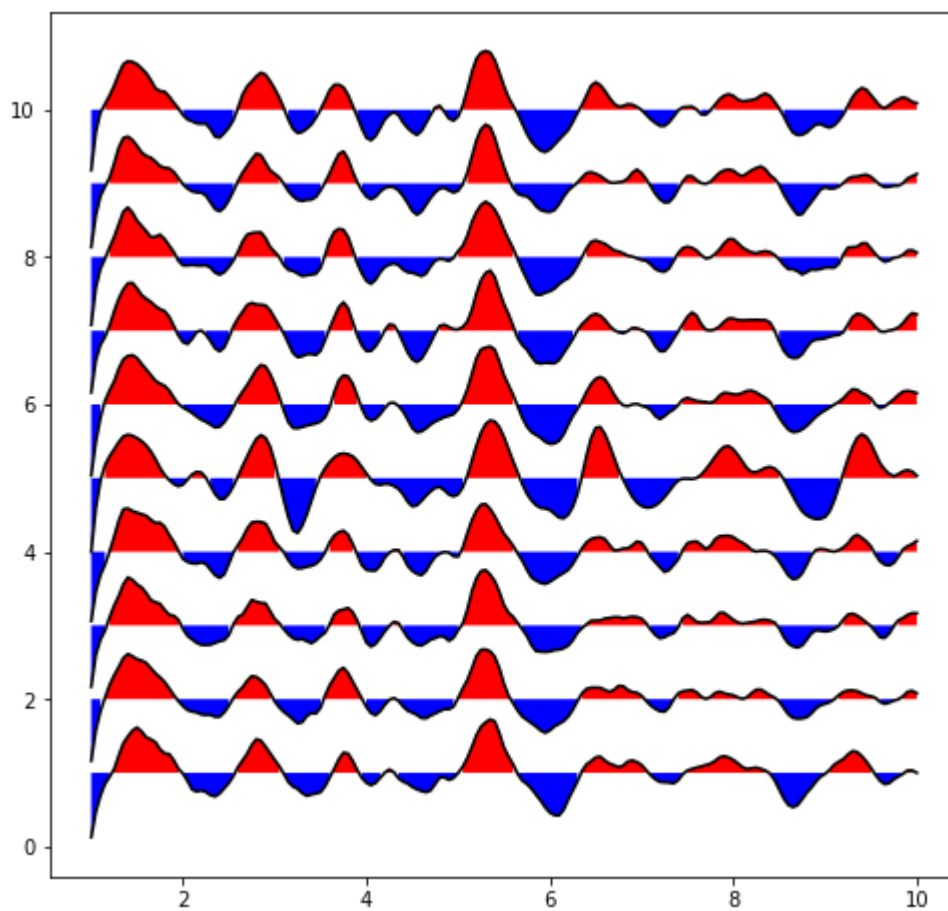
c)

Joonis B.3. Sumatra piirkonna a) L-komponent ja b) Q-komponent vahemikus -5 kuni 20 sekundit ning c) Q-komponent vahemikus 1 kuni 20 sekundit. Antud graafikud on järjestatud kauguse (dist) alusel, mitte suuna (baz) nagu ülejäänutel.

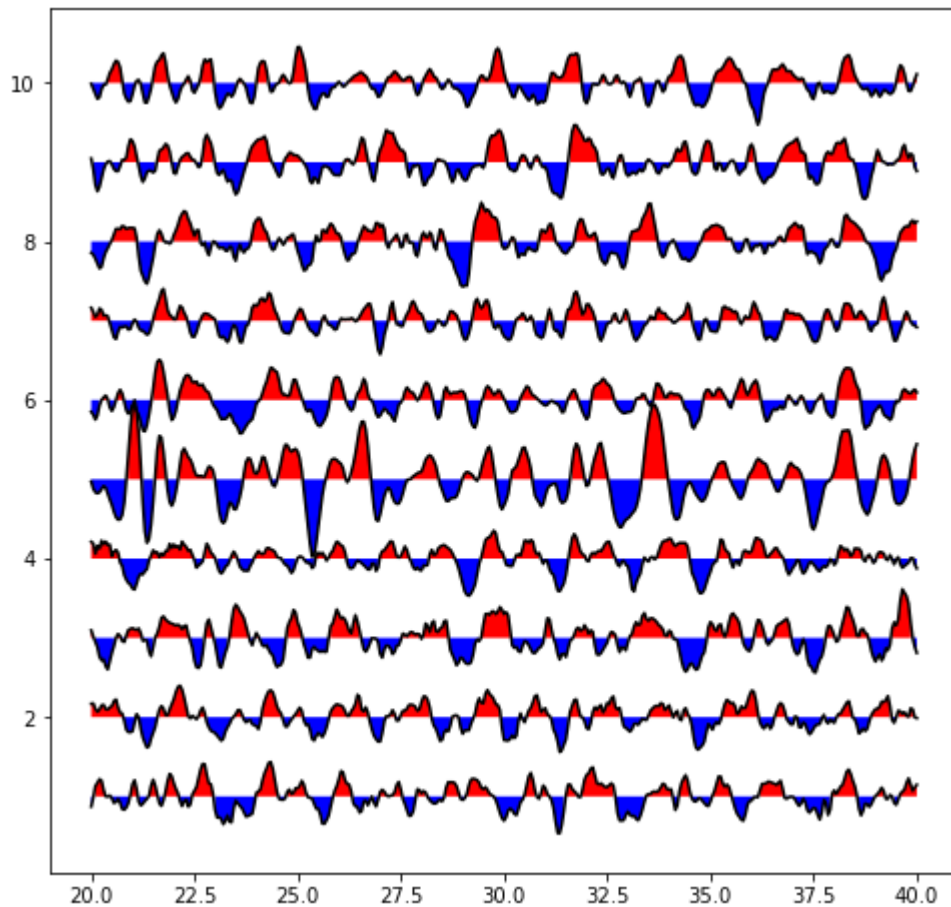
## Lisa C. VVF graafikud sündmustele 2007. kuni 2010. aastani



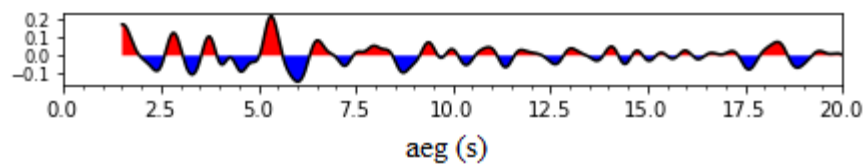
Joonis C.1. Q-telje VVF-d vahemikus -5 kuni 60 sekundit igal aastal alates 2007. (alumine) kuni 2017. (ülemine) aastani.



Joonis C.2. Q-telje VVF-d vahemikus 1 kuni 10 sekundit igal aastal alates 2007. (alumine) kuni 2017. (ülemine) aastani.



Joonis C.3. Q-telje VVF-d vahemikus 20 kuni 40 sekundit igal aastal alates 2007. (alumine) kuni 2017. (ülemine) aastani.



Joonis C.4. Kõikide aastate Q-telje VVF koondatuna üheks, kuvatuna vahemikus 1,5 kuni 20 sekundit.

# **Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja üldsusele kättesaadavaks tegemiseks**

Mina, Kristo Karl Aedma,

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) minu loodud teose “Vastuvõtjafunktsiooni meetodi kasutamine ja Eesti maakoore paksuse hinnang Vasula seisjoaamas registreeritud teleseismiliste maaväriinate baasil”, mille juhendajad on Argo Jõelet ja Heidi Elisabet Soosalu, reprodutseerimiseks eesmärgiga seda säilitada, sealhulgas lisada digitaalarhiivi DSpace kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
2. Annan Tartu Ülikoolile loa teha punktis 1 nimetatud teos üldsusele kättesaadavaks Tartu Ülikooli veebikeskkonna, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace kaudu Creative Commons'i litsentsiga CC BY NC ND 3.0, mis lubab autorile viidates teost reprodutseerida, levitada ja üldsusele suunata ning keelab luua tuletatud teost ja kasutada teost ärieesmärgil, kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
3. Olen teadlik, et punktides 1 ja 2 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
4. Kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei riku ma teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse õigusaktidest tulenevaid õigusi.

Kristo Karl Aedma

31.05.2020