

# BAB I

## PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Fenomena gempa yang terjadi di Sulawesi Tengah pada 28 September 2018 merupakan salah satu bencana geoteknik paling destruktif dalam sejarah Indonesia. Gempa berkekuatan 7,4 Mw yang terjadi pada wilayah tersebut tidak hanya memicu serangkaian gelombang tsunami di wilayah pesisir tetapi juga fenomena likuifaksi di beberapa daerah, termasuk Kelurahan Petobo, Kota Palu (Setiawan, 2024). Kondisi ini menunjukkan bahwa karakteristik geologi bawah permukaan, seperti litologi dan tingkat kejenuhan air tanah, memainkan peran krusial dalam menentukan karakteristik situs di suatu daerah yang berkorelasi dengan kerentanan suatu wilayah terhadap likuifaksi (Priyobudi dkk., 2020; Kusumawardani dkk., 2023).

Melihat kondisi tersebut maka dibutuhkan investigasi geoteknik pasca gempa untuk mengevaluasi keadaan bawah permukaan di sekitar wilayah tersebut. Geofisika sebagai salah satu rumpun ilmu kebumihantropika memiliki banyak peranan untuk identifikasi kondisi bawah permukaan, salah satunya untuk keperluan geoteknik. Beberapa metode geofisika dapat menunjang analisis geoteknik karena dapat memberikan informasi mengenai parameter fisis dan juga parameter elastik bawah permukaan. Parameter tersebut kemudian digunakan mengidentifikasi kondisi lapisan bawah permukaan.

Salah satu metode dalam studi geofisika adalah Metode Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). Metode ini memanfaatkan sifat dispersif gelombang permukaan (surface waves) untuk memodelkan distribusi kecepatan gelombang geser pada setiap lapisan (Handoyo, 2023). Informasi gelombang geser tersebut kemudian dapat dijadikan parameter untuk menentukan kondisi suatu daerah memiliki tanah yang lunak atau keras yang memiliki korelasi dengan potensi likuifaksi (Lubis, 2021; Setiawan, 2021).

Metode MASW telah banyak diaplikasikan dalam berbagai penelitian. Beberapa diantaranya dilakukan oleh Mufardis dkk. (2023) menggunakan MASW untuk menganalisis potensi likuifaksi di Banda Aceh; Wu (2022) menganalisis daerah likuifaksi berulang di Taiwan akibat kejadian gempa Jiasian dan gempa Meinong; serta kusumajati dkk. (2023) menggunakan MASW untuk identifikasi likuifaksi di Desa Mpanau Kabupaten Sigi Pasca Gempa 2018.

Sementara itu, penelitian untuk mengidentifikasi kecepatan gelombang geser ( $v_s$ ) bawah permukaan di Kelurahan Petobo menggunakan MASW belum banyak dilakukan. Oleh karena itu, penulis melakukan penelitian menggunakan metode MASW untuk memahami karakteristik kondisi bawah permukaan dengan Kelurahan Petobo, Kota Palu.



## 1.2 Tujuan dan Manfaat

### 1.2.1 Tujuan

Adapun tujuan dalam penelitian ini adalah, sebagai berikut:

1. Untuk mengidentifikasi kondisi bawah permukaan berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser ( $v_s$ ) 1D pada daerah likuifaksi Kelurahan Petobo.
2. Untuk mengidentifikasi kondisi bawah permukaan berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser ( $v_s$ ) 2D pada daerah likuifaksi Kelurahan Petobo.

### 1.2.2 Manfaat

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan manfaat antara lain:

1. Memberikan informasi bawah permukaan berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser ( $v_s$ ) 1D pada daerah likuifaksi Kelurahan Petobo.
2. Memberikan informasi bawah permukaan berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser ( $v_s$ ) 2D pada daerah likuifaksi Kelurahan Petobo.

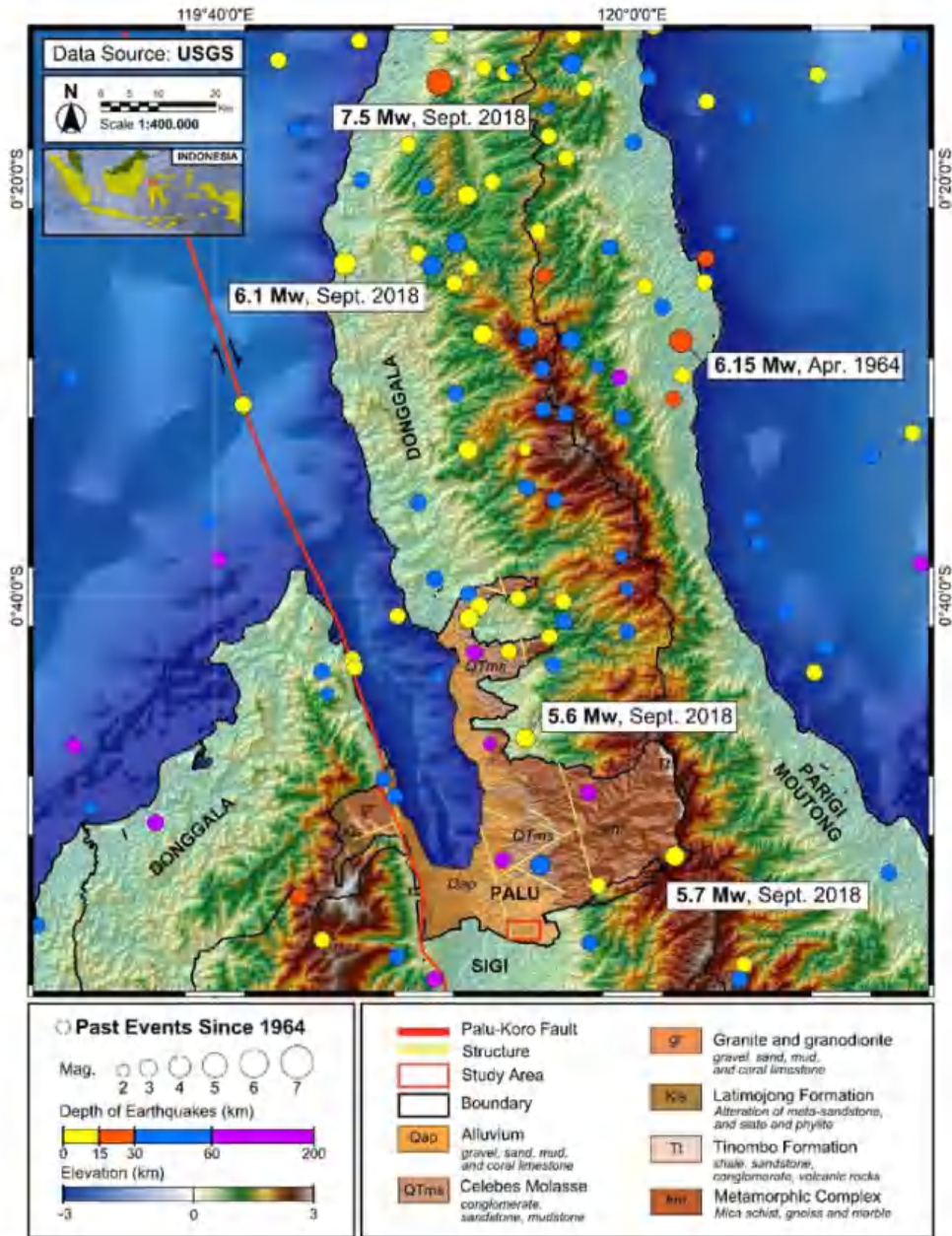
## 1.3 Landasan Teori

### 1.3.1 Geologi Regional

Wilayah Palu dicirikan oleh komposisi litologi kompleks yang dibentuk oleh sejarah tektonik aktifnya (Arifianti dkk., 2023). Daerah ini sebagian besar didasari oleh endapan sedimen kuartar, terutama di lembah tengah di mana kerikil, pasir, lumpur, dan batu kapur karang yang tidak terkonsolidasi terbentuk selama Holosen (Cipta dkk., 2021; Gallant dkk., 2020). Di dekat pusat lembah terdapat tanah liat berlumpur, lumpur, dan endapan saluran sungai tua. Unit penting lainnya termasuk Formasi Tinombo, Formasi Latimojong, dan intrusi granitoid yang tersebar luas seperti granit dan granodiorite, yang selanjutnya menunjukkan sejarah geologi yang aktif dan beragam di wilayah tersebut (Advokaat dkk., 2017; Patria & Putra, 2020; Rivai dkk., 2019).

Fokus utama penelitian ini terletak di Petobo, sebagai daerah yang paling terdampak selama gempa bumi 2018. Daerah ini terletak di lereng landai di perbukitan timur dan berfungsi sebagai zona pengendapan kolovial yang bersumber dari dataran tinggi di sekitarnya (Syamsuddin dkk., 2024). Daerah ini juga ditandai dengan sedimen tebal yang tidak terkonsolidasi dan air tanah yang dangkal, berkontribusi pada peristiwa likuifaksi selama gempa bumi 2018 (Kusumawardani dkk., 2021). Topografi kipas kolovial kemungkinan memperkuat ketidakstabilan tanah, memungkinkan mobilisasi sedimen yang cepat dan perpindahan tanah dalam skala besar (Jalil dkk., 2021; Ventura & Clarke, 2018).





**Gambar 1.** Formasi geologis dan aktivitas seismik di wilayah penelitian. gempa dari katalog USGS, data geologi dari geomap ESDM, basemap dari ESRI)

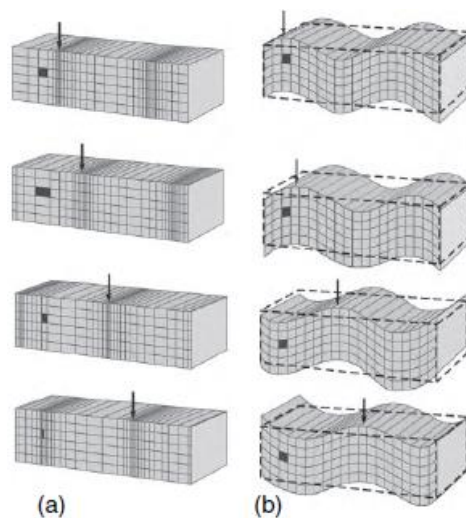


Optimized using trial version [www.balesio.com](http://www.balesio.com)

**Seismik**

Seismik merupakan gelombang yang merambat melalui bumi dan sifat elastisitas batuan (Timor dkk., 2016). Gelombang seismik seismik yang dilepaskan dalam bentuk guncangan atau getaran

baik melalui gempa, gunung berapi, longsor, atau aktivitas seismik lainnya (Afnimar, 2009). Gelombang seismik dibagi menjadi dua bagian, yaitu gelombang permukaan atau *surface wave* dan gelombang tubuh atau *body wave* (Zuhdi dkk., 2021). Gelombang badan adalah gelombang yang medium perambatannya berada di dalam bumi dan terbagi menjadi dua jenis, yakni gelombang P (primer) dan gelombang S (sekunder) (Afnimar, 2009). Gelombang P terjadi karena adanya tekanan sehingga disebut juga gelombang kompresi. Arah osilasi partikel sejajar dengan arah rambatnya (longitudinal) serta merambat paling cepat dan dapat melalui semua jenis medium, baik padat, cair, maupun gas. Sedangkan gelombang S atau gelombang geser hanya dapat merambat melalui medium padat. Serta merambat lebih lambat dari gelombang P dan arah osilasi partikelnya tegak lurus dengan arah rambatnya (transversal). Terdapat dua komponen gelombang S, yakni gelombang S yang gerakan partikelnya terpolarisasi pada bidang *vertical* sehingga disebut *shear vertical (SV)* dan gelombang S yang gerakan partikelnya adalah *horizontal* sehingga disebut *shear horizontal (SH)* (Kiswiranti, 2019).

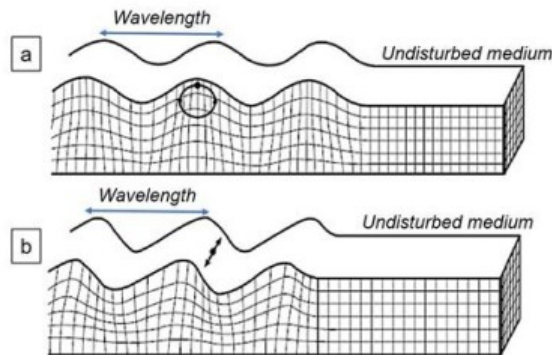


**Gambar 2.** Ilustrasi gerak gelombang badan; (a) Gelombang P, dan (b) Gelombang S (Everett, 2013)

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang medium perambatannya berada di daerah dekat permukaan bumi. Gelombang ini memiliki amplitudo yang lebih besar dan kecepatan rambat yang lebih lambat dibandingkan gelombang badan. Gelombang permukaan terbagi menjadi dua jenis, yakni gelombang *rayleigh* dan gelombang *love* yang merupakan akumulasi dari gelombang (Zuhdi dkk., 2023). Gelombang *rayleigh* dihasilkan oleh gerakan partikel lintasan yang bergerak pada bidang *vertical* di sepanjang jalur elips dan perpindahan. Gelombang *rayleigh* memunculkan efek gerakan ombak di laut. (Handoyo, 2023). Sedangkan gelombang *love* akan bergerak *horizontal* dan tegak lurus terhadap arah perambatannya.



Lain halnya dengan gelombang *love* memunculkan pengaruh pergerakan tanah *horizontal* dan tidak terjadi perpindahan *vertical* (Tompubolon dkk., 2022)



**Gambar 3.** Ilustrasi Gerak gelombang permukaan (a) Gelombang Rayleigh dan (b) Gelombang Love (Handoyo (2023) dimodifikasi dari Bolt (1976)).

Digunakan beberapa asumsi untuk memahami penjalaran gelombang seismik pada lapisan bawah permukaan, yakni:

1. Panjang gelombang seismik yang merambat jauh lebih kecil dibandingkan ketebalan lapisan sehingga memungkinkan setiap lapisan batuan untuk dideteksi.
2. Gelombang seismik dipandang sebagai sinar yang memenuhi hukum Snellius dan prinsip Huygens.
3. Medium bumi dianggap berlapis-lapis dan tiap lapisan menjalarkan seismik dengan kecepatannya masing-masing.
4. Pada bidang batas antar lapisan (*interface*), gelombang seismik menjalarkan dengan kecepatan lapisan di bawahnya.
5. Bertambahnya kedalaman lapisan berbanding lurus dengan semakin kompaknya batuan sehingga kecepatan gelombang bertambah seiring bertambahnya kedalaman.

### 1.3.3 Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)

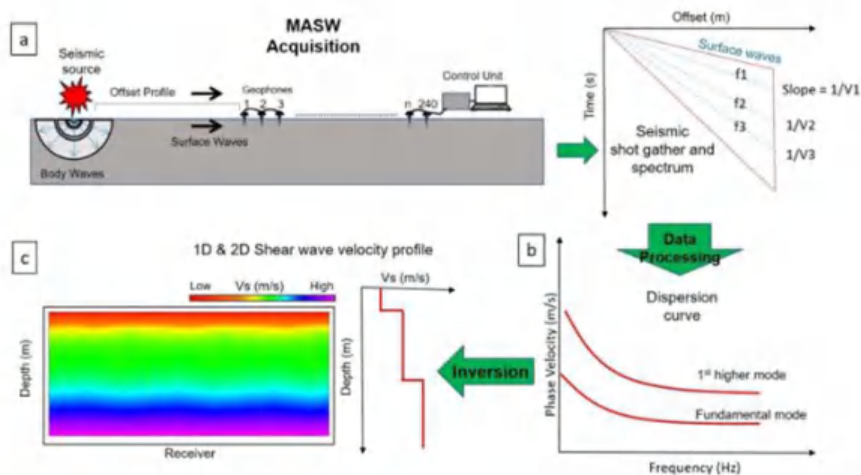
Menurut Miller (1999) seperti yang dikutip Mufardis dkk (2023) *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) adalah metode survei seismik yang digunakan untuk mengidentifikasi karakter geoteknik dekat permukaan dengan memanfaatkan gelombang permukaan *rayleigh* sebagai sumber sinyal utamanya (Piter dkk, 2021). Metode MASW memanfaatkan sifat-sifat dispersi dari gelombang permukaan *rayleigh* yang bertujuan untuk merekonstruksi profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman (*Vs-depth profile*) dengan melakukan proses inversi kurva (2023).



diperkenalkan pertama kali di Kansas Geological Survey (KGS). upakan pengembangan dari metode SASW (*Spectral Analysis of* ng hanya menggunakan satu set sensor gelombang yang terdiri tau lebih. Kemudian teknik tersebut dikembangkan dengan *eophone* secara simultan dengan jarak 1-2 meter hingga 50-100

meter dari suatu sumber impulsif untuk menggapai jangkauan kecepatannya (Park, 2007).

Menurut Christina (2011) seperti yang dikutip Mufardis dkk (2023) Seiring dengan bertambahnya kedalaman, metode MASW akan mengukur variasi kecepatan gelombang permukaan. Panjang gelombang akan berkurang seiring bertambahnya kedalaman sehingga bisa dibilang panjang gelombang sangat berhubungan dengan kedalaman. Pengukuran metode MASW membutuhkan seismik untuk menghasilkan gelombang permukaan dengan 12 sampai 24 rangkaian *geophone* yang berhubungan dan juga *geophone* menerima dan mengukur hasil rekaman yang ditimbulkan pada beberapa jarak dari sumber getaran. Tiap *geophone* dapat dipastikan mengandung banyak gelombang permukaan dan masing-masingnya memiliki panjang gelombang yang beraneka ragam.



**Gambar 4.** Ilustrasi prosedur MASW. a) akuisisi seismik, b) pengolahan data, dan c) inversi. (Park dalam Handoyo, 2023)

Seperti yang ditunjukkan gambar 4, metode MASW terdiri dari tiga prosedur yaitu (1) akuisisi data seismik: pengukuran lapangan, (2) pemrosesan data: pembentukan kurva dispersi, dan (3) inversi: optimasi parameter model (Handoyo, 2023).

#### 1) Akuisisi Data

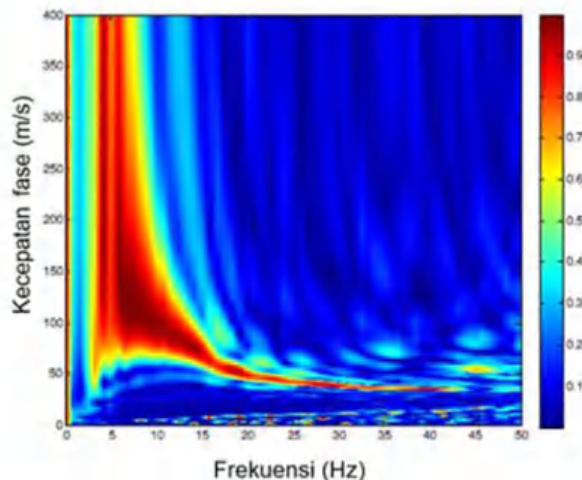
Langkah pertama untuk menghasilkan profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman (*Vs-depth profile*) menggunakan metode MASW adalah akuisisi data di area studi. Gelombang permukaan dapat dikumpulkan dari sumber aktif atau pasif. Pada survei aktif, gelombang permukaan dihasilkan oleh sumber seismik yang terkontrol seperti hantaman palu godam, truk vibrator, dan ledakan terkontrol. Sementara itu, survei pasif biasanya elombang permukaan dari sumber alami seperti kebisingan lalu singan bioakustik hewan, kebisingan listrik dari peralatan seperti mit pendingin ruangan, dan catu daya (Park dkk., 2007).



#### 1) Data

dua dari prosedur MASW adalah pengolahan data. Pengolahan dibagi menjadi tiga bagian: (a) pra pengolahan; (b) pengolahan; (c) ekstraksi kurva dispersi.

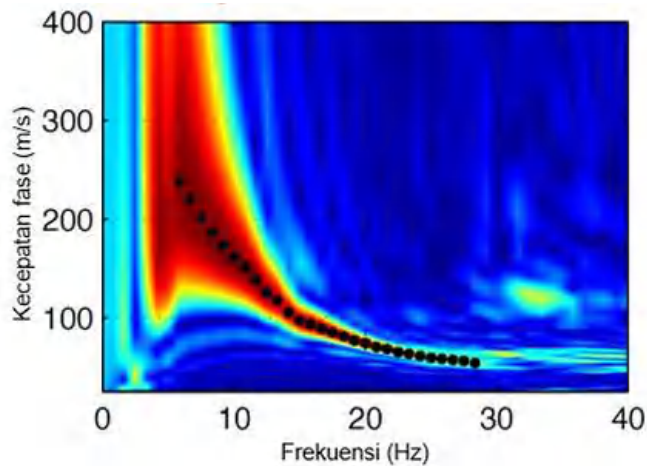
- a) Pra pengolahan: Langkah pra-pengolahan adalah langkah awal yang perlu diselesaikan untuk mencapai resolusi gelombang permukaan yang terbaik. Untuk meningkatkan *signal to noise ratio* (S/N), pemrosesan seismik standar (konvensional) dapat diterapkan pada awal alur pengolahan data seismik. Proses ini bertujuan untuk meningkatkan kemenerusan secara lateral dan fase yang berbeda serta meningkatkan energi dari kedatangan gelombang S.
- b) Pengolahan Data: Langkah kedua dari MASW adalah pengolahan data yang bertujuan untuk membentuk kurva dispersi. Kurva dispersi menunjukkan medan gelombang permukaan dalam bentuk *frekuensi* dan kecepatan fase ( $V_{ph}-f$ ) atau kecepatan fase dan bilangan gelombang ( $V_{ph}-k$ ) dari gelombang permukaan di area survei. Data seismik yang direkam dalam domain ruang waktu ( $t-x$ ) dikonversi ke dalam domain *frekuensi* dan kecepatan fase ( $f-V_{ph}$ ) atau domain *frekuensi-wavenumber* ( $f - k$ ). Dalam penelitian ini, metode yang digunakan adalah pergeseran fase (*phase shift*).



**Gambar 5.** Penggambaran Dispersi menggunakan metode *phase shift* (Ólafsdóttir, 2014)

- c) Ekstraksi kurva dispersi: Kurva dispersi kemudian didigitasi untuk mendapatkan kecepatan fase dan *frekuensi* data yang paling dominan. Diasumsikan bahwa mode fundamental adalah mode dominan dari medan gelombang yang diungkap, hanya mode M0 yang dipertimbangkan untuk diekstraksi. Gambar 6 menunjukkan mode fundamental yang dipilih dari tren amplitudo maksimum yang ditunjukkan oleh garis titik hitam. Karakteristik kurva dispersi mode fundamental biasanya paling sering digunakan pada tahap inversi (Xia dkk, 1999; Xia dkk, 2002).

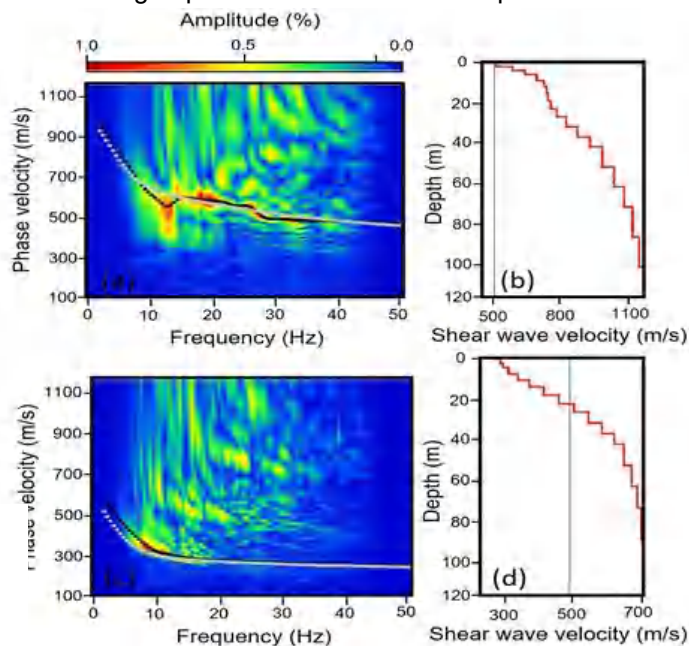




**Gambar 6.** Ekstraksi Kurva Dispersi (Ólafsdóttir, 2016)

### 3) Inversi

Tahap ketiga dari prosedur MASW adalah proses inversi. Secara umum, inversi didasarkan pada upaya untuk meminimalkan ketidaksesuaian antara pengamatan di lapangan (kurva dispersi observasi) dan simulasi (kurva dispersi teoritis) (Tarantola dan Valette, 1982). Dari hasil inversi ini didapatkan profil kecepatan gelombang geser bawah permukaan yang menunjukkan hubungan perubahan nilai  $V_s$  terhadap kedalaman.



**Gambar 7.** Contoh hasil inversi kurva dispersi (Handoyo, 2023)



Terdapat dua jenis pemodelan inversi, yakni pemodelan pencarian lokal (inversi linier) dan pemodelan pencarian global (inversi non-linier) (Foti dkk., 2018). Penelitian ini menggunakan inversi non linier yakni Neighborhood Algorithm (NA). Neighborhood Algorithm adalah metode pencarian langsung (direct search method) yang digunakan untuk memecahkan masalah inversi non-linier. Inversi NA akan memproduksi sampel acak dari pasangan parameter fisis dan geometris dalam ruang parameter, sehingga setiap sampel memiliki satu set parameter yang sesuai dengan satu model dasar dengan menghitung kurva dispersi (forward model) pada semua model. Pemodelan kedepan (forward model) kurva dispersi yang didapatkan pada setiap pasangan parameter selanjutnya dijadikan sebagai model kalkulasi. Model kalkulasi yang didapatkan dari pasangan parameter acak selanjutnya dievaluasi menggunakan nilai misfit.

$$Misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(y_{di} - y_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \quad (1)$$

Dimana  $y_{di}$  adalah kecepatan fase observasi pada tiap frekuensi picking  $f_i$ ,  $y_{ci}$  adalah kecepatan fase kalkulasi pada tiap frekuensi  $f_i$ ,  $n_f$  adalah banyak data kecepatan fase pada tiap frekuensi ( $f_i$ ), dan  $\sigma_i$  adalah ketidakpastian yang terasosiasi pada data observasi pada frekuensi  $f_i$ . Berdasarkan persamaan 1, nilai misfit yang kurang dari 1 menunjukkan bahwa kurva dispersi kalkulasi memiliki kesesuaian (fit) atau memiliki standar deviasi  $\pm 1$  terhadap data kurva dispersi observasi. Sedangkan misfit yang lebih dari 1 menunjukkan kesesuaian yang buruk terhadap kurva dispersi observasi. Kendati demikian, saat ini belum ada konsep dalam menghitung misfit dari kurva dispersi yang diterima secara universal (Wathelet dkk., 2004).

Dalam metode MASW dikenal istilah *half-space* untuk mendefinisikan lapisan paling bawah dalam model stratigrafi Vs. Lapisan ini diasumsikan sebagai batuan yang cukup padat dan dalam, sehingga memiliki kecepatan Vs yang tidak berubah lagi dengan kedalaman. Pada saat inversi kurva dispersi, nilai Vs dari *half-space* akan menjadi parameter batas dalam pencocokan kurva teoritik dan kurva eksperimen (Park dkk., 1999). Sementara *bedrock* merujuk pada lapisan batuan nyata di lapangan. Dalam beberapa kasus, lapisan *bedrock* yang tebal dan relatif seragam dapat berperan sebagai *half-space* dalam model seismik, meski tidak semua *half-space* mewakili *bedrock* (Smith, 2018). *Bedrock* dapat menjadi *half-space* ketika sifatnya cukup homogen hingga batas kedalaman pengukuran, namun lapisan lain juga dapat berfungsi sebagai *half-space* meski bukan *bedrock* nyata (Aki dan Richard, 2002).



sebuah peristiwa perubahan kondisi tanah dari keadaan padat an (*liquid*) (Hakam, 2020). Perubahan kondisi tanah menjadi cair i tanah kehilangan kekuatan gesernya akibat meningkatnya g timbul dari getaran gempa bumi (Hutagalung, 2019). Tohari dkk

(2011) Juga menjelaskan bahwa fenomena likuifaksi yang diakibatkan oleh gempa bumi merupakan peristiwa hilangnya kekuatan lapisan pasir lepas akibat kenaikan tekanan air pori karena menerima getaran gempa bumi.

Menurut Seed & Idriss (1971) seperti yang dikutip Mufardis dkk (2023) likuifaksi biasanya terjadi pada tanah yang jenuh air, dimana seluruh rongga – rongga dari tanah tersebut dipenuhi oleh air. Pada saat terjadi gempa bumi, air ini memberikan tekanan pada partikel-partikel tanah sehingga mempengaruhi kepadatan dari tanah tersebut (Hutagalung, 2019). Peningkatan tekanan air pori juga menyebabkan penurunan kekuatan geser pada tanah sehingga mengurangi tegangan efektif yang diperlukan untuk menopang struktur permukaan. Sehingga likuifaksi pada umumnya menyebabkan deformasi permukaan dan kerusakan yang terjadi pada infrastruktur disekitarnya (Wu, 2022).

Terdapat tiga faktor utama penyebab likuifaksi yaitu tanah berbutir kasar, posisi muka air tanah yang tidak jauh dari permukaan, dan gempa bumi (Setiawan, 2021). Menurut Kramer (1996) seperti yang dikutip Pamungkas dkk (2023) Selain gempa bumi, faktor penyebab terjadinya likuifaksi adalah umur serta sifat fisik sedimen, posisi muka air tanah, dan keberadaan serta karakteristik lapisan kedap air yang rendah. Hasil Penelitian Setiawan dan Kurniawan (2021) berdasarkan pengujian Swedish Weight Sounding menunjukkan bahwa parameter kekuatan tanah ( $N_{sw}$ ,  $q_a$ , dan  $q_u$ ) pada daerah tidak terdampak likuifaksi lebih tinggi daripada daerah terdampak likuifaksi. Sehingga inilah yang menyebabkan dampak likuifaksi dapat mengakibatkan beberapa peristiwa seperti penurunan yang cepat (*quick settlement*), kemiringan fondasi (*tilting*), perbedaan penurunan (*differential settlement*), dan penggantian air sumur dengan material yang tidak mengikat (*non-cohesif*) (Pamungkas dkk., 2023). Dalam kasus likuifaksi yang terjadi di Petobo, beberapa peneliti berpendapat bahwa saluran irigasi Gumbasa dan lahan pertanian basah di lokasi tersebut berperan penting dalam terjadinya likuifaksi. Sebab hal itu mendorong kebocoran air terus menerus dan dengan demikian meningkatkan permukaan air tanah dekat permukaan lokasi. (Upomo, 2023). Sehingga saat terjadi gempa bumi membuat tekanan air dalam tanah meningkat, sehingga dapat menggerakkan partikel- partikel tanah dengan mudah (Youd & Idriss, 2021). Pada kondisi ini, tanah sudah berbentuk cairan yang tidak lagi memiliki kestabilan, sehingga beban yang ada di atasnya akan amblas ke dalam tanah (Mufardis dkk., 2023).

### 1.3.5 Penelitian Sebelumnya di Daerah Likuifaksi Petobo Kota Palu

Penelitian di daerah likuifaksi petobo telah banyak dilakukan sebelumnya. Beberapa diantaranya oleh Syaifullah (2023) yang menganalisis nilai  $V_s30$  (Kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 meter menggunakan metode *microtremor* dan *Leade* (2023) melakukan mikrozonasi potensi bencana kerentanan tanah an nilai *ground shear strain* (GSS). Penelitian yang dilakukan menyimpulkan bahwa sebagian besar kelurahan Petobo memiliki asifikasikan kedalam tipe batuan D dan tipe batuan E. Tipe batuan jenis tanah sedang dengan nilai berkisar antara 177.5127 – tipe batuan E yaitu jenis tanah lunak dengan nilai 163.9426 – ini juga sejalan dengan hubungan profil  $V_s$  dan frekuensi dominan



antar titik pada tiap line dimana semakin besar nilai frekuensi dominan maka semakin dangkal bedrock di bawah permukaan dengan nilai  $V_s$  yang besar begitupun sebaliknya.

Sedangkan penelitian yang dilakukan Laode (2023) menyimpulkan bahwa Nilai frekuensi dominan ( $f_0$ ) dan periode dominan ( $T_0$ ) di daerah penelitian cukup bervariasi dengan rentang nilai masing-masing masing 0,19 – 4,75 Hz dan 0,21 – 5,17 sekon. Klasifikasi Kanai berdasarkan nilai frekuensi dominan dan periode dominan, daerah penelitian berada pada jenis tanah II-IV. Tanah jenis II tersebar di area terlikuifaksi dan luar area terlikuifaksi dengan ketebalan sedimen 5-10 meter. Kemudian jenis III berada di luar area terlikuifaksi dengan ketebalan sedimen permukaan 10-30 meter. Lalu untuk jenis IV sebagian besar berada di area terlikuifaksi, tanah jenis ini memiliki ketebalan sedimen permukaan 30 meter atau lebih.

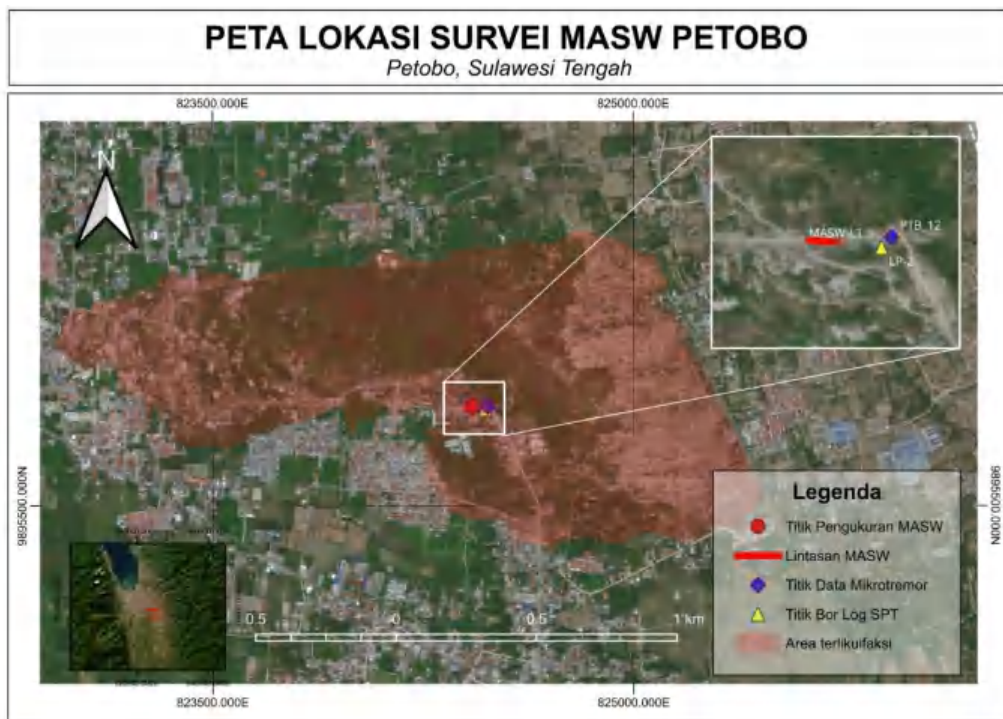


## BAB II

### METODE PENELITIAN

#### 2.1 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian terletak di daerah terdampak likuifaksi yang sebagian besar berada pada Kelurahan Petobo, Kota Palu, Sulawesi Tengah dengan koordinat  $119^{\circ}54'00''\text{E}$  –  $119^{\circ}55'30''\text{E}$  dan  $0^{\circ}56'10''\text{S}$  –  $0^{\circ}56'50''\text{S}$ . Kelurahan Petobo dulunya merupakan daerah padat penduduk dengan kerapatan bangunan tinggi.



**Gambar 8.** Peralatan Lokasi Pengukuran

#### 2.2 Perangkat Penelitian

##### 2.2.1 Peralatan

Adapun peralatan (Gambar 9) yang digunakan dalam penelitian ini, yakni:

a) 1 unit seismograf WGZ-24C



ne 4.5 Hz

jer

- g) Kabel power seismograf aki
- h) Meteran
- i) Palu godam
- j) Plate 5kg
- k) GPS
- l) *Handytalky*



**Gambar 9.** Peralatan Penelitian

### 2.2.2 Perangkat Lunak

Adapun perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini, yakni:

1. Geopsy v3.4.2 : berfungsi mengolah data seismik menjadi citra dispersi dan mengekstraksi kurva dispersi. Kurva dispersi yang didapatkan kemudian diinversi untuk mendapatkan profil Vs 1D
2. Python v3.12 : berfungsi menginterpolasi data hasil inversi

### 2.3 Prosedur Penelitian Data

#### 2.3.1 Studi Literatur

Tahapan ini menjadi Langkah awal penelitian dengan mengumpulkan bahan bacaan sebagai referensi gelombang seismik, kecepatan gelombang geser, metode MASW, likuifaksi, dan literatur lain yang berkaitan dengan penelitian.



a

a adalah melakukan pengukuran langsung di lapangan melalui hingga mendapatkan trace hasil perekaman. Berdasarkan 1, digunakan geophone pada setiap lintasan sebanyak 24 dengan osasi 1 meter, serta *offset* sejauh 5 meter. Panjang lintasan yang r dengan spasi tiap geophone 1 meter, jarak *source* 5 meter dan

pengambilan data dilakukan dengan teknik *roll along* dengan perpindahan lintasan 2 meter sebanyak 8 kali. Sampling rate yang digunakan adalah 0.5 m/s dengan panjang perekamannya 1024 m/s.

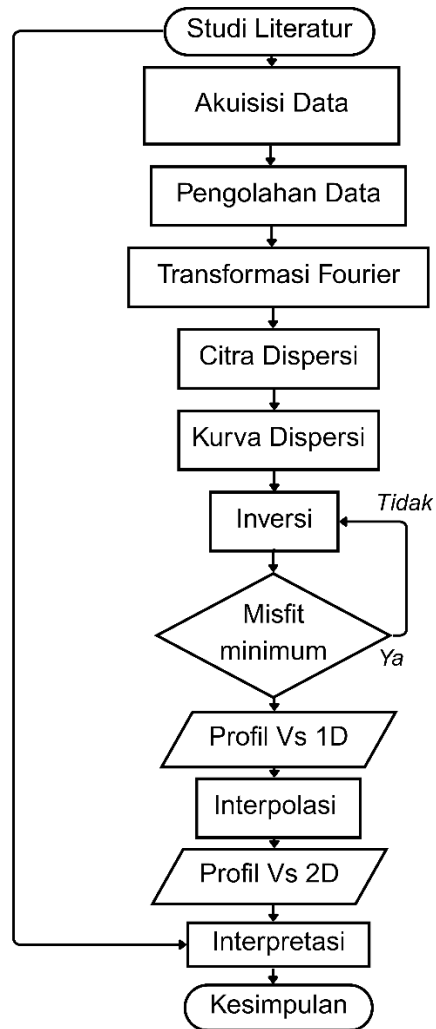
### 2.3.2 Pengolahan Data

Pengolahan data dilakukan dengan beberapa tahapan, yakni:

1. Input data: 8 data yang diinput adalah data dengan ekstensi SEG2, lalu dilakukan proses edit geometri yakni dengan mengatur jumlah, jarak dan posisi *source* serta geofon sesuai dengan prosedur akuisisi data di lapangan.
2. Analisis sinyal: Pada analisis gelombang *rayleigh* menggunakan metode MASW dilakukan proses analisis sinyal menggunakan *transformasi fourier* untuk mengubah domain waktu menjadi domain frekuensi. Setelah merubah domain waktu menjadi frekuensi, maka akan didapatkan hasil kecepatan fasa dan frekuensi untuk melakukan analisis spektrum.
3. Pembuatan citra dispersi: Citra dispersi diperoleh melalui analisis spektrum hasil *transformasi fourier*. Setelah citra dispersi kecepatan fasa-frekuensi diperoleh, kemudian dilakukan *picking* citra dispersi untuk mendapatkan kurva eksperimental.
4. Picking citra dispersi: Proses *picking* citra dispersi dilakukan dengan menganalisis frekuensi dominan pada kurva antara kecepatan fase dan frekuensi.
5. Inversi: Dilakukan dengan mengubah parameter model (inisial model) yang diperoleh dari kurva eksperimental. Inversi berguna untuk menentukan profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman. Hasil *overlay* antara kurva teoritis dan kurva eksperimental ditentukan dengan nilai misfit.
6. Membuat penampang dua dimensi (2D) dari hasil interpolasi profil satu dimensi (1D).



### 2.3.3 Bagan Alir



**Gambar 10.** Bagan Alir Penelitian





Optimized using  
trial version  
[www.balesio.com](http://www.balesio.com)