

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Tanah longsor adalah suatu proses geologi yang disebabkan oleh adanya perpindahan massa batuan maupun tanah. Secara umum, tanah longsor disebabkan oleh kondisi geografis berupa pengunungan atau lereng sehingga menyebabkan tanah menjadi tidak stabil. Pergeseran tanah dan kadar air berlebih akibat curah hujan juga merupakan penyebab utama longsor (Rosa et al., 2022). Tanah longsor juga dapat didefinisikan sebagai bagian dari penurunan tanah akibat dari gangguan dari gempa bumi atau aliran air yang berada di lapisan bawahnya (Li and Mo, 2019).

Tanah longsor adalah proses perpindahan massa tanah yang arah gerakannya mengarah ke bawah mengikuti pola lereng. Kecuraman lereng berbanding lurus dengan kecepatan gerakan tanah, artinya semakin curam lereng maka semakin cepat gerakan berpindahnya massa tanah. Hal ini disebabkan karena gaya geser sebagai gaya pendorong mempengaruhi peningkatan terjadinya longsor (Li and Mo, 2019).

Salah satu metode yang dapat digunakan untuk mengetahui kondisi struktur bawah permukaan adalah metode seismik. Metode ini dapat memberikan informasi karakteristik bawah permukaan berdasarkan pada perhitungan kecepatan perambatan gelombang seismik, baik itu kecepatan gelombang primer (V_p), maupun kecepatan gelombang sekunder (V_s). Kecepatan gelombang sekunder yang arah perambatannya tegak lurus (transversal) merupakan salah satu parameter penting untuk mengevaluasi kondisi dinamis dari tanah/bawah permukaan. Nilai V_s juga dapat dijadikan indikator utama dari respon tanah yang umumnya mendominasi amplifikasi gerakan tanah pada saat gempa bumi (Lubis et al., 2021).

Multi-Channel Analysis of Surface Waves (MASW) merupakan salah satu metode geofisika yang memanfaatkan gelombang permukaan untuk mempelajari kondisi bawah permukaan. Metode MASW mampu menghitung nilai V_s berdasarkan kecepatan gelombang permukaan reyleigh. Gelombang permukaan reyleigh dapat diamati menggunakan peralatan seismik dengan *geophone* vertikal, hal ini dikarenakan sifat *ground roll* daripada gelombang Reyleigh. Sebanyak 2/3 energi seismik yang dibuat akan membentuk gelombang reyleigh sehingga gelombang ini menampung sebagian besar energi seismic (Erfan et al, 2020).



/, secara umum merupakan teknik untuk menentukan variasi gelombang permukaan sebagai peningkatan kedalaman. Metode kecepatan gelombang geser V_s terhadap kedalaman, untuk $s30$. Nilai ini digunakan untuk menentukan jenis tanah maupun ASW adalah metode yang sangat baik untuk menentukan jenis kondisi geologi lokal menggunakan informasi struktur bawah

permukaan.

Pada penggunaannya dalam bidang geoteknik, metode MASW telah dilakukan oleh beberapa peneliti seperti Ramadhan (2022) melakukan analisis MASW untuk memberikan gambaran lapisan tanah yang dangkal pada lokasi longsor. Prayitna (2018) untuk mengetahui sifat fisis dan mekanik batuan di daerah yang mengalami pergerakan tanah. Secara garis besar metode ini mengukur variasi kecepatan gelombang permukaan terhadap kedalaman.

1.2 Tujuan

Penelitian dilakukan dengan tujuan sebagai berikut:

1. Memperoleh kurva dispersi gelombang permukaan berdasarkan metode MASW.
2. Mengetahui lapisan bawah permukaan berdasarkan kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 meter.

1.3 Manfaat

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan informasi tentang karakteristik profil bawah permukaan nilai kecepatan gelombang geser (V_s) yang dapat membantu penelitian selanjutnya dalam melakukan interpretasi.

1.4 Landasan Teori

1.4.1 Geologi Regional

Secara Geografis, Kabupaten Barru terletak pada koordinat $119^{\circ}15'00''$ – $120^{\circ}45'00''$ Lintang Selatan dan $04^{\circ}00'00''$ – $05^{\circ}00'00''$ Bujur Timur yang meliputi daerah tingkat II Kabupaten Maros, Pangkep, Barru, Watansoppeng, Wajo, Watampone, Sinjai, dan Kotamadya Parepare yang semuanya termasuk dalam wilayah Tingkat I Provinsi Sulawesi Selatan.

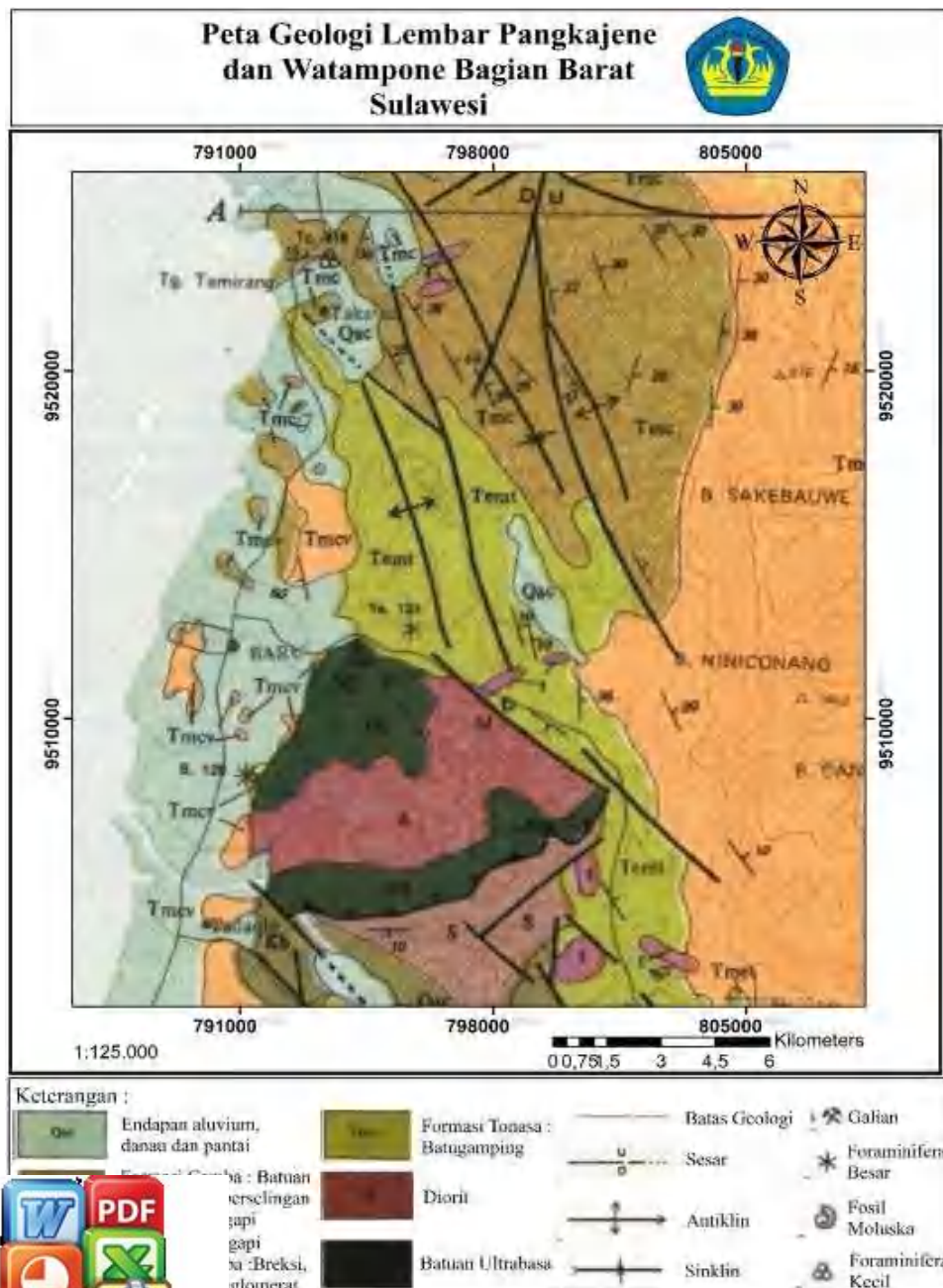
Kabupaten Barru adalah wilayah yang terletak di Sulawesi Selatan, Indonesia, dikenal dengan kondisi geomorfologi yang beragam dan unik. Kenampakan bentang alam di Barru umumnya merupakan daerah perbukitan dan pegunungan yang memiliki karakteristik batuan yang berbeda-beda. Bentang alam ini terbentuk sebagai hasil dari berbagai proses geologi, termasuk pengaruh tektonik, erosi, dan sedimentasi. Selain itu, pengaruh struktur geologi serta perkembangan erosi yang berlangsung selama jutaan tahun menjadikan Barru memiliki bentang alam yang khas seperti yang terlihat pada gambar 1.1 (Sukanto, 1982).



Optimized using
trial version
www.balesio.com

eta geologi regional Kabupaten Barru menurut Sukanto (1982), masuk dalam Formasi Balangbaru yang merupakan perselingan mawar dan lempung (Haslan et al., 2021). Formasi Balangbaru tipe flysch yang diendapkan setelah subduksi kapur awal. Flysch proses sedimentasi di daerah cekungan laut yang mengalami karakteristik lapisan-lapisan batuan yang saling bergantian lebih keras dan lebih lunak. Ketebalan formasi ini sekitar 3000

meter dan dilapisi secara tak selaras oleh Formasi Malawa yang berumur Eosen Tengah (Burhanuddin et al., 2023)



Peta Geologi Regional Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat (Modifikasi Sukanto, 1982).

1.4.2 Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang merambat dalam bumi. Bumi sebagai medium gelombang terdiri dari beberapa lapisan batuan yang antar satu lapisan dengan lapisan lainnya mempunyai sifat fisis yang berbeda. Ketidak-kontinuan sifat medium ini menyebabkan gelombang seismik yang merambatkan sebagian energinya dan akan dipantulkan serta sebagian energi lainnya akan diteruskan ke medium di bawahnya (Telford et al, 1976).

Gelombang seismik dapat ditimbulkan dengan dua metode yaitu metode aktif dan metode pasif. Metode aktif adalah metode yang memanfaatkan penjalaran gelombang seismik secara aktif atau disengaja menggunakan gangguan yang dibuat oleh manusia, biasanya digunakan untuk eksplorasi. Metode pasif adalah metode yang memanfaatkan penjalaran gelombang yang terjadi secara alamiah di dalam bumi. Gelombang seismik termasuk dalam gelombang elastik karena medium yang dilalui yaitu bumi bersifat elastik. Oleh karena itu sifat penjalaran gelombang seismik bergantung pada elastisitas batuan yang dilewatinya. Teori lempeng tektonik telah menjelaskan proses pergerakan dari lempeng bumi. Pergerakan lempeng bumi menyebabkan batuan terdeformasi atau berubah bentuk dan ukuran karena adanya pergerakan antar lempeng. Deformasi akibat bergerak lempeng ini berupa tegangan (*stress*) dan regangan (*strain*) (Syahrial, 2020).

Tegangan (*Stress*) didefinisikan sebagai gaya persatuan luas. Gaya merupakan perbandingan dari besar gaya terhadap luas dimana gaya tersebut dikenakan. Gaya yang dikenakan tegak lurus terhadap benda maka tegangan tersebut normal, jika gaya berarah tangensial terhadap luas maka tegangan tersebut tegangan geser, dan jika tidak tegak lurus maupun paralel maka gaya tersebut dapat diuraikan kekomponen yang paralel dan tegak lurus terhadap elemen luas. Persamaan matematis dari tegangan (σ) (Foti, 2018).

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad (1)$$

Benda elastis yang mengalami *stress* maka akan terdeformasi atau mengalami perubahan bentuk maupun dimensi. Perubahan tersebut disebut dengan regangan atau *strain*. *Strain* adalah jumlah deformasi material persatuan luas. Hukum Hooke menyatakan bahwa *stress* akan sebanding dengan *strain* pada batuan (antara gaya yang diterapkan dan besarnya deformasi). *Strain* (ϵ) dan *Stress* (σ) merupakan besaran tensor, sedangkan C adalah konstanta yang berupa matriks (tensor) yang menentukan sifat dasar elastisitas dari batuan, parameter C merupakan parameter elastik bebas yang dapat mencirikan sifat elastisitas batuan (Foti, 2018).

$$\sigma = C \cdot \epsilon \quad (2)$$

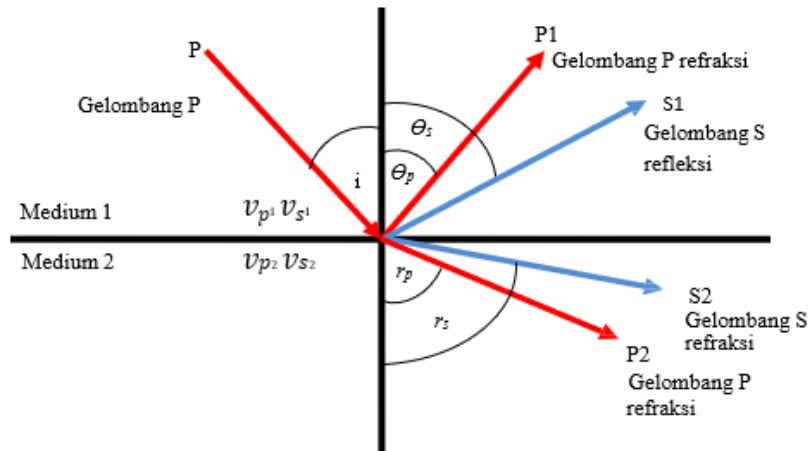


Penjalaran gelombang seismik didasarkan pada hukum Snellius, Prinsip Fermat. Penjelasan dari hukum Snellius, Prinsip Huygens jelaskan sebagai berikut :

us

ang seismik melalui lapisan batuan dengan impedansi akustik lapisan batuan yang dilalui sebelumnya, maka gelombang akan

terbagi. Gelombang tersebut sebagian terefleksikan kembali ke permukaan dan sebagian diteruskan merambat dibawah permukaan. Penjalaran gelombang seismik mengikuti Hukum Snellius yang dikembangkan dari Prinsip Huygens, menyatakan bahwa sudut pantul dan sudut bias merupakan fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang. Gelombang P yang datang akan mengenai permukaan bidang batas antara dua medium berbeda akan menimbulkan gelombang refraksi dan refleksi



Gambar 2. Pemantulan dan Pembiasana Gelombang (Syahril dkk, 2020)

Sebagian energi gelombang akan dipantulkan sebagai gelombang P dan gelombang S, dan sebagian lagi akan diteruskan sebagai gelombang P dan gelombang S. Hukum Snellius dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut (Ayele et al., 2022):

$$\frac{v}{\sin i} = \frac{v_{p1}}{\sin \theta_p} = \frac{v_{p2}}{\sin r_p} = \frac{v_{s1}}{\sin \theta_s} = \frac{v_{s2}}{\sin r_s} \quad (3)$$

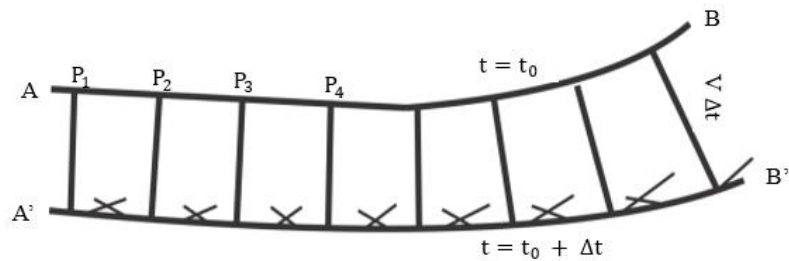
2. Prinsip Huygens

Prinsip Huygens menyatakan menyatakan bahwa setiap titik pada *wavefront* dapat dipandang sebagai sumber gelombang baru. Secara fisis bahwa setiap partikel terletak pada *wavefront* telah pindah dari titik kesetimbangannya dengan pendekatan kelakuan yang sama, gaya elastis di dekat partikel berubah, sehingga resultan dari perubahan gaya yang disebabkan oleh gerak titik dari gelombang depan mulai menghasilkan gerak yang menghasilkan *wavefront* berikutnya. Prinsip Huygnes



kan informasi tentang gangguan seismik yang terjadi di dalam erikan lokasi dari *wavefront* tertentu, posisi *wavefront* berikutnya engan mempertimbangkan setiap titik pada *wavefront* yang mber gelombang baru. Gambar 2.2, AB merupakan *wavefront* arapkan menemukan *wavefront* pada waktu kemudian $t_0 + \Delta t$. gelombang akan menempuh jarak $v\Delta t$. V merupakan kecepatan ariasi dari titik ke titik). Pilih titik pada *wavefront* P_1 , P_2 , P_3 dan

selanjutnya, yang mana akan digambar busur dari $V\Delta t$. Dengan memilih titik yang cukup, sungkup dari busur ($A'B'$) akan menentukan keakuratan posisi yang diharapkan (Nwai et al., 2019).



Gambar 3. Prinsip Huygens (Nwai et al., 2019)

Ketika AB adalah bidang dan V konstant, maka hanya dua busur dan tangen garis lurus yang digambar. Oleh karena itu, Prinsip Huygens hanya memberi informasi fase tidak memberi informasi amplitudo.

3. Prinsip Fermat

Prinsip Fermat menyatakan bahwa gelombang yang menjalar dari satu titik ke titik yang lain akan memilih lintasan dengan waktu tempuh tercepat. Prinsip Fermat dapat diaplikasikan untuk menentukan lintasan sinar dari titik ke titik yang lainnya yaitu lintasan yang waktu tempuhnya bernilai minimum. Dengan diketahuinya lintasan dengan waktu tempuh minimum maka dapat dilakukan penelusuran jejak sinar yang telah merambat di dalam medium. Penelusuran jejak sinar seismik ini akan membantu dalam menentukan posisi reflektor di bawah permukaan. Jejak sinar seismik yang tercepat ini tidaklah selalu terbentuk garis lurus (Syahrial, 2020).

Berdasarkan teori elastisitas dan deformasi elemen medium serta konsep *displacement* potensial, maka pada media homogen isotropis, transfer energi dapat ditransmisikan dalam dua tipe dengan kecepatan penjalaran yang berbeda pula, tergantung pada konstanta-konstanta elastik media yang dilewatinya. Di samping itu, transfer energi dapat terjadi baik melalui media perlapasan di dalam bumi maupun melalui media perlapasan di permukaan bumi. Transfer ini yang terjadi melalui media perlapasan di dalam bumi disebut gelombang badan (*body wave*), sedangkan yang terjadi di permukaan bumi disebut gelombang permukaan (*surface wave*) (Syahrial, dkk, 2020).



Badan/ Body Wave

dan adalah gelombang yang menjalar dalam media elastik dan keseluruhan bagian di dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel penjalarnya gelombang dapat dibedakan menjadi gelombang Gelombang P disebut dengan gelombang kompresi/gelombang yang ini memiliki kecepatan rambat paling besar dibandingkan seismik yang lain, dapat merambat melalui medium padat, cair dan

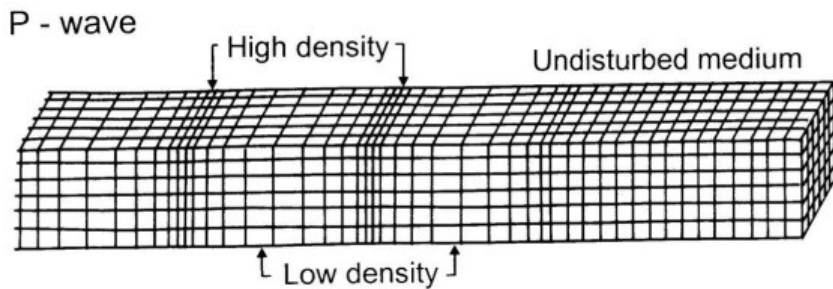
gas. Persamaan dari kecepatan gelombang P adalah sebagai berikut (Lubis et al., 2020):

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4)$$

Keterangan : λ = konstanta lame

μ = rigiditas

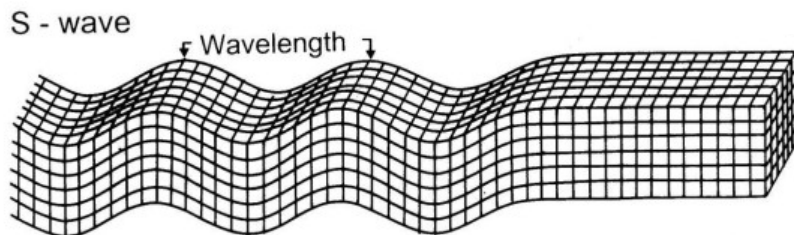
ρ = densitas



Gambar 4. Gelombang P (Foti, 2018)

Gelombang S disebut juga gelombang *shear*/gelombang transversal. Gelombang ini memiliki cepat rambat yang lebih lambat bila dibandingkan dengan gelombang P dan hanya dapat merambat pada medium padat saja. Gelombang S tegak lurus terhadap arah rambatnya. Persamaan dari kecepatan Gelombang S (V_s) adalah sebagai berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (5)$$



Gambar 5. Gelombang S (Foti, 2018)

2. Gelombang Permukaan

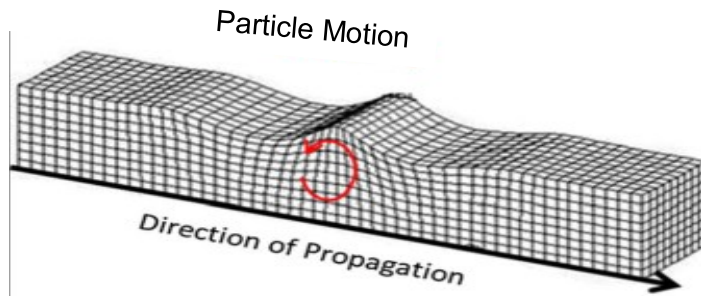


Permukaan merupakan salah satu gelombang seismik selain gelombang ini ada pada batas permukaan medium. Berdasarkan partikel media elastik, gelombang permukaan merupakan kompleks dengan frekuensi yang rendah dan amplitudo yang besar, tidak adanya efek free surface dimana terdapat perbedaan sifat gelombang permukaan ada dua yaitu gelombang Rayleigh dan Love (Foti, 2018).

Gelombang Reyleigh merupakan gelombang permukaan yang orbit gerakannya elips tegak lurus dengan permukaan dan arah penjalarannya. Gelombang jenis ini adalah gelombang permukaan yang terjadi akibat adanya interferensi antara gelombang tekan dengan gelombang geser secara konstruktif (Foti, 2018).

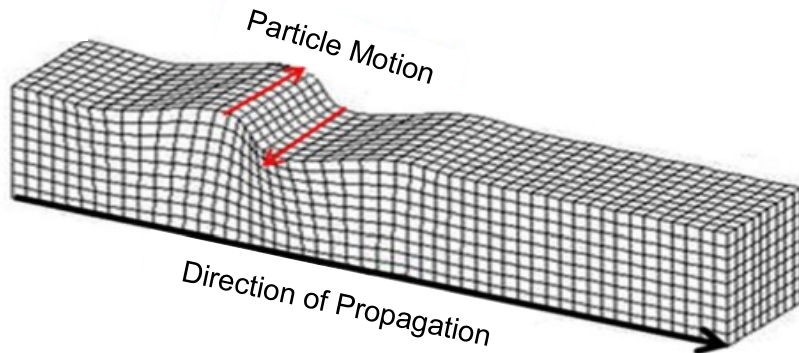
Persamaan dari kecepatan gelombang Reyleigh (V_R) adalah sebagai berikut:

$$V_R = 0,92\sqrt{V_s} \quad (6)$$



Gambar 6. Gelombang Reyleigh (Foti, 2018)

Gelombang Love merupakan gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal yang merupakan gelombang S horizontal yang penjalarannya paralel dengan permukaannya (Foti, 2018).



Gambar 7. Gelombang Love (Foti, 2018)



Optimized using
trial version
www.balesio.com

MASW (Multichannel Analysis Surface Wave) merupakan salah satu metode yang memiliki ketepatan dan resolusi yang tinggi pada struktur dekat permukaan. MASW adalah metode yang sering dipakai karena bisa memberikan informasi mengenai kecepatan gelombang geser (V_s) untuk investigasi struktur dekat permukaan secara

efektif, murah, efisien dan mudah dalam pengolahannya. Biasanya untuk pengambilan data digunakan frekuensi sumber 3-30 Hz dan menggunakan multichannel perekam (geophone) yang disusun memanjang. Perekam yang digunakan bisa sejumlah 12 atau 24 dengan jarak antar perekam sama (Rasimeng et al., 2018)

Metode MASW dalam penerapannya memanfaatkan parameter kecepatan gelombang geser (V_s) yang diukur dari permukaan tanah. Selain berguna menentukan jenis batuan, metode ini juga dapat memdeskripsikan penggolongan lokasi berdasarkan kedalaman kecepatan gelombang geser (V_s) dari lapisan batuan yang berada di permukaan (Ramadhan dan Massinai, 2022).

Metode MASW mampu menghitung nilai kecepatan gelombang geser (V_s) berdasarkan kecepatan gelombang permukaan reyleigh. Gelombang permukaan reyleigh mudah diamati menggunakan peralatan seismic dengan geophone vertikal, hal ini dikarenakan sifat *ground roll* daripada gelombang Reyleigh. Sebanyak 2/3 energi seismic yang dibuat akan membentuk gelombang reyleigh sehingga gelombang seismic menampung Sebagian besar energi seismic (Rusydy dkk, 2016).

Kecepatan gelombang reyleigh yang terukur dalam pengukuran MASW sangat merepresentasi kecepatan gelombang geser. Hal ini dikarenakan kecepatan fase gelombang reyleigh sekitar 92% dari kecepatan gelombang geser. Perhitungan kecepatan gelombang geser dilakukan dengan cara menganalisa sifat dispersi gelombang reyleigh yang terdapat dalam data seismic yang terekam selama survey dilakukan. Profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman dan hubungan dengan modulus geser dapat dibuat dan dihitung menggunakan persamaan di bawah ini.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \mu = V_s^2 \rho \quad (7)$$

Dimana V_s merupakan kecepatan gelombang geser, μ adalah modulus geser tanah dan ρ mewakili densitas tanah. Park dkk, (1997) menyatakan bahwa perubahan densitas terhadap kedalaman biasanya kecil apabila dibandingkan terhadap perubahan modulus geser. Apabila kecepatan gelombang P (V_p) bisa diketahui maka dimungkinkan juga untuk menghitung nilai poisson ratio bawah permukaan. Nilai V_s yang didapatkan menggunakan metode seismic MASW sangat akurat, Xia dkk., (2000) membandingkan nilai profil 1D V_s yang didapatkan oleh MASW dengan data V_s yang didapatkan dari lubang bor dan akurasi mencapai 15%.

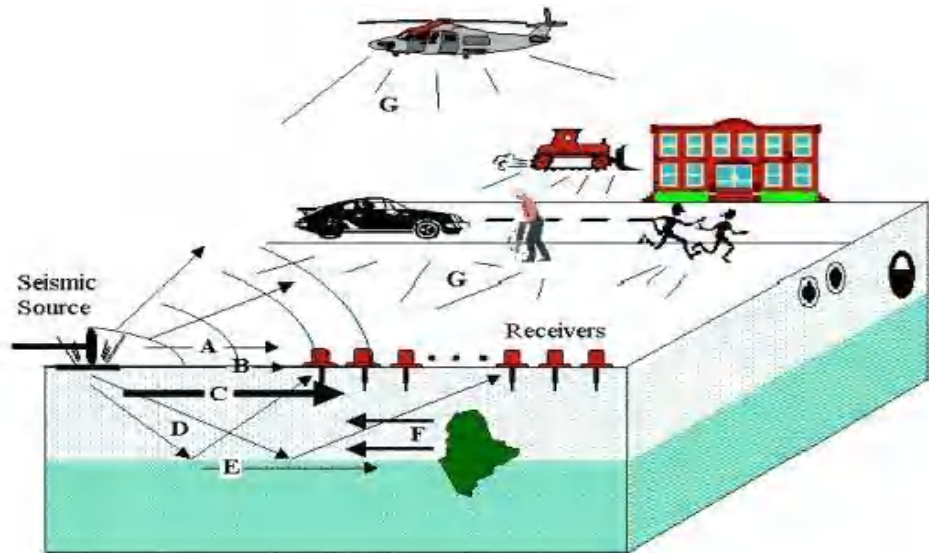
1.4.3.1 Metode MASW Pasif dan Aktif



Optimized using
trial version
www.balesio.com

gi menjadi dua jenis, yaitu metode MASW pasif dan metode aktif. Pada kedua metode ini terletak pada sumber gelombang yang digunakan. Pada MASW pasif sumber gelombang yang digunakan harus memiliki energi yang besar, yaitu dapat berupa palu atau *weightdrop*, sedangkan pada MASW aktif sumber gelombang yang digunakan memiliki frekuensi rendah seperti lalu lintas kendaraan, mesin diesel, surut air laut. Adapun gambaran metode MASW pasif dan aktif

dapat dilihat pada gambar 8.



- | | |
|-----------------|------------------------------------|
| A. Air Wave | E. Refraction |
| B. Direct Wave | F. Back Scattering of Surface Wave |
| C. Surface Wave | G. Ambient Cultural Noise |
| D. Reflection | |

Gambar 8. Survei Metode MASW (Park et al., 1999)

1.4.4 Transformasi Fourier

Transformasi fourier merupakan metode analisis spektral dengan tujuan untuk mengubah domain sinyal dari domain waktu menjadi domain frekuensi. Hal ini dilakukan karena perhitungan lebih mudah dalam domain frekuensi dibandingkan dengan domain waktu. Selain itu, fenomena geofisika berkaitan erat dengan frekuensi, sehingga frekuensi menjadi parameter penting dalam menjelaskan fenomena tersebut (Laksono dkk., 2018). Pada persamaan 8 dan 9 diperlihatkan transformasi fourier pada fungsi $f(t)$.

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j\omega t} dt \quad (8)$$

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega)e^{j\omega t} d\omega \quad (9)$$



ut sebagai *forward fourier trasform* yang mentransformasikan ke domain frekuensi. Sedangkan persamaan (9) disebut *invers* mentransformasikan sinyal domain frekuensi ke domain waktu

(Park dkk., 1998).

Data seismik yang telah direkam oleh geofon atau biasa disebut data rekaman *multichannel*, selanjutnya akan dibuat citra dispersi. Citra dispersi memperlihatkan energi (amplitudo) dari sinyal gelombang yang terekam dan dibentuk dari data rekaman *multichannel*. Hal ini dilakukan dengan menggunakan FFT dan metode yang telah dikembangkan oleh (Park et al., 1998) yaitu metode pergeseran fase (*phase-shift method*).

Mulanya data rekaman *multichannel* diubah domainnya dengan menggunakan *Forward Fourier Transform* (FFT). Data rekaman *multichannel* berdomain waktu-jarak (x, t) ditransformasikan ke dalam domain jarak-frekuensi (x, ω) pada setiap *trace* menggunakan persamaan 8.

Gelombang seismik yang terekam dari dua geofon kemudian dianalisis pada kecepatan fase (C_f) berdasarkan beda waktu tempuh (Δt_f) untuk frekuensi (f) yang berbeda, dapat dilihat pada persamaan 10 (Park et al., 1999):

$$C_f = \frac{dx}{\Delta t_f} \quad (10)$$

Beda fase diperoleh dari hasil perhitungan Transformasi Fourier antara dua gelombang dimana $f(t)$ dan $g(t)$. Bila hasil transformasi dinyatakan dalam bentuk amplitudo dan fase maka diperoleh :

$$F(\omega) = Af(\omega)e^{-i\phi f(\omega)} \quad (11)$$

$$G(\omega) = Ag(\omega)e^{-i\phi g(\omega)} \quad (12)$$

Beda fasa keduanya dapat dituliskan:

$$\Delta\phi(\omega) = \phi f(\omega) - \phi g(\omega) \quad (13)$$

Sehingga diperoleh kecepatan fasa:

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta\phi f(\omega)} \quad (14)$$

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta\phi f(\omega) + 2n\pi} \quad (15)$$



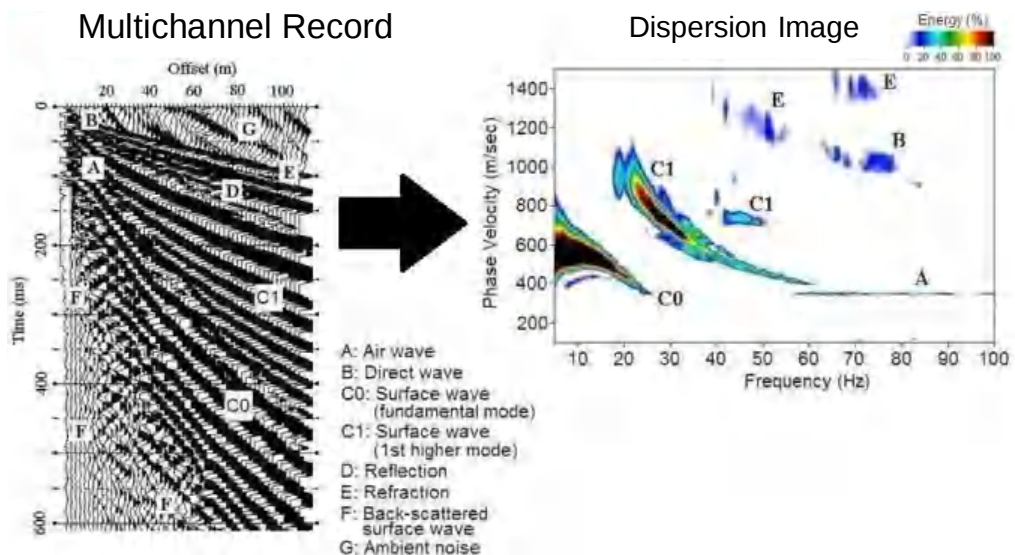
oleh citra dispersi, dilakukan *stack* dengan metode *phase-shift*.

$$F(c, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x, \omega) \cdot e^{\frac{i\omega x}{c}} dx \quad (16)$$

Dari persamaan (16), didapatkan citra dispersi yang menunjukkan perubahan kecepatan fase (C) terhadap frekuensi (ω) seperti yang ditampilkan pada gambar 9.

1.4.5 Kurva Dispersi

Kurva dispersi menjelaskan hubungan antara perubahan kecepatan fase terhadap nilai frekuensi dan panjang gelombangnya. Kurva ini mencerminkan model-model kecepatan rata-rata di bawah permukaan. Selain itu, kurva dispersi dapat memberikan informasi mengenai karakteristik atau sifat kekakuan bahan di bawah lapisan permukaan. Kurva dispersi merupakan kurva yang diperoleh dari hasil analisis citra dispersi. Citra ini merupakan gambaran sebaran energi dari paerbandingan antara kecepatan fase gelombang terhadap frekuensi. Adapun citra dispersi dapat digambarkan pada gambar 9 di bawah ini.



Gambar 9. Jenis-jenis Gelombang Pada Citra Dispersi (Park et al., 1998)

Gambar di atas menunjukkan citra dispersi berdasarkan data rekaman *multichannel*. Berdasarkan gambar tersebut, citra dispersi terbagi atas lima bentuk citra yang memperlihatkan karakteristik dispersi gelombang berdasarkan kecepatan fasa dan frekuensi yang dimiliki. Jenis-jenis yang berbeda dari gelombang yang direkam dengan menggunakan susunan multichannel termasuk gelombang refleksi, gelombang refraksi, gelombang udara, *ambient noise* serta *fundamental* dan *higher Rayleigh*.



high-amplitudo bands) yang teramati menampilkan karakteristik yang permukaan. Pemilihan (picking) dilakukan pada daerah yang berada pada antara frekuensi dengan kecepatan fase yang tertinggi. Selanjutnya dilakukan inversi yang bertujuan untuk dispersi teoritis dengan kurva dispersi observasi. Jika kurva

dispersi teoritis belum mendekati kurva observasi, maka dilakukan pengulangan perhitungan hingga mendapatkan nilai misfit yang rendah. Dari hasil inversi ini didapatkan profil kecepatan gelombang geser bawah permukaan yang menunjukkan hubungan perubahan nilai V_s terhadap kedalaman.

Interpretasi hasil inversi berupa nilai V_s untuk menentukan kategorisasi material bawah permukaan, dapat dinyatakan dalam tabel 1.

Table 1. Nilai V_s terhadap geometerial

Geomaterial	V_s (m/s)
<i>Soft clay</i>	80 – 200
<i>Stiff clay</i>	200 – 600
<i>Loose sand</i>	80 – 250
<i>Dense sand</i>	200 – 500
<i>Gravel</i>	300 – 900
<i>Weathered rock</i>	600 – 1000
<i>Competent rock</i>	1200 – 2500

1.4.6 Inversi

Inversi adalah proses estimasi parameter model bawah permukaan berdasarkan data observasi (Foti *et al.*, 2018). Dalam konteks analisis gelombang seismik, inversi digunakan untuk menentukan struktur bawah permukaan berdasarkan data seperti *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Tujuan utama dari inversi adalah mencari model yang menghasilkan respon teoritis yang sesuai dengan data lapangan. Inversi dapat dikategorikan menjadi dua jenis utama, yaitu inversi linear dan inversi non-linear (Friedli and Linde, 2024). Inversi linear menggunakan pendekatan matematis yang memungkinkan solusi diperoleh secara langsung atau melalui metode iteratif yang berbasis matriks, sedangkan inversi non-linear digunakan untuk kasus yang lebih kompleks di mana hubungan antara data dan parameter model tidak dapat diekspresikan dalam bentuk persamaan linear (Foti *et al.*, 2018).

Meskipun metode inversi linear sering digunakan karena efisiensi komputasi dan kestabilan solusi, metode ini memiliki beberapa keterbatasan. Salah satu kelemahan utama adalah asumsi bahwa hubungan antara parameter model dan data observasi bersifat linear, yang sering kali tidak sesuai dengan fenomena geofisika yang kompleks (Lines and Treitel, 1984; Gosselin *et al.*, 2022). Selain itu, inversi linear cenderung mengalami kesulitan dalam menghadapi masalah *non-uniqueness*, di mana banyak solusi berbeda dapat menghasilkan kesesuaian yang hampir sama (Lines and Treitel, 1984).



Optimized using
trial version
www.balesio.com

keterbatasan tersebut, dikembangkan metode inversi nonlinear, yang memperluas ruang solusi dengan lebih luas dan tidak bergantung pada asumsi linear (Gosselin *et al.*, 2022). Salah satu metode inversi non-linear yang populer adalah *Neighborhood Algorithm* (NA), yang diperkenalkan oleh Sambridge (1999). Metode non-linear lainnya yang sering digunakan dalam geofisika termasuk *Simulated Annealing* (SA), *Genetic Algorithm* (GA), *Monte Carlo Inversion*,

dan *Particle Swarm Optimization* (PSO) (Pace, Santilano and Godio, 2021). Metode-metode ini lebih fleksibel dibandingkan inversi linear dan dapat digunakan untuk eksplorasi parameter dalam ruang solusi yang kompleks.

Neighborhood Algorithm (NA) merupakan metode inversi non-linear yang berbasis pada pembagian ruang solusi menggunakan sel Voronoi. Sel Voronoi adalah partisi ruang berdasarkan titik-titik referensi tertentu, di mana setiap sel mencakup semua titik yang lebih dekat ke satu titik referensi dibandingkan dengan titik referensi lainnya. Dalam konteks inversi, titik-titik referensi ini adalah model yang sedang dievaluasi, sehingga setiap model memiliki wilayah (sel Voronoi) yang mencerminkan seberapa dominan model tersebut dalam ruang parameter (Sambridge, 1999). NA bekerja dengan mengeksplorasi ruang solusi secara efisien melalui pembangkitan model baru dalam sel Voronoi yang terkait dengan model model terbaik berdasarkan nilai misfit (Sambridge and Kennett, 2001). Misfit merupakan ukuran kesesuaian antara hasil model dengan data observasi, di mana nilai yang lebih kecil menunjukkan kecocokan yang lebih baik (Foti *et al.*, 2018). Dalam konteks inversi MASW, misfit biasanya dihitung menggunakan fungsi kuantitatif seperti *root mean square error* (RMSE) atau *chi-square misfit function*, yang membandingkan kurva sintesis hasil model dengan kurva observasi. Untuk MASW, misfit dihitung berdasarkan perbedaan antara kurva dispersi eksperimental dan teoritis menggunakan persamaan berikut (Wathelet *et al.*, 2004):

$$Misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \quad (17)$$

Di mana x_{di} kecepatan fasa gelombang Rayleigh eksperimental (m/s), x_{ci} kecepatan fasa gelombang Rayleigh teoritis (m/s), n_f jumlah sampel frekuensi, σ_i ketidakpastian dari sampel frekuensi yang dipertimbangkan. Berdasarkan persamaan tersebut, nilai misfit yang kurang dari 1 menunjukkan bahwa kurva dispersi teoritis memiliki kesesuaian (fit) terhadap kurva eksperimental.

Setelah model awal dipilih secara acak, setiap model diuji dengan menghitung misfitnya, lalu model-model dengan misfit terbaik dipilih untuk menghasilkan model baru dalam sel Voronoi yang lebih menjanjikan. Proses ini diulang selama beberapa iterasi hingga konvergensi tercapai, yaitu ketika perubahan nilai misfit antar iterasi menjadi kecil dan model yang dihasilkan sudah stabil. Dengan pendekatan ini, NA mampu menghindari jebakan minimum lokal yang sering terjadi pada metode optimasi lainnya dan dapat menangani hubungan non-linear antara data dan parameter model (Sambridge, 1999). Keunggulan utama dari NA adalah kemampuannya untuk menjelajahi ruang solusi secara adaptif tanpa memerlukan turunan fungsi objektif, sehingga sangat efektif dalam menghadapi permasalahan geofisika yang kompleks dan non-linear (Sambridge and Kennett, 2001).



Gelombang Geser (Vs30)

an kecepatan gelombang geser hingga pada kedalaman 30 m i ini digunakan dalam penentuan klasifikasi batuan berdasarkan npa akibat efek lokal serta keperluan perancangan bangunan s30 merupakan data yang penting dan paling banyak digunakan geofisika dalam penentuan struktur bawah permukaan tanah

hingga kedalaman 30 m, lapisan-lapisan batuan atau tanah pada kedalaman 30 m menentukan pembesaran gelombang gempa (Sunardi et al., 2018).

Nilai Vs30 dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan sebagai berikut.

$$V_{s30} = \frac{\sum_{i=1}^m t_i}{\sum_{i=1}^m t_i / v_{s,i}} \quad 2.8$$

Dengan : i = Indeks perlapisan

m = Banyaknya lapisan hingga kedalam 30 m

t_i = Ketebalan lapisan ke i (m)

$v_{s,i}$ = Kecepatan gelombang geser pada kedalaman i (m/s)

Vs30 = Kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 m (m/s)

Vs30 adalah parameter yang sangat berguna dalam analisis gelombang seismik. Kecepatan gelombang geser berkaitan dengan kekakuan dari struktur tanah, yang digunakan untuk mengetahui jenis lapisan tanah pada *near-surface*. Hal ini dapat dilihat pada tabel 1 yang menunjukkan nilai kecepatan gelombang primer dan kecepatan gelombang geser untuk beberapa jenis material.

Tabel 2. Klasifikasi tanah berdasarkan nilai Vs30

Kelas Tanah	Deksripsi Umum	Vs30 (M/S)
A	Batuan Keras (<i>Granit, Gneiss</i>)	>1500
B	Batuan Sedang (<i>Sandstone, Schist</i>)	760 - 1500
C	Tanah Keras dan Batuan Lunak (<i>Moraine</i>)	360 - 760
D	Tanah Sedang (<i>Sand</i>)	180 - 360
E	Tanah Lunak (<i>Gravel</i>)	<180

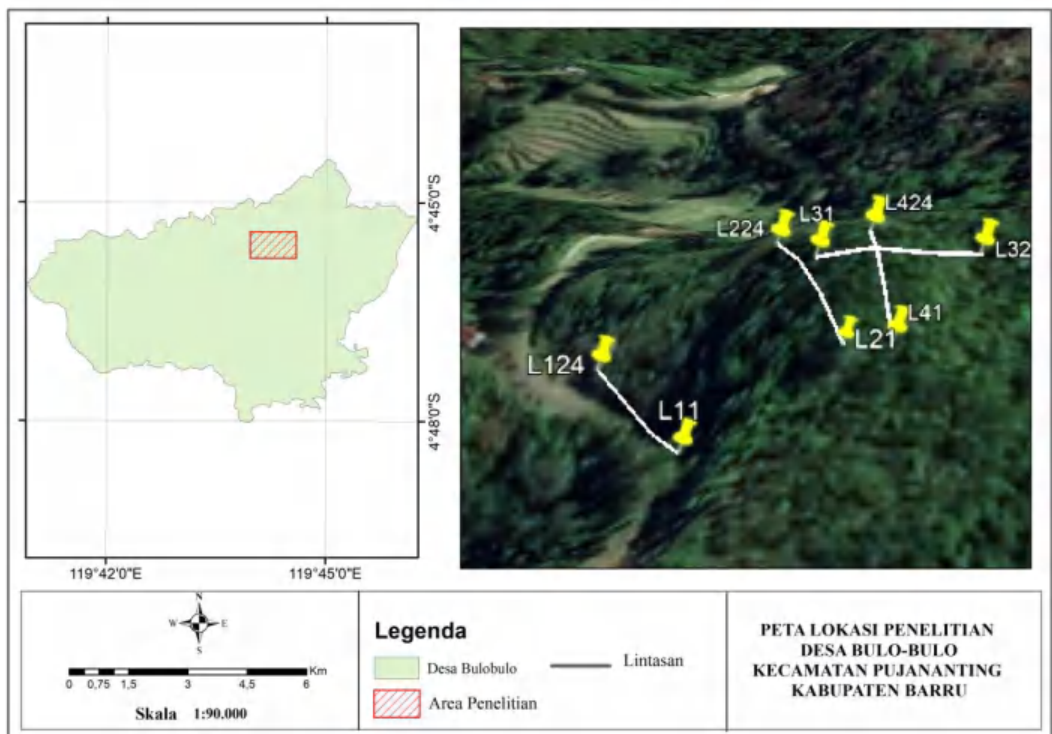


BAB II

METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian

Penelitian metode *multichannel analysis of surface waves* (MASW) ini dilaksanakan pada tanggal 2 – 4 Mei 2023 bertempat di Dusun Palampang, Desa Bulobulo, Kecamatan Pujananting, Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan pada koordinat $04^{\circ} 45' 33.3'' - 04^{\circ} 45' 30.7''$ LS dan $119^{\circ} 44' 17.6'' - 119^{\circ} 44' 18.7''$ BT.



Gambar 11. Peta Lokasi Penelitian

2.2 Alat dan Bahan

2.2.1 Alat



10graf

1 plat besi

6. Label *Extension*
7. Meteran
8. GPS
9. Aki
10. Software *Easy MASW* dan *ArcGIS 10.8*

2.2.2 Bahan

Adapun bahan yang digunakan adalah data primer hasil pengukuran *arrival time* gelombang permukaan menggunakan metode *Multichannel Analysis of Surface Wave* (MASW). Data diperoleh dari proses akusisi menggunakan 24 *geophone* dengan jumlah lintasan sebanyak 4 lintasan dan panjang setiap lintasan 56 meter.

2.3 Prosedur Penelitian

Prosedur penelitian terbagi menjadi beberapa tahap yaitu, tahap persiapan, Pengumpulan data dan tahap pengolahan data.

2.3.1 Tahap Persiapan dan Pengumpulan Data

Tahap ini meliputi kegiatan mempersiapkan penelitian dengan melakukan studi literatur/Pustaka. Studi literatur dilakukan untuk memahami teori yang mendukung penelitian ini, yakni dengan memahami jurnal maupun skripsi yang berkaitan dengan penelitian ini serta mempelajari cara pengolahan data. Pengumpulan data dilakukan dengan pengukuran langsung di lapangan. Jumlah *geophone* yang digunakan pada setiap lintasan sebanyak 24 *geophone* dengan frekuensi *geophone* 10 Hz. Spasi antar *geophone* sebesar 2 m dengan jarak *offset* sebesar 5 m. Parameter perekamannya, *arrival time* ditentukan sebanyak 8192 m/s dengan interval *sampling time* sebesar 0,05 ms. Data *waveform* dengan satuan waktu dari masing-masing lokasi pengukuran selanjutnya diproses dan dianalisis menjadi satuan frekuensi. Profil satu dimensi kecepatan gelombang geser diperoleh dari satu set *waves form* data seismik.

Secara keseluruhan *processing data wave form seismic* menggunakan software *Easy MASW*. Nilai V_s yang diperoleh per kedalaman setiap lokasi akusisi data dan selanjutnya dihitung V_{s30} .

2.3.2 Tahap Pengolahan Data

Adapun prosedur pengolahan data pada penelitian ini adalah sebagai berikut:



masukkan berupa data dengan format SEG2. Setelah data tersebut dilakukan *filtering* dilanjutkan dengan pengolahan data lebih

diperoleh dari analisis spektrum hasil transformasi fourier domain

waktu ke domain frekuensi. Proses ini bertujuan untuk menentukan batas antara frekuensi dengan kecepatan fasa agar diperoleh spektrum kurva dispersi mode dasar. Setelah kurva dispersi kecepatan fasa dan frekuensi diperoleh, kemudian dilakukan picking kurva dispersi yang menghasilkan kurva eksperimental.

3. Picking kurva dispersi

Proses picking kurva dispersi dilakukan dengan menganalisis frekuensi dominan pada kurva antara kecepatan fasa dan frekuensi. Picking dilakukan pada gambar yang berwarna merah atau warna yang menunjukkan korelasi energi amplitudo tinggi, karena metode MASW ini memanfaatkan gelombang Rayleigh dan gelombang tersebut memiliki energi atau amplitudo tinggi.

4. Inversi

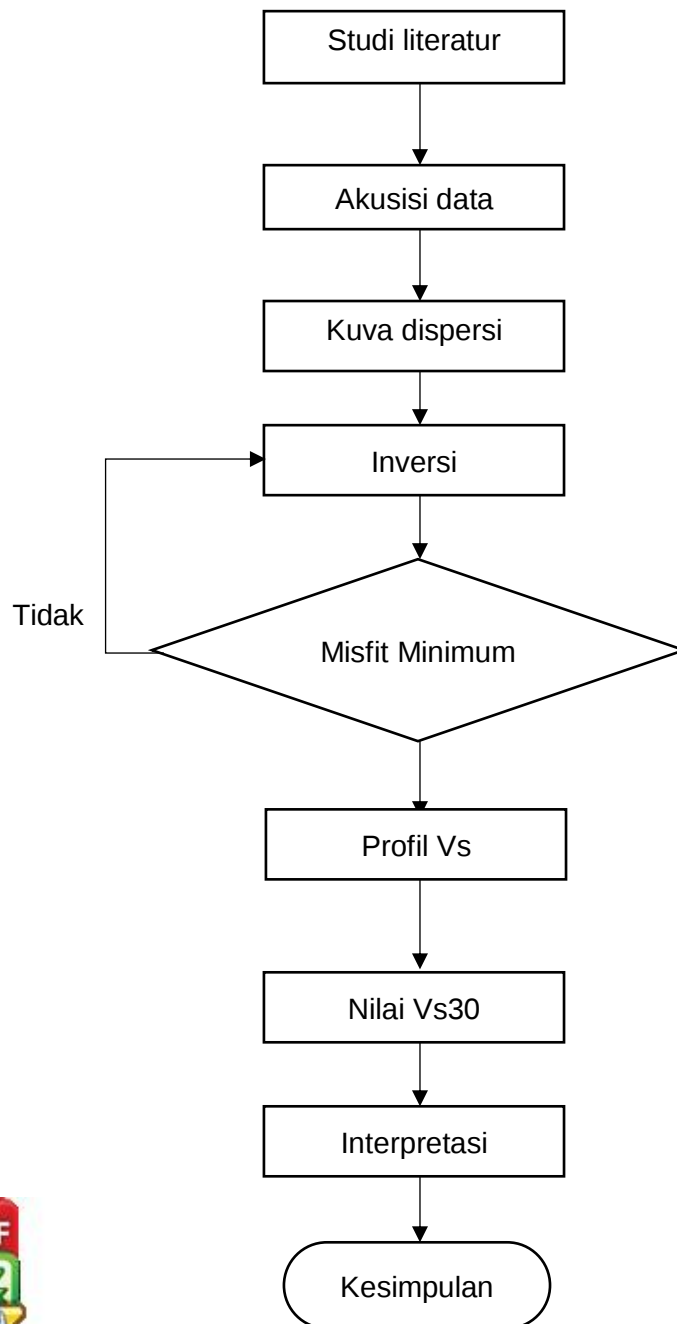
Inversi dilakukan dengan mengubah parameter model geoteknik sintetik yang diperoleh dari overlay terhadap kurva eksperimental. Inversi bertujuan untuk menentukan profil kecepatan berbeda. Hasil overlay antara kurva teoritis dan kurva eksperimental ditentukan dengan nilai RMSE (*Root Mean Square Error*) minimum. Jika nilai RMSE minimum yang diperoleh maka proses dapat dilanjutkan, jika RMSE-nya besar maka perlu dilakukan picking kurva dispersi kembali.

5. Penentuan Profil Kecepatan gelombang geser

Setelah dilakukan inversi, didapatkan profil kecepatan gelombang geser (V_s) 1D. Profil kecepatan gelombang geser berisi informasi mengenai perubahan kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman. Pada tahap ini menunjukkan rata-rata kecepatan gelombang geser dan dilakukan penentuan kategori tanah berdasarkan kecepatan gelombang gesernya.



2.4 Diagram Alir



Gambar 12. Diagram alir