

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Kejadian gempa yang berulang di Kabupaten Mamuju menyebabkan kerusakan berbagai jenis bangunan. Gempa berkekuatan 5,9 Mw, 6,2 Mw, dan 5,8 Mw yang masing-masing terjadi pada 14 Januari 2021, 15 Januari 2021, dan 8 Juni 2022 juga menimbulkan bencana ikutan seperti kejadian likuefaksi dan gerakan tanah (Supartoyo dkk., 2022; Yuwana dkk., 2021). Salah satu yang terdampak ialah bangunan X di Mamuju yang membuat dinding halaman bangunan menjadi runtuh serta terdapat indikasi likuefaksi dimana sebagian tanah muncul dari sela-sela *paving block* di sekitar bangunan. Melihat kondisi lapangan tersebut, maka dibutuhkan investigasi geoteknik pasca gempa untuk mengevaluasi keadaan bawah permukaan di sekitar bangunan.

Investigasi geoteknik memainkan peran penting untuk memahami kondisi bawah permukaan. Informasi kondisi geoteknik, seperti sifat fisik, mekanik, dan geologi sangat penting digunakan untuk perencanaan, desain, konstruksi struktur dan evaluasi kondisi bawah permukaan suatu bangunan. Investigasi geoteknik juga dapat memberikan informasi mengenai kemampuan bawah permukaan dalam menahan beban dan gaya yang diberikan oleh struktur bangunan atau infrastruktur pada daerah yang berpotensi terjadi bencana.

Geofisika sebagai salah satu rumpun ilmu kebumihan memiliki banyak peranan untuk mengidentifikasi kondisi bawah permukaan, salah satunya adalah untuk keperluan geoteknik. Beberapa metode geofisika dapat menunjang analisis geoteknik karena dapat memberikan informasi mengenai parameter fisis bawah permukaan. Salah satu metode dalam studi geofisika adalah Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Metode ini memanfaatkan rambatan gelombang permukaan yakni gelombang Rayleigh untuk mendapatkan profil kecepatan gelombang geser (v_s) di bawah permukaan.

Informasi gelombang geser tersebut kemudian digunakan untuk mengategorikan tanah berdasarkan kelas situs (*site class*) yang mendukung dalam kajian geoteknik. Kebutuhan akan identifikasi v_s disebutkan dalam ketentuan SNI 1726:2019 bahwa dalam penetapan kelas situs harus melalui penyelidikan tanah di lapangan dan di laboratorium dengan minimal mengukur secara independen dua dari tiga parameter tanah, yakni antara kecepatan rambat gelombang geser rata-rata ($\overline{v_s}$), tahanan penetrasi standar rata-rata (\overline{N}), dan kuat geser rata-rata (\overline{Su}) dengan masing-masing parameter pada lapisan 30 m paling atas (BSN, 2019).

Telah banyak pengaplikasian metode MASW pada berbagai kebutuhan. Beberapa diantaranya dilakukan oleh Nolan dkk. (2011) menggunakan MASW untuk mengidentifikasi rongga bawah permukaan pada wilayah dekat Great Salt Lake, Amerika Serikat; Anbazhagan dkk. (2013) mengolerasikan data antara *Standar Penetration Test* (SPT) dan kecepatan gelombang geser (v_s) untuk mengklasifikasikan kelas situ pada daerah perkotaan Lucknow, India; Le Ngai dkk. (2019) menggunakan MASW untuk mengategorikan kelas situs geoteknik di Yogyakarta, Indonesia; serta Wu

(2022) menganalisis daerah likuefaksi berulang di Taiwan akibat kejadian gempa Jiasian dan gempa Meinong. Sementara itu, penelitian untuk mengidentifikasi v_s bawah permukaan suatu gedung dengan menggunakan MASW belum banyak dilakukan khususnya di daerah Mamuju. Oleh karena itu, penulis melakukan penelitian menggunakan metode MASW untuk memahami karakteristik geoteknik bawah permukaan dengan studi kasus pada gedung X di Mamuju.

Di sisi lain, identifikasi nilai v_s berdasarkan kedalaman menggunakan metode MASW dikontrol oleh panjang bentangan pengukuran. Kondisi ini membuat identifikasi lapisan MASW terbatas pada lapisan dangkal. Oleh karena itu, keterbatasan identifikasi v_s berdasarkan kedalaman yang diperoleh dari metode MASW pada area studi akan diakomodir melalui pendekatan empiris menggunakan korelasi v_s dan NSPT untuk mengestimasi nilai v_s berdasarkan kedalaman tertentu. Sehingga melalui penelitian ini, informasi v_s yang didapatkan akan menjadi representasi keadaan bawah permukaan area studi.

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) pada gedung X di Mamuju.
2. Untuk menganalisis korelasi antara kecepatan gelombang geser (v_s) dan nilai *Standard Penetration Test* (NSPT) di Gedung X di Mamuju.

1.2.2 Manfaat

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan manfaat antara lain:

1. Memberikan informasi kondisi bawah permukaan berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser (v_s) pada gedung X di Mamuju.
2. Sebagai bahan tinjauan terhadap korelasi kecepatan gelombang geser (v_s) dan nilai *Standard Penetration Test* (NSPT) di lokasi Gedung X di Mamuju.

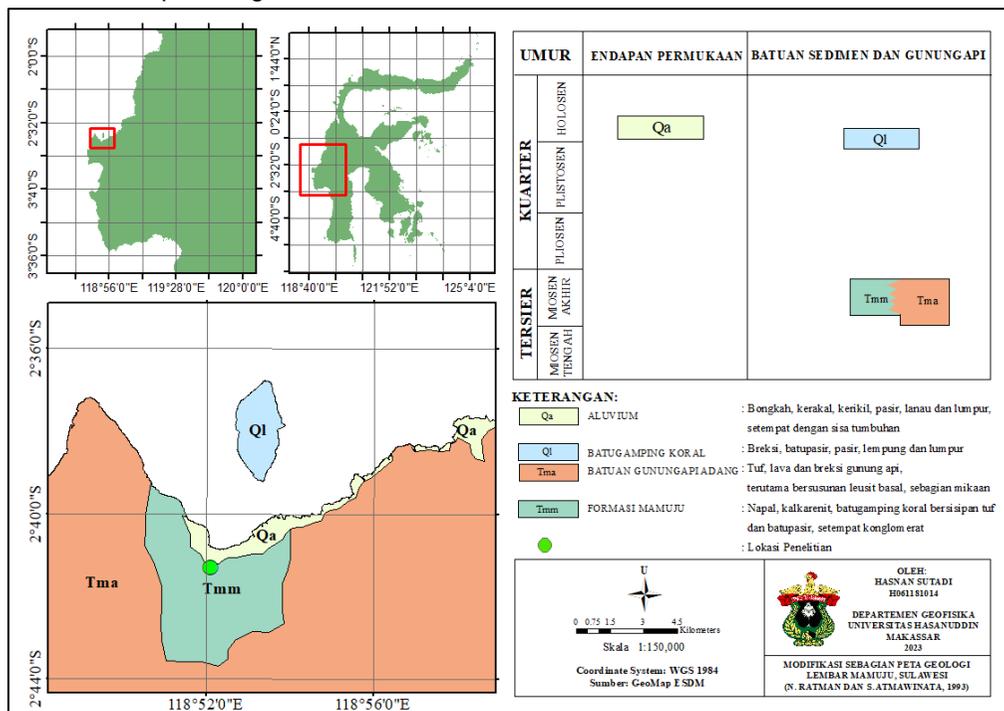
1.3 Landasan Teori

1.3.1 Geologi Regional

Kabupaten Mamuju dan sekitarnya memiliki struktur geologi yang kompleks karena tersusun oleh sebaran batuan gunung api dan batuan sedimen laut seperti yang ditunjukkan gambar 1 (Ratman & Atmawinata, 1993). Sebagian besar daerah Kabupaten Mamuju memiliki kenampakan berupa pegunungan, hanya sebagian kecil berupa perbukitan bergelombang dan dataran rendah (Indrastomo dkk., 2015; Massinai dkk., 2014). Secara tektonik kabupaten Mamuju merupakan kawasan yang dilalui sesar aktif dengan kondisi litologi batuan yang cenderung lunak. Sesar utama di daerah ini adalah sesar naik yang berasosiasi dengan lipatan yakni Mamuju-Majene *Fold and Thrust Belt* (FTB) berarah utara-selatan. Daerah ini memiliki endapan kuartar dan batuan yang berumur lebih tua (Pra Tersier dan Tersier) yang telah mengalami pelapukan kuat, pada umumnya bersifat lepas, urai, lunak, belum kompak sehingga dengan tingginya aktivitas kegempaan akan berefek pada guncangan yang tinggi (Said L dkk., 2023; Supartoyo dkk., 2022).

Adapun penelitian lokasi gedung X berada di atas formasi Mamuju (Tmm) yang berdekatan dengan formasi Aluvium (Qa). Berdasarkan gambar 1, secara stratigrafi dari tua ke muda daerah sekitar penelitian terdiri atas 3 tiga formasi, yakni Formasi Batuan Gunungapi Adang (Tma) yang berumur Miosen Tengah-Miosen Akhir, Formasi Mamuju (Tmm) berumur Miosen Akhir, dan Formasi Aluvium (Qa) yang berumur Holosen. Formasi-formasi ini tersusun atas (Ratman & Atmawinata, 1993):

1. Formasi Batuan Gunungapi Adang (Tma) terdiri atas tuf, lava dan breksi gunung api, terutama bersusunan leusitbasalt, sebagian mikaan.
2. Formasi Mamuju (Tmm) terdiri atas napal, kalkarenit, batugamping koral bersisipan tuf dan batupasir, serta konglomerat
3. Aluvium (Qa) terdiri dari bongkah, kerakal, kerikil, pasir, lanau dan lumpur, setempat dengan sisa tumbuhan



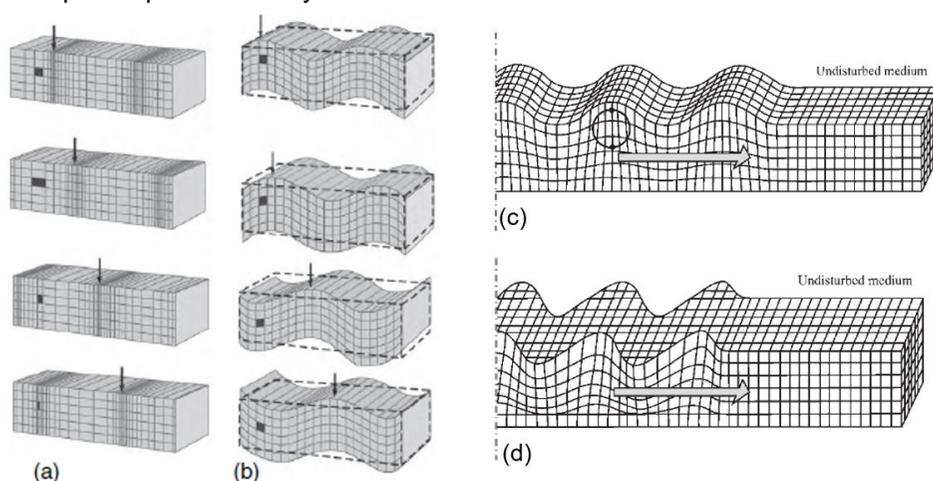
Gambar 1. Modifikasi peta geologi regional lembar Mamuju (Ratman & Atmawinata, 1993)

1.3.2 Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang mekanik yang merambat di dalam atau di permukaan bumi. Gelombang seismik dapat terbentuk ketika energi seismik dilepaskan dalam bentuk guncangan atau getaran baik melalui gempa, gunung berapi, longsor, atau aktivitas seismik lainnya (Afnimar, 2009). Terdapat dua jenis gelombang seismik, yakni gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*) (Gambar 2).

Gelombang badan adalah gelombang yang penjarannya berada di dalam bumi. Gelombang ini terbagi atas dua jenis, yakni gelombang P (Primer) dan gelombang S (Sekunder). Gelombang P (Gambar 2a) atau disebut juga sebagai gelombang kompresi adalah gelombang yang arah getarnya sejajar dengan arah rambatnya sehingga disebut juga sebagai gelombang longitudinal. Gelombang P mampu merambat pada medium padat dan fluida. Sedangkan gelombang S (Gambar 2b) atau gelombang geser adalah gelombang yang arah getarnya tegak lurus dengan arah rambatnya sehingga disebut juga sebagai gelombang transversal. Gelombang S hanya dapat merambat pada medium padat dan tidak dapat merambat pada fluida. Terdapat dua komponen gelombang S, yakni gelombang S untuk arah vertikal (*shear vertical*) atau disebut gelombang SV dan gelombang S untuk arah horizontal (*shear horizontal*) atau disebut gelombang SH (Afnimar, 2009).

Gelombang permukaan adalah gelombang yang penjarannya berada di daerah dekat permukaan bumi dengan ciri memiliki kecepatan rambat yang lebih lambat daripada gelombang badan. Gelombang permukaan memiliki amplitudo yang besar di permukaan dan akan semakin mengecil seiring bertambahnya kedalaman (Afnimar, 2009). Gelombang permukaan terbagi atas dua, yakni gelombang Rayleigh dan gelombang Love. Gelombang Rayleigh (*groundroll*) (Gambar 2c) terbentuk akibat interferensi gelombang-gelombang P dan SV. Gelombang Rayleigh memiliki arah gerak partikel secara retrograsi elipsoid dan sumbu panjangnya tegak lurus terhadap arah permukaan bumi (Telford dkk., 1990; Elnashai & Sarno, 2008; Yilmaz, 2015). Sedangkan gelombang Love (Gambar 2d) terbentuk akibat interaksi gelombang SH yang terjadi pada batas lapisan di permukaan dan memiliki arah getar horizontal dan tegak lurus terhadap arah perambatannya.



Gambar 2. Ilustrasi gerak; (a) Gelombang P, (b) Gelombang S, (c) Gelombang Rayleigh, dan (d) Gelombang Love (Elnashai & Sarno, 2008 dan Everett, 2013).

1.3.3 Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)

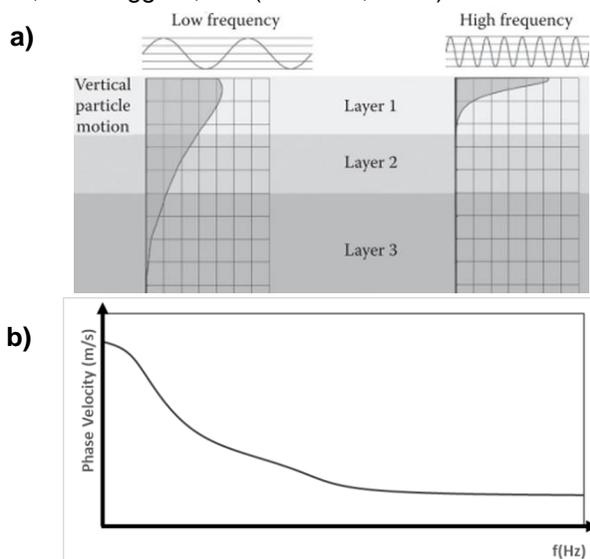
Metode MASW memanfaatkan fenomena sifat dispersi gelombang Rayleigh untuk mendapatkan informasi gelombang geser dekat permukaan. Sifat dispersi gelombang

Rayleigh terjadi ketika perambatan gelombang melewati batas lapisan. Sehingga jika merambat pada medium homogen, kecepatan partikel gelombang Rayleigh tidak bersifat dispersif. Keunggulan lain menggunakan gelombang Rayleigh karena energi gelombangnya mencapai 67% dari total energi gelombang yang dihasilkan sumber (Everett, 2013).

Pada medium homogen, besar nilai v_R didapatkan dari solusi persamaan kecepatan gelombang Rayleigh (lampiran 1), yakni (Das & Ramana, 2010):

$$\left(\frac{v_R}{v_S}\right)^6 - 8\left(\frac{v_R}{v_S}\right)^4 - \left(16\left(\frac{v_S}{v_P}\right)^2 - 24\right)\left(\frac{v_R}{v_S}\right)^2 - 16\left(1 - \left(\frac{v_S}{v_P}\right)^2\right) = 0 \quad (1)$$

Dengan v_P , v_S , dan v_R berturut-turut adalah kecepatan gelombang P, kecepatan gelombang S, dan kecepatan gelombang Rayleigh. Nilai dari $\left(\frac{v_S}{v_P}\right)^2$ adalah sama dengan $\frac{1-2\mu}{2-2\mu}$, dengan μ adalah *Poisson's ratio*. Dengan memasukkan nilai *Poisson's ratio* yang berada di rentang 0 hingga 0,5, maka persamaan tersebut akan menghasilkan rasio $\frac{v_R}{v_S}$ berada di antara 0,862 hingga 0,955 (Foti dkk., 2015).



Gambar 3. a) Dispersi geometri gelombang Rayleigh (Foti dkk., 2015), b) Kurva dispersi medium berlapis

Pada medium berlapis (Gambar 3a) saat gelombang Rayleigh terdispersi, frekuensi rendah akan berkorelasi dengan panjang gelombang Rayleigh yang panjang sehingga dapat mengidentifikasi bawah permukaan yang dalam. Sedangkan pada frekuensi tinggi akan berhubungan dengan panjang gelombang Rayleigh yang pendek yang berkorelasi dengan bawah permukaan yang dangkal. Setiap komponen frekuensi gelombang Rayleigh dalam sistem multi-lapisan akan merambat dengan kecepatan fase karakteristiknya masing-masing. Fenomena ini dikenal sebagai dispersi geometris. Karena pada umumnya kecepatan di dalam bumi meningkat seiring dengan kedalaman, frekuensi rendah akan berjalan lebih cepat dibanding frekuensi yang tinggi (Gambar 3b).

Kecepatan fase gelombang Rayleigh sebagai fungsi frekuensi atau karakteristik dispersinya inilah yang akan memberikan informasi tentang modulus elastis dari masing-masing lapisan di dalam sistem perlapisan (Everett, 2013).

Gelombang Rayleigh hanya membutuhkan permukaan bebas untuk menjadi solusi yang layak dari persamaan gerak, tetapi hanya setengah ruang (*half-space*) yang menghasilkan pulsa Rayleigh yang tidak terdispersi (Lay & Wallace, 1995; Saifuddin, 2019). Sehingga dalam pembuatan kurva dispersi atau fungsi kecepatan fase-frekuensi sebagai representasi pada medium berlapis (*forward model*) terlebih dahulu diperlukan perhitungan kecepatan fase inisial dengan menggunakan persamaan 1, kemudian menghitung nilai frekuensi pada setiap perubahan kecepatan fase (lampiran 2).

Metode MASW dikembangkan untuk mengakomodir kekurangan dari metode Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) yang melakukan pengambilan data berulang berdasarkan variasi jarak dari dua geophone. Efisiensi waktu yang diperoleh dari metode MASW didapatkan karena pengambilan datanya dapat langsung menggunakan banyak geophone (*multichannel*) yang disusun secara sejajar dalam sekali penembakan (Gambar 4). Ólafsdóttir (2014) menjelaskan bahwa sejarah pengembangan analisis dispersi menggunakan data *multichannel* telah dilakukan dengan beberapa cara, diantaranya menggunakan transformasi *slowness-frequency* ($p - \omega$) oleh McMechan dan Yeldin (1981), transformasi *frequency-wavenumber* ($f - k$) oleh Yilmaz (1987), dan juga metode pergeseran fase (*phase shift*) oleh Park dkk., (1998). Penelitian Dal Moro, Pipa, Forte, dan Finetti dalam Ólafsdóttir (2014) mengungkapkan bahwa di antara ketiga metode tersebut, metode pergeseran fase adalah metode yang paling efektif dan akurat untuk mendapatkan kurva dispersi. Adapun desain akuisisi lapangan MASW berdasarkan target kedalaman dapat menggunakan rekomendasi geometri seperti yang ditunjukkan pada tabel 1.

Tabel 1. Rekomendasi desain akuisisi MASW Aktif berdasarkan target kedalaman

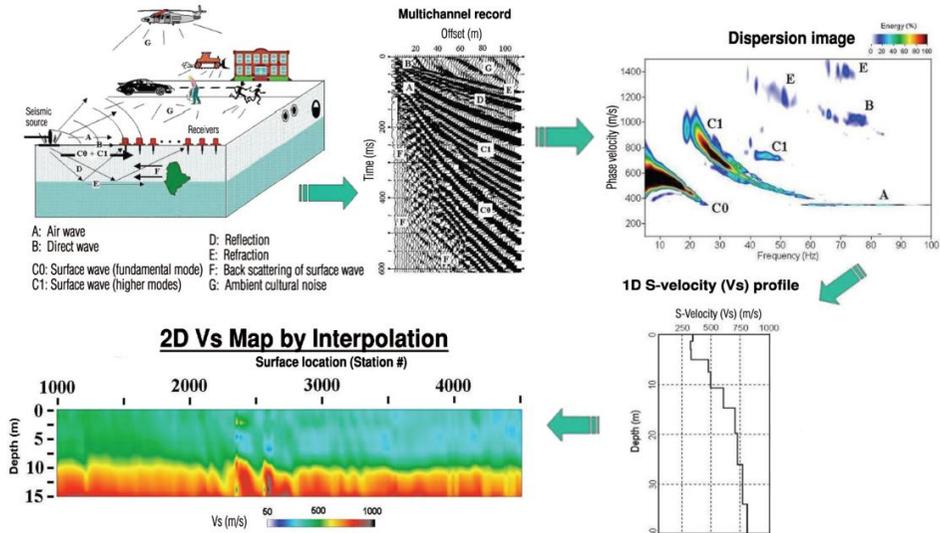
Depth (Z_{max}) ¹ (m)	Source (S) ² (lb)	Receiver (R) ³ (Hz)	Receiver Spread (RS) (m)				SR Move ⁶ (dx)			Recording ⁸				
			Length ⁴ (D)	Source Offset ⁵ (X_1)	Receiver Spacing (dx)		Lateral Resolution ⁷			dt ⁹ (ms)	T ¹⁰ (sec)	Vertical Stack ¹¹		
					24-ch*	48-ch	High	Medium	Low			C	N	VN
1-5	1-5 (5)	4.5-40 (10)	1-15 (10)	0.2-15 (2)	0.05-0.6 (0.5)	0.02-0.3 (0.25)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0.5-1.0 (0.5)	0.5-1.0 (0.5)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
5-10	5-10 (10)	≤ 10 (4.5)	5-30 (20)	1-30 (4)	0.2-1.2 (1.0)	0.1-0.6 (0.5)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0.5-1.0 (0.5)	0.5-1.0 (1.0)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
10-20	≥ 10 (20)	≤ 10 (4.5)	10-60 (30)	2-60 (10)	0.4-2.5 (1.5)	0.2-1.2 (1.0)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0.5-1.0 (0.5)	1.0-2.0 (1.0)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
20-30	≥ 10 (20)	≤ 4.5 (4.5)	20-90 (50)	4-90 (10)	0.8-3.8 (2.0)	0.4-1.9 (1.5)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0.5-1.0 (1.0)	1.0-2.0 (1.0)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
30-50	≥ 10 (20) or passive (4.5)	≤ 4.5 (4.5)	30-150 (70)	6-150 (15)	1.2-6.0 (3.0)	0.6-3.0 (2.0)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0.5-1.0 (1.0)	1.0-3.0 (1.0)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
> 50	≥ 10 (20) or passive (4.5)	≤ 4.5 (4.5)	> 50 (150)	> 10 (30)	> 2.0 (6.0)	> 1.0 (4.0)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0.5-1.0 (1.0)	≥ 1.0 (2.0)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)

Keterangan:

- 1: target kedalaman yang dapat diinvestigasi (m),
- 2: berat palu godam dalam pon sebagai sumber gelombang,
- 3: frekuensi natural geophone,
- 4: perkiraan total panjang geophone,
- 5: jarak antara sumber dan geophone terdekat,
- 6: jarak spasi geophone (dx) saat sumber (S) dan geophone (R) bergerak setelah memperoleh data di satu lokasi,

- 7: derajat resolusi lateral yang dicari,
- 8: parameter perekaman pada seismograf,
- 9: interval pengambilan sampel (ms),
- 10: total waktu perekaman (detik),
- 11: jumlah data susun pada memori seismograf sebelum disimpan dalam berbagai kondisi tenang (C), bisung (N), dan sangat bisung (VN).

Sumber: (Park dalam Syamsuddin & Assegaf, 2021)



Gambar 4. Ilustrasi keseluruhan proses akuisisi dan pengolahan metode MASW (Park dkk., 2007)

Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4, implementasi pemanfaatan gelombang Rayleigh pada data seismik untuk mendapatkan nilai v_s dilakukan dengan cara mengeskrak kurva dispersi dari data seismik. Untuk mendapatkan kurva dispersi maka terlebih dahulu dilakukan penggambaran citra dispersi. Pada penelitian ini, citra dispersi digambarkan dengan mengolah data seismik menggunakan metode *wavefield transformation* atau *phase shift* (Park dkk., 1998; Ólafsdóttir, 2014). Dengan menggunakan metode *phase shift*, sifat dispersi yang terekam divisualisasikan dalam domain frekuensi-kecepatan fasa-perubahan energi (akumulasi amplitudo gelombang). Metode *phase shift* dapat diuraikan ke dalam tiga langkah, yakni (Ólafsdóttir, 2014):

1) Transformasi fourier dan normalisasi amplitudo

Data dari domain waktu $u(x,t)$ dirubah menjadi domain frekuensi $\tilde{u}(x,\omega)$ menggunakan Transformasi Fourier sebagai berikut:

$$\tilde{u}(x,\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x,t) e^{-i\omega t} dt \quad (2)$$

Transformasi medan gelombang $\tilde{u}(x,\omega)$ diekspresikan menggunakan komponen amplitudo $A(x,\omega)$ dan komponen fase $P(x,\omega)$, sebagai berikut:

$$\tilde{u}(x,\omega) = A(x,\omega) P(x,\omega) \quad (3)$$

Dimana informasi terkait sifat dispersi dari sinyal (gelombang) diwakili oleh $P(x,\omega)$ dan semua informasi sifat selainnya terkandung dalam informasi $A(x,\omega)$ seperti atenuasi gelombang dan persebaran energi gelombang. Transformasi Fourier dari rekaman gelombang ($\tilde{u}(x,\omega)$) secara ekuivalen dapat diekspresikan sebagai berikut:

$$\tilde{u}(x,\omega) = A(x,\omega) e^{-i\Phi(\omega)x} \quad (4)$$

Sehingga diketahui bahwa:

$$P(x,\omega) = e^{-i\Phi(\omega)x} \quad (5)$$

Fungsi $\Phi(\omega)$ telah diidentifikasi sebagai spektrum bilangan gelombang:

$$\Phi(\omega) = \frac{\omega}{v_R(\omega)} \quad (6)$$

Dengan $v_R(\omega)$ adalah kecepatan fase (*phase velocity*) gelombang Rayleigh pada setiap frekuensi angular ω .

Karena setiap diskrit *trace* terpisah, persamaan (3) dapat juga dituliskan sebagai produk dari amplitudo $A(x, \omega)$ dan fase $P(x, \omega)$:

$$\tilde{u}_j(\omega_l) = A_j(\omega_l) P_j(\omega_l) \quad (7)$$

Dengan j adalah nomor geophone untuk $j = 1, 2, 3, \dots, n$, $l = 0, 1, 2, 3, \dots, N_s - 1$, dan N_s adalah jumlah *sample point*. Fungsi fase $P_j(\omega_l)$ pada persamaan (5) ditentukan oleh kecepatan fase pada setiap komponen frekuensi (l), yakni:

$$P_j(\omega_l) = e^{-i\Phi(\omega_l)x_j} \quad (8)$$

$$\Phi(\omega_l)x_j = \frac{\omega_l x_j}{v_R(\omega_l)} = \frac{\omega_l(x_1 + (j-1)x)}{v_R(\omega_l)} \quad j = 1, 2, 3, \dots, n \quad (9)$$

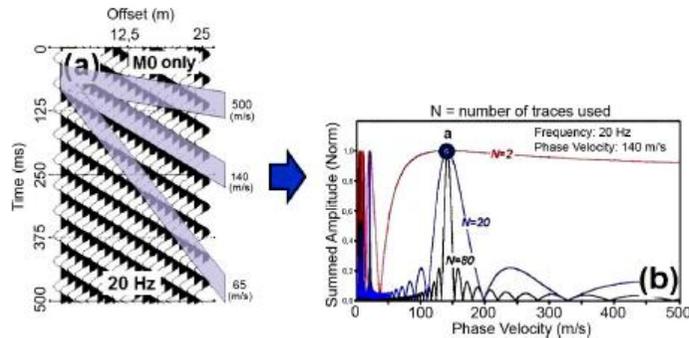
Dengan x_1 adalah jarak offset dan x adalah spasi geophone.

Karena semua informasi mengenai kecepatan fase setiap komponen frekuensi terkandung dalam $P_j(\omega)$, amplitudo setiap *trace* (dalam domain frekuensi) dapat dinormalisasi tanpa kehilangan informasi penting, yakni:

$$\tilde{u}_{j,norm}(\omega) = \frac{\tilde{u}_j(\omega)}{|\tilde{u}_j(\omega)|} \quad (10)$$

Dimana $\tilde{u}_{j,norm}(\omega)$ adalah representasi normalisasi (dalam domain frekuensi) pada *trace* ke- j dalam rekaman gelombang.

2) Penggambaran dispersi



Gambar 5. Prinsip dasar di balik metode pergeseran fase (Ólafsdóttir, 2014). (a) Kurva sinusoid yang dinormalisasi dengan frekuensi 20 Hz dan kecepatan fase 140 m/s. (b) Amplitudo penjumlahan yang dinormalisasi sebagai fungsi frekuensi untuk jumlah *trace* yang berbeda.

Ide dasar dari metode pergeseran fase, ditunjukkan pada Gambar 5. Gambar 5 (a) menunjukkan deretan kurva sinusoid yang dinormalisasi. Kurva-kurva tersebut dapat dianggap sebagai beberapa *trace* yang dinormalisasi dari tembakan impulsif n -geophone yang dikumpulkan setelah transformasi Fourier diterapkan pada rekaman gelombang. Pada gambar 5 diilustrasikan frekuensi

kurva sinusoid diasumsikan konstan pada 20 Hz dan diasumsikan merambat dengan kecepatan fase 140 m/s.

Kurva sinusoidal pada Gambar 5 (a) memiliki fase yang sama di sepanjang kemiringan yang sesuai dengan kecepatan fase aktual (140 m/s). Namun, fase kurva bervariasi di setiap kemiringan bersesuaian dengan kecepatan fase lainnya. Jika kurva-kurva tersebut dijumlahkan di sepanjang kemiringan 140 m/s, jumlahnya akan menjadi kurva sinusoid dengan panjang terbatas dengan amplitudo $A_s = n$ (penjumlahan amplitudo yang dinormalisasi A_s ; $norm = 1$), karena amplitudo masing-masing kurva yang dinormalisasi adalah 1 dan jumlah kurva adalah n . Jika kurva-kurva tersebut dijumlahkan di sepanjang kemiringan yang lain, misalnya, yang sesuai dengan kecepatan fase 65 m/s atau 500 m/s, amplitudo kurva yang dihasilkan akan lebih kecil daripada n (amplitudo penjumlahan yang dinormalisasi lebih kecil daripada 1). Hal ini ditunjukkan pada Gambar 5 (b). Titik yang ditandai dengan huruf a sesuai dengan amplitudo yang dijumlahkan di sepanjang kemiringan 140 m/s. Proses penjumlahan atau penumpukan amplitudo pada domain offset di setiap kemiringan secara umum dikenal sebagai *slant-stacking*. Gambar 5 (b) juga menunjukkan resolusi dari citra dispersi yang akan dihasilkan bergantung pada banyaknya geophone yang berimplikasi pada ketajaman daerah *picking*.

Fungsi *slant stacking* $\bar{v}(\omega, v_{R,T})$ didefinisikan berdasarkan transformasi integral:

$$\bar{v}(\omega, v_{R,T}) = \int_{x_1}^{x_n} e^{i\phi_T x} \frac{\tilde{u}(x, \omega)}{|\tilde{u}(x, \omega)|} dx = \int_{x_1}^{x_n} e^{i\phi_T x} \tilde{u}_{norm}(x, \omega) dx \quad (11)$$

Dimana ϕ_T adalah wavenumber (bilangan gelombang) angular uji yang berhubungan dengan kecepatan fase uji $v_{R,T}$ yang diberikan oleh:

$$\phi_T = \frac{\omega}{v_{R,T}} \quad (12)$$

$\bar{v}(\omega, v_{R,T})$ adalah amplitudo *slant-stack* untuk setiap kombinasi frekuensi sudut (ω) dan kecepatan fase uji ($v_{R,T}$). Transformasi integral pada persamaan (11) mencakup penjumlahan *offset wavefield* pada setiap frekuensi yang diberikan, setelah mengaplikasikan *phase-shift* yang bergantung pada offset yang ditentukan pada setiap kecepatan fase uji ($v_{R,T}$).

Dengan mensubstitusi persamaan (5) ke dalam persamaan (11), sehingga didapatkan persamaan:

$$\bar{v}(\omega, v_{R,T}) = \int_{x_1}^{x_n} e^{-i(\Phi(\omega) - \phi_T)x} \frac{A(x, \omega)}{|A(x, \omega)|} dx \quad (13)$$

Pada setiap ω , nilai maksimum pada $\bar{v}(\omega, v_{R,T})$ akan terjadi ketika:

$$\phi_T = \Phi(\omega) \quad (14)$$

Spektrum amplitudo $A(x, \omega)$ adalah bernilai real dan bernilai positif. Dengan persamaan (6) dan (12), dan (14), dapat dituliskan bahwa:

$$\frac{\omega}{v_{R,T}} = \frac{\omega}{v_R(\omega)} \leftrightarrow v_{R,T} = v_R(\omega) \quad (15)$$

Dengan demikian, untuk menentukan karakteristik dispersi dari $u(x, t)$, nilai-nilai $\bar{v}(\omega, v_{R,T})$ diuji. Ketika kecepatan fase pengujian ($v_{R,T}$) sama dengan kecepatan fase aktual yang sesuai dengan frekuensi tertentu ($v_R(\omega)$), nilai maksimum akan diamati dalam $\bar{v}(\omega, v_{R,T})$. Menggabungkan nilai puncak dari $\bar{v}(\omega, v_{R,T})$, untuk nilai-nilai ω yang berbeda, akan menghasilkan karakteristik mode dispersi.

Dengan menggunakan persamaan (10) dan (11) maka dapat dituliskan secara diskrit, sebagai:

$$\bar{v}_s(\omega, v_{R,T}) = \sum_{j=1}^n e^{-i\phi_T x_j} \tilde{u}_{j,norm}(\omega) = \sum_{j=1}^n e^{-i\phi_T x_j} P_j(\omega) \quad (16)$$

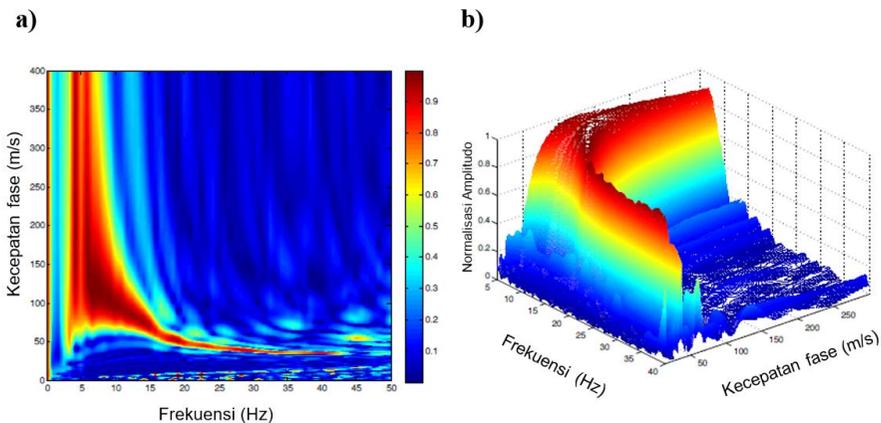
Dimana:

$$\phi_T x_j = \frac{\omega_l x_j}{v_{R,T}} = \frac{\omega_l(x_1 + (j-1)x)}{v_{R,T}} \quad j = 1, 2, 3, \dots, n \quad (17)$$

Nilai $\bar{v}_s(\omega, v_{R,T})$ yang diperoleh dari persamaan (16) dan (17) adalah bilangan kompleks yang nilai mutlaknya $A_s(\omega, v_{R,T}) = |\bar{v}_s(\omega, v_{R,T})|$ adalah sama dengan amplitudo yang dijumlahkan (*slanted-stacked*) untuk menguji kecepatan fase $v_{R,T}$ dan frekuensi ω . Pada setiap frekuensi yang berbeda, nilai $v_{R,T}$ yang memberikan nilai maksimum mutlaknya A_s adalah nilai yang dicari. Jika mode yang lebih tinggi mendapatkan energi yang cukup, dua (atau lebih) energi maksimum yang berbeda akan muncul untuk frekuensi yang sama, dan akan memiliki nilai $v_{R,T}$ yang berbeda.

Karena nilai maksimum yang dapat diperoleh dari A_s bergantung pada n (jumlah *geophone*) yang digunakan untuk akuisisi data, A_s harus dinormalisasi di seluruh rentang $v_{R,T}$ dan ω sesuai dengan persamaan (18) sehingga nilai puncaknya adalah 1 dalam semua kasus (Gambar 6).

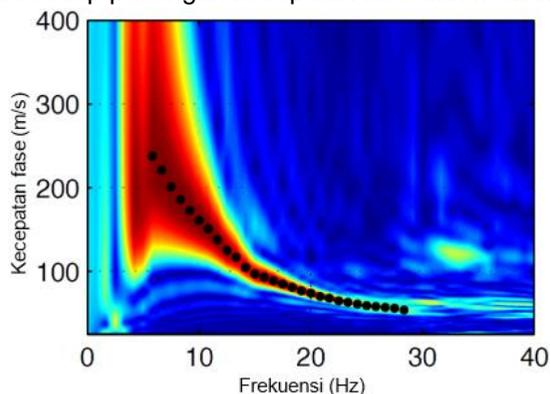
$$A_{s,norm}(\omega, v_{R,T}) = \frac{A_s(\omega, v_{R,T})}{\max_{\omega, v_{R,T}} \{A_s(\omega, v_{R,T})\}} \quad (18)$$



Gambar 6. Ilustrasi penggambaran dispersi yang diperoleh menggunakan metode *phase shift*: a) Dua dimensi, b) Tiga dimensi (Ólafsdóttir, 2014)

3) Ekstraksi kurva dispersi

Nilai puncak (*high-amplitudo bands*) yang teramati menampilkan karakteristik dispersi dari gelombang permukaan. Pemilihan (*picking*) dilakukan pada daerah fundamental mode yang berada pada antara frekuensi dengan kecepatan fase yang memiliki amplitudo tertinggi. Gambar 7 menunjukkan proses picking kurva dispersi dengan memilih daerah yang terindikasi memiliki jumlah amplitudo tertinggi pada setiap pasangan kecepatan fase dan frekuensi.



Gambar 7. Ekstraksi kurva dispersi (Ólafsdóttir, 2016)

Selanjutnya dilakukan inversi yang bertujuan untuk mencocokkan kurva 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 2.

Tabel 2. Identifikasi nilai v_s terhadap geomaterial

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

Sumber: Foti dkk. (2018)

1.3.4 Inversi Neighborhood Algorithm (NA)

Inversi adalah proses pencarian parameter untuk mendapatkan model yang cocok dengan data pengamatan (observasi). Terdapat dua jenis pemodelan inversi, yakni metode pencarian lokal (inversi linier) dan metode pencarian global (inversi non-linier) (Foti dkk., 2018). Metode pencarian lokal berawal dari pemberian model inisial yang

terhubung dengan parameter fisis dari data observasi (eksperimen) terhadap data kalkulasi (teoritis) yang secara iteratif berubah hingga mendapatkan misfit yang rendah. Sehingga hasil dari inversi pencarian lokal sangat bergantung terhadap model inisial yang diberikan. Sedangkan metode pencarian global bekerja dengan cara mengevaluasi kumpulan kemungkinan model yang terdistribusi berdasarkan rentang parameter tertentu lalu memilih model dengan misfit terendah yang dapat diterima.

Kelemahan dari metode inversi linier atau sering disebut pencarian lokal adalah, meskipun mereka bergerak secara efisien menurun berdasarkan informasi gradien ketidaksesuaian (misfit semakin berkurang), mereka biasanya tetap dekat dengan model awal (inisial) dan cenderung terperangkap dalam minimum lokal. Sebagai alternatif, metode pencarian non-linier (optimasi) dirancang untuk mencari ruang secara luas dan (idealnya) menghindari solusi sub-optimal. Berbagai metode optimasi non-linier telah diterapkan pada inversi geofisika seperti metode pencarian global Simulated Annealing (SA), Genetic Algorithm (GA), dan Neighborhood Algorithm (NA) (Gosselin dkk., 2022).

Penelitian ini menggunakan inversi Neighborhood Algorithm (NA) yang diperkenalkan oleh Sambridge (1999) dan dikembangkan penggunaannya pada inversi gelombang permukaan oleh Wathelet dkk. (2004) pada proyek SESAME European (“*Site EffectS assessment using AMbient Excitation*”, Project EVG1-CT-2000-00026). Implementasi dari proyek tersebut adalah pengembangan aplikasi *open source* Geopsy untuk mengolah data gelombang permukaan.

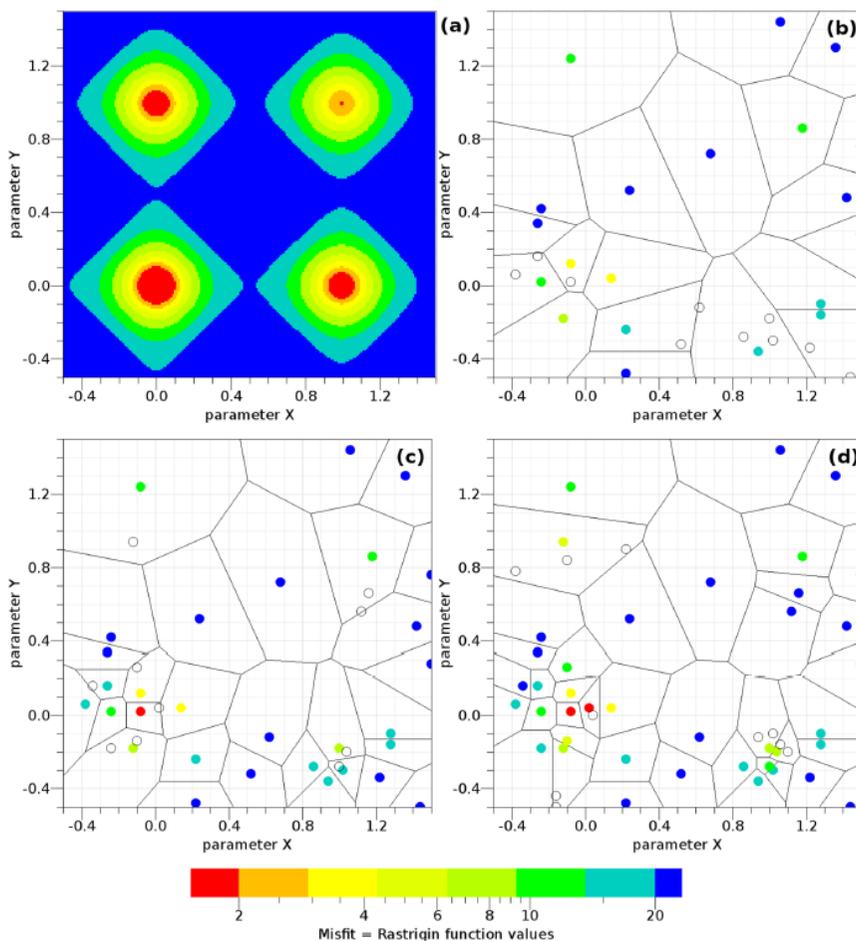
Neighborhood Algorithm adalah metode pencarian langsung (*direct search method*) yang digunakan untuk memecahkan masalah inversi non-linier. Inversi NA akan memproduksi sampel acak dari pasangan parameter fisis dan geometris dalam ruang parameter, sehingga setiap sampel memiliki satu set parameter yang 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.

$$Misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(y_{di} - y_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \quad (19)$$

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 σ_i adalah ketidakpastian yang terasosiasi pada data observasi pada frekuensi f_i . Berdasarkan persamaan (19), nilai misfit yang kurang dari 1 menunjukkan bahwa kurva dispersi kalkulasi memiliki kesesuaian (*fit*) atau memiliki standar deviasi ± 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).

Implementasi inversi NA berbasis pengelompokan pasangan parameter terdekomposisi ke dalam Sel Voronoi. Polihedra tak beraturan pada setiap sel ini

memandu produksi sampel-sampel berikutnya untuk membuat algoritma tersebut mampu memusatkan pengambilan sampel di wilayah-wilayah ruang parameter yang menguntungkan. Pembagian ruang parameter ke dalam sel-sel Voronoi dapat digunakan untuk penyempurnaan berulang-ulang dari perkiraan fungsi misfit, yang mengukur perbedaan antara data observasi dan data kalkulasi. Algoritma dimulai dengan serangkaian model yang dihasilkan secara acak lalu secara berulang-ulang memilih area dengan model pasangan parameter terbaik untuk menghasilkan sampel baru, dengan fokus pada wilayah dengan misfit terendah.



Gambar 8. Ilustrasi penggunaan NA dengan dua parameter yang berkorespondensi pada fungsi Rastrigin (Gosselin dkk., 2022).

Gambar 8 adalah ilustrasi penggunaan inversi NA dengan diketahui suatu model dipengaruhi oleh nilai pasangan parameter X dan Y. Gambar 8a adalah seluruh sampel pada fungsi Rastrigin yang memperlihatkan terdapat 4 model minima (misfit terendah yang dapat diterima). Gambar 8b menunjukkan 20 sampel acak sebagai populasi inisial (lingkaran berwarna) yang berkorespondensi pada geometri Voronoi (garis hitam). Lalu

N_s sebanyak 10 model baru (terbentuk pada gambar b) yang dihasilkan secara acak ke dalam sel yang memiliki misfit terendah. Gambar 8c menunjukkan pembuatan model baru sebanyak 10 model pada area Voronoi dengan misfit terendah yang telah dihitung sehingga mendapatkan 30 populasi model (lingkaran berwarna). Setiap model yang diproduksi akan membentuk sel Voronoi yang baru. Proses ini diulangi hingga mendapatkan 40 model seperti yang ditunjukkan pada gambar 8d.

Ruang parameter yang terbagi menjadi sel Voronoi (gambar 8) dibangun dari lokasi populasi model inisial (titik generator). Setiap lokasi di dalam sel Voronoi lebih dekat dengan titik generatornya dibandingkan dengan model lain dalam populasi. Seperti yang telah dijelaskan, NA memiliki dua parameter tuning utama yakni, N_s dan N_r , yang mengontrol perilaku algoritma antara eksplorasi dan optimasi (Gosselin dkk., 2022). Bahkan jika secara temporal, inversi NA terjebak dalam minimum lokal, NA dapat dengan cepat berevolusi ke area lain dalam ruang parameter seperti yang ditunjukkan oleh Sambridge (1999).

Dalam struktur tanah biasanya digunakan empat parameter yang sepenuhnya menggambarkan lapisan elastis untuk perhitungan kurva dispersi: v_s , H (ketebalan), v_p , dan ρ (densitas). v_s dan v_p berhubungan langsung melalui Poisson's Ratio (μ) yang umumnya di alam berkisar dari 0,2 hingga 0,5. Sehingga μ bukanlah parameter melainkan pengkondisian terhadap perbandingan v_p pada v_s . Secara historis, efek v_p pada kurva dispersi dianggap dapat diabaikan. Namun, Wathelet (2005) menunjukkan bahwa ini tidak berlaku untuk semua nilai *Poisson's ratio*, terutama untuk yang ditemui pada batuan keras (di bawah 0,3) (lampiran 2). Sehingga mengeset v_s dan v_p sebagai parameter bebas akan optimal selama kompatibel dengan kondisi Poisson's ratio (Wathelet, 2008). Setiap kurva dispersi yang telah diinversi dan mendapatkan model terbaik selanjutnya akan diinterpolasi untuk mendapatkan penampang v_s 2D.

1.3.5 Korelasi v_s dan NSPT

SPT (*Standard Penetration Test*) adalah salah satu metode dalam geoteknik yang bertujuan untuk memperoleh parameter perlawanan penetrasi lapisan tanah. Nilai tahanan penetrasi standar disimbolkan dengan N , sehingga disebut sebagai NSPT. Pada pengaplikasiannya, NSPT digunakan untuk mengidentifikasi lapisan keras, analisa daya dukung tanah, hingga dapat memberikan rekomendasi kebutuhan jenis pondasi pada suatu bangunan (BSN, 2008).

Uji NSPT dilakukan dengan cara menghitung banyak pukulan pada sistem beban jatuh dengan berat 63,5 kg dan tinggi jatuh ± 75 cm untuk penurunan tanah setiap 15 cm. Dilakukan uji sebanyak 3×15 cm pada setiap kedalaman 1,5-2,0 m. Nilai N yang digunakan adalah jumlah pukulan pada penetrasi 15 cm kedua (N_2) dan ketiga (N_3). Nilai N_1 tidak digunakan karena dianggap masih kotor bekas pengeboran (BSN, 2008). Adapun identifikasi tanah berdasarkan jumlah nilai NSPT dapat dijelaskan dalam dua jenis karakteristik, yakni berdasarkan keteguhan tanah berbutir halus dan kepadatan relatif untuk tanah berbutir kasar, sebagaimana ditunjukkan pada tabel 3 dan 4. Kriteria keteguhan tanah tidak berlaku bagi tanah berbutir halus yang banyak mengandung kerikil.

Tabel 3. Kriteria keteguhan tanah berbutir halus

Ciri tanah berbutir halus	Nilai NSPT	Kriteria
Keluar diantara jari bila ditekan	<2	Sangat lunak
Mudah dibentuk dengan tekanan jari yang rendah	2 – 4	Lunak
Dapat ditekan dengan tekanan jari yang kuat	4 – 8	Teguh
Membekas bila ditekan dengan ibu jari	8 – 15	Sangat teguh
Membekas bila ditekan dengan kuku ibu jari	15 – 30	Keras
Sulit untuk memperoleh bekas bila ditekan dengan kuku ibu jari	>30	Sangat keras

Sumber: SNI 2436:2008 (BSN, 2008)

Tabel 4. Kepadatan relatif

Nilai NSPT	Kriteria
<4	Sangat urai
4 – 10	Urai
10 – 30	Agak padat
30 – 50	Padat
>50	Sangat padat

Sumber: SNI 2436:2008 (BSN, 2008)

Informasi v_s dapat digunakan dalam berbagai aplikasi, termasuk pemetaan lapisan stratigrafi, melakukan studi karakterisasi lokasi pra-konstruksi, menghitung sifat-sifat dinamis tanah, juga mengevaluasi potensi likuefaksi (Fatehnia dkk., 2015). Keunggulan metode geofisika yang dapat menghitung nilai v_s secara non-destruktif memberikan keuntungan tersendiri dalam upaya identifikasi bawah permukaan. Sayangnya, pengukuran metode seismik seperti MASW khususnya di daerah perkotaan mengalami berbagai kendala seperti kebisingan dan keterbatasan ruang (Muktaf dkk., 2022). Di sisi lain, penggunaan metode NSPT banyak dilakukan khususnya di perkotaan karena tidak dipengaruhi oleh kebisingan dan relatif dapat bekerja pada ruang yang terbatas. Oleh karena itu, perlu dilakukan penentuan v_s secara tidak langsung melalui analisis korelasi NSPT. Hubungan antara keduanya dapat dituliskan sebagai (Anbazhagan dkk., 2013; Esfehanizadeh dkk., 2014):

$$v_s = aN^b \quad (20)$$

Dengan a dan b adalah koefisien regresi.

Persamaan regresi dapat dituliskan sebagai:

$$y = p + qx \quad (21)$$

Jika variabel y adalah komponen v_s dan x adalah komponen N, maka persamaan 20 dan 21 dapat diatur ulang menjadi:

$$\ln v_s = \ln a + \ln N^b \quad (22)$$

$$\ln v_s = \ln a + b \ln N \quad (23)$$

Sehingga:

$$y = \ln v_s \quad (24)$$

$$x = \ln N \quad (25)$$

$$p = \ln a \leftrightarrow a = e^p \quad (26)$$

$$qx = b \ln N \leftrightarrow b = q \quad (27)$$

Untuk mendapatkan nilai p dan q dapat dilakukan dengan penyelesaian persamaan regresi, sehingga nilai a dan b dapat ditentukan.

Pada identifikasi klasifikasi situs (*site class*) yang ditinjau dengan keadaan rata-rata profil tanah lapisan 30 m paling atas dapat menggunakan tiga parameter, yakni kecepatan rambat gelombang geser rata-rata (\bar{v}_s), tahanan penetrasi standar rata-rata (\bar{N}), dan kuat geser rata-rata (\bar{S}_u). Hubungan dari tiga parameter ini dalam klasifikasi situs dapat dilihat pada tabel 5.

Tabel 5. Klasifikasi situs

Kelas situs	\bar{v}_s (m/detik)	\bar{N}	\bar{S}_u (kPa)
SA (batuan keras)	>1500	N/A	N/A
SB (batuan)	750 – 1500	N/A	N/A
SC (tanah keras, sangat padat dan batuan lunak)	350 – 750	>50	100
SD (<i>tanah sedang</i>)	175 – 350	15 – 50	50 – 100
SE (<i>tanah lunak</i>)	< 175	<15	< 50
	Atau setiap profil tanah yang mengandung lebih dari 3 m tanah dengan karakteristik sebagai berikut: 1. Indeks plastisitas, $PI > 20$, 2. Kadar air, $w \geq 40\%$, 3. Kuat geser niralir $\bar{S}_u < 25$ kPa		
SF (tanah khusus, yang membutuhkan investigasi geoteknik spesifik dan analisis respons spesifik-situs vana mengikuti)	Setiap profil lapisan tanah yang memiliki salah satu atau lebih dari karakteristik berikut: - Rawan dan berpotensi gagal atau runtuh akibat beban gempa seperti mudah likuifaksi, lempung sangat sensitif, tanah tersementasi lemah - Lempung sangat organik dan atau gambut (ketebalan $H > 3$ m) - Lempung berplastisitas sangat tinggi (ketebalan $H > 7,5$ m dengan indeks plastisitas $PI > 75$) - Lapisan lempung lunak/setengah teguh dengan ketebalan $H > 35$ m dengan $\bar{S}_u < 50$ kPa		

Catatan: N/A = tidak dapat dipakai

Sumber: SNI 1726:2019 (BSN, 2019)

Adapun untuk menghitung keadaan rata-rata profil tanah lapisan 30 m paling atas pada tiap parameter kelas situs (K), digunakan persamaan (28):

$$\bar{K}_S = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_{S_i}}} \quad (28)$$

Dengan d adalah ketebalan, sehingga $\sum_{i=1}^n d_i$ adalah ketebalan hingga 30 m. Sedangkan K_S adalah parameter v_s , N , atau S_u .

BAB II METODOLOGI PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian

Penelitian dilakukan di sekitar Gedung X di Kabupaten Mamuju, Provinsi Sulawesi Barat pada tanggal 13 Maret 2023. Terdapat dua lintasan pengukuran sebagai data primer dan satu data bor sebagai data sekunder, seperti yang ditunjukkan pada gambar 9.



Gambar 9. Lokasi pengukuran

2.2 Perangkat Penelitian

2.2.1 Peralatan

Adapun peralatan (Gambar 10) yang digunakan dalam penelitian ini, yakni:

- 1 unit Seismograf WGZ-24C
- 24 buah Geophone 4.5 Hz
- 1 Geophone trigger
- Aki 12V,40Ah
- Kabel trigger
- Kabel penghubung geophone-seismograf
- Kabel power seismograf aki
- Meteran
- Palu godam
- Plate 5kg
- GPS
- Handytalky*



Gambar 10. Peralatan

2.2.2 Perangkat Lunak

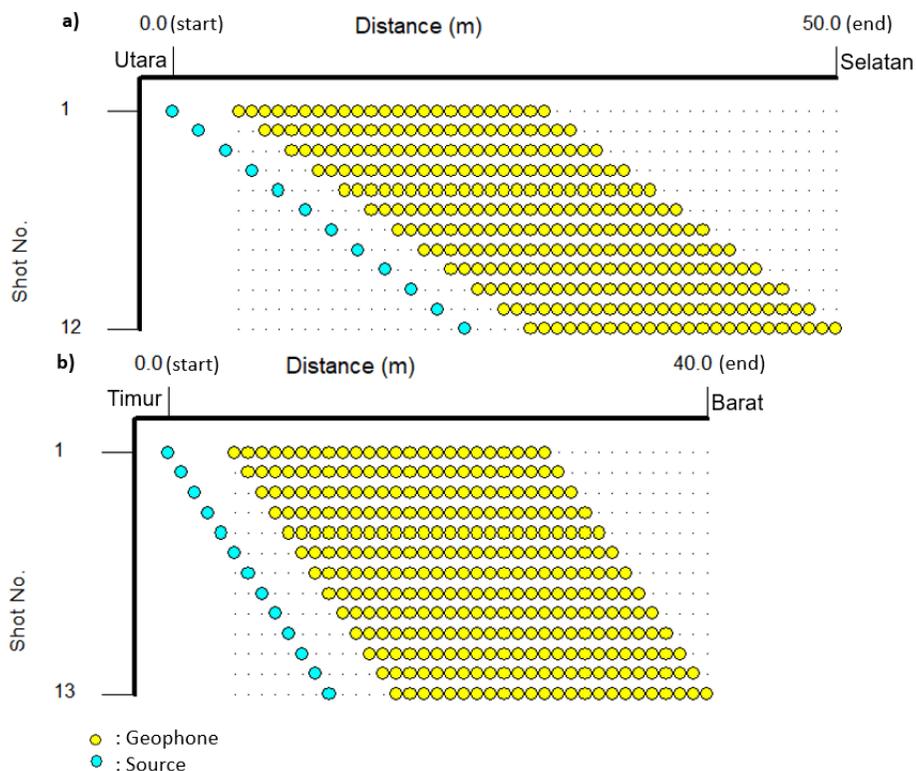
Adapun perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini, yakni:

1. SeisImager v7.0.0.0 : berfungsi untuk menghitung korelasi silang antar data seismik dan membentuk *gather number*
2. Geopsy v3.4.2 : berfungsi untuk melakukan *picking* kurva dispersi hingga melakukan inversi untuk mendapatkan profil v_s
3. Python v3.12 : berfungsi untuk menginterpolasi data menggunakan metode RBF melalui *coding*.
4. Surfer v25.2.259 : Menampilkan penampang hasil interpolasi data

2.3 Prosedur Penelitian Data

2.3.1 Akuisisi Data

Pengambilan data MASW menggunakan 24 geophone 4.5 Hz yang disusun pada suatu garis lurus dengan *offset* sejauh 5 meter dan jarak antar geophone sebanyak 1 meter. Untuk mendapatkan data dengan 2D dilakukan konfigurasi *roll-along*. Pada lintasan 1 digunakan *SR Move* sejauh 2 meter dengan total 12 kali penembakan. Sedangkan untuk lintasan 2 digunakan *SR Move* sejauh 1 meter dengan total 13 kali penembakan. Lintasan 1 diambil dari Utara ke Selatan dan Lintasan 2 diambil dari Timur ke Barat. Kondisi ini menyesuaikan dengan keadaan lapangan, sehingga tiap lintasan tidak bisa menggunakan geometri yang sama. Data direkam dengan sampling rate 0,5 ms dengan panjang rekaman 1,024 s. Desain akuisisi dapat dilihat pada gambar 9 dan 11.

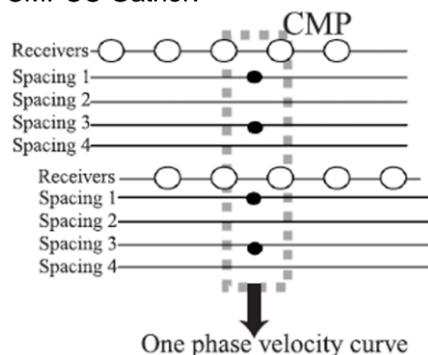


Gambar 11. Desain akuisisi data MASW; a) Lintasan 1, b) Lintasan 2

2.3.2 Pengolahan Data

Geometri dari data MASW yang telah didapatkan terlebih dahulu diedit agar jarak source dan titik geophony sesuai prosedur di lapangan. Setiap penembakan dalam line yang sama diolah menggunakan metode Korelasi Silang Titik Tengah atau *Common Mid Point Cross Correlation* (CMP CC) sebagaimana yang dijelaskan oleh Hayashi & Suzuki (2004). Adapun prosedurnya sebagai berikut:

1. Dalam setiap pengumpulan penembakan, korelasi silang dihitung untuk setiap pasangan trace.
2. Setelah mengkorelasikan silang setiap pasangan dari semua shot gather, korelasi yang memiliki titik tengah yang sama dikelompokkan bersama.
3. Pada setiap titik tengah yang sama, korelasi silang yang memiliki spasi yang sama ditumpuk dalam domain waktu.
4. Korelasi silang yang memiliki spasi yang berbeda tidak boleh ditumpuk dalam domain waktu. Korelasi silang ini diurutkan berdasarkan spasinya, pada setiap titik tengah yang sama. Korelasi silang yang dihasilkan menyerupai kumpulan penembakan. Namun, ini hanya berisi perbedaan fasa karakteristik di setiap lokasi *Common Mid Point* (CMP). Terbentuklah gather untuk setiap CMP atau disebut juga sebagai CMPCC Gather.



Gambar 12. Ilustrasi CMPCC untuk 2 penembakan (Hayashi & Suzuki, 2004). Lingkaran putih adalah Lokasi geophone, lingkaran hitam adalah midpoint (pair) dari korelasi silang.

5. Setiap gather diproses seperti pengolahan data MASW seperti biasa, yakni menggunakan metode *phase shift*.
6. Kecepatan fase ditentukan dari amplitudo maksimum pada setiap frekuensi.

Proses pembentukan Gather tiap CMPCC diolah menggunakan SeisImager v7.0.0.0. Untuk mendapatkan kurva dispersi hingga proses inversi, kumpulan pasangan trace seismik setiap gather diolah menggunakan Geopsy v3.4.2.

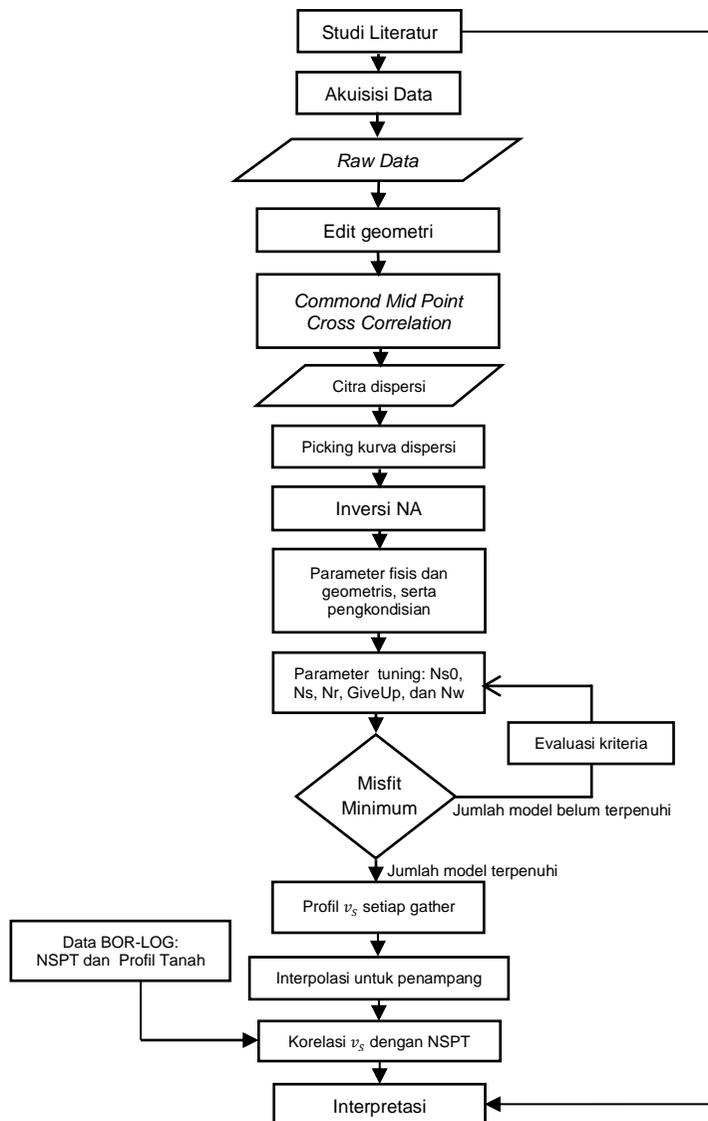
Proses inversi dilakukan dengan mengeset parameter fisis dan geometris, serta pengkondisian; yakni, v_s , v_p , ρ , dan kedalaman (*depth*), serta μ . Implementasi inversi NA pada Dinver (tools dalam Geopsy) dilakukan dengan mengatur beberapa parameter tuning, yakni $Ns0$ (jumlah model awal) sebanyak 50, Ns (jumlah model yang akan dibuat secara keseluruhan) sebanyak 10000 sampel, Nr (produk model baru setelah evaluasi misfit) sebanyak 50 sampel, GiveUp (persentase dari model buruk yang dihasilkan

setelah model terbaik ditinggalkan) sebesar 90%, dan Nw (jumlah model acak sebelum menghasilkan model baru) sebesar 2. Model terbaik yang terpilih adalah model kurva kalkulasi dengan misfit terendah. Inversi pada setiap gather CMPCC akan menghasilkan model profil v_s untuk selanjutnya diinterpolasi seperti yang ditunjukkan Gambar 4 hingga mendapatkan penampang 2D bawah permukaan.

2.4 Korelasi v_s dan NSPT

Korelasi dilakukan pada data CMP yang dekat dengan lokasi bor. Korelasi dilakukan dengan menggunakan data v_s dan NSPT pada kedalaman yang sama.

2.5 Bagan Alir Penelitian



Gambar 13. Bagan Alir Penelitian