

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Karakteristik bawah permukaan tanah memiliki peranan penting dalam perencanaan dan pembangunan infrastruktur, khususnya pada wilayah yang rawan terhadap guncangan seismik. Tanah dengan sifat fisik yang kurang baik dapat memperbesar dampak gempa bumi, bahkan pada lokasi yang jauh dari pusat gempa. Salah satu parameter penting yang perlu diketahui adalah kecepatan gelombang geser (V_s), karena parameter ini berkaitan langsung dengan respons dinamis tanah terhadap getaran. Oleh karena itu, diperlukan metode yang mampu mengidentifikasi struktur bawah permukaan secara efisien, terutama di kawasan padat aktivitas seperti area kampus. Pendekatan geofisika menjadi solusi efektif untuk mengatasi tantangan ini tanpa harus melakukan pengeboran langsung yang mahal dan bersifat invasif (Wathelet et al., 2004).

Metode geofisika pasif, seperti Spatial Auto-Correlation (SPAC), merupakan salah satu metode yang banyak digunakan karena memanfaatkan kebisingan seismik alami yang tersedia secara kontinu di lingkungan sekitar. Metode ini bekerja dengan menganalisis sinyal mikrotremor—getaran kecil di permukaan tanah yang berasal dari aktivitas manusia maupun fenomena alam—untuk mempelajari distribusi energi gelombang permukaan, terutama gelombang Rayleigh. Melalui perhitungan fungsi autokorelasi spasial antar sensor, metode SPAC memungkinkan estimasi kecepatan fase gelombang sebagai fungsi frekuensi, yang kemudian digunakan dalam proses inversi untuk menentukan profil kecepatan gelombang geser (Okada & Suto, 2003). Keunggulan metode ini terletak pada kemampuannya dalam mengidentifikasi struktur bawah permukaan secara non-destruktif, ekonomis, serta cukup akurat untuk kedalaman tertentu.

Dalam penerapannya, metode SPAC memerlukan konfigurasi susunan sensor atau array yang tepat untuk mendapatkan hasil pengukuran yang optimal. Beberapa jenis konfigurasi array yang umum digunakan antara lain circular array, triangular array, dan L-shaped array. Masing-masing konfigurasi memiliki kelebihan dan keterbatasan, tergantung pada tujuan survei, kondisi lapangan, serta kedalaman target yang ingin dicapai. Circular array sering dianggap paling ideal karena dapat menghasilkan hasil pengukuran yang simetris, namun penerapannya cukup sulit di area dengan keterbatasan ruang. Sebaliknya, konfigurasi L-array menawarkan fleksibilitas pemasangan dan efisiensi jumlah sensor, terutama untuk studi yang berfokus pada estimasi profil 1D (Perret et al., 2024).

Pemilihan konfigurasi L-array dalam penelitian ini didasarkan pada kondisi fisik lokasi penelitian di Lapangan Panahan Universitas Hasanuddin, yang memiliki keterbatasan ruang dan bentuk area yang memanjang. Konfigurasi ini memungkinkan pemasangan alat secara lebih praktis sekaligus mampu menangkap variasi gelombang secara efektif di lingkungan urban. Selain itu, L-array terbukti efisien dalam memperoleh kurva dispersi yang representatif untuk estimasi kecepatan gelombang geser 1D dengan jumlah peralatan yang lebih sedikit dibandingkan konfigurasi lain. Beberapa penelitian sebelumnya menunjukkan bahwa konfigurasi ini cukup andal untuk mendeteksi perbedaan stratigrafi tanah, terutama di wilayah yang didominasi oleh gelombang Rayleigh (Kästli & Fäh, 2006). Dengan demikian, penerapan metode SPAC menggunakan konfigurasi L-array diharapkan dapat memberikan gambaran profil kecepatan gelombang geser yang akurat, sehingga dapat mendukung perencanaan infrastruktur yang aman dan berkelanjutan di kawasan kampus (Arai & Tokimatsu, 2005).

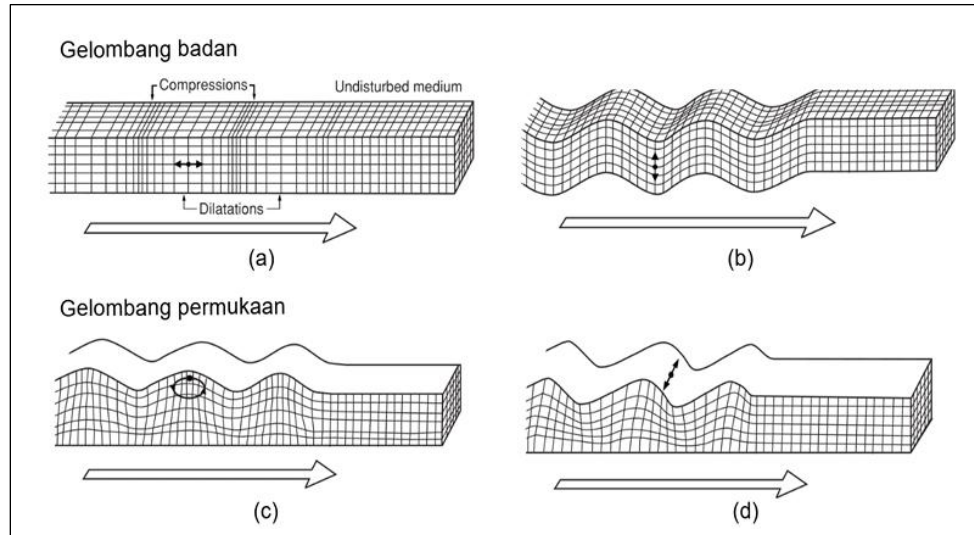
1.2 Tujuan

1. Penelitian ini bertujuan untuk menentukan profil kecepatan gelombang geser (V_s) satu dimensi (1D) dengan menggunakan konfigurasi L-Array di Lapangan Panahan melalui analisis data mikrotremor.
2. Membandingkan efektivitas konfigurasi L-Array dan Konfigurasi Segitiga dalam pengukuran mikrotremor.

1.3 Landasan Teori

1.3.1 Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang elastis yang merambat di dalam maupun di sepanjang permukaan bumi. Gelombang ini berperan penting dalam studi geofisika, geoteknik, serta mitigasi bencana, khususnya dalam memahami respons lokal suatu wilayah terhadap aktivitas seismik atau gempa bumi (Mark E. Everett, 2013). Gelombang seismik terbentuk akibat pelepasan energi secara tiba-tiba dari sumber gempa, seperti pergerakan lempeng tektonik, letusan gunung api, maupun aktivitas buatan seperti ledakan dan getaran dari alat eksplorasi. Menurut Hossain et al. (2025), karakteristik gelombang seismik sangat dipengaruhi oleh sifat elastisitas dan densitas medium batuan yang dilaluinya, sehingga analisis terhadap kecepatan rambat gelombang dapat memberikan informasi penting mengenai kondisi dan struktur bawah permukaan bumi.



Gambar 1. Ilustrasi gerak partikel (a) gelombang P, (b) gelombang S, (c) gelombang Rayleigh, dan (d) gelombang Love (John M. Reynolds, 2011)

Selain dipengaruhi oleh sifat material, gelombang seismik juga mengalami interaksi yang kompleks dengan struktur bawah permukaan bumi. Proses penjalarannya tidak hanya bergantung pada media elastis yang homogen, tetapi juga pada adanya heterogenitas material, perubahan densitas, serta perbedaan kecepatan gelombang di setiap lapisan geologi. Studi numerik menunjukkan bahwa dalam media dengan variasi material yang kompleks, terjadi fenomena pemencaran (scattering) dan dispersi gelombang yang signifikan, di mana gelombang dapat mengalami pembelokan, difraksi, serta penyebaran akibat adanya ketidakseragaman atau inklusi dalam medium (Kawahara, 1997). Fenomena ini dapat menyebabkan gelombang mengalami pelemahan, penguatan, maupun perubahan arah rambat, tergantung pada kondisi lokal bawah permukaan. Oleh karena itu, analisis propagasi gelombang seismik menjadi aspek penting dalam pemodelan struktur bawah permukaan serta prediksi respons seismik suatu wilayah.

a. Gelombang badan

Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar ke dalam bumi dan terdiri dari gelombang primer (P) serta gelombang sekunder (S). Gelombang P merupakan gelombang longitudinal yang bergerak sejajar dengan arah rambatnya, dan dapat merambat melalui media padat, cair, maupun gas. Sebaliknya, gelombang S merupakan gelombang transversal dengan arah getaran tegak lurus terhadap arah rambatannya, serta hanya dapat merambat pada material padat. Perbedaan karakteristik antara gelombang P dan S dimanfaatkan dalam analisis waktu tiba untuk mengestimasi kedalaman dan struktur bawah permukaan, sebagaimana ditunjukkan dalam studi polarisasi body-wave di Jakarta yang digunakan untuk memperkirakan profil kecepatan gelombang geser (V_s) (Verdhora Ry et al., 2019). Selain itu, gelombang badan juga diklasifikasikan

berdasarkan gerak partikelnya, yaitu gelombang P dengan gerakan kompresi-regangan dan gelombang S dengan gerakan geser (John M. Reynolds, 2011).

Kecepatan dan amplitudo gelombang badan sangat dipengaruhi oleh sifat elastisitas, densitas, serta tekanan konfining dari material batuan yang dilaluinya. Menurut Hossain et al. (2025), variasi nilai modulus elastisitas dan densitas menyebabkan perubahan signifikan terhadap kecepatan propagasi gelombang, sehingga pengukuran gelombang badan dapat memberikan gambaran yang akurat mengenai komposisi serta tingkat kekompakan batuan. Fenomena seperti refraksi dan refleksi yang dialami gelombang badan di batas antar lapisan geologi juga dimanfaatkan dalam metode eksplorasi seismik untuk mengidentifikasi ketebalan, jenis, serta struktur bawah permukaan.

b. Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan terbentuk akibat interaksi antara gelombang badan dengan batas lapisan geologi di dekat permukaan bumi. Gelombang ini menjalar sepanjang antarmuka dan memiliki amplitudo besar serta periode yang panjang, sehingga dapat menimbulkan kerusakan signifikan, terutama di wilayah dengan lapisan tanah yang lunak. Fenomena ini dikenal sebagai penguatan situs lokal (*site amplification*). Secara umum, gelombang permukaan terbagi menjadi dua jenis utama, yaitu gelombang Rayleigh dan gelombang Love (Havskov & Alguacil, 2015).

Gelombang Rayleigh memiliki pola gerak partikel berbentuk elips retrograde pada bidang vertikal, sedangkan gelombang Love bergerak secara horizontal tegak lurus terhadap arah rambat tanpa memiliki komponen vertikal. Kedua jenis gelombang ini bersifat dispersif, artinya kecepatan perambatannya bergantung pada frekuensi, terutama saat merambat melalui media berlapis. Karakteristik ini menjadikan gelombang permukaan penting dalam metode eksplorasi geofisika seperti MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*), HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*), dan SPAC, yang banyak digunakan untuk menentukan profil kecepatan gelombang geser (V_s) di lapisan dangkal (Mahvelati & Coe, 2020).

1.3.2 Karakteristik Dispersif Gelombang Rayleigh

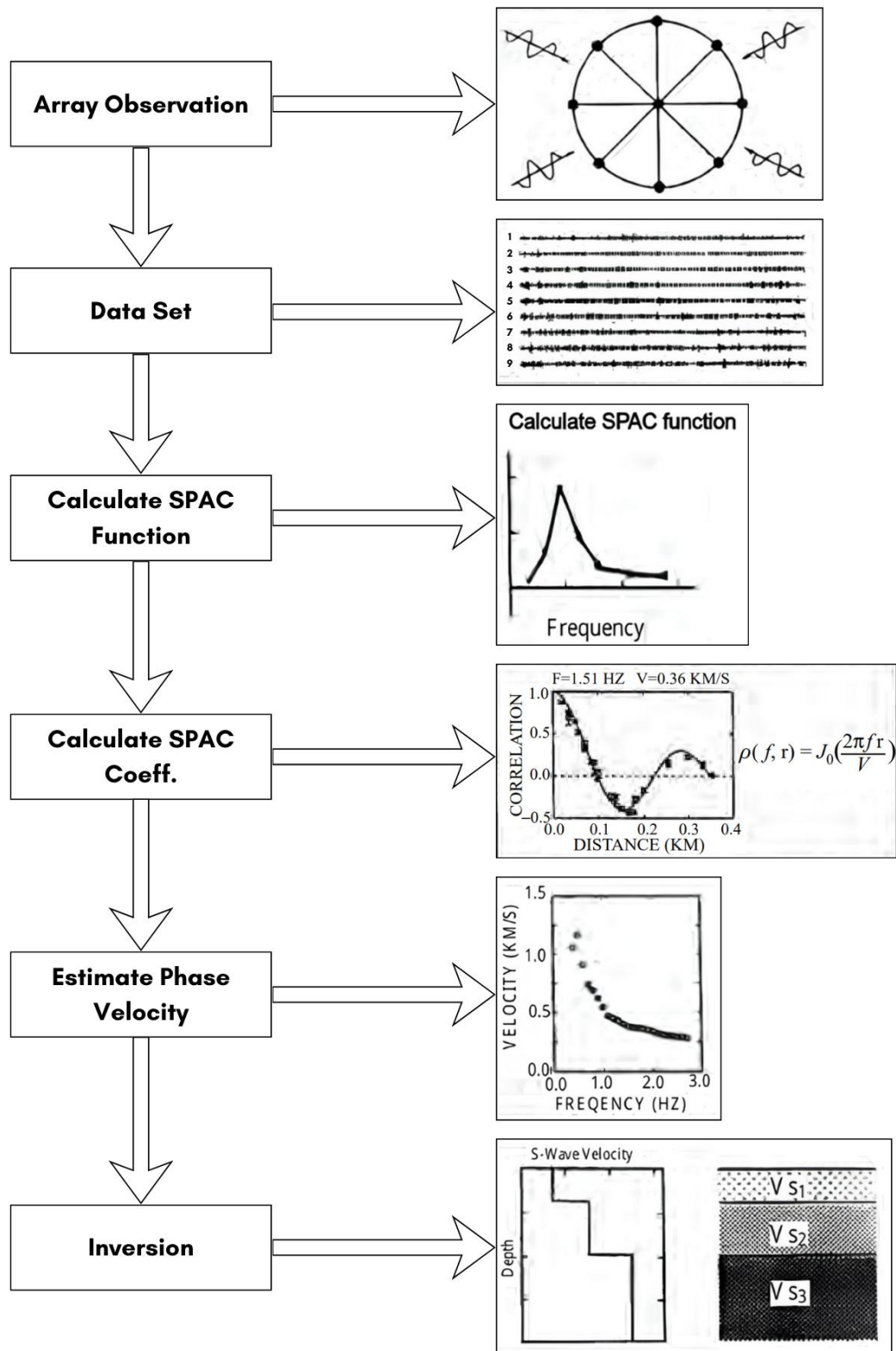
Gelombang Rayleigh merupakan salah satu jenis gelombang permukaan yang terbentuk akibat getaran di permukaan bumi, baik karena aktivitas gempa maupun sumber seismik lainnya, dan merambat dengan pola gerak partikel elips menyerupai riak air di permukaan kolam. Gelombang ini memiliki sifat dispersif, yaitu kecepatan perambatannya (kecepatan fase) bergantung pada frekuensi; pada sistem tanah berlapis, gelombang berfrekuensi rendah menjalar lebih dalam dan lebih cepat karena melalui lapisan yang padat dan kaku, sedangkan gelombang berfrekuensi tinggi merambat di lapisan dangkal yang lunak dengan kecepatan lebih rendah. Prinsip dispersi inilah yang menjadi dasar dalam analisis seismik dangkal, di mana hubungan antara kecepatan fase dan frekuensi digambarkan melalui kurva dispersi untuk mengidentifikasi variasi sifat fisik lapisan tanah. Melalui analisis dari Mahvelati & Coe (2020) dan Wang et al. (2021) diperoleh profil kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman, yang menjadi parameter penting dalam interpretasi struktur bawah permukaan, penilaian kondisi stratigrafi, serta analisis karakteristik mekanik tanah dalam berbagai penerapan geoteknik dan mitigasi bahaya seismik.

1.3.3 Spatial Autocorrelation

Metode Spatial Autocorrelation (SPAC) merupakan salah satu metode geofisika pasif yang digunakan untuk mengestimasi profil kecepatan gelombang geser (V_s). Prinsip dasar metode ini adalah bahwa kecepatan fase gelombang dapat ditentukan melalui analisis statistik terhadap getaran ambien yang bersifat acak (stokastik). Dalam pendekatan ini, data mikrotremor yang direkam oleh susunan sensor (*receiver array*) diasumsikan berasal dari berbagai arah, sehingga pola getaran yang terekam mencerminkan hubungan antara frekuensi dan kecepatan fase. Hubungan tersebut dianalisis menggunakan fungsi autokorelasi spasial, yang kemudian memungkinkan pemisahan dan ekstraksi gelombang permukaan dari data mikrotremor (Aki, 1957).

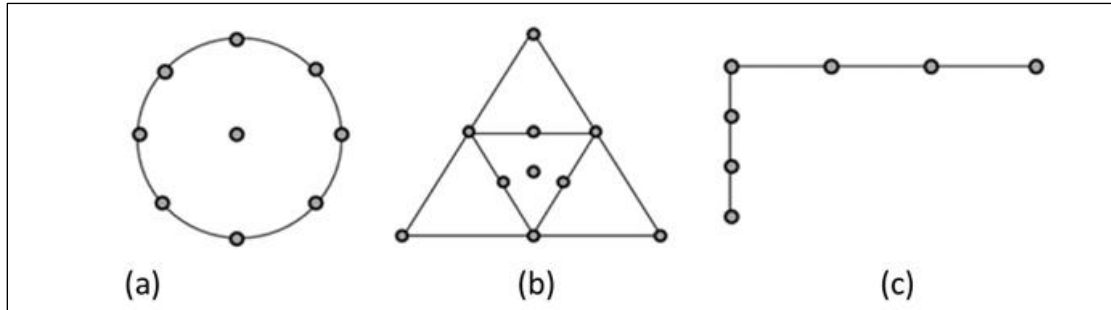
Penerapan metode SPAC dengan konfigurasi L-array terbukti mampu memberikan estimasi profil kecepatan gelombang geser (V_s) secara akurat. Berdasarkan penelitian Mukhbitah et al. (2024), data mikrotremor yang dikumpulkan melalui konfigurasi L-array diolah untuk menghasilkan kurva dispersi

gelombang Rayleigh, yang selanjutnya digunakan dalam proses inversi satu dimensi (1D). Hasil penelitian menunjukkan bahwa metode ini sensitif terhadap variasi kecepatan V_s pada kedalaman dangkal, khususnya di bawah 10 meter. Karakteristik tersebut sangat penting untuk memahami kondisi geologi setempat, terutama pada wilayah yang didominasi oleh lapisan tanah lunak. Selain itu, konfigurasi L-array dinilai praktis dan efisien untuk digunakan di lapangan, sehingga cocok diterapkan pada area dengan keterbatasan ruang seperti lingkungan kampus atau kawasan perkotaan. Dengan memanfaatkan sifat dispersi gelombang Rayleigh, metode SPAC memungkinkan pemetaan struktur bawah permukaan secara non-destruktif, efisien, dan ekonomis (Mukhbitah et al., 2024).



Gambar 2. Prosedur metode SPAC (Okada & Suto, 2003)

Gambar 2 menunjukkan langkah-langkah metode SPAC (Spatial Autocorrelation) yang digunakan untuk mempelajari sifat tanah melalui gelombang seismik. Pertama, alat perekam mengumpulkan data dari beberapa titik di permukaan. Data tersebut kemudian digunakan untuk menghitung fungsi SPAC yang menggambarkan hubungan antar gelombang pada lokasi berbeda. Selanjutnya, koefisien SPAC yang diperoleh dibandingkan dengan fungsi Bessel orde nol untuk mendapatkan kesesuaian (fitting) yang digunakan dalam penentuan kecepatan fase gelombang permukaan. Kecepatan fase ini kemudian dianalisis lebih lanjut melalui proses inversi guna memperoleh profil kecepatan gelombang geser (V_s) (Okada & Suto, 2003).



Gambar 3. Opsi susunan geometri akuisisi SPAC. (a) Bentuk lingkaran, (b) Bentuk segitiga, (c) Bentuk L (Asthen & Hayashi, 2018).

Durasi perekaman dan jumlah receiver dalam analisis statistik metode SPAC memiliki hubungan langsung dengan kualitas data yang dihasilkan, namun efisiensi akuisisi tetap menjadi pertimbangan penting. Setiap lokasi pengukuran memiliki karakteristik yang berbeda, tetapi secara umum, durasi perekaman selama 10–20 menit sudah memadai untuk konfigurasi dengan jarak antar receiver kurang dari 100 meter. Apabila jarak antar receiver bertambah, waktu perekaman perlu diperpanjang agar data yang diperoleh tetap representatif. Sebagai contoh, untuk konfigurasi dengan panjang lebih dari 1000 meter, disarankan waktu perekaman sekitar 30–40 menit, sedangkan untuk konfigurasi yang melebihi 1 kilometer, durasi lebih dari 1 jam dianggap ideal (Hayashi et al., 2022). Gambar 3 memperlihatkan tiga bentuk umum susunan geometri akuisisi metode *Spatial Autocorrelation* (SPAC) dalam pengukuran mikrotremor. Konfigurasi pertama adalah bentuk lingkaran, di mana sensor ditempatkan mengelilingi titik pusat dengan jarak yang sama untuk memberikan cakupan arah getaran (*azimuthal coverage*) yang merata. Bentuk ini sesuai diterapkan di area terbuka dengan ruang cukup luas. Konfigurasi kedua berbentuk segitiga sama sisi, yang dapat dikembangkan menjadi susunan multi-skala dengan menambahkan segitiga berukuran lebih kecil di dalamnya guna meningkatkan resolusi data pada jarak antar sensor yang lebih pendek. Sementara itu, konfigurasi ketiga berbentuk L, di mana sensor disusun membentuk sudut 90°, dan umumnya digunakan pada lokasi dengan keterbatasan ruang seperti lingkungan perkotaan. Meskipun cakupan arah getarannya lebih terbatas dibanding pola lingkaran, bentuk L tetap efektif dan banyak dipilih pada kondisi lapangan yang tidak memungkinkan pemasangan konfigurasi penuh. Ketiga konfigurasi ini merujuk pada penelitian Asthen dan Hayashi (2018).

1.3.4 Inversi Nearest Neighbourhood (NA)

Dalam bidang geofisika, inversi merupakan metode yang digunakan untuk memperkirakan model struktur bawah permukaan berdasarkan data hasil pengukuran di permukaan bumi. Tujuan utama dari proses ini adalah untuk menjawab permasalahan kebalikan (*inverse problem*), yaitu “seperti apa model geologi yang mampu menghasilkan data pengamatan di permukaan”. Pendekatan ini menjadi penting karena sebagian besar karakteristik bawah permukaan tidak dapat diukur secara langsung, sehingga diperlukan metode matematis untuk menafsirkan parameter-parameter tersebut melalui data tidak langsung, seperti gelombang seismik, gaya berat, maupun medan magnet.

Menurut Tarantola et al. (2005), pemodelan inversi dalam geofisika dapat diklasifikasikan menjadi dua kategori utama, yaitu *linear* dan *non-linear*, bergantung pada hubungan antara data dan model yang digunakan. Selain itu, metode inversi juga dapat menghasilkan satu solusi terbaik, yang mengevaluasi banyak kemungkinan solusi. Dalam analisis gelombang permukaan milik Menke (2012), hubungan antara model bawah permukaan dan data pengamatan bersifat non-linear, artinya perubahan parameter model tidak selalu menghasilkan perubahan data yang sebanding. Selain itu, menurut Richards (2002) permasalahan inversi juga

bersifat tidak unik, di mana satu data pengamatan dapat dijelaskan oleh beberapa model bawah permukaan yang berbeda. Kondisi ini menyebabkan interpretasi hasil tidak tunggal dan memerlukan pertimbangan tambahan untuk meminimalkan bias interpretasi.

Proses pemodelan inversi melibatkan perhitungan numerik secara iteratif yang memerlukan model awal (*initial model*), fungsi objektif (*misfit function*), serta algoritma optimasi untuk memperkecil selisih antara data hasil model dan data observasi. Keberhasilan inversi sangat bergantung pada kualitas data, pemilihan parameter model yang tepat, serta pemahaman terhadap kondisi geologi lokal. Oleh karena itu, metode inversi menjadi salah satu komponen penting dalam interpretasi geofisika modern, baik untuk keperluan eksplorasi sumber daya alam maupun studi geoteknik dan mitigasi bencana (Woelz & Rabbel, 2005).

- Fungsi Misfit dan Seleksi Model

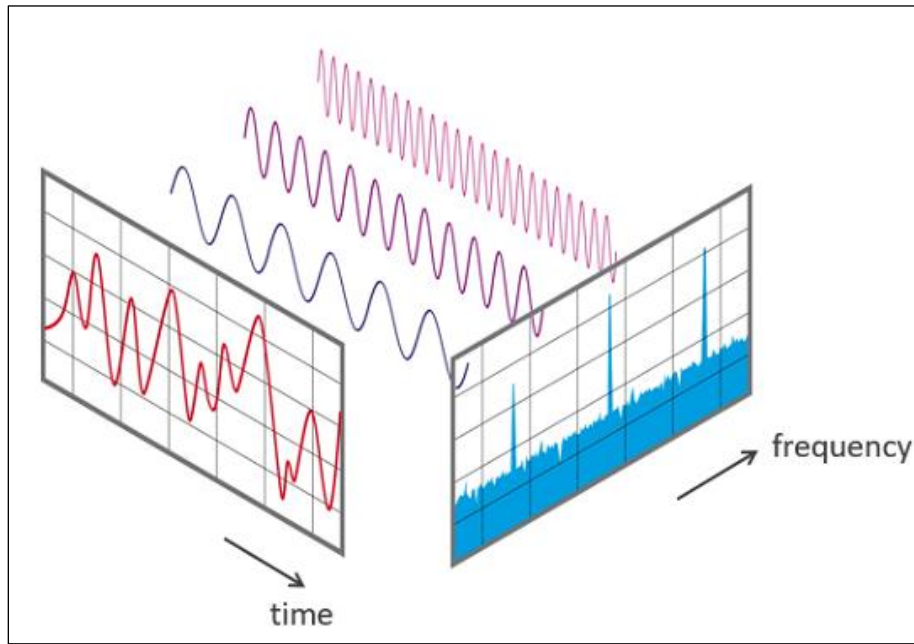
Misfit adalah ukuran perbedaan antara data observasi dan hasil model. Pada penelitian ini, fungsi misfit dihitung menggunakan kuadrat selisih antara data observasi dan data hasil model, seperti ditunjukkan pada Persamaan (1) :

$$Misfit = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d_{obs,i} - d_{model,i})^2 \quad (1)$$

Model dengan nilai misfit paling kecil menunjukkan bahwa kurva yang dihasilkan memiliki kesesuaian paling baik dengan data hasil pengamatan. Artinya, model tersebut dianggap paling mendekati kondisi sebenarnya di bawah permukaan. Pada penelitian yang menggunakan metode *Neighborhood Algorithm* (NA) (Asten & Hayashi (2018)) , dilakukan proses pencarian banyak model secara berulang hingga diperoleh ratusan bahkan ribuan kombinasi. Dari seluruh hasil tersebut, beberapa model dengan nilai misfit terkecil dipilih sebagai model yang dianggap paling layak. Model-model ini kemudian dianalisis lebih lanjut secara statistik untuk memperkirakan parameter bawah permukaan, seperti kecepatan gelombang geser (V_s), sehingga hasil inversi dapat menggambarkan kondisi geologi dengan lebih akurat.

1.3.5 Fast Fourier Transform (FFT)

Dalam pengolahan data geofisika, FFT merupakan algoritma yang sangat efisien untuk mengubah sinyal dari domain waktu menjadi domain frekuensi. Dengan fungsi ini, sinyal getaran yang direkam sebagai variasi amplitudo terhadap waktu dapat dianalisis berdasarkan komponennya di frekuensi yang berbeda, sehingga karakteristik frekuensi dominan dalam sinyal dapat diidentifikasi dengan jelas (Sun & Zhan, 2006). Dalam konteks pengukuran mikrotremor atau pengolahan gelombang permukaan menggunakan metode seperti Spatial Autocorrelation (SPAC), FFT digunakan untuk memperoleh spektrum frekuensi dari rekaman sinyal. Spektrum ini kemudian menjadi dasar dalam analisis lebih lanjut seperti perhitungan koefisien korelasi spasial dan *fitting* fungsi Bessel orde nol, yang penting untuk mengekstraksi kecepatan fase dan profil kecepatan gelombang geser (V_s) (Liu et al., 2021). Proses ini memungkinkan pemrosesan data yang besar dan mengandung *noise* dilakukan secara efisien, karena FFT mampu mereduksi kompleksitas perhitungan dan menghilangkan komponen *noise* yang tidak relevan (Use of FFT techniques in physical geodesy, 1985).

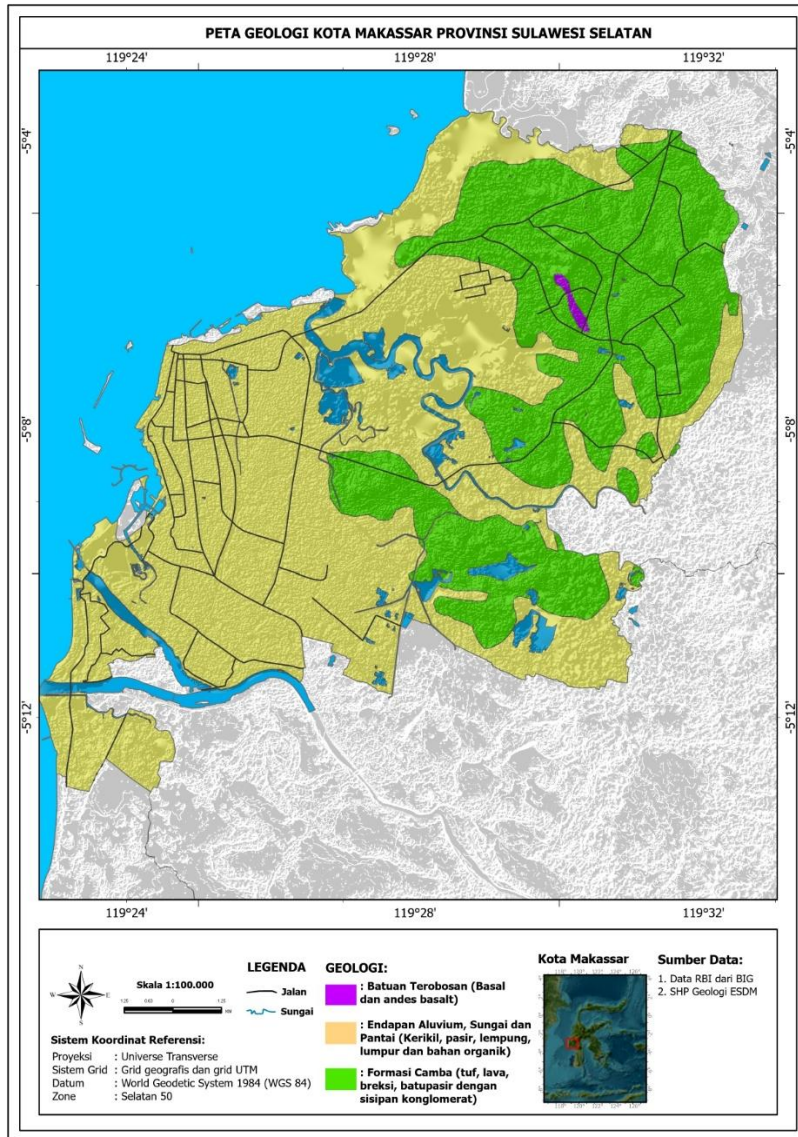


Gambar 4. Transformasi FFT dari waktu ke frekuensi (NTi Audio, 2018).

Gambar diatas merupakan Transformasi FFT dari waktu ke frekuensi, garis merah merupakan variasi amplitudo sinyal terhadap waktu, seperti hasil rekaman getaran mikrotremor di lapangan, kemudian 3 gelombang berwarna ungu di bagian tengah, menggambarkan komponen frekuensi penyusun dari sinyal kompleks tersebut yang masing-masing memiliki frekuensi berbeda yang membentuk sinyal aslinya, dan grafik biru pada sumbu frekuensi menunjukkan spektrum frekuensi hasil transformasi FFT, di mana tiga garis vertikal biru yang menonjol menandakan frekuensi dominan dalam sinyal, sedangkan bagian biru muda di bawahnya mewakili komponen noise atau frekuensi lain dengan amplitudo lebih kecil.

Dengan melakukan proses FFT, memungkinkan pemisahan antara sinyal utama dan derau (noise) melalui proses *filtering* di domain frekuensi, sehingga data yang dihasilkan menjadi lebih bersih dan representatif terhadap kondisi sebenarnya. Menurut Eulenfeld & Wegler (2016), penerapan FFT dalam analisis seismik tidak hanya membantu mengidentifikasi frekuensi dominan gelombang, tetapi juga memungkinkan penghitungan parameter spektral seperti *spectral ratio* dan *transfer function*, yang berguna dalam karakterisasi lokal respons seismik. Selain itu, metode FFT sering dikombinasikan dengan teknik *windowing* untuk meminimalkan efek kebocoran spektral (*spectral leakage*), sehingga hasil analisis menjadi lebih stabil dan akurat. Dengan demikian, penggunaan FFT menjadi tahapan penting dalam pengolahan sinyal seismik modern karena mampu meningkatkan resolusi frekuensi, mempercepat pemrosesan data, serta memberikan hasil yang konsisten dalam kajian mikrotremor dan survei geofisika pasif (Eulenfeld & Wegler, 2016).

1.3.6 Geologi Regional



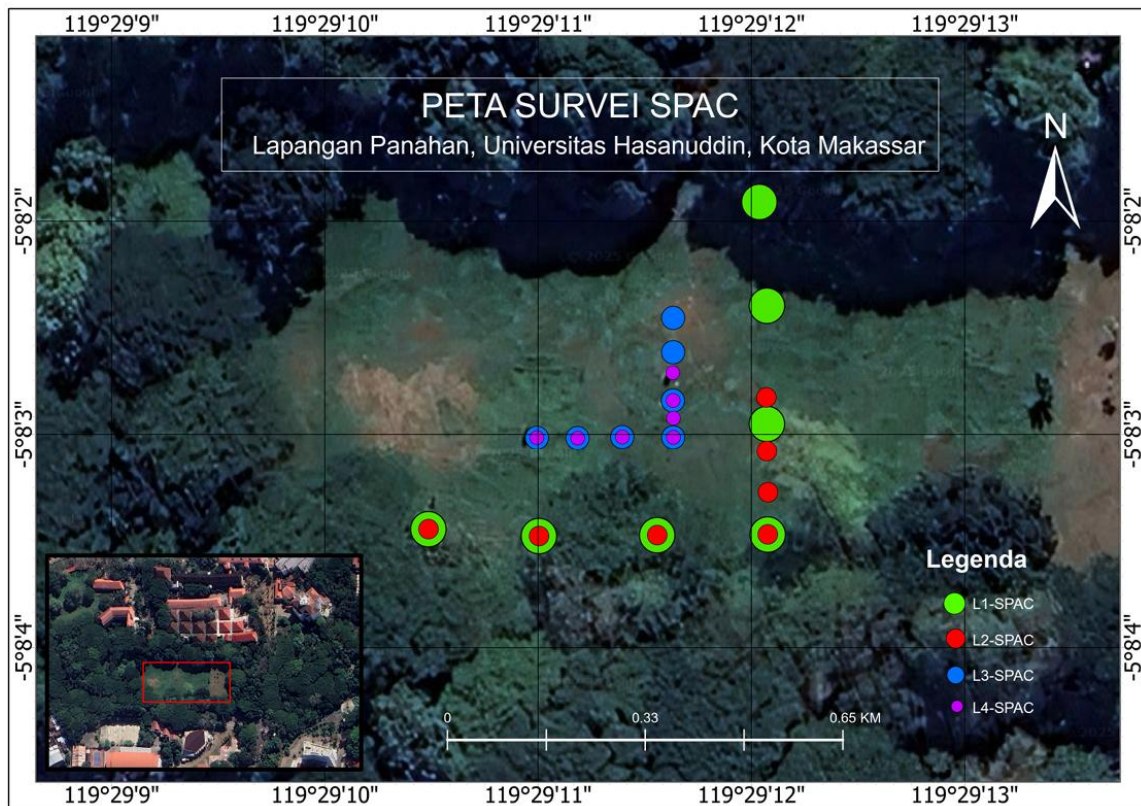
Gambar 5. Geologi Regional Kota Makassar (Peta Tematik Indonesia, 2020)

Gambar 5 memperlihatkan peta geologi regional Kota Makassar dan sekitarnya di Provinsi Sulawesi Selatan. Secara regional, wilayah ini merupakan bagian dari Busur Plutono-Vulkanik Sulawesi Barat, yang terbentuk akibat aktivitas magmatisme dan tektonik hasil interaksi Lempeng Eurasia, Indo-Australia, dan Pasifik. Busur ini berkembang sejak kala Paleosen hingga Miosen dan menjadi satuan tektonik utama yang mengontrol susunan batuan di Sulawesi Selatan bagian barat.

Berdasarkan peta geologi, wilayah Kota Makassar dan daerah pesisir barat Sulawesi Selatan didominasi oleh endapan aluvial Kuartar yang menutupi dataran rendah pesisir. Endapan ini tersusun atas material lepas berupa lempung, lanau, pasir, dan kerikil hasil proses sedimentasi fluvial dan marin. Secara geoteknik dan geofisika, satuan aluvial ini memiliki tingkat kekompakan rendah hingga sedang, dengan kecepatan gelombang geser (V_s) relatif rendah, umumnya < 300 m/s, yang mencerminkan sifat sedimen muda yang belum terkonsolidasi dengan baik (Badan Geologi, 2011; Wills et al., 2015). Ke arah timur dan timur laut Kota Makassar, sebagaimana ditunjukkan pada peta, satuan batuan berubah menjadi batuan sedimen Tersier yang lebih tua dan lebih kompak. Satuan ini terutama terdiri atas batugamping dan batulempung yang diasosiasikan dengan Formasi Tonasa dan Formasi Walanae. Litologi pada zona ini menunjukkan tingkat sementasi dan kekakuan yang lebih tinggi dibandingkan endapan aluvial, sehingga memiliki nilai kecepatan gelombang geser (V_s) yang lebih besar, berkisar antara 500–800 m/s (Hall & Wilson, 2000).

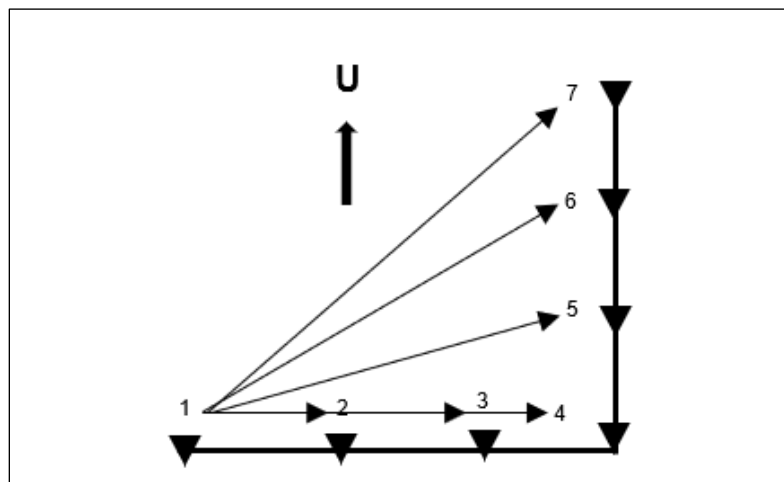
BAB II METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian & Desain Survey



Gambar 6. Peta Survei Lokasi Penelitian

Gambar 6 menunjukkan lokasi penelitian yang terletak di Lapangan Panahan, Universitas Hasanuddin. Pemrosesan data dilakukan di Laboratorium Geofisika Padat, Departemen Geofisika, Fakultas Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin. Pada peta tersebut, lintasan pengukuran ditandai dengan empat warna berbeda yaitu hijau untuk pengukuran 1, merah untuk pengukuran 2, biru untuk pengukuran 3, dan ungu untuk pengukuran 4.



Gambar 7. Desain Akuisisi SPAC

Tabel 1. Tabel Pengukuran L1

GEOPHONE NO.	GEOPHONE CODE	RECORDING START TIME	COORDINATES
1	0104751	14:12:50	UTM Zone 50 S, 775640.00 m E, 9431956.00 m S
2	0102660	14:30:45	UTM Zone 50 S, 775656.00 m E, 9431955.00 m S
3	0103448	14:28:10	UTM Zone 50 S, 775673.00 m E, 9431955.00 m S
4	0102699	14:16:12	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431955.00 m S
5	0102897	14:16:50	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431971.00 m S
6	0103203	14:27:40	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431988.00 m S
7	0102679	14:24:10	UTM Zone 50 S, 775688.00 m E, 9432003.00 m S

Tabel 2. Jarak Pasangan Geophone pada Pengukuran L1

Penamaan		Jarak Pasangan Geophone					
		1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7
		16m	32m	48m	50.596m	57.689m	67.882m
		2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	
		16m	32m	35.777m	45.255m	57.689m	
		3-4	3-5	3-6	3-7		
	L1	16m	22.627m	35.777m	50.596m		
		4-5	4-6	4-7			
		16m	32m	48m			
		5-6	5-7				
		16m	32m				
		6-7					
		16m					

Tabel 3. Tabel Pengukuran L2

GEOPHONE NO.	GEOPHONE CODE	RECORDING START TIME	COORDINATES
1	0104751	14:12:50	UTM Zone 50 S, 775640.00 m E, 9431956.00 m S
2	0102660	14:30:45	UTM Zone 50 S, 775656.00 m E, 9431955.00 m S
3	0103448	14:28:10	UTM Zone 50 S, 775673.00 m E, 9431955.00 m S
4	0102699	14:16:12	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431955.00 m S
5	0102897	14:16:50	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431961.00 m S
6	0103203	14:27:40	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431968.00 m S
7	0102679	14:24:10	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431973.00 m S

Tabel 4. Jarak Pasangan Geophone pada Pengukuran L2

Penamaan		Jarak Pasangan Geophone					
		1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7
		16m	32m	48m	48.374m	49.477m	51.264m
		2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	
		16m	32m	32.558m	34.176m	36.715m	
		3-4	3-5	3-6	3-7		
L2		16m	17.088m	20.000m	24.083m		
		4-5	4-6	4-7			
		6m	12m	18m			
		5-6	5-7				
		6m	12m				
		6-7					
		6m					

Tabel 5. Tabel Pengukuran L3

GEOPHONE NO.	GEOPHONE CODE	RECORDING START TIME	COORDINATES
1	0104751	14:12:50	UTM Zone 50 S, 775640.00 m E, 9431956.00 m S
2	0102660	14:30:45	UTM Zone 50 S, 775656.00 m E, 9431955.00 m S
3	0103448	14:28:10	UTM Zone 50 S, 775673.00 m E, 9431955.00 m S
4	0102699	14:16:12	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431955.00 m S
5	0102897	14:16:50	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431961.00 m S
6	0103203	14:27:40	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431968.00 m S
7	0102679	14:24:10	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431973.00 m S

Tabel 6. Jarak Pasangan Geophone pada Pengukuran L3

Penamaan		Jarak Pasangan Geophone					
		1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7
		6m	12m	18m	18.974m	21.633m	25.456m
		2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	
		6m	12m	13.416m	16.971m	21.633m	
L3		3-4	3-5	3-6	3-7		
		6m	8.485m	13.416m	18.974m		
		4-5	4-6	4-7			
		6m	12m	18m			
		5-6	5-7				
		6m	12m				
		6-7					
		6m					

Tabel 7. Tabel Pengukuran L4

GEOPHONE NO.	GEOPHONE CODE	RECORDING START TIME	COORDINATES
1	0104751	14:12:50	UTM Zone 50 S, 775640.00 m E, 9431956.00 m S
2	0102660	14:30:45	UTM Zone 50 S, 775656.00 m E, 9431955.00 m S
3	0103448	14:28:10	UTM Zone 50 S, 775673.00 m E, 9431955.00 m S
4	0102699	14:16:12	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431955.00 m S
5	0102897	14:16:50	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431961.00 m S
6	0103203	14:27:40	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431968.00 m S
7	0102679	14:24:10	UTM Zone 50 S, 775689.00 m E, 9431973.00 m S

Tabel 8. Jarak Pasangan Geophone pada Pengukuran L4

Penamaan		Jarak Pasangan Geophone					
		1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7
		6m	12m	18m	18.248m	18.974m	20.125m
		2-3	2-4	2-5	2-6	2-7	
		6m	12m	12.369m	13.416m	15.000m	
L4		3-4	3-5	3-6	3-7		
		6m	6.708m	8.485m	10.817m		
		4-5	4-6	4-7			
		3m	6m	9m			
		5-6	5-7				
		3m	6m				
		6-7					
		3m					

Sesuai dengan gambar 7 memperlihatkan rancangan konfigurasi L-Array yang digunakan dalam akuisisi data mikrotremor untuk analisis profil kecepatan gelombang geser (V_s) menggunakan metode *Spatial Auto-Correlation* (SPAC) di Lapangan Panahan, Universitas Hasanuddin. Pada lokasi penelitian ini kami

melakukan empat jenis pengukuran (L1 – L4) dengan jarak antar sensor yang bervariasi pada setiap pengukuran, menggunakan tujuh geofon yang disusun membentuk pola huruf “L”, di mana jarak antar geofon bervariasi sesuai dengan kebutuhan pengukuran. Konfigurasi ini terdiri atas satu sensor utama (nomor 1) yang berfungsi sebagai titik pusat sekaligus acuan pengukuran. Tiga sensor berikutnya (nomor 2 hingga 4) dipasang sejajar ke arah timur membentuk garis horizontal, sedangkan tiga sensor lainnya (nomor 5 hingga 7) ditempatkan ke arah utara secara vertikal sehingga membentuk sudut siku-siku terhadap garis dasar array. Detail informasi dalam pengukuran L1 – L4 ditunjukkan pada Tabel 2 – 9 diatas.

2.2 Perangkat Penelitian

2.2.1 Alat dan Bahan

1. Seismogram. Seismometer Komponen Vertikal (7 Buah) dengan tipe GE-ANT-1C frekuensi natural 4.5 Hz.
2. Global Positioning System. Digunakan untuk mengetahui koordinat lokasi penempatan Seismometer.
3. Meteran. Digunakan untuk mengukur jarak geometri survei.
4. Komputer. Digunakan untuk mengolah data hasil pengukuran.
5. Lembar pengukuran. Digunakan mencatat detail aspek-aspek yang digunakan dalam pengukuran.

2.2.2 Perangkat Lunak

1. geosypack-win64-3.4.2
2. Cygwin
3. Excel
4. Notepad++
5. Python
6. Dinver

2.3 Data Penelitian

Data rekaman seismik terdiri atas 4 data pengukuran (L1 – L4) dengan waktu yang berbeda menggunakan metode SPAC konfigurasi L yang masing-masing terdiri atas 7 trace dalam format SAC.

2.4 Prosedur Penelitian

2.4.1 Akuisisi Data

1. Desain Survei

Desain survei dirancang untuk menentukan parameter yang sesuai berdasarkan target investigasi. Parameter yang dimaksud meliputi empat jenis geometri pengukuran, yaitu L1 hingga L4, dengan variasi jarak antar geofon. Variasi jarak ini diterapkan untuk mengakomodasi perbedaan panjang gelombang yang terekam. Semakin besar jarak antar geofon, maka gelombang yang dihasilkan akan memiliki panjang gelombang lebih besar dan mampu menembus lapisan yang lebih dalam. Pada lintasan L1, jarak antar geofon berkisar antara 16 m hingga 67,88 m, pada L2 antara 6 m hingga 51,26 m, sedangkan L3 menggunakan jarak 6 m hingga 25,46 m, dan L4 memiliki jarak 3 m hingga 20,12 m. Kombinasi keempat konfigurasi ini memungkinkan pencatatan sinyal dari lapisan dangkal hingga lapisan yang lebih dalam, sehingga hasil analisis profil kecepatan gelombang geser (Vs) dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan dengan lebih baik. Parameter rekaman yang digunakan meliputi sampling rate, sampling period, jumlah sampel, durasi rekaman, dan koordinat sensor, sedangkan parameter akuisisi mencakup pengaturan konfigurasi L-Array yang diterapkan di lapangan.

2. Pengambilan data

Pengambilan data dilakukan dengan merekam sinyal mikrotremor menggunakan metode *Spatial Autocorrelation* (SPAC) dengan konfigurasi L. Setiap lintasan direkam menggunakan tujuh sensor seismik komponen vertikal. Parameter akuisisi yang digunakan meliputi frekuensi sampling sebesar 100 Hz, interval sampling 0,01 s, serta durasi perekaman antara 1 hingga 3 jam pada setiap lintasan.

2.4.2 Pengolahan Data SPAC

1. Input data

Geopsy - [Table - File S01.sac+File S02.sac+File S03.sac+File S04.sac+File S05.sac+File S06.sac+File S07.sac]

File Edit View Waveform Tools Windows Help

Table - File S01.sac+File S02.sac+File S03.sac+File S04.sac+File S05.sac+File S06.sac+File S07.sac

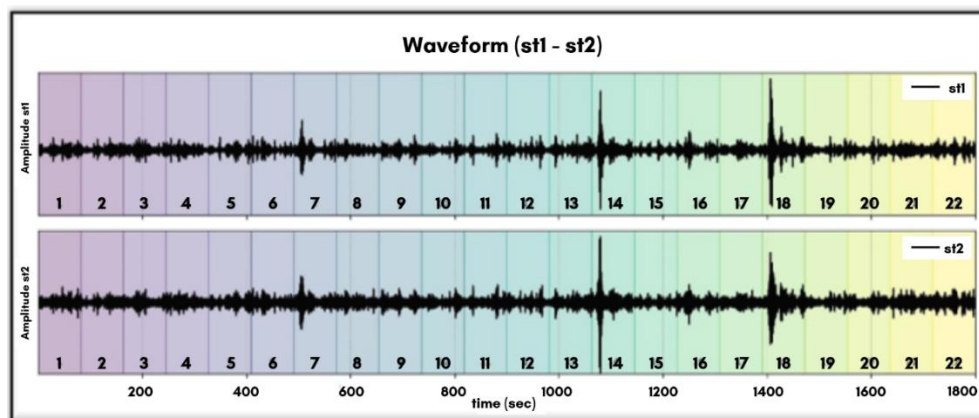
	ID	Name	Component	Start time	End time	Sampling frequency	Sampling period	N samples	Duration	Rec x	Rec y
S01.sac		D:/SKRIPS/Data-nirwa...									
S02.sac		D:/SKRIPS/Data-nirwa...									
S03.sac		D:/SKRIPS/Data-nirwa...									
S04.sac		D:/SKRIPS/Data-nirwa...									
S05.sac		D:/SKRIPS/Data-nirwa...									
S06.sac		D:/SKRIPS/Data-nirwa...									
S07.sac		D:/SKRIPS/Data-nirwa...									
1	15	1	Vertical	2024-05-22 05:52:11,000000	2024-05-22 08:05:31,000000	100	0,01	800000	2h13m20,000000s	-12345	-12345
2	16	2	Vertical	2024-05-22 06:27:11,000000	2024-05-22 08:05:31,000000	100	0,01	590000	1h38m20,000000s	-12345	-12345
3	17	3	Vertical	2024-05-22 05:52:11,000000	2024-05-22 08:06:21,000000	100	0,01	805000	2h14m10,000000s	-12345	-12345
4	18	4	Vertical	2024-05-22 05:43:55,000000	2024-05-22 10:08:05,000000	100	0,01	1585000	4h24m10,000000s	-12345	-12345
5	19	5	Vertical	2024-05-22 05:56:52,000000	2024-05-22 07:03:32,000000	100	0,01	400000	1h6m40,000000s	-12345	-12345
6	20	6	Vertical	2024-05-22 05:56:46,000000	2024-05-22 09:20:56,000000	100	0,01	1225000	3h24m10,000000s	-12345	-12345
7	21	7	Vertical	2024-05-22 05:56:38,000000	2024-05-22 07:05:48,000000	100	0,01	415000	1h9m10,000000s	-12345	-12345

Gambar 8. input data mentah di geopsy

Gambar diatas menampilkan data mentah hasil perekaman mikrotremor dalam format file .sac yang diolah menggunakan perangkat lunak Geopsy. Setiap baris pada tabel menunjukkan satu rekaman mikrotremor dari sensor geofon, dengan informasi meliputi waktu perekaman (Start time dan End time), frekuensi sampling, jumlah sampel (N samples), serta durasi rekaman. Data ini menjadi input awal dalam proses analisis metode SPAC. Data hasil akuisisi dalam format SAC diinput lalu dibagi menjadi beberapa jendela (windowing) dengan jumlah sampel dengan panjang $2n$ mengikuti kaidah efisiensi perhitungan FFT sebagai berikut :

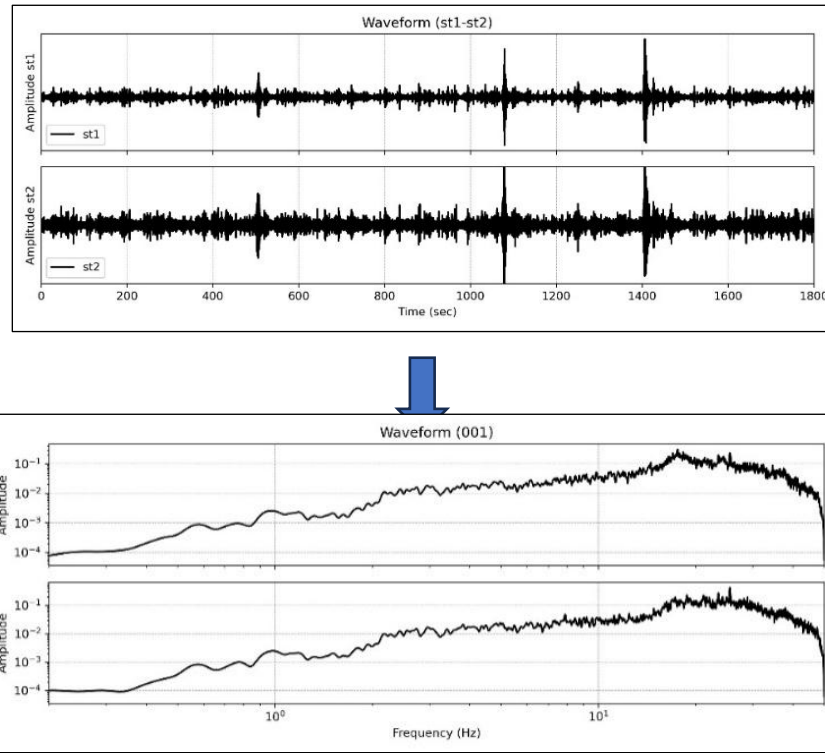
$$nW = \frac{N}{2^n} \quad (2)$$

nW adalah jumlah *window* atau segmen pembagian data yang akan digunakan dalam analisis, N merupakan jumlah total *sample data* hasil rekaman mikrotremo dan 2^n adalah panjang setiap *window* dalam satuan *sample*.



Gambar 9. Waveform yang ada pada Input Data

2. Transform Fourier



Gambar 10. ilustrasi dari domain waktu ke frekuensi

Perhitungan yang diperlukan adalah untuk menentukan jumlah jendela (nW) yang dihasilkan berdasarkan total jumlah sampel (N) dan panjang *windowing* yang dipilih ($2n$). Dimana nW adalah jumlah jendela, N adalah jumlah sampel, $2n$ adalah jumlah sampel pada jendela. sehingga data terbagi menjadi beberapa bagian. Fast Fourier Transform (FFT) diterapkan pada tiap blok waktu ($u(x, t)$) untuk mentransformasikan data dari domain waktu ke domain frekuensi ($U(x, \omega)$) melalui persamaan :

$$U(x, \Omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{j\omega t} dt \quad (3)$$

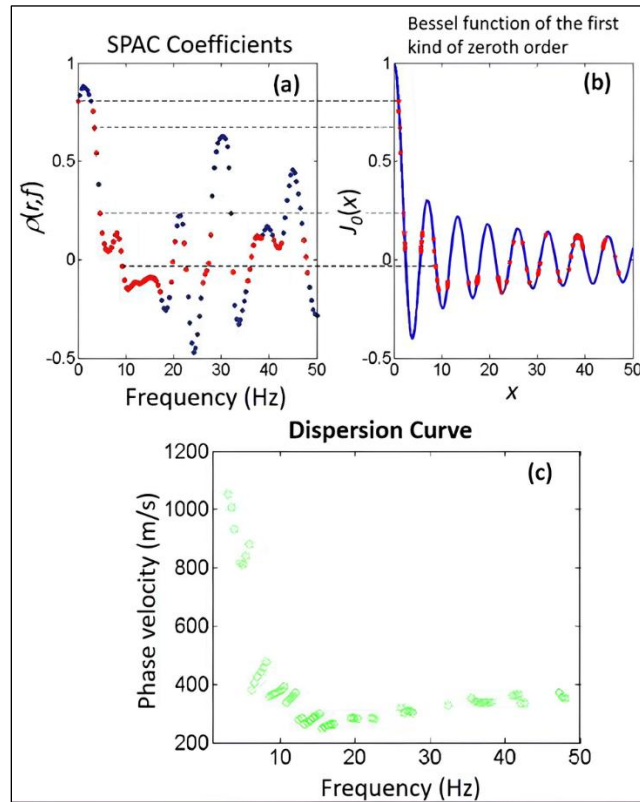
$U(x, \Omega)$ adalah frekuensi sudut, t adalah waktu, dan j adalah bilangan imajiner.

3. Fungsi SPAC

Kompleks koherensi (COH_{fg}) dihitung antar tiap pasangan receiver dengan jarak yang berbeda-beda menggunakan persamaan :

$$COH_{fg} = \frac{CC_{fg}(\omega)}{A_f(\omega)A_g(\omega)} \quad (4)$$

$CC_{fg}(\omega)$ adalah fungsi cross-correlation (korelasi silang) antara pasangan sinyal f dan g pada frekuensi sudut ω , sedangkan $A_f(\omega)A_g(\omega)$ adalah spektrum amplitudo dari masing-masing sinyal f dan g pada frekuensi ω .



Gambar 11. Ilustrasi Fungsi SPAC (Wahyu Srigutomo, Dkk, 2018)

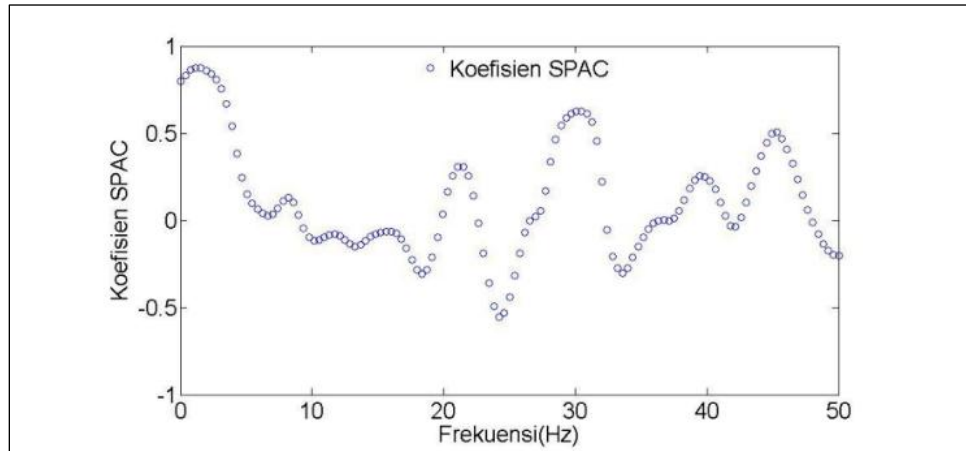
Gambar 11 memperlihatkan ilustrasi proses perhitungan fungsi SPAC (Spatial Autocorrelation) yang terdiri atas tiga tahap utama. Pada bagian (a) ditampilkan hubungan antara koefisien SPAC dan frekuensi hasil pengamatan, di mana titik-titik menunjukkan nilai koefisien yang diperoleh dari data mikrotremor. Grafik (b) menunjukkan fungsi Bessel orde nol yang digunakan sebagai model teoritis untuk melakukan proses *fitting* terhadap data SPAC pada bagian (a). Hasil *fitting* tersebut digunakan untuk menentukan nilai kecepatan fase pada setiap frekuensi. Selanjutnya, pada bagian (c) diperlihatkan kurva dispersi yang menggambarkan hubungan antara kecepatan fase dan frekuensi. Kurva ini menjadi dasar dalam proses inversi untuk memperoleh profil kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman (Wahyu Srigutomo, dkk., 2018).

4. Koefisien SPAC

Koefisien SPAC didapatkan dari rerata direksional tiap pasangan receiver, yaitu :

$$SPAC(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{\varphi=0}^{\varphi=2\pi} C(r, \varphi, \omega) d\varphi \quad (5)$$

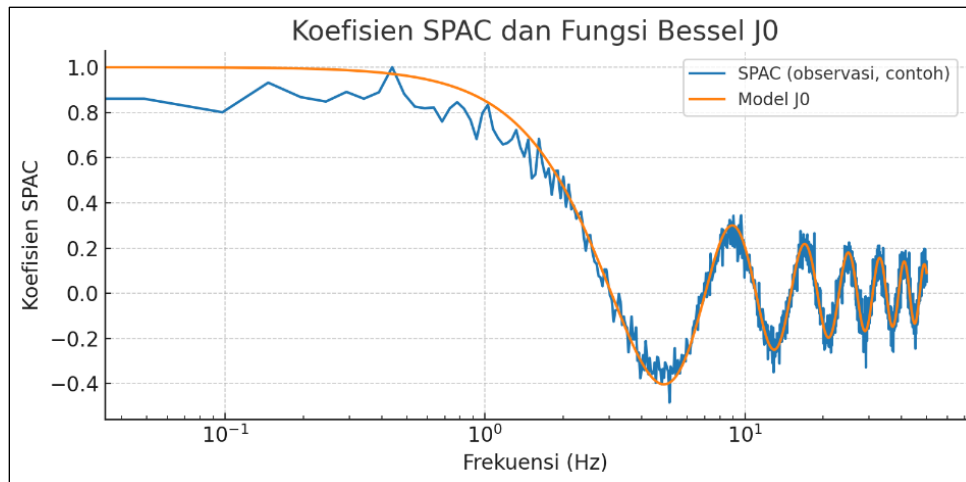
Dimana r adalah radius (meter), ω adalah frekuensi sudut (radian/detik), dan ϕ adalah sudut pisah antara dua sensor (radian).



Gambar 12. Ilustrasi Koefisien SPAC (Hasil) (Arief Rachmi, 2013)

Nilai koefisien SPAC merepresentasikan hubungan korelasi spasial sinyal mikrotremor yang direkam oleh pasangan sensor pada jarak tertentu sebagai fungsi frekuensi. Nilai koefisien ini mencerminkan sejauh mana medan gelombang yang terekam. Variasi nilai koefisien SPAC terhadap frekuensi digunakan untuk menggambarkan karakteristik gelombang permukaan yang dominan pada masing-masing frekuensi. Selanjutnya, koefisien SPAC tersebut dicocokkan dengan fungsi Bessel orde nol, yang menjadi dasar dalam pembentukan kurva dispersi gelombang Rayleigh dan digunakan untuk mengestimasi kecepatan gelombang geser (V_s) bawah permukaan (Aki, 1957; Okada, 2003).

5. Pencocokan Koefisien SPAC dengan fungsi Bessel orde 0



Gambar 13. Ilustrasi pencocokan fungsi bessel orde 0

Bagian real (r) nilai koefisien SPAC sama dengan nilai fungsi bessel jenis pertama orde nol (J_0) berdasarkan persamaan

$$REAL(SPAC(R, \omega)) = J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)}r\right) \quad (7)$$

Nilai koefisien SPAC dengan fungsi Bessel jenis pertama orde nol dicocokkan menggunakan metode kuadrat terkecil (least square fitting) (lampiran 5). Tahapan ini sangat penting karena hasil pencocokan menentukan kurva dispersi yang merepresentasikan variasi kecepatan fase terhadap frekuensi. Kurva tersebut kemudian digunakan sebagai dasar dalam proses inversi untuk mendapatkan profil kecepatan gelombang

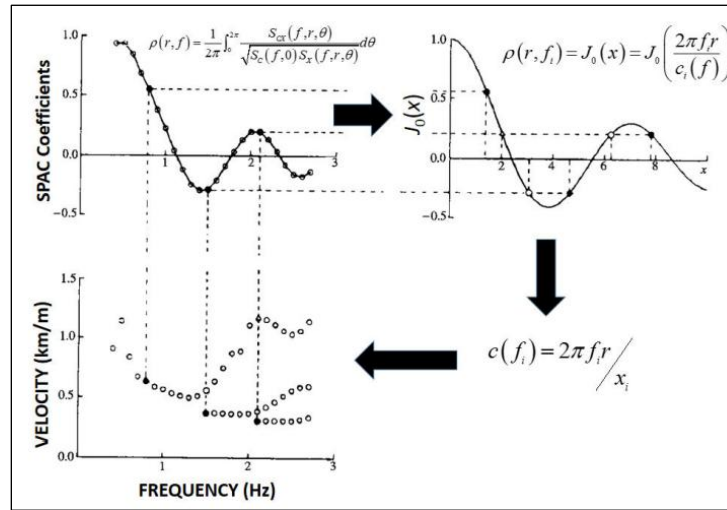
geser (V_s) bawah permukaan. Dengan demikian, kesesuaian yang baik antara koefisien SPAC dan fungsi Bessel menunjukkan bahwa data mikrotremor telah merekam gelombang Rayleigh secara dominan dan valid untuk analisis dispersi (Okada, 2003; Arai & Tokimatsu, 2005).

6. Estimasi kecepatan fase

Kecepatan fase ($c(f)$) untuk tiap frekuensi didapatkan melalui operasi ordinat dari fungsi Bessel (x) yang merupakan fungsi yang memuat variabel frekuensi (f) dan radius (r) yaitu :

$$c(f) = \frac{2\pi f}{x} r \quad (8)$$

tiap nilai frekuensi (f) dan $c(f)$ pada fungsi di atas nilai pada kurva dispersi.



Gambar 14. Diagram alir estimasi kecepatan fase mikrotremor menggunakan analisis SPAC (dimodifikasi dari Okada, 2004)

Gambar ini memperlihatkan tahapan analisis dalam metode SPAC yang dimodifikasi dari Okada (2004), dimulai dari input data mikrotremor hasil perekaman di lapangan yang kemudian diubah ke domain frekuensi melalui transformasi Fourier. Selanjutnya dilakukan perhitungan koefisien SPAC dan pencocokan dengan fungsi Bessel orde nol untuk mendapatkan hubungan antara frekuensi dan kecepatan fase. Hasil akhirnya berupa kurva dispersi yang digunakan dalam proses inversi untuk memperoleh profil kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman.

2.4.3 Inversi

Tahap inversi dilakukan untuk mengubah kurva dispersi hasil analisis SPAC menjadi model kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman. Proses ini dikerjakan menggunakan Geopsy Dinver, yang mengimplementasikan metode *Neighborhood Algorithm (NA)* (Sambridge, 1999a).

- **Konsep Dasar Inversi**

Model bawah permukaan dianggap terdiri dari beberapa lapisan dengan parameter:

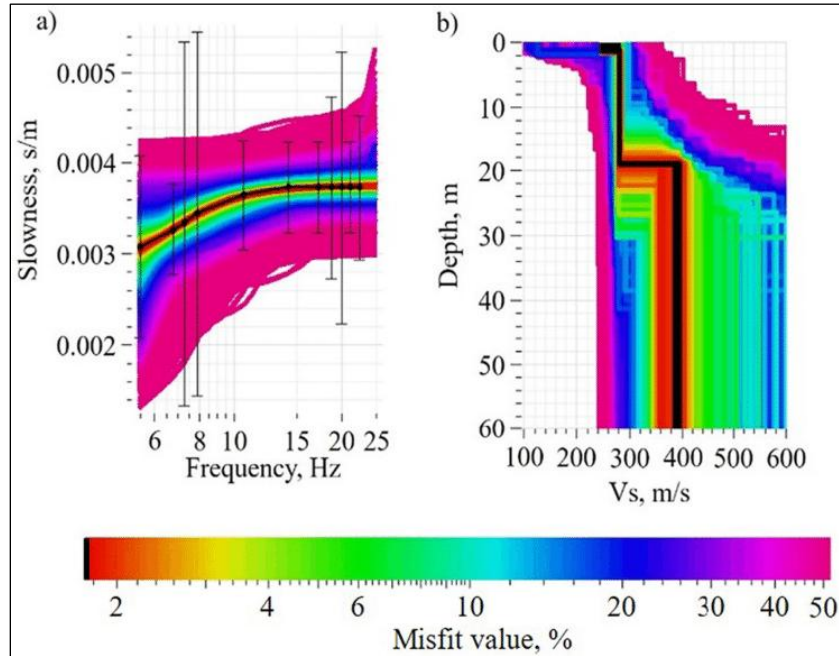
$$M = \{h_i, V_{s,i}, V_{p,i}, \rho_i\} \quad i = 1, 2, \dots, n$$

Dimana h_i =ketebalan, $V_{s,i}$ =kecepatan gelombang geser, $V_{p,i}$ =kecepatan kompresi, dan ρ_i =densitas

Dalam tahapan inversi, kami menggunakan aplikasi Dinver (Nikita Afonin, Dkk, 2022) dengan menghitung kurva dispersi teoritis :

$$c_{theory}(f) = F(M)$$

Yang dibandingkan dengan kurva hasil observasi $c_{obs}(f)$.



Gambar 15. Ilustrasi hasil proses inversi kurva dispersi untuk memperoleh model bawah permukaan (Nikita Afonin, Dkk, 2022)

- **Fungsi Misfit**

Kesesuaian model dinilai menggunakan fungsi misfit :

$$Misfit = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{c_{obs}(f_i) - c_{theory}(f_i)}{\sigma(f_i)} \right)^2$$

Dimana :

N = jumlah titik data yang digunakan dalam proses perhitungan.

$c_{obs}(f_i)$ = kecepatan fase hasil observasi (data lapangan) pada frekuensi ke - i .

$c_{theory}(f_i)$ = kecepatan fase hasil model teoritis dari proses inversi pada frekuensi ke - i .

$\sigma(f_i)$ = bobot kesalahan (error weighting) pada tiap frekuensi.

Semakin kecil nilai misfit, semakin tinggi tingkat kesesuaian antara kurva hasil observasi dan kurva teoritis yang dihasilkan dari model inversi, sehingga model dianggap representatif terhadap kondisi bawah permukaan (Sambridge, 1999b).

- **Neighborhood Algorithm (NA)**

Metode *Neighborhood Algorithm* tidak berfokus pada satu solusi terbaik, melainkan menghasilkan sekumpulan model dengan nilai *misfit* yang rendah. Algoritma ini bekerja dengan membagi ruang parameter ke dalam beberapa sel Voronoi, kemudian mengevaluasi area yang memiliki peluang paling besar untuk menghasilkan model yang sesuai dengan data observasi. Pendekatan ini terbukti efektif dalam menyelesaikan permasalahan inversi non-linear, seperti pada proses inversi gelombang permukaan (*surface-wave inversion*),

karena mampu mengeksplorasi berbagai kemungkinan solusi secara lebih luas dan efisien, menurut penelitian Wathelet, 2008.

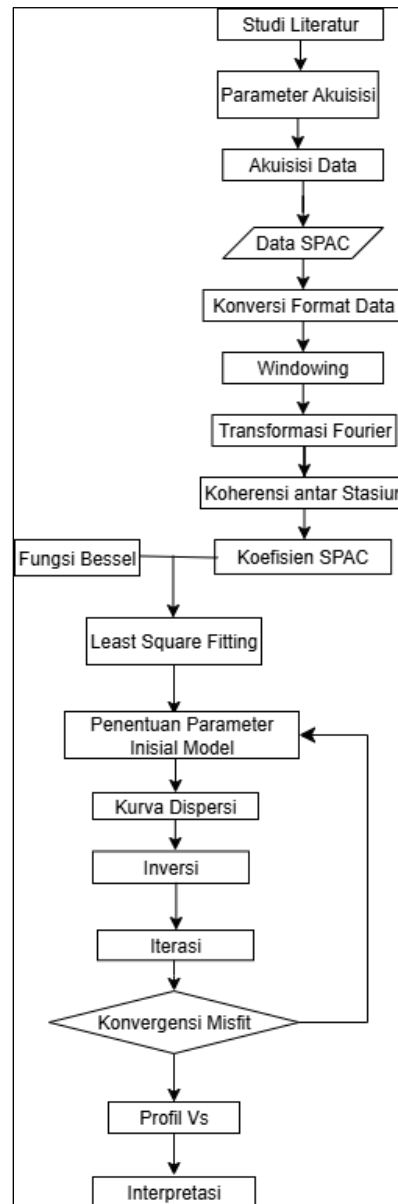
- **Pemilihan model terbaik**

Dari ribuan model, Dinver menampilkan kurva dispersi teoritis dan nilai misfit. Model dengan misfit terkecil dipilih sebagai representasi bawah permukaan, atau beberapa model terbaik dapat dirata-ratakan.

- **Ekspor data ke excel**

Model hasil inversi yang memiliki nilai misfit paling kecil dipilih sebagai representasi kondisi bawah permukaan. Data hasil inversi kemudian diekspor ke Excel untuk merapikan tabel kedalaman terhadap nilai V_s pada setiap lintasan.

2.4.4 Bagan Alir



Gambar 16. Bagan Alir

Gambar 16 menunjukkan bagan alir proses kerja metode SPAC (*Spatial Autocorrelation*) dalam analisis data seismik. Tahapan diawali dengan studi literatur dan pengumpulan data awal berupa parameter akustik sebagai dasar perhitungan. Data hasil perekaman kemudian diproses melalui tahap konversi format dan *windowing* untuk menyiapkan data mentah sebelum dilakukan analisis. Selanjutnya, diterapkan transformasi Fourier dan perhitungan koefisien SPAC menggunakan fungsi Bessel orde nol. Hasil perhitungan ini digunakan dalam proses *least square fitting* untuk memperoleh parameter awal model dispersi. Dari tahapan tersebut dihasilkan kurva dispersi yang kemudian dianalisis melalui proses inversi dan iterasi hingga model mencapai kondisi konvergen. Tahap akhir menghasilkan profil kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman yang digunakan untuk menginterpretasikan kondisi dan struktur bawah permukaan berdasarkan penelitian Aki & Richards, 2002.