

TESIS

ANALISIS POTENSI LONGSOR DENGAN PERHITUNGAN SIFAT FISIS BATUAN DI DESA MANIMBAHOI KABUPATEN GOWA MENGGUNAKAN METODE SEISMIC REFRAKSI DAN *MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVE (MASW)*

*LANDSLIDE POTENTIAL ANALYSIS BY CALCULATION OF THE
PHYSICAL PROPERTIES OF THE ROCKS IN MANIMBAHOI VILLAGE,
GOWA DISTRICT USING THE SEISMIC REFRACTION METHOD AND
MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES (MASW)*

**MUHAMMAD IKRAM RAMADHAN
H042202001**



**PROGRAM STUDI GEOFISIKA
SEKOLAH PASCASARJANA
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2022**

**ANALISIS POTENSI LONGSOR DENGAN PERHITUNGAN
SIFAT FISIS BATUAN DI DESA MANIMBAHOI KABUPATEN
GOWA MENGGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI DAN
*MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVE (MASW)***

Tesis

Sebagai Salah Satu Syarat Mencapai Gelar Magister

Program Studi Geofisika

Disusun dan diajukan oleh

**MUHAMMAD IKRAM RAMADHAN
H042202001**

Kepada

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA
SEKOLAH PASCASARJANA
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2022**

LEMBAR PENGESAHAN TESIS

**ANALISIS POTENSI LONGSOR DENGAN PERHITUNGAN SIFAT FISIS
BATUAN DI DESA MANIMBAHOI KABUPATEN GOWA
MENGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI DAN *MULTICHANNEL
ANALYSIS OF SURFACE WAVE (MASW)***

Di susun dan diajukan oleh:

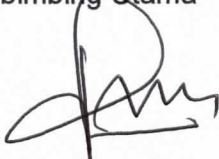
MUHAMMAD IKRAM RAMADHAN

H042202001

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka
Penyelesaian Studi Program Magister Program Studi Geofisika
Sekolah Pascasarjana Universitas Hasanuddin
Pada tanggal 6 Desember 2022
Dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui

Pembimbing Utama



Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT. Surv., IPM
NIP. 19640616 1989031 006

Pembimbing Pendamping



Dr. Muh. Hamzah, MT
NIP. 19691231 199702 1 002

Ketua Program Studi
Magister Geofisika



Dr. Sakka, M. Si
NIP. 19641025 199103 1 002

Dekan Fakultas MIPA
Universitas Hasanuddin



Dr. Eng Amiruddin, M. Si
NIP. 19720515 199702 1 002

PERNYATAAN KEASLIAN

Nama : Muhammad Ikram Ramadhan

N I M : H042202001

Program Studi : Geofisika

Menyatakan dengan sesungguhnya bahwa tesis yang berjudul "**Analisis Potensi Longsor dengan Perhitungan Sifat Fisis Batuan Di Desa Manimbahoi Kabupaten Gowa Menggunakan Metode Seismik Refraksi dan *Multichannel Analysis of surface wave (MASW)***", adalah benar-benar karya saya sendiri, bukan merupakan pengambilan tulisan atau pemikiran orang lain dan hal yang bukan karya saya dalam penulisan tesis ini diberi tanda citasi dan ditunjukkan dalam daftar pustaka.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan isi Tesis ini hasil karya orang lain atau dikutip tanpa menyebut sumbernya, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut sesuai tersebut.

Makassar, 4 Desember 2022

Yang membuat pernyataan,



Muhammad Ikram Ramadhan
NIM. H042202001

UCAPAN TERIMA KASIH

Puji syukur bagi Allah SWT, yang senantiasa mencurahkan rahmat dan ridho-Nya memberikan kesempatan dan kesehatan sehingga penulis dapat menyelesaikan penelitian dan penyusunan tesis yang berjudul “Analisis Potensi Longsor Dengan Perhitungan Sifat Fisis Batuan Di Desa Manimbahoi Kabupaten Gowa Menggunakan Metode Seismik Refraksi dan *Multichannel Analysis of surface wave (MASW)*”.

Shalawat dan salam selalu tercurah kepada baginda Rasulullah Muhammad SAW. Tesis ini merupakan salah satu syarat dalam menyelesaikan studi Program Magister Geofisika Departemen Geofisika Universitas Hasanuddin. Dengan selesainya tesis ini, saya mengucapkan terima kasih banyak kepada keluarga yang telah mendukung dan memotivasi saya. Ibu saya Rahmatia,S.Pd, tante saya H. Dea kati,S.Pd, saya ucapkan limpah terima kasih dan sembah sujud atas doa, pengorbanan dan memotivasi mereka selama saya menempuh pendidikan. Penghargaan yang besar juga saya sampaikan tante saya H. St.Karaminang, om saya H. Muh.Jafar,S.Pd, Saudara-saudara saya dan sepupu-sepupu saya atas motivasi dan dukungan yang tak ternilai. Di luar itu, saya juga mengucapkan terima kasih kepada:

1. Pimpinan Universitas Hasanuddin dan Sekolah Pascasarjana yang telah memfasilitasi saya menenmpuh program magister.
2. Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT.Surv selaku pembimbing pertama dan Dr Muh. Hamzah, MT selaku pembimbing kedua.
3. Dosen-dosen penguji ujian akhir saya,
4. Dr. Sakka, M.Si. sebagai ketua prodi magister geofisika sekaligus penasehat akademik yang terus memberikan masukan yang sifatnya membangun selama proses pendidikan.
5. Dosen-dosen di Departemen Geofisika Universitas Hasanuddin yang terus memberikan motivasi serta waktu yang bermanfaat dalam berdiskusi
6. Para staf di Departemen Geofisika Universitas Hasanuddin atas bantuannya dalam hal administrasi selama proses pendidikan

7. Teman –teman mahasiswa S2 Geofisika Universitas Hasanuddin Makassar
8. Adik-adik mahasiswa S1 Geofisika
9. Seluruh rekan kerja, rekan organisasi serta orang-orang disekitar saya yang tidak bisa saya sebutkan satu persatu, terus membimbing, memotivasi dan meluangkan waktunya dalam menyemangati sehingga tesis ini dapat selesai.

Semoga kita selalu dalam lindungan dan rahmat dari Allah SWT amin.

Makassar, 4 Desember 2022

Yang membuat pernyataan,

Muhammad Ikram Ramadhan

NIM. H042202001

ABSTRAK

MUHAMMAD IKRAM RAMADHAN. **Analisis potensi longsor dengan perhitungan sifat fisis batuan di Desa Manimbahoi Kabupaten Gowa menggunakan metode seismik refraksi dan *Multichannel Analysis of surface wave (MASW)*** (dibimbing oleh Muhammad Altin Massinai dan Muhammad Hamzah).

Telah dilakukan penelitian di Desa Manimbahoi, Kecamatan Parigi, Kabupaten Gowa. Penelitian ini sangatlah penting mengingat pada lokasi tersebut pernah mengalami bencana mega longsor yang mengakibatkan beberapa warga tidak ditemukan. Penelitian ini bertujuan memberikan gambaran lapisan tanah yang dangkal pada lokasi bencana longsor. Selain itu penelitian ini juga bertujuan untuk mendapatkan gambaran sifat fisis batuan di lokasi tersebut. Penelitian ini menggunakan metode geofisika yaitu MASW dan seismik refraksi dengan lintasan sebanyak 4 pada titik pada lokasi longsor. Berdasarkan hasil penelitian diperoleh kecepatan gelombang Vs30 dan kecepatan gelombang Vp disetiap lintasan. Lintasan pertama kecepatan Vs30 sebesar 350 m/s dan kecepatan Vp sebesar 828,50 m/s. Lintasan kedua kecepatan Vs30 sebesar 253 m/s dan kecepatan Vp sebesar 924,50 m/s. Lintasan ketiga kecepatan Vs30 sebesar 371 m/s dan kecepatan Vp sebesar 560 m/s. Lintasan keempat kecepatan Vs30 sebesar yaitu 242 m/s dan kecepatan gelombang Vp sebesar 559 m/s. Berdasarkan kecepatan Vs30 dan Vp disetiap lintasan, dapat ditentukan klasifikasi tanah pada lokasi penelitian adalah tanah sedang (*sand*). Tanah sedang merupakan *unconsolidated sedimen*, yang dapat dideskripsikan tanah tersusun dari mineral-mineral yang belum kompak satu sama lainnya. Setelah itu dilakukan analisis sifat fisis batuan yaitu perhitungan nilai *Poisson ratio*, Modulus geser dan Modulus elastisitas. Lintasan pertama memiliki nilai *Poisson ratio* sebesar 0,42. Lintasan kedua memiliki nilai *Poisson ratio* sebesar 0,47. Lintasan tiga sebesar 0,14 dan lintasan keempat sebesar 0,39. Berdasarkan jenis tanah sesuai dengan perkiraan nilai *Poisson ratio* diperoleh jenis tanah dilokasi penelitian yaitu lintasan pertama dan kedua adalah lempung jenuh. Lintasan ketiga merupakan jenis tanah lempung tak jenuh dan lintasan keempat merupakan jenis tanah lanau. Hasil perhitungan Modulus geser dan Modulus elastisitas masing –masing diperoleh pada lintasan pertama berkisar antara 69,9 Kpa-188 Kpa dan 48 Kpa-553 Kpa. Lintasan kedua berkisar antara 10,4 Kpa-118 Kpa dan 30 Kpa-351 Kpa. Lintasan ketiga berkisar antara 104 Kpa-211 Kpa dan 117 Kpa-1137 Kpa. Lintasan keempat berkisar antara 53,7 Kpa-86,9 Kpa dan 141 Kpa-251 Kpa. Secara umum lokasi penelitian merupakan daratan terdenudasional yang disebabkan oleh faktor geologi seperti pelapukan, erosi, gerakan massa batuan dan pengendapan.

Kata Kunci: *unconsolidated* sedimen; MASW; mineral; *poisson ratio*; modulus geser; modulus elastisitas; terdenudasional; refraksi.

ABSTRACT

Muhammad Ikram Ramadan **Landslide Potential Analysis by Calculation of the Physical Properties of the Rocks in Manimbahoi Village, Gowa District, Using the Seismic Refraction Methods and Multi-Channel Analysis of Surface Waves (MASW)** (supervised by Muhammad Altin Massinai and Muhammad Hamzah).

Research has been carried out in Manimbahoi Village, Parigi District, and Gowa Regency. This research is important considering that the location has experienced a mega-landslide that has left some residents nowhere to be found. This study aims to provide an overview of the shallow soil layer at the landslide disaster location. In addition, this study also aims to obtain an overview of the physical properties of the rock at that location. This study uses geophysical methods, namely MASW and seismic refraction, with a trajectory of four points at the landslide location. Results based on the research, the wave velocity V_{s30} and wave velocity V_p in each trajectory. The first line has a V_{s30} velocity of 350 m/s and a V_p velocity of 828.50 m/s. The second line has a V_{s30} velocity of 253 m/s and a V_p velocity of 924.50 m/s. The third line has a V_{s30} velocity of 371 m/s and a V_p velocity of 560 m/s. The fourth line has a V_{s30} velocity of 242 m/s and a V_p wave velocity of 559 m/s. Based on the velocities of V_{s30} and V_p for each line, it can be determined that the soil classification at the research site is medium soil (sand). Medium soil is unconsolidated sediment, which can be described as a soil composed of minerals that have not been compacted with one another. After analyzing the physical properties of the rock, namely the calculation of the values of the Poisson ratio, shear modulus, and modulus of elasticity. The first line has a Poisson ratio value of 0.42. The second line has a Poisson ratio value of 0.47. The third line is 0.14, and the fourth line is 0.39. Based on the type of soil in accordance with the estimated value of the Poisson ratio, the soil type at the research location is obtained, namely that the first and second paths are saturated clay. The third line is a type of unsaturated clay soil, and the fourth line is a silty soil type. The results of the calculation of the shear modulus and the elastic modulus, respectively, obtained in the first pass are 154.3258 kPa and 437.910 kPa. The second line is 82.1043 kPa and 241.250 kPa. The third line has values of 191.8018 kPa and 436.806 kPa. The fourth line is 80,779 kPa and 224,943 kPa. In general, the research location is degraded land caused by geological factors such as weathering, erosion, rock mass movement, and motion.

Keywords: unconsolidated sediment; MASW; mineral; poisson ratio; shear modulus; Modulus of elasticity; denudational; refraction.

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
PERNYATAAN PENGAJUAN	ii
HALAMAN PENGESAHAN	iii
PERNYATAAN KEASLIAN TESIS	iv
UCAPAN TERIMA KASIH	v
ABSTRAK	vii
ABSTRACT	viii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR TABEL	xi
DAFTAR GAMBAR	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Rumusan Masalah	3
1.3. Tujuan Penelitian	4
1.4. Manfaat Penelitian	4
1.5. Ruang Lingkup	4
1.6. Hipotesis	5
1.7. Defenisi dan Istilah	5
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	7
2.1 Geologi Regional Lokasi Penelitian	7
2.2 Gerakan Tanah	8
2.3 Gelombang Seismik	12
2.4 Metode Geofisika MASW	17
2.5 Metode Geofisika Seismik Refraksi	27
BAB III METODE PENELITIAN	31
3.1 Jenis Penelitian	31
3.2 Rancangan Penelitian	31
3.3 Lokasi dan Waktu Penelitian	32
3.4 Data dan Peralatan Penelitian	32

	3.5 Teknik Pengumpulan Data	33
	3.6 Teknik Pengolahan Data	34
	3.7 Analisis Data	35
	3.8 Uji Statistik.....	36
	3.9 Matriks Uji Coba Hipotesis	40
	3.10. Diagram Alir Penelitian	41
BAB IV	HASIL DAN PEMBAHASAN	42
	4.1 Hasil Pengukuran MASW	42
	4.2 Hasil Pengukuran Seismik Refraksi	58
	4.3 Sifat Fisis Mekanika Batuan	68
	4.4 Analisis Potensi Longsor	75
	4.5 Verifikasi Hipotesis	84
BAB V	KESIMPULAN DAN SARAN	102
	5.1 Kesimpulan	102
	5.2 Saran	102
	DAFTAR PUSTAKA	103
	LAMPIRAN	108
	DAFTAR RIWAYAT HIDUP	175

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Pergerakan tanah merupakan gejala alamiah atau fenomena geologi yang mengakibatkan perubahan dinamik disebabkan oleh mekanisme yang sangat rumit mengakibatkan daya rusak yang besar di bumi (Perrone, et al, 2014). Hal ini dapat terjadi karena disebabkan oleh faktor gravitasi, kondisi geologi lokal dan kandungan air tanah, cuaca yang ekstrim, serta gempa bumi (Cruden & Varnes, 1996). Terjadinya gerakan atau perpindahan Massa tanah serta batuan yang pada umumnya terjadi pada lereng dengan kemiringan 20°-40°. Perpindahan atau gerakan Massa tanah dan batuan yang bergerak berupa tanah residual, batuan vulkanik yang sudah lapuk serta endapan koluviial (Karnawati, 2002).

Gerakan tanah merupakan suatu proses gerakan perpindahan Massa tanah dan batuan yang didasarkan atas suatu datum tertentu (kerangka referensi geodesi). Gerakan tanah ini secara tidak langsung pemaksaan memadatkan struktur tanah yang belum padat menjadi padat, dan dengan masuknya unsur manusia dengan segala aktivitasnya, maka nilainya dapat berubah menjadi suatu bencana alam. Pengaruh geologi sangat besar dalam proses terjadinya suatu gerakan tanah (Massinai, 2010).

Tanah longsor adalah salah satu jenis gerakan tanah, yang merupakan tanda atau kejadian yang mempengaruhi bagaimana permukaan bumi berubah karena Gaya gravitasi mempengaruhinya. Tanah longsor merupakan bentuk pergerakan tanah ke bawah yang diakibatkan karena pengaruh gravitasi. Hal ini bisa terjadi pada lereng yang curam, terdapat lapisan atau tanah yang jenuh air yang menumpang di atas lapisan yang kedap air dengan istilah lain bidang gelincir, serta terdapatnya rekahan-rekahan sebagai salah satu faktor pemicu

terjadinya tanah longsor. Faktor pemicu lainnya yaitu adanya getaran yang salah satunya adalah terjadinya gempa bumi. Menurut Massinai, dkk (2019) bahwa gempa bumi disebabkan oleh adanya subduksi aktif yang dapat memicu aktivitas sesar, sehingga energi yang dilepaskan berasal dari sumber gempa. Selain itu adanya aktivitas manusia, dan infiltrasi air ke dalam lereng. Sedangkan yang menjadi faktor pengontrol suatu daerah rentan terhadap bencana longsor adalah keadaan morfologi, geohidrologi, stratigrafi serta penggunaan lahan (Karnawati, 2007).

Mega longsor terjadi pada 26 Maret 2004 di kaki Gunung Bawakaraeng di Desa Manimbahoi, Kecamatan Parigi, dan Kabupaten Gowa. Banyak orang meninggal dan terluka akibat bencana ini. Selain itu, sejumlah warga belum ditemukan, berikut rumah warga dan sekolah dasar yang tertimbun semburan lumpur (ESDM, 2009). Menurut ESDM (2009), dinding kaldera merupakan salah satu penyebab terjadinya bencana longsor ini. Di Gunung Bawakaraeng, dinding kaldera runtuh, dan aliran debris pun terjadi. Keadaan seperti itu dapat mengakibatkan volume longsor sekitar 232 juta m³ (Hasnawir and Kubota, 2011)

Penggambaran kondisi litologi sangat diperlukan dalam hal mendapatkan informasi mengenai potensi terjadinya tanah longsor. Metode geofisika berperan sangat penting untuk menjawab hal ini. Metode geofisika sering digunakan dalam menggambarkan struktur lapisan tanah yakni dengan pemanfaatan gelombang seismik. Metode yang digunakan adalah metode seismik (*Seismic Refraction*) dan metode MASW (*Multi-Channel Analysis of surface wave*) (Ramadhan dan Massinai, 2022). Metode seismik memiliki keunggulan dalam hal ketepatan dan resolusi tinggi dalam interpretasi struktur geologi.

Terdapat dua komponen metode seismik adalah metode seismik refleksi dan refraksi. Untuk pemodelan bagian bawah permukaan yang dalam, pendekatan seismik refleksi diterapkan. Sedangkan seismik refraksi digunakan untuk memodelkan struktur geologi yang dangkal. Metode seismik refraksi dapat diaplikasikan pada kasus geoteknik, survei awal eksplorasi, hingga mitigasi bencana. Pada bidang mitigasi bencana, seismik refraksi dalam

geofisika digunakan untuk identifikasi bidang gelincir atau investigasi potensi longsor. Metode seismik refraksi mampu menganalisis litologi di bawah permukaan sehingga dapat memberikan informasi mengenai komponen yang terdapat pada bawah permukaan, dengan informasi struktur lapisan tanah yang terdapat di lokasi penelitian. Dalam metode seismik refraksi untuk menggambarkan kondisi lapisan tanah dapat dilakukan dengan memanfaatkan kecepatan rambat gelombang longitudinal V_p sedangkan MASW memanfaatkan kecepatan rambat gelombang transversal V_s . Kestabilan lereng terhadap terjadinya longsor sangat dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya parameter mekanik dan kondisi hidrologi (Leroueil, 2001). Dalam hal ini terdapat hubungan antara cepat rambat gelombang V_s dan cepat rambat gelombang V_p terhadap parameter mekanik batuan yang menjadi faktor kestabilan lereng diantaranya besaran fisis modulus elastisitas dan porositas (Uhlenmann, dkk 2016), sehingga dalam penelitian ini digunakan metode seismik refraksi dan MASW untuk menganalisis hal tersebut. Berdasarkan latar belakang di atas, maka penulis tertarik melakukan penelitian dengan judul **“Analisis Potensi Longsor Dengan Perhitungan Sifat Fisis Batuan Di Desa Manimbahoi Kabupaten Gowa Menggunakan Metode Seismik Refraksi dan MASW.**

1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang di atas maka dapat disusun rumusan masalah sebagai berikut:

- 1) Bagaimana hubungan nilai kecepatan gelombang S dan P dalam menentukan sebaran lapisan tanah?
- 2) Bagaimana perbandingan data kecepatan gelombang S dan P terhadap nilai parameter *poisson's ratio*?
- 3) Bagaimana pengaruh Perbandingan nilai kecepatan gelombang S dan P terhadap modulus elastisitas tanah?
- 4) Bagaimana pengaruh nilai parameter fisis batuan dalam penentuan lapisan tanah yang berpotensi mengalami pergerakan tanah?

1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan pada penelitian ini untuk menjawab pertanyaan penelitian. Berikut adalah tujuan penelitian tesis ini:

- 1) Untuk mendapatkan gambaran profil sebaran lapisan tanah berdasarkan nilai kecepatan gelombang S dan P.
- 2) Untuk mendapatkan gambaran perbandingan kecepatan gelombang S dan P terhadap nilai parameter *poisson's ratio*.
- 3) Untuk Menganalisis pengaruh perbandingan nilai kecepatan gelombang P dan S terhadap modulus elastisitas tanah.
- 4) Untuk mendapatkan gambaran lapisan tanah yang berpotensi mengalami pergerakan tanah berdasarkan nilai parameter fisis batuan.

1.4 Manfaat Penelitian

Adapun manfaat yang diperoleh dari penelitian ini adalah:

- 1) Mendapatkan gambaran profil sebaran lapisan tanah berdasarkan nilai kecepatan gelombang S dan P.
- 2) Mendapatkan gambaran nilai parameter *poisson's ratio* berdasarkan perbandingan kecepatan gelombang S dan P.
- 3) Menentukan modulus elastisitas tanah berdasarkan perbandingan nilai kecepatan gelombang S dan P.
- 4) Memberikan informasi mengenai potensi pergerakan tanah di lokasi penelitian.

1.5 Ruang Lingkup Penelitian

Adapun ruang lingkup dalam penelitian ini adalah berupa akuisisi data kecepatan gelombang P dengan menggunakan metode MASW, serta kecepatan gelombang S dengan metode seismik refraksi. Berdasarkan data yang diolah diperoleh gambaran profil sebaran lapisan tanah, serta dari data kecepatan gelombang P dan S dapat ditentukan sifat fisis batuan untuk mengkarakterisasi tanah longsor dari segi kekakuan material tanah.

1.6 Hipotesis

Adapun hipotesis awal dari penelitian ini adalah:

- 1) Semakin rendah kecepatan gelombang P dan S maka semakin lapuk lapisan tanah atau terdapat lapisan lempung
- 2) Semakin besar perbandingan kecepatan gelombang P dan S maka semakin besar nilai *poisson's ratio*
- 3) Perbandingan kecepatan gelombang P dan S yang rendah sangat berpengaruh terhadap parameter modulus elastis.

1.7 Definisi dan Istilah

Berikut Defenisi dan istilah dari penelian ini:

1. Tanah residual adalah tanah yang terbentuk langsung akibat pelapukan kimiawi.
2. Morfologi adalah perwujudan daratan di muka bumi yang merupakan hasil proses pengangkatan atau penurunan wilayah melalui proses geologi.
3. Geohidrologi adalah ilmu yang mempelajari distribusi spasial dan temporal serta sifat-sifat air yang tersedia di atmosfer dan kerak bumi.
4. Stratigrafi adalah cabang geologi yang mempelajari tentang bentuk, susunan, distribusi geografis, rangkaian kronologi, klasifikasi, korelasi dan hubungan dari lapisan batuan.
5. Dinding kaldera adalah lubang besar seperti kuali yang berukuran lebih dari 2 km yang terbentuk tak lama setelah pengosongan ruang dapur magma dalam erupsi eksplosif gunungapi.
6. Aliran debris adalah aliran sungai dengan konsentrasi sedimen tinggi pada sungai dengan kemiringan sangat curam
7. Litologi adalah ihwal mengenai karakteristik batuan, termasuk struktur, komposisi mineral, warna dan teksturnya.
8. Geoteknik adalah disiplin ilmu pengetahuan yang mempelajari sifat-sifat dan perilaku tanah sebagai bahan konstruksi.

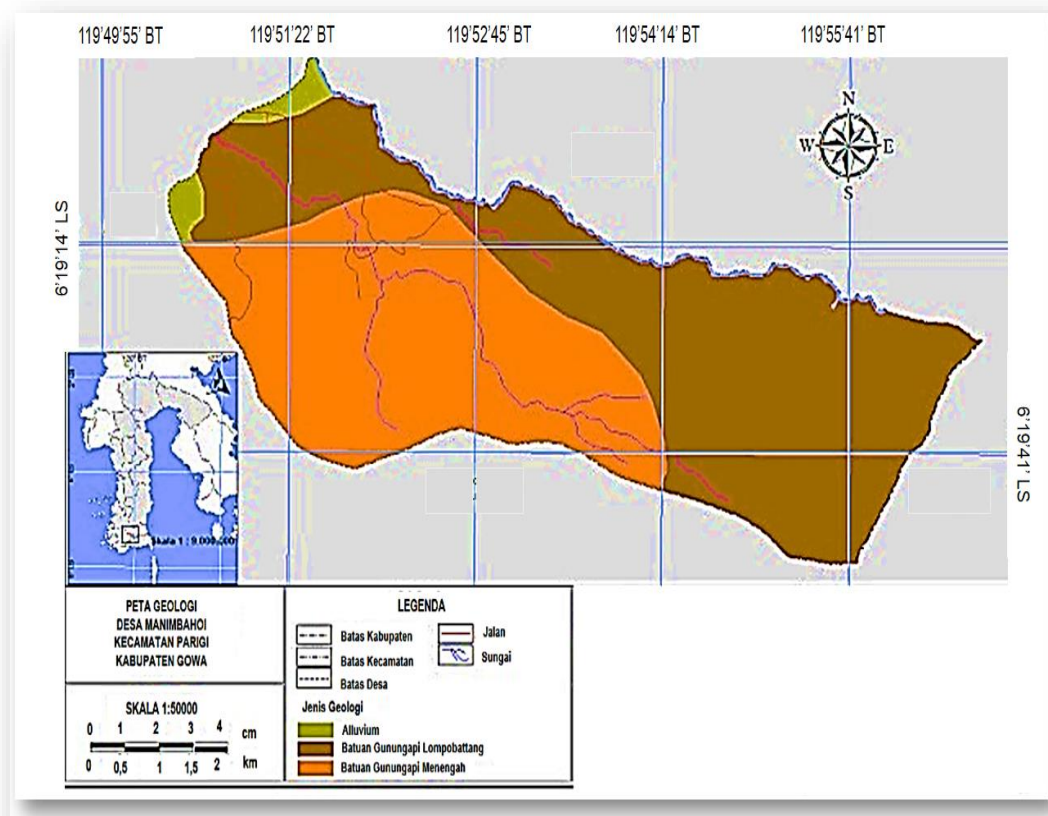
9. Porositas adalah prosentase total pori dalam tanah yang ditempati oleh air dan udara, dibandingkan dengan volume total tanah.
10. Gelombang seismik adalah rambatan energi yang disebabkan karena adanya gangguan di dalam kerak bumi, misalnya adanya patahan atau adanya ledakan.
11. Seismograf adalah sensor getaran yang biasanya dipergunakan untuk mendeteksi gempa bumi, ledakan atau fenomena alam yang mengguncang bumi.
12. Geophone adalah perangkat yang mengkonversi gerakan tanah menjadi tegangan, yang dapat direkam.

BAB II

LANDASAN TEORI

2.1 Geologi Regional Lokasi Penelitian

Desa Manimbahoi terletak di wilayah Kecamatan Parigi, Kabupaten Gowa. Secara umum merupakan daerah dataran tinggi dan perbukitan.



Gambar 2.1 Peta Geologi Lokasi Penelitian

Secara morfologi daerah penelitian ini merupakan lereng yang terletak di barat laut Gunung Bawakaraeng dengan kemiringan lereng antara 30°-90°,

sedangkan ketinggian lokasi penelitian berkisar antara 1000-2800 meter. Desa Manimbahoi merupakan wilayah bencana tersusun dari endapan vulkanik Gunung Lompobatang yang terdiri dari lava, tufa lahar dan breksi vulkanik. Endapan vulkanik ini mengalami pelapukan pada bagian permukaannya menjadi lempung lanauan hingga pasir lanauan berwarna kuning kecoklatan hingga coklat kehitaman. Sifatnya gembur dengan ketebalan antara 0,5 meter sampai 3 meter (ESDM, 2009).

2.2 Gerakan Tanah

Pergerakan tanah adalah bagian dari proses alam, tetapi karena manusia memasuki dengan segala aktivitasnya, itu bisa menjadi bencana alam. Dalam proses terjadinya gerakan tanah, geologi memiliki dampak yang signifikan, yang dibantu oleh faktor lain seperti gempa bumi, hewan, air, tumbuhan, dan aktivitas manusia. Proses pergerakan Massa tanah atau batuan dalam arah horizontal atau miring relatif terhadap posisi awalnya di bawah pengaruh gravitasi, aliran air, dan beban eksternal dikenal sebagai gerakan tanah. Varnes (1978) mendefinisikan gerakan tanah sebagai gerakan material pembentuk lereng yang bergerak ke bawah dan ke luar lereng, baik berupa batuan, material timbunan, tanah, maupun material campuran.

Dua jenis lereng yang terdapat pada pergerakan tanah adalah lereng batuan dan lereng tanah. Karena gerakan tanah kedua lereng disebabkan oleh jenis material yang berbeda, keduanya tidak dapat dibandingkan. Tanah atau batuan biasanya berada dalam kondisi kesetimbangan terhadap gaya-gaya yang datang dari dalam ketika tidak ada gangguan. Namun, tanah atau batuan berusaha mencapai keadaan baru secara organik jika kesetimbangan berubah. Teknik ini melibatkan penurunan beban sampai kondisi keseimbangan baru tercapai, biasanya melalui longsor salju atau gerakan lainnya.

2.2.1 Faktor Dan Penyebab Gerakan Tanah

Secara umum faktor penyebab terjadinya gerakan tanah dapat dibagi menjadi 2 faktor, yaitu:

- a) Faktor geologi. Faktor geologi meliputi; sudut/kemiringan lereng, kerapatan sungai, litologi, struktur geologi
- b) Faktor non geologi. Faktor non geologi meliputi; tataguna lahan/budaya manusia, curah hujan.

Peristiwa yang membuat suatu lereng bergerak atau longsor dikenal sebagai faktor pemicu atau penyebab peristiwa gerakan tanah. Jika ada gangguan yang menyebabkan pergerakan, lereng yang mampu bergerak bergerak. Sementara gangguan lereng dapat disebabkan oleh proses alam, pengaruh aktivitas manusia, atau keduanya, penyebab umumnya adalah fenomena alam. Faktor yang dapat mempengaruhi longsor pada tanah dikelompokkan menjadi dua macam, yaitu bersifat pasif dan aktif

1. Faktor yang bersifat pasif
 - a. Litologi: material yang rentan dan mudah meluncur dikarenakan basah sebab masuknya air ke dalam tanah.
 - b. Struktur geologi: jarak antara rekahan pada batuan, patahan, zona hancuran, bidang foliasi dan kemiringan lapisan batuan yang besar.
 - c. Susunan batuan (stratigrafi): perlapisan batuan dan perselingan batuan antar batuan keras atau perselingan antara batuan permeable dan batuan *impermeable*.
 - d. Topografi: lereng yang terjal atau vertikal.
 - e. Material organik: lebat atau jarangya vegetasi.
2. Faktor yang bersifat aktif
 - a. Gangguan secara alami seperti adanya bencana gempabumi
 - b. Gangguan akibat kegiatan manusia seperti aktivitas industri, pembukaan lahan, pembangunan dll.
 - c. Kemiringan lereng menjadi terjal karena adanya aliran air.
 - d. Pengisian air ke dalam tanah yang melebihi batas kapasitas, sehingga mengakibatkan tanah menjadi jenuh air.
 - e. Getaran tanah yang diakibatkan oleh seismisitas atau kendaraan

berat.

Gerakan tanah dapat diidentifikasi melalui tanda-tanda sebagai berikut:

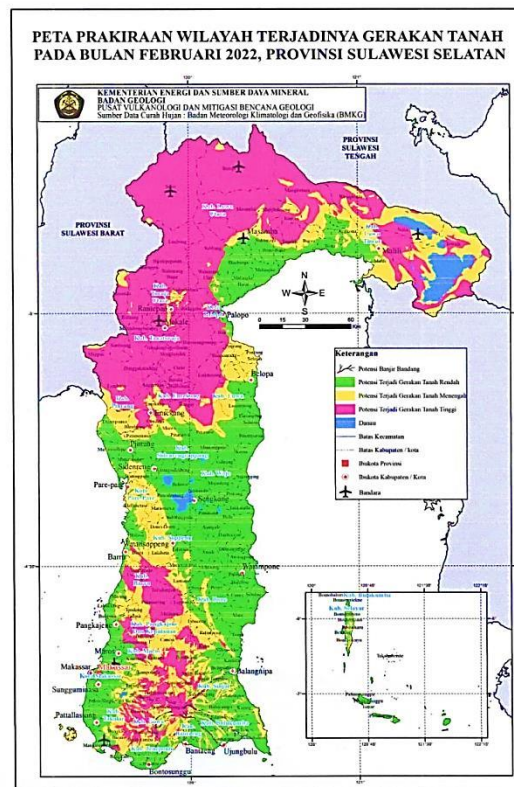
1. Munculnya retak tarik dan kerutan-kerutan di permukaan lereng
2. Patahnya pipa dan tiang listrik
3. Miringnya pohon-pohon
4. Perkerasan jalan yang terletak pada timbunan mengalami amblas
5. Rusaknya perlengkapan jalan dan saluran drainase
6. Tertutupnya sambungan ekspansi pada pelat jembatan atau perkerasan
7. Hilangnya kelurusan dari fondasi bangunan
8. Tembok bangunan retak-retak
9. Dinding penahan tanah retak dan miring ke depan

2.2.2 Metodologi Pemetaan Potensi Gerakan Tanah

Bencana yang mungkin terjadi dapat dicegah dan ditanggapi dengan terlibat dalam mitigasi bencana. Berkaitan dengan bencana tanah longsor/pergerakan batuan, mitigasi diperlukan untuk mengurangi risiko korban jiwa, kerugian harta benda/aset, dan kerusakan infrastruktur. Secara teori, mitigasi mengacu pada tindakan yang dilakukan secara teratur dan berkesinambungan sebelum bencana terjadi untuk mengurangi bahaya bencana alam dan buatan manusia. Adapun kegiatan mitigasi bencana gerakan tanah meliputi beberapa kegiatan sebagai berikut:

1. Pemetaan tingkat kerentanan, kerawanan dan risiko
2. Pengendalian gerakan tanah
3. Pemantauan dan pemasangan sistem peringatan dini gerakan tanah
4. Sosialisasi dan gladi evakuasi

Sangat penting untuk memetakan potensi pergerakan Massa tanah atau batuan di lokasi yang memiliki potensi pergerakan massa untuk memerangi dan meminimalkan pergerakan tersebut. Proses mengidentifikasi, menganalisis, dan mendistribusikan gerakan massa tanah merupakan bagian dari pemetaan bencana.. Berikut Peta perkiraan gerakan tanah di Provinsi Sulawesi Selatan bulan februari 2022 Yang ditunjukkan Gambar 2.2 di bawah ini:



Gambar 2.2 Peta Gerakan tanah Provinsi Sulawesi Selatan (ESDM, 2022)

Peta ancaman terhadap kawasan tersebut dihasilkan melalui pemetaan pergerakan massa. Tergantung pada tingkat kebutuhan, skala yang berbeda diproduksi (Karnawati, 2002). Peta pergerakan tanah skala kecil yang akurat untuk seluruh wilayah Indonesia harus disediakan oleh pemerintah. Pemerintah kabupaten bertugas menyediakan peta ukuran wilayah hingga sedang (1:100000-1:25000) kepada pemerintah provinsi. Sedangkan untuk peta skala besar (1:10000), biasanya digunakan dalam melakukan usaha pengembangan wilayah dalam skala detail. Keputusan Menteri Energi dan Sumber Daya Mineral (ESDM) No. 1452 K/10/MEM/2000 tentang pedoman teknis pemetaan zona kerentanan gerakan massa, dijadikan sebagai acuan dalam melakukan pemetaan gerakan massa agar memiliki kesamaan arti dan kualitas (Karnawati, 2002).

2.3 Gelombang Seismik

Gelombang seismik memiliki karakteristik yang mirip dengan gelombang cahaya, sehingga hukum-hukumnya sama dengan hukum gelombang cahaya. Hukum ini terdiri dari:

- a. Prinsip Huygens., pendekatan seismik refraksi, mendalilkan bahwa tempat-tempat yang dilalui gelombang menghasilkan gelombang tambahan. Superposisi dari banyak muka gelombang yang dihasilkan oleh sumber gelombang baru membentuk muka gelombang yang bergerak menjauh dari sumber.
- b. Aturan Fermat. Matematikawan Prancis Pierre de Fermat pertama kali menyatakan Prinsip Fermat yang lebih komprehensif dan umum pada abad ke-17, yang menyatakan bahwa jalur yang ditempuh cahaya untuk merambat dari satu titik ke titik lainnya sedemikian rupa sehingga waktu perjalanan tidak terpengaruh oleh perubahan jalur. (Tipler 2001).
- c. Hukum Snellius. Hukum Snellius menunjukkan bahwa gelombang dipantulkan atau dibiaskan pada bidang batas antara dua medium (Susilawati 2004). (Susilawati 2004). Berdasarkan hal ini, jika sudut datang gelombang kurang dari sudut kritis dan mengenai bidang batas dua media dengan kerapatan berbeda, gelombang akan dibiaskan. Jika sudut datang lebih besar dari sudut kritis, gelombang dipantulkan.

Tristiyoherni dkk. (2009) menyatakan bahwa gelombang adalah getaran yang bergerak melalui suatu medium. Gelombang ini dikenal sebagai gelombang seismik karena bumi adalah mediumnya. Di bumi, getaran elastis yang disebut gelombang seismik merambat. Lapisan-lapisan batuan penyusun bumi sebagai media gelombang berbeda-beda sifat fisiknya dari satu lapisan ke lapisan berikutnya. Karena diskontinuitas susunan medium ini, gelombang seismik yang berjalan melewatinya sebagian energinya dipantulkan dan sebagian ditransmisikan ke medium di bawahnya (Telford et al., 1976).

Pada batas lapisan, di mana batas lapisan adalah batas antara dua lapisan yang memiliki impedansi akustik yang sangat berbeda, energi yang merambat dan bergerak di kedua arah dipantulkan atau dibiaskan. Densitas setiap lapisan batuan dikalikan dengan kecepatan rambat gelombang pada suatu lapisan

untuk menentukan nilai impedansi akustik. Koefisien refleksi (R) dan koefisien transmisi (TC) dapat digunakan untuk menyatakan hubungan antara kecepatan rambat gelombang dan kerapatan batuan (T). Seperti persamaan di bawah ini:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (2.1)$$

Dimana:

R = Koefisien Refleksi

ρ = Massa jenis (kg/m^3)

V = Kecepatan rambat gelombang (m/s)

ρV = Impedansi akustik ($\text{kg/m}^2\text{s}$)

Sejumlah detektor geofon menangkap sebagian energi, yang selanjutnya direkam pada pita magnetik. Waktu yang dibutuhkan gelombang seismik untuk berjalan dari sumbernya ke detektornya adalah parameter yang direkam. Dalam seismik, kita juga sering mendengar istilah wavelet. Wavelet adalah badan gelombang dari gelombang yang menjadi sumber pantulan seismik eksplorasi. Polaritas dan fase adalah karakteristik yang signifikan dari sebuah wavelet. Dalam wavelet, ada dua bentuk polaritas yang berbeda: polaritas normal dan polaritas terbalik. Dalam kasus polaritas normal, peningkatan impedansi akustik akan diwakili oleh palung dalam jejak seismik, dan dalam kasus polaritas terbalik, itu akan diwakili oleh puncak (berdasarkan konvensi SEG). Dua jenis fase wavelet yang paling sering digunakan dalam pemrosesan dan interpretasi data seismik adalah fase minimal dan fase nol. Lonjakan refleksi bertepatan dengan amplitudo maksimum gelombang fase nol pada waktu nol. Sedangkan fase minimum memiliki amplitudo terbesar pada durasi terpendeknya (Yilmaz, 1987). Banyak gelombang yang merambat dengan berbagai cara dapat dihasilkan oleh sumber energi. Gelombang seismik dapat dibedakan menjadi dua tipe yaitu:

- a. Gelombang badan (*body waves*) yang terdiri dari gelombang longitudinal (gelombang P) dan gelombang transversal (gelombang S). Gelombang ini merambat ke seluruh lapisan bumi.
- b. Gelombang permukaan (*surface waves*) yang terdiri dari gelombang *love*, gelombang Raleygh dan gelombang Stoneley. Gelombang ini hanya

merambat pada beberapa lapisan bumi, sehingga pada survei seismik refleksi (survei seismik dalam) gelombang ini tidak digunakan.

Menurut Helffrich & Wood (2002) di antara banyak jenis gelombang seismik, seseorang dapat membedakan secara luas antara gelombang tubuh, yang merambat melalui bumi, dan gelombang permukaan, yang merambat di permukaan bumi. Mode perambatan gelombang lain ada selain yang dijelaskan, meskipun kepentingannya relatif kecil untuk gelombang yang ditanggung bumi, mereka penting dalam kasus asteroseismologi.

- i. Gelombang badan merambat melalui bagian dalam bumi.
 - ii. Gelombang permukaan merambat melintasi permukaan. Gelombang permukaan meluruh lebih lambat dengan jarak daripada gelombang tubuh yang merambat dalam tiga dimensi.
 - iii. Gerakan partikel gelombang permukaan lebih besar daripada gelombang tubuh, sehingga gelombang permukaan cenderung menyebabkan lebih banyak kerusakan.
- a. Gelombang tubuh. Gelombang tubuh berjalan melalui bagian dalam bumi sepanjang jalur yang dikendalikan oleh sifat material dalam hal kepadatan dan modulus (kekakuan). Kepadatan dan modulus, pada gilirannya, bervariasi sesuai dengan suhu, komposisi, dan fase material. Efek ini menyerupai pembiasan gelombang cahaya. Dua jenis gerakan partikel menghasilkan dua jenis gelombang tubuh: gelombang primer dan sekunder. Gelombang primer. Gelombang primer (*P-waves*) adalah gelombang kompresional yang bersifat longitudinal. Gelombang P adalah gelombang tekanan yang merambat lebih cepat dari gelombang lain di bumi untuk sampai di stasiun seismograf terlebih dahulu, oleh karena itu dinamakan "Primer". Gelombang ini dapat merambat melalui semua jenis material, termasuk cairan, dan dapat merambat hampir 1,7 kali lebih cepat daripada gelombang S. Kecepatan tipikal adalah 330 m/s di udara, 1450 m/s di air, dan sekitar 5000 m/s di granit. Gelombang sekunder (*S-waves*) adalah gelombang geser yang sifatnya transversal. Setelah gempa bumi, gelombang S tiba di stasiun seismograf setelah gelombang P yang bergerak lebih cepat dan memindahkan tanah tegak lurus terhadap arah rambat. Tergantung pada arah propagasi, gelombang dapat mengambil

karakteristik permukaan yang berbeda; misalnya, dalam kasus gelombang S terpolarisasi horizontal, tanah bergerak bergantian ke satu sisi dan kemudian ke sisi lainnya. Gelombang S hanya dapat merambat melalui padatan, karena fluida (cairan dan gas) tidak mendukung tegangan geser. Gelombang-S lebih lambat dari gelombang-P, dan kecepatannya biasanya sekitar 60% dari gelombang-P dalam materi tertentu. Gelombang geser tidak dapat merambat melalui media cair, sehingga tidak adanya gelombang S di inti luar bumi menunjukkan keadaan cair.

- b. Gelombang permukaan. Di sepanjang permukaan bumi, gelombang permukaan seismik bergerak. Gelombang permukaan mekanik adalah jenis gelombang ini. Karena mereka semakin kecil dari permukaan, gelombang ini dikenal sebagai gelombang permukaan. Mereka bergerak lebih lambat dari gelombang tubuh seismik (P dan S) (P dan S). Pada gempa besar, gelombang permukaan dapat memiliki amplitudo beberapa sentimeter.

2.3.1 Gelombang Rayleigh

Disebut juga *ground roll*, adalah gelombang permukaan yang bergerak sebagai riak dengan gerakan yang mirip dengan gelombang di permukaan air. Gerakan partikel terkait pada kedalaman dangkal adalah *retrograde*. Gaya pemulih di Rayleigh dan gelombang seismik lainnya elastis, tidak ada gravitasi seperti untuk gelombang air. Keberadaan gelombang ini diprediksi oleh John William Strutt, Lord Rayleigh, pada tahun 1885. Gelombang ini lebih lambat dari gelombang tubuh. Dalam media berlapis (seperti kerak dan mantel atas) kecepatan gelombang Rayleigh tergantung pada frekuensi dan panjang gelombang (Helffrich & Wood, 2002).

2.3.2 Gelombang Love

Merupakan gelombang geser terpolarisasi horizontal (gelombang SH), yang hanya ada di hadapan media semi-tak terbatas yang dilapisi oleh lapisan atas dengan ketebalan terbatas. Dinamai A.E.H. Love, seorang ahli matematika Inggris yang menciptakan model matematika gelombang pada tahun 1911. Gelombang ini bergerak sedikit lebih cepat daripada

gelombang Rayleigh, sekitar 90% dari kecepatan gelombang S, dan memiliki amplitudo terbesar (Helfrich & Wood, 2002).

2.3.3 Gelombang Stoneley

Jenis gelombang batas (atau gelombang antarmuka) yang merambat sepanjang batas padat-cair atau, dalam kondisi tertentu, juga sepanjang batas padat-padat. Amplitudo gelombang Stoneley memiliki nilai maksimum pada batas antara dua media yang bersentuhan dan meluruh secara eksponensial menuju kedalaman masing-masing. Gelombang ini dapat dihasilkan di sepanjang dinding lubang bor berisi cairan, menjadi sumber penting kebisingan koheren dalam profil seismik vertikal (VSP) dan membentuk komponen frekuensi rendah dari sumber dalam *sonic logging*. Persamaan untuk gelombang Stoneley pertama kali diberikan oleh Robert Stoneley (1894–1976). Mode normal. Rasa gerak untuk osilasi 0_{T1} toroidal selama dua momen waktu. Skema gerak untuk osilasi bola 0_{S2} . Garis putus-putus memberikan garis nodal (nol). Panah memberikan rasa gerak. Getaran bebas bumi adalah gelombang berdiri, hasil interferensi antara dua gelombang permukaan yang merambat dalam arah yang berlawanan. Interferensi gelombang Rayleigh menghasilkan osilasi bola S sedangkan interferensi gelombang *love* menghasilkan osilasi toroidal T.

Novotny (1999) merangkum sifat-sifat utama gelombang tubuh dan permukaan pada gelombang seismik, seperti yang diamati pada seismogram gempabumi yang jauh:

- a) Rekaman peristiwa seismik dimulai dengan gelombang longitudinal, diikuti oleh gelombang transversal, dan terakhir oleh gelombang permukaan.
- b) Gelombang permukaan biasanya memiliki amplitudo yang lebih besar dan periode yang lebih lama.
- c) Gelombang permukaan menunjukkan dispersi dan polarisasi yang khas.

2.4 Metode Geofisika MASW

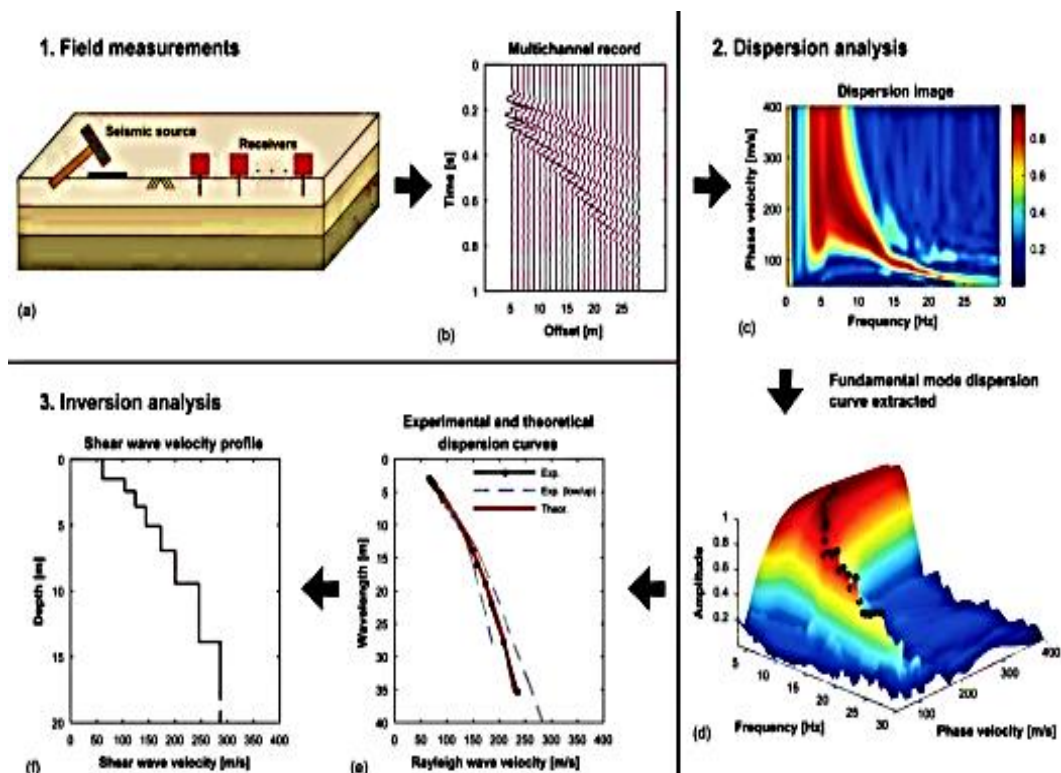
Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW) merupakan analisis gelombang permukaan berdasarkan pengukuran kecepatan gelombang geser, salah satu teknik seismik disebut *Multichannel Analysis of Surface Wave* (MASW). Dibandingkan dengan metode sebelumnya, yang melibatkan analisis spektrum gelombang permukaan, metode ini memiliki keunggulan dari SASW. Keuntungan dari pendekatan ini adalah investasi simultan profil kekakuan tanah dalam masalah. Modulus elastisitas pada lokasi tanah dan perkerasan yang diuji keduanya dapat ditentukan dengan menggunakan metode ini (Heisey, 1982). Parameter kecepatan gelombang geser (V_s) yang ditentukan dari permukaan tanah digunakan dalam penerapan metode MASW. Selain bermanfaat, pastikan jenis batuanya. Berdasarkan kedalaman kecepatan gelombang geser (V_s) lapisan batuan di permukaan, metode ini juga dapat digunakan untuk mendeskripsikan kelas tapak. Kecepatan gelombang Rayleigh digunakan untuk menghitung kecepatan gelombang geser (V_s).

Kecepatan gelombang geser ditentukan berdasarkan kecepatan gelombang Rayleigh yang terukur. Hal ini karena kecepatan gelombang geser terdiri dari sekitar 92% kecepatan fase gelombang Rayleigh (Stokoe, dkk., 1994). Metode MASW biasanya mengukur perubahan kecepatan gelombang permukaan seiring bertambahnya kedalaman. *National Earthquake Hazard Reduction Program* bahwa nilai kecepatan gelombang geser (V_{s30}) digunakan untuk mengkategorikan metode MASW yang banyak digunakan untuk mengidentifikasi daerah rawan gempa. Banyak peneliti telah menggunakan aplikasi MASW. Dalam ilmu geoteknik, analisis MASW untuk karakterisasi dan kepadatan tanah memberikan informasi penting untuk mengembangkan struktur tahan guncangan.

Lin et al (2013), Pendekatan MASW digunakan oleh untuk menghitung risiko likuifaksi akibat gempa bumi. HVSr (horizontal to vertical spectral ratio) dan MASW digunakan dalam penelitian oleh Alberto et al. (2011) untuk menguji tingkat getaran pada lapisan bawah tanah di dataran rendah Puget di negara bagian Washington. Untuk mempelajari lebih lanjut tentang kecepatan gelombang geser dekat permukaan, metode *Multichannel*

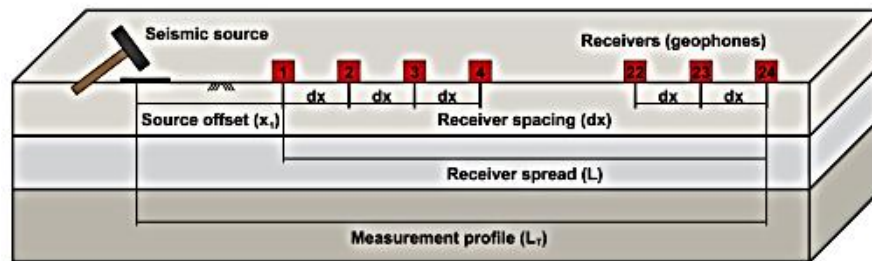
Analysis of Surface Waves (MASW) memanfaatkan fenomena dispersi gelombang permukaan. Dengan bertambahnya kedalaman, teknik ini melacak perubahan kecepatan gelombang geser. Panjang gelombang semakin pendek saat kedalaman semakin dalam.

Metode MASW, secara teori, menggunakan rentang kedalaman penelitian yang lebih dangkal hingga puluhan meter dan gelombang permukaan dengan frekuensi rendah (1-30 Hz). Pendekatan MASW dipisahkan menjadi dua kategori berdasarkan sumber seismik: MASW aktif dan MASW pasif (Park et al., 2007). Seperti yang terlihat pada Gambar 2.3 di bagian satu, MASW secara aktif menghasilkan gelombang seismik dengan menggunakan sumber eksternal seperti palu atau dinamit. Gelombang seismik ini kemudian ditangkap oleh geophone. Sementara MASW pasif memanfaatkan respons alami seperti pasang surut dan lalu lintas. Teknik yang paling sering diterapkan di antara keduanya adalah MASW aktif. Tiga tahap utama dari pendekatan MASW adalah pengukuran atau akuisisi lapangan, analisis gambar dispersi, dan analisis inversi.



Gambar 2.3 Prosedur metode MASW (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018)

Menggunakan sumber aktif, seperti palu atau dinamit, terdapat tahap akuisisi untuk menghasilkan gelombang permukaan. Dengan 24 geofon frekuensi rendah (4,5 Hz) yang ditempatkan di sepanjang lintasan, gelombang seismik ditangkap. Pada titik ini, parameter geometrik pengukuran—yakni, jarak antara geofon (dx) dan pemisahan antara sumber dan geofon pertama—ditetapkan seperti yang digambarkan pada Gambar 2.4.



Gambar 2.4 Parameter akuisisi metode MASW (Olafsdottir, Erlingsson et al, 2018)

Geometri pengukuran dipilih berdasarkan resolusi dan kedalaman yang diinginkan. Menurut (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018), ketebalan minimum yang dihasilkan akibat jarak antar geofon (dx) menunjukkan resolusi profil gelombang geser. Situs, konfigurasi pengukuran lapangan, frekuensi alami geofon, dan jenis sumber seismik yang digunakan, semuanya memengaruhi kedalaman penyelidikan maksimum (Z_{max}) survei MASW. Atas dasar panjang gelombang terpanjang yang diterima (λ_{max}), kedalaman studi dihitung. Rumus empiris yang sering digunakan (Olafsdottir, Besson, et al., 2018) antara lain:

$$Z_{max} \leq \gamma \lambda_{max}, \quad 1/3 \leq \gamma \leq 1/2 \quad (2.2)$$

Jarak antar geophone berbanding terbalik dengan resolusi profil gelombang geser (dx). Sedangkan resolusi profil gelombang geser ditingkatkan dengan penurunan dx . Persamaan 2.3 (Park, 1998) menunjukkan bahwa dx harus kurang dari kedalaman penyelidikan maksimum:

$$dx \leq 0.1 Z_{max} \quad (2.3)$$

Untuk jarak antara sumber dan geofon pertama (x_1) harus memenuhi kondisi berikut untuk menghindari efek *near-field* (Stokoe et al., 1994):

$$x_1 \geq 0.5 Z_{\max} \quad (2.4)$$

Hasil gambar dispersi dilakukan pada tahap analisis gambar dispersi menggunakan data yang direkam dari masing-masing geophone. Dengan mengubah domain waktu dari hasil rekaman menjadi domain frekuensi, transformasi Fourier menghasilkan citra dispersi. Hasilnya, akan mendapatkan gambar dispersi, yang mengilustrasikan bagaimana kecepatan area survei berubah dalam kaitannya dengan frekuensi. Jenis gelombang (Gambar 2.3) dapat dibedakan lebih tepat dari gambar dispersi, memungkinkan pemilihan mode dasar yang lebih tepat untuk membuat kurva dispersi.

Model awal dikembangkan selama fase analisis inversi. Temuan pemilihan gambar dispersi kemudian diulangi dengan membalikkan model aslinya. Profil gelombang geser bawah permukaan adalah apa yang ingin disediakan oleh analisis inversi.

a. Transformasi Fourier

Teknik analisis spektrum yang disebut transformasi Fourier bertujuan untuk menggeser domain sinyal dari domain waktu ke domain frekuensi. Hal ini dilakukan karena perhitungan dalam domain frekuensi lebih sederhana daripada perhitungan dalam domain waktu. Selain itu, karena fenomena dan frekuensi geofisika sangat erat kaitannya, frekuensi memainkan peran kunci dalam menjelaskan kejadian ini. Transformasi Fourier dari fungsi f ditunjukkan pada persamaan di bawah (t).

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-i2\pi ft} dt \quad (2.4)$$

$$F(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-i2\pi ft} d\omega \quad (2.5)$$

Transformasi fourier maju, dilambangkan dengan persamaan $f(\omega)$, mengubah sinyal dari domain waktu ke domain frekuensi. Transformasi Fourier terbalik, diwakili oleh persamaan $f(t)$, mengubah sinyal dari domain frekuensi ke domain waktu (Park et al., 1998).

Kemudian, gambar dispersi akan dibuat dari data rekaman multichannel dari data seismik yang telah ditangkap oleh geophone. Data rekaman multichannel digunakan untuk membuat gambar dispersi, yang menggambarkan energi (amplitudo) dari sinyal gelombang yang ditangkap. FFT dan pendekatan pergeseran fasa (*phase-shift method*), dan dikembangkan (Park et al.,1998) digunakan untuk mencapai hal ini.

Awalnya, Fast Fourier Transform digunakan untuk mengubah domain dari data perekaman multichannel (FFT). Dengan menggunakan persamaan F, setiap jejak data perekaman multichannel dengan domain waktu-jarak (x,t) diubah menjadi domain jarak-frekuensi (x) (w). Seperti yang ditunjukkan pada persamaan di bawah ini (Park et al., 1999), gelombang seismik yang ditangkap oleh kedua geophone kemudian diperiksa kecepatan fasenya (Cf) berdasarkan varian waktu tempuh (tf) untuk berbagai frekuensi (f):

$$Cf = \frac{dx}{\Delta tf} \quad (2.6)$$

Perhitungan transformasi Fourier antara dua gelombang, di mana f(t), dan g, menghasilkan perbedaan fasa. Ketika hasil transformasi dinyatakan dalam amplitudo dan fase dan didapatkan:

$$F(\omega) = A_f(\omega) e^{-i\phi_f(\omega)} \quad (2.7)$$

$$G(\omega) = A_g(\omega) e^{-i\phi_g(\omega)} \quad (2.8)$$

Beda fasa antara keduanya dapat dituliskan:

$$\Delta\phi(\omega) = \phi_f(\omega) - \phi_g(\omega) \quad (2.9)$$

Sehingga diperoleh kecepatan fase:

$$C(\omega) = \omega \cdot \Delta x / \phi_f(\omega) \quad (2.10)$$

$$C(\omega) = \omega \cdot \Delta x / (\phi_f(\omega) + 2n\pi) \quad (2.11)$$

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

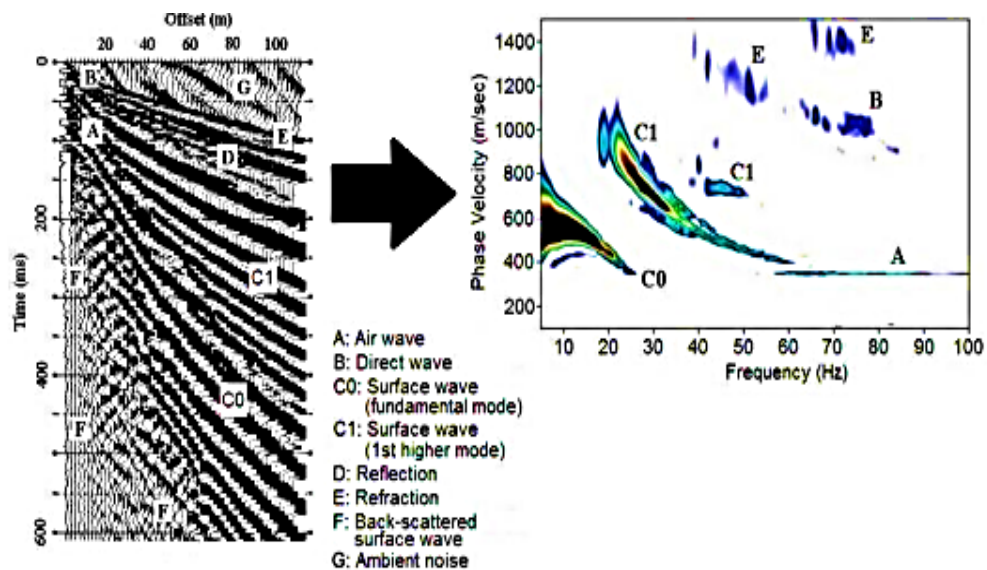
$$F(x,\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x,\omega) \cdot e^{i\omega x/c} dx \quad (2.12)$$

Dari persamaan (2.12), didapatkan citra dispersi yang menunjukkan perubahan

kecepatan fase (C) terhadap frekuensi (ω).

b. Kurva dispersi

Hubungan antara perubahan kecepatan fase sehubungan dengan frekuensi dan panjang gelombang digambarkan oleh kurva dispersi. Kurva ini menggambarkan model kekakuan bawah permukaan dan kecepatan rata-rata yang berguna untuk analisis inversi. Hasil pengambilan dasar mode gambar dispersi digunakan untuk menghasilkan kurva ini. Kurva dispersi eksperimental, yang merupakan kurva picking yang dihasilkan, digunakan dalam prosedur inversi untuk menghasilkan profil kecepatan gelombang geser bawah permukaan.

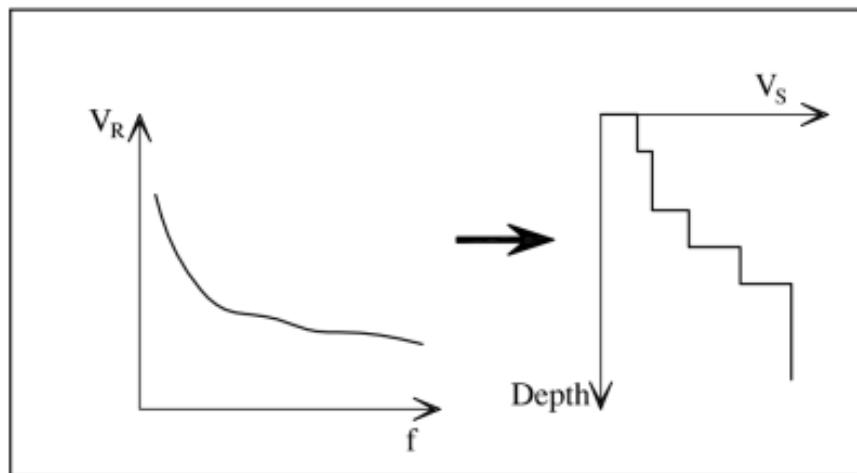


Gambar 2.5 Jenis-jenis gelombang pada citra disperse (Foti, 2000)

Gambar dispersi berdasarkan data rekaman multichannel ditampilkan pada Gambar 2.5. Gambar membagi gambar dispersi menjadi lima bentuk gambar, yang masing-masing menunjukkan sifat-sifat dispersi gelombang yang bergantung pada kecepatan dan frekuensi fase. Array multi-saluran digunakan untuk menangkap berbagai gelombang, termasuk gelombang Rayleigh fundamental dan *highermode* serta gelombang refleksi, gelombang refraksi, gelombang udara, dan kebisingan sekitar.

c. Inversi

Tujuan dari inversi adalah untuk menghasilkan profil gelombang geser yang dapat digunakan untuk menganalisis lapisan bawah permukaan. Beberapa karakteristik fisik, termasuk jumlah dan kedalaman lapisan, kerapatan, kecepatan gelombang kompresi, dan kecepatan gelombang geser, dimasukkan ke dalam model awal untuk memulai proses inversi. Kurva dispersi teoretis dibuat menggunakan hasil dari model awal ini. Dengan membandingkan kurva dispersi teoretis dan eksperimental, proses inversi diulang. Jika kurva eksperimental dan kurva dispersi teoretis tidak terkait erat, perhitungan diulang sampai nilai ketidaksesuaian yang rendah tercapai. Profil kecepatan gelombang geser bawah permukaan yang menampilkan perubahan nilai V_s terhadap waktu diperoleh dari data inversi.



Gambar 2.6 Proses inversi (Foti, 2000)

Untuk menghasilkan solusi yang sesuai dari data gelombang permukaan yang secara akurat mewakili kondisi bawah permukaan, kurva dispersi teoritis harus sedekat mungkin dengan kurva dispersi eksperimental selama fase inversi (Foti, 2000).

d. Kecepatan Gelombang Geser (V_s)

Faktor penting dalam menentukan ketanggapan dinamis tanah adalah kecepatan gelombang geser (V_s). Melalui pengujian lapangan teknik seismik seperti cross-hole dan analisis multichannel gelombang

permukaan (MASW), karakteristik dinamika tanah dapat ditentukan (Ariestianty et al., 2009).

Kekakuan struktur tanah yang sering digunakan untuk mengidentifikasi jenis lapisan tanah yang dekat dengan permukaan berhubungan dengan kecepatan gelombang geser. Tabel 2.1, yang menampilkan nilai kecepatan gelombang kompresi (V_p) dan kecepatan gelombang geser (V_s) untuk berbagai jenis material, menunjukkan hal ini.

Tabel 2. 1 Nilai V_p dan V_s pada berbagai material dekat permukaan (Foti et al., 2000)

Geomaterial	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Poisson ratio
<i>Crystalline rocks</i>	4000 – 6500	2500 – 3500	0.2 – 0.3
<i>Calcareous, fractured rocks</i>	1600 – 3000	1000 – 1500	0.2 – 0.3
<i>Soft rocks, very dense gravels</i>	800 – 2000	500 – 1000	0.2 – 0.3
<i>Medium to dense gravels</i>	650 – 1500	400 – 800	0.2 – 0.3
<i>Medium to dense sands</i>	350 – 750	200 – 400	0.2 – 0.3
<i>NC clays and silts</i>	250 – 500	150 – 300	0.15 – 0.25
<i>Very soft clays</i>	80 – 200	50 – 100	0.15 – 0.25

Kecepatan gelombang geser tipikal hingga 30 meter di bawah permukaan dikenal sebagai V_{s30} . V_{s30} adalah informasi penting yang sering digunakan dalam metode geofisika untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan hingga kedalaman 30 meter (Roser & Gosar, 2010).

Nilai ini digunakan untuk mengklasifikasikan batuan berdasarkan seberapa kuat getaran gempa yang disebabkan oleh dampak lokal dan syarat untuk membangun struktur tahan gempa. Perbesaran gelombang seismik hanya ditentukan pada lapisan batuan hingga kedalaman 30 meter. Persamaan di bawah ini dapat digunakan untuk menghitung nilai V_{s30} .

$$Vs_{30} = \frac{\sum_{i=1}^m t_i}{\sum_{i=1}^m \frac{t_i}{V_{si}}} \quad (2.13)$$

Dimana:

i = indeks per lapisan

m = jumlah lapisan hingga kedalaman 30 m

t_i = ketebalan lapisan ke-i (m)

V_{si} = kecepatan gelombang lapisan ke-i (m/s)

Selain itu, NERHP menggunakan ini untuk mengelompokkan lokasi menjadi 5 kelompok berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 meter, seperti yang ditunjukkan pada Tabel 2.2.

Tabel 2.2 Klasifikasi jenis batuan berdasarkan nilai Vs30 berdasarkan NERHP
(Federal Emergency Management Agency, 2003)

Kelas Situs	Profil Jenis Batuan	Vs30 (m/s)
A	Batuan Keras (<i>Hard Rock</i>)	> 1500
B	Batuan Sedang (<i>Rock</i>)	760 – 1500
C	Tanah Keras dan Batuan Lunak (<i>Very Dense Soil and Soft Rock</i>)	360 – 760
D	Tanah Sedang (<i>Stiff Soil</i>)	180 – 360
E	Tanah Lunak (<i>Stiff Soil</i>)	< 180

e. Daya Dukung Tanah

Kemampuan tanah untuk menahan beban kerja, yang biasanya ditransmisikan melalui pondasi, dikenal sebagai daya dukung tanah. Kemampuan tanah untuk mendukung beban pondasi struktur di atasnya dipelajari dari segi daya dukung tanahnya. Tahanan geser yang dapat diberikan oleh tanah sepanjang bidang gesernya dinyatakan oleh daya dukung tanah sebagai kemampuannya untuk menahan penurunan akibat beban. Biasanya, daya dukung batas (q_u) dibagi dengan faktor keamanan

digunakan untuk menentukan analisis daya dukung tanah (n). Persamaan 2.14 menghasilkan limit daya dukung (q_u) (Tezcan & Ozdemir, 2012):

$$q_u = \gamma D \quad (2.14)$$

Dengan,

$$\gamma = \rho g \quad (2.15)$$

$$D = V_s t \quad (2.16)$$

Hubungan antara kerapatan dan kecepatan gelombang geser (V_s) yang ditunjukkan pada persamaan di bawah ini dapat digunakan untuk menentukan nilai kerapatan (ρ).disebut sebagai hukum Gardner

$$\rho = 0.31 V_s^{0.25} \quad (2.17)$$

Untuk nilai unit berat (γ) didapatkan dari persamaan empiris menggunakan nilai V_s (Tezcan & Ozdemir, 2012).

$$\gamma = 4.3 V_s^{0.25} \quad (2.18)$$

Dimana:

γ = unit berat (kN/m³)

V_s = kecepatan gelombang geser (m/s)

Menghitung daya dukung yang diperbolehkan merupakan langkah selanjutnya setelah mendapatkan nilai q_u (q_a). Beban per satuan luas yang diizinkan ditempatkan di atas tanah untuk mencegah potensi keruntuhan dikenal sebagai daya dukung ijin.

$$q_a = \frac{q_u}{n} = \frac{\gamma D}{n} \quad (2.19)$$

Dimana:

q_a = daya dukung ijin tanah (kN/m²)

n = faktor keamanan

D = kedalaman (m)

Tabel 2.3 menunjukkan bagaimana daya dukung yang diperbolehkan (q_a) dihitung dengan menggunakan faktor keamanan (n) berdasarkan nilai

kecepatan gelombang geser (V_s). Berdasarkan nilai V_s , tiga jenis tanah diidentifikasi.

Tabel 2.3 Faktor keamanan (n) (Tezcan & Ozdemir, 2012)

Jenis Tanah	V_{s30} (m/s)	n	q_a (kN/m ²)
Batuan Keras (<i>Hard Rock</i>)	≥ 4000	1.4	$0.071 \gamma V_s$
Batuan Lunak (<i>Soft Rock</i>)	750 – 4000	$4.6 - 8.10 - 4V_s$	$0.1 \gamma V_s / n$
Tanah (<i>Soil</i>)	≤ 750	4.0	$0.25 V_s$

2.5 Metode Geofisika Seismik Refraksi

Metode seismik merupakan bagian dari teknik geofisika eksplorasi yang dikategorikan dalam teknik geofisika aktif. Dalam teknik ini, pengukuran dilakukan dengan menggunakan sumber seismik yang disimulasikan, seperti palu, ledakan, dan perangkat serupa lainnya. Di bawah permukaan bumi, gerakan gelombang berkembang setelah diganggu (oleh sumber seismik), yang memenuhi hukum elastisitas ke segala arah dan mengalami pemantulan atau pembiasan karena terciptanya perbedaan kecepatan. Pergerakan partikel kemudian dapat ditangkap sebagai fungsi waktu pada jarak tertentu. Bentuk lapisan atau struktur di dalam tanah dapat disimpulkan dari data yang telah terkumpul. Priyantari dan Suprianto (2009) mengklaim bahwa metode seismik dipisahkan menjadi metode seismik refraksi dan metode seismik refleksi berdasarkan cara perambatan gelombang. Struktur geologi dalam diidentifikasi menggunakan refleksi seismik, sedangkan struktur geologi dangkal diidentifikasi menggunakan refraksi seismik efektif. Kedalaman bidang gelincir secara efektif ditentukan dengan menggunakan metode refraksi seismik ini sebagai parameter keruntuhan suatu daerah.

Waktu yang diperlukan gelombang untuk berjalan melalui batuan dari lokasi sumber seismik ke penerima pada berbagai jarak tertentu digunakan untuk menentukan refraksi seismik. Pertama kali gelombang terdeteksi

oleh masing-masing geophone adalah hal yang penting dalam metode ini karena gelombang seismik yang dibiaskan merambat paling cepat dari semua gelombang, kecuali gelombang yang jaraknya relatif dekat (offset). Akibatnya, gelombang yang terjadi setelah sinyal pertama (firstbreak), diabaikan. Waktu kedatangan gelombang P digunakan dalam perhitungan metode ini karena gelombang P merambat lebih cepat daripada gelombang S. Parameter jarak dan waktu penjalaran gelombang dihubungkan dengan cepat rambat gelombang dalam medium. Besarnya kecepatan rambat gelombang tersebut dikontrol oleh sekelompok konstanta fisis yang ada dalam material yang dikenal sebagai parameter elastisitas (Nurdiyanto dkk, 2011).

Penggunaan waktu kedatangan pertama dari gelombang langsung dan gelombang yang dibiaskan adalah prinsip dasar dari metode pembiasan. Kita hanya dapat melihat gelombang P karena bergerak lebih cepat daripada gelombang S. Akibatnya, sudut bias dan sudut datang adalah

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.20)$$

Di mana:

i = Sudut datang

r = Sudut bias

V_1 = Kecepatan gelombang pada medium 1

V_2 = Kecepatan gelombang pada medium 2

Pada pembiasan kritis sudut $r = 90^\circ$ sehingga persamaan menjadi:

$$\sin i = \frac{V_1}{v_2} \quad (2.21)$$

Hubungan ini digunakan untuk menjelaskan sudut krusial dari teknik refraksi insidensi. Sebuah gelombang dari sumber S merambat dalam medium V_1 pada Gambar 2.5 dibiaskan pada titik A pada sudut kritis, menyebabkannya merambat pada batas lapisan. Gelombang ini dibiaskan di atas semua titik batas pada batas lapisan menggunakan prinsip Huygens hingga mencapai detektor P di permukaan. Gelombang yang

dibiaskan pada batas dengan sudut datang kritis adalah gelombang yang dibiaskan pada batas yang tiba lebih dulu di titik P pada batas di atasnya.

Untuk menampilkan setiap lapisan menggunakan studi perambatan waktu gelombang seismik, Kanao et al. (2012) menghitung kecepatan gelombang P untuk menentukan struktur permukaan dan bawah permukaan bumi. Profil seismik digunakan untuk memeriksa topografi batuan dasar yang ditujukan untuk struktur lereng yang curam. Jongmans dan Garambois menyatakan bahwa (2007). “untuk penyelidikan tanah longsor, metode seismik refraksi terbukti dapat diterapkan, karena kecepatan gelombang geser lebih rendah pada lapisan yang terpengaruh oleh longsor daripada yang tidak”.

Data seismik refraksi dikumpulkan dengan menggunakan beberapa teknik, seperti Metode Gardner, Metode Broadside, Metode Fan Shooting, dan Metode In Line. Salah satu metode yang digunakan untuk mengolah data seismik refraksi adalah pendekatan T-X yang terdiri dari Intercept Time Method (ITM) dan Critical Distance Method (CDM), Delay Time Method, ABC, Metode plus-minus, Generalized Reciprocal Method (GRM), Hagiwara Metode, dan Metode Matsuda.

Adapun keunggulan metode seismik refraksi antara lain sebagai berikut.

- a. Pengamatan refraksi membutuhkan lokasi sumber dan penerima yang kecil, sehingga relatif murah dalam pengambilan datanya.
- b. *Processing* refraksi relatif simpel dilakukan kecuali proses filtering untuk memperkuat sinyal *first break* yang dibaca.
- c. Akuisisi data seismik refraksi dan lokasi yang cukup kecil, maka pengembangan model untuk interpretasi tidak terlalu sulit dilakukan seperti metode geofisika lainnya.

Sedangkan kelemahan metode seismik refraksi antara lain sebagai berikut.

- a. Dalam pengukuran yang regional, seismik refraksi membutuhkan *offset* yang lebih lebar.

- b. Seismik bias hanya bekerja jika kecepatan gelombang meningkat sebagai fungsi kedalaman.
- c. Seismik bias biasanya diinterpretasikan dalam bentuk lapisan-lapisan. Masing-masing lapisan memiliki dip dan topografi.