

**2021**

**DASAR-DASAR  
AKUISISI DATA  
MASW DAN  
MIKROTREMOR**



**Erfan Syamsuddin  
M. A. HamzahAssegaf**



**DASAR-DASAR AKUISISI DATA  
MASW DAN MIKROTREMOR**

# DASAR-DASAR AKUISISI DATA MASW DAN MIKROTREMOR

Erfan Syamsuddin  
M. A. Hamzah Assegaf



**DASAR-DASAR AKUISISI DATA  
MASW DAN MIKROTREMOR**

**Penulis**

Erfan Syamsuddin  
M. A. Hamzah Assegaf

**Tata Letak**

Muhammad Ihtasul Amal

ISBN 978-979-530-350-3

Cetakan I 2021

**Penerbit**

Unhas Press

**Kecanggotaan**

IKAPI Nomor: 002/SSL/01 dan APPTI Nomor: 005.026.1.03.2018

**Alamat Penerbit**

Gedung UPT Unhas Press, Kampus Unhas Tamalanrea  
Jalan Perintis Kemerdekaan KM 10, Makassar, Sulawesi Selatan  
HP/WA: +62 8229 9555 591 — Email: unhaspress@gmail.com  
Laman: unhaspress.unhas.ac.id

**Hak Cipta** ©Erfan Syamsuddin & M. A. Hamzah Assegaf. *All rights reserved.* Hak cipta dilindungi undang-undang.

*Dilarang memperbanyak isi buku ini, baik sebagian maupun seluruhnya dalam bentuk apapun tanpa izin tertulis dari penulis/penerbit.*

## KATA PENGANTAR

**PENULISAN** buku ini didasari keingintahuan tentang berbagai aplikasi gelombang seismik permukaan, yang pada awalnya dianggap sebagai *noise* dalam pemerosesan sinyal. Gelombang permukaan tersebut didasari atas temuan Lord *Rayleigh* (1885), bahwa terdapat gangguan yang menjalar dekat permukaan pada bahan padat, di mana penetrasinya sebanding dengan panjang gelombangnya. Kesadaran akan pentingnya fenomena tersebut telah memainkan peranan penting dalam aplikasinya ke berbagai disiplin ilmu lainnya, termasuk ilmu material, geofisika, pengujian tak-merusak (*nondestructive test*) dan klasifikasi situs. Ketika digunakan untuk karakterisasi lokasi dekat-permukaan, tujuannya biasanya untuk menentukan kecepatan gelombang geser dan/atau rasio redaman geser. Untuk berbagai aplikasi, termasuk respons lokasi terhadap gempa, interaksi tanah dengan struktur dinamis, perbaikan tanah, dan sebagainya.

Pengujian gelombang permukaan mengacu pada beberapa bidang pengetahuan, termasuk teori propagasi gelombang, pemrosesan sinyal, dan pemodelan inversi. Beberapa dekade terakhir, minat akan pengaplikasian akan metode geofisika ini meningkat, terutama dalam penggunaan instrumen metode MASW (*multichannel analysis of surface waves*) dan mikrotremor untuk karakterisasi situs dekat permukaan pada proyek tertentu. Untuk alasan tersebut di atas, buku ini bertujuan untuk memberikan gambaran dasar, aspek pengujian di samping prosedur akuisisi data bagi ke dua metode di atas.

Buku ini ditujukan untuk menarik dua audiens: (1) praktisi yang ingin memahami konsep dasar dan potensi metode gelombang permukaan dan (2) peneliti yang mencari detail presentasi teori dan prinsip yang mendasari setiap aspek pengujian (yaitu, perambatan gelombang, pemrosesan sinyal, dan teori inversi). Dasar-dasar uji MASW dan Mikrotremor disajikan dalam kerangka yang konsisten untuk memfasilitasi perbandingan pada kedua metode tersebut yang akhirnya dapat menghasilkan interpretasi kecepatan gelombang geser Vs. Beberapa contoh dan studi kasus yang langsung diambil dari pengalaman penulis dan pengukuran langsung di lapangan akan diilustrasikan pada buku lanjutan dari buku ini. Dalam buku lanjutan akan mencakup diskusi menyeluruh dari akuisi data hingga interpretasi—sebuah topik yang menurut penulis belum mendapat perhatian yang memadai sejauh ini.

Organisasi dari buku "Dasar-dasar akuisisi data MASW dan mikrotremor" ini akan dimulai dengan konsep dasar metode geofisika dan aplikasinya yang disajikan dalam Bab 1. Untuk memahami hubungan antara kecepatan gelombang dan sifat elastisitas bahan, disajikan konsep tegangan dan regangan pada Bab 2, yang diikuti oleh penjabaran gelombang dalam medium elastik pada Bab 3. Masalah gelombang permukaan dijelaskan dalam Bab 4, menguraikan tentang sifat

dispersif gelombang permukaan pada medium berlapis. Pada Bab 5 sampai Bab 9, penulis menguraikan ke dasar-dasar aplikasi metode MASW dan Mikrotremor, hingga ke operasional standar bagi ke dua metode tersebut.

Semoga buku ini dapat bermanfaat bagi pembaca yang berminat mengetahui tentang metode geofisika terutama dalam kaitannya dengan aplikasi terhadap klasifikasi situs dan daya dukung tanah melalui penerapan gelombang permukaan dan mikrotremor. Penulis menyadari bahwa buku ini jauh dari kesempurnaan, oleh karena itu diskusi untuk perbaikannya sangat diharapkan.

Atas penerbitan buku teks ini, sebagai output tahun pertama skema penelitian dasar, kami mengucapkan terima kasih kepada Unhas Press, Kementerian Riset dan Teknologi/Badan Riset dan Inovasi Nasional serta LP2M Universitas Hasanuddin atas program pengaktifan dan pembiayaan terhadap penelitian secara nasional untuk kemajuan inovasi riset bagi bangsa yang semakin maju.

**Erfan Syamsuddin**

## DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	—	v
DAFTAR ISI	—	ix
BAB 1 GEOFISIKA DAN APLIKASINYA	—	1
1.1. Pendahuluan Geofisika	—	1
1.2. Geofisika Eksplorasi	—	3
1.3. Geofisika Dekat Permukaan	—	6
1.4. Metode Geofisika	—	7
BAB 2 KONSEP TEGANGAN DAN REGANGAN	—	11
2.1. Tegangan geser	—	11
2.2. Regangan Geser	—	13
BAB 3 GELOMBANG DALAM MEDIUM ELASTIK	—	17
3.1. Perambatan Gelombang Elastik	—	18

3.2.	Modulus elastis	—	20
<b>BAB 4</b>	<b>GELOMBANG PERMUKAAN</b>	—	<b>23</b>
4.1.	Gelombang <i>Rayleigh</i>	—	24
4.2.	Perambatan Gelombang <i>Rayleigh</i>	—	25
<b>BAB 5</b>	<b>METODE MASW</b>	—	<b>37</b>
5.1.	Perkembangan Metode MASW	—	37
5.2.	Konsep Dasar Metode MASW	—	40
5.3.	Aplikasi Metode MASW	—	43
<b>BAB 6</b>	<b>AKUISISI METODE MASW</b>	—	<b>47</b>
6.1.	Geometri Lapangan	—	47
6.2.	Parameter Perekaman	—	49
6.3.	Pengukuran lapangan	—	50
6.4.	Efek <i>Near-field</i> dan <i>Far-field</i>	—	57
<b>BAB 7</b>	<b>PENGOLAHAN DATA MASW</b>	—	<b>61</b>
7.1.	Analisis Dispersi	—	61
7.2.	Ekstrak Citra Dispersi	—	65
7.3.	Proses Inversi	—	67
<b>BAB 8</b>	<b>METODE MIKROTREMOR</b>	—	<b>75</b>
8.1.	Metode HVSR ( <i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i> )	—	76
8.2.	Frekuensi Dominan Tanah ( $f_0$ )	—	81
8.3.	Amplifikasi Tanah ( $A_0$ )	—	83
8.4.	Indeks Kerentanan Seismik ( $K_g$ ) dan <i>Ground Shear Strain</i> ( $\gamma$ )	—	83
<b>BAB 9</b>	<b>APLIKASI METODE MIKROTREMOR</b>	—	<b>87</b>
9.1.	Kecepatan Gelombang Geser Pada Kedalaman 30 Meter ( $V_{s,30}$ )	—	87

9.2. Inversi Kurva HVSR	—	88
9.3. Metode HVTFE ( <i>Horizontal to Vertical Time-Frequency Analysis</i> )	—	89
9.4. Alat Ukur dan Identifikasi Peubah Mikrotremor	—	92
9.5. Prosedur Kerja Metode Mikrotremor	—	95
<b>DAFTAR PUSTAKA</b>	—	<b>101</b>

# BAB 1

## GEOFISIKA DAN APLIKASINYA

### 1.1. Pendahuluan Geofisika

**GEOFISIKA** adalah subjek ilmu alam yang mempelajari proses fisik dan sifat fisik Bumi dan lingkungan dan penggunaan metode kuantitatif untuk analisisnya. Istilah geofisika kadang-kadang hanya mengacu pada aplikasi bumi padat: bentuk bumi; medan gravitasi dan magnetnya; struktur dan komposisi internalnya; dinamika dan ekspresi permukaannya di lempeng tektonik, generasi magma, vulkanisme, dan formasi batuan. Namun, organisasi geofisika modern mendefinisikannya lebih luas yang mencakup siklus air termasuk salju dan es; dinamika fluida lautan dan atmosfer; listrik dan magnet di ionosfer dan magnetosfer dan fisika matahari-terrestrial; dan masalah yang terkait dengan Bulan dan planet lain (W.M Telford, L.P. Geldart, 2004).

Secara historis, geofisika telah digunakan untuk mengkarakterisasi target eksplorasi yang dalam, seperti deposit mineral, deposit minyak dan gas, atau sumber daya air tanah. Pada saat yang sama, insinyur sipil, arkeolog, ilmuwan tanah, dan lainnya telah menerapkan metode geofisika tradisional dengan skema interpretasi yang telah lama dipercaya tetapi sederhana untuk mendeteksi, mengklasifikasikan, dan menggambarkan target geologis atau antropogenik yang terkubur di bawah permukaan yang dangka (Choon B. Park et al., 1999). Namun, dalam beberapa tahun terakhir, karena jumlah luas daratan Bumi yang tidak tersentuh oleh manusia telah berkurang dan karena pentingnya pengelolaan yang bertanggung jawab atas sumber daya bawah permukaan Bumi telah meningkat, sejumlah besar kemajuan telah dibuat dalam geofisika terapan dekat-permukaan dan teori interpretasi.

Salah satu bagian penting dari geofisika adalah seismologi. Gelombang seismik adalah getaran yang merambat melalui interior bumi atau sepanjang permukaannya. Seismologi adalah studi tentang bagaimana gelombang seismik dapat digunakan untuk menentukan struktur interior Bumi. Seismologi gempa berkaitan dengan struktur seluruh bumi, sedangkan seismologi eksplorasi hanya mencakup beberapa kilometer di atas kerak bumi (Kearney & Brooks, 1991). Dalam seismologi gempa, sumbernya pasif, karena sinyalnya adalah gempa bumi, yang secara alami terjadi di dalam medium berjarak jauh. Dalam seismologi eksplorasi, sumbernya aktif, karena sinyal dibangkitkan secara sengaja di media yang dapat diakses (permukaan atau dekat permukaan bumi).

Data seismik eksplorasi dapat digunakan untuk menganalisis potensi *reservoir* minyak bumi dan deposit mineral, menemukan air tanah, menemukan peninggalan arkeologi, menentukan ketebalan gletser dan tanah, dan menilai situs untuk remediasi lingkungan.

an (Reynolds, 1997). Eksplorasi seismik kerak Bumi bagian atas telah menghasilkan sumber pengetahuan tentang sejarah geologi bumi. Lapisan bawah permukaan memberikan sejarah yang luar biasa tentang bumi dan kehidupan tumbuhan dan hewannya.

Di garis depan setiap disiplin ilmu, ada yang didorong oleh hasrat untuk mengetahui apa yang paling penting tentang kajiannya. Setiap studi yang mendalam membutuhkan banyak kesabaran dan tekad. Ilmuwan yang memahami dasar kajian mereka lebih siap untuk mengatasi masalah baru dan mencapai hasil yang lebih bermanfaat. Pada dasarnya, setiap kajian memerlukan kefasihan dengan prinsip-prinsip keilmuan yang mereka geluti. Ahli geofisika memanfaatkan mesti jeli dalam memanfaatkan semua bidang ilmu yang terkait serta menguasai banyak prinsip-prinsip geofisika yang terlibat. Alat utama mereka, salah satunya adalah gelombang seismik yang merambat. Perambatan gelombang seismik adalah sumber informasi tiga dimensi, sebagai bandingan dari metode potensial, yang memberikan informasi dua dimensi, dan pencatatan sumur, yang pada dasarnya satu dimensi. Dimensi perambatan gelombang seismik dapat diperluas menjadi lima dengan menambahkan *offset* dan *azimuth*. Data seismik multikomponen semakin memperkaya informasi kita tentang sifat elastis interior bumi. Dengan demikian, inversi data seismik menjadi informasi yang dapat diinterpretasikan dan tetap menjadi tantangan hingga saat ini.

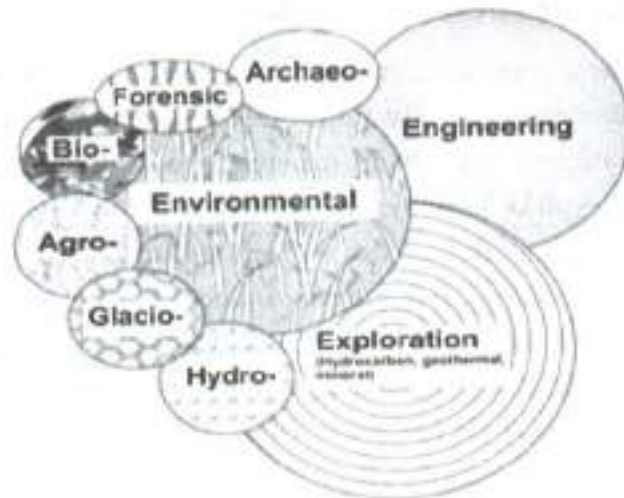
## 1.2. Geofisika Eksplorasi

Geofisika mempelajari tentang bumi melalui pengukuran sifat fisiknya. Penggunaan disiplin ini sudah ada sejak zaman kuno, namun perkembangannya meluas sejak ditemukannya instru-

mentasi modern. Perkembangan teknik dan peralatan geofisika modern pada awalnya didorong oleh eksplorasi minyak dan mineral selama awal hingga pertengahan abad kedua puluh, yang kemudian saat ini berevolusi ke bidang geofisika eksplorasi (Kearey & Brooks, 1991).

Geofisika terapan melibatkan penggunaan teknik geofisika untuk menyelidiki struktur dan material bawah permukaan yang berguna bagi desain dan keamanan bangunan, berkaitan dengan penyelidikan dekat permukaan, pada kedalaman 1 hingga 100 meter. Untuk target investigasi yang lebih dalam, pada kisaran 2-3 kilometer, geofisika eksplorasi juga dapat digunakan. Beberapa metode penyelidikan kebumihan bersifat intrusif (sifat asli tanah dan batuan menjadi terganggu) dan umumnya berbiaya mahal, seperti metode pengeboran. Metode geofisika pada umumnya bersifat komprehensif dan non-invasif (Clement, 2021), artinya untuk penyelidikan pada area yang luas dapat dievaluasi dengan cepat tanpa akses langsung ke bawah permukaan. Dengan mengkombinasikan metode geofisika dan metode intrusif, maka dapat menghemat biaya penyelidikan untuk pengambilan data yang lebih luas.

Keberhasilan semua metode geofisika bergantung pada adanya kontras terukur antara sifat fisik target dan media sekitarnya. Sifat-sifat fisik yang digunakan biasanya densitas, elastisitas, suseptibilitas magnetik, konduktivitas listrik, dan radioaktivitas. Pengetahuan tentang sifat material yang mungkin terkait dengan target sangat penting untuk dapat memandu pemilihan metode yang tepat dalam rangka menginterpretasikan hasil yang diperoleh. Seringkali kombinasi metode memberikan cara terbaik untuk memecahkan masalah yang kompleks.



Gambar 1.1 Keterkaitan antara berbagai subdisiplin ilmu geofisika terapan (Reynolds, 1997)

Metode geofisika rekayasa dapat dibagi menjadi dua kategori utama -yakni metode pasif dan aktif. Dengan metode pasif, sumber yang terjadi secara alami, seperti medan magnet bumi, frekwensi alamiah tanah, di mana pengamat tidak memiliki kendali untuk sumber ini. Sedangkan metode aktif melibatkan pembangkitan sinyal untuk menginduksi respons terukur yang terkait dengan target (Asten & Hayashi, 2018).

Geofisika diterapkan untuk kebutuhan masyarakat, seperti sumber daya mineral, mitigasi bencana alam dan perlindungan lingkungan (Akhmadi et al., 2018). Dalam geofisika eksplorasi, data survei geofisika digunakan untuk menganalisis potensi reservoir minyak bumi dan deposit mineral, menemukan air tanah, menemukan peninggalan arkeologi, menentukan ketebalan gletser dan tanah, dan menilai situs untuk perbaikan lingkungan.

### 1.3. Geofisika Dekat Permukaan

Geofisika dekat permukaan menggunakan metode penyelidikan geofisika untuk mempelajari sifat bagian terluar dari kerak bumi. Dalam interaksinya dengan kerak bumi, manusia berjalan di atasnya; mengebor dan menggali ke dalamnya; membangun struktur di atasnya dan di dalamnya; memanfaatkan air dan sumber daya mineralnya; dan kotorannya disimpan di dan di dalamnya dan meresap ke dalamnya. Bagian terluar dari kerak bumi sangat dinamis—baik dari segi teknis (sifat fisik) maupun nonteknis (politik, sosial, hukum)—yang mengarah pada tantangan teknis dan nonteknis yang jauh berbeda dari tantangan yang dihadapi oleh aplikasi tradisional geofisika untuk pemetaan geologi regional dan untuk eksplorasi minyak dan gas. (Butler, 2005)

Investigasi geofisika dekat permukaan mencakup area aplikasi yang banyak dan beragam serta penelitian dasar dan terapan untuk mendukung aplikasi tersebut. Ranah dari aplikasi ini dicirikan oleh berbagai deskriptor, misalnya, teknik, geoteknik, lingkungan, air tanah, pertambangan, arkeologi, forensik.

Beberapa contoh khas dari area aplikasi ini adalah (Poggi et al., 2012):

1. Geofisika rekayasa dan geoteknik: karakterisasi pondasi di bawah struktur kritis; pemetaan- evaluasi tak merusak dari struktur rekayasa, misalnya, jembatan, bangunan, bendungan, dll ; deteksi rongga dan terowongan; pemetaan geologi
2. Geofisika lingkungan: pemetaan gumpalan kontaminan di air tanah; menemukan fitur budaya yang terkubur, misalnya, wadah logam, persenjataan yang tidak meledak, tempat pembuangan sampah, tangki penyimpanan bawah tanah; memantau perubahan rezim hidrogeologi; pemetaan geologi
3. Geofisika air tanah: menemukan lokasi pengeboran sumur air yang optimal; pemetaan permukaan air; menemukan zona fraktur; penilaian kualitas air tanah; mendefinisikan geologi (strati-

grafi, struktur, akuifer, dan akuiklusi, dll.) untuk masukan bagi upaya pemodelan air tanah

4. Geofisika pertambangan: pemetaan struktur geologi; menemukan dan mengkarakterisasi deposit bijih; perkiraan kuantitas dan kualitas bijih
5. Geofisika arkeologi: menemukan dan menilai situs arkeologi; pengelolaan sumber daya budaya; menemukan kuburan bersejarah dan prasejarah, perapian, lubang pemakaman, dll.; pemetaan pondasi bangunan; menemukan artefak
6. Geofisika forensik: investigasi tempat kejadian perkara; tempat penyimpanan obat dan senjata; terowongan.

Salah satu kesulitan pertama yang dihadapi dalam membahas geofisika dekat permukaan adalah apa yang dimaksud dengan "dekat permukaan". Dengan kata lain, berapa kisaran kedalaman yang diminati dalam penyelidikan geofisika dekat permukaan? Banyak praktisi akan berpendapat bahwa persentase yang signifikan dari penyelidikan dekat permukaan melibatkan kedalaman kurang dari 10 meter, dan sebagian besar praktisi akan setuju bahwa aplikasi yang paling umum dari geofisika dekat permukaan melibatkan kedalaman kurang dari 30 meter (Hayashi et al., 2013). Namun, terkadang ada penyelidikan hingga kedalaman 300 meter atau lebih.

#### **1.4. Metode Geofisika**

Metode geofisika merespons sifat fisik media bawah permukaan (batuan, sedimen, air, rongga, dll.) dan dapat diklasifikasikan menjadi dua jenis yang berbeda. Metode pasif adalah metode yang mendeteksi variasi dalam medan alami yang terkait dengan Bumi, seperti medan gravitasi dan magnet (Clement, 2021). Sebaliknya adalah metode aktif, seperti yang digunakan dalam seismologi eksplorasi, di mana sinyal yang dihasilkan secara artifisial ditransmisikan ke dalam tanah, yang kemudian memodifikasi sinyal tersebut dengan cara

yang merupakan karakteristik material yang dilaluinya. Sinyal yang diubah diukur dengan detektor yang sesuai, yang outputnya dapat ditampilkan dan akhirnya dapat diinterpretasikan.

Metode geofisika dapat menjadi bagian dari survei yang lebih besar, dan dengan demikian ahli geofisika harus selalu mencoba menafsirkan data mereka dan mengkomunikasikan hasilnya dengan untuk kepentingan seluruh tim survei dan khususnya kepada klien. Investigasi klasifikasi situs misalnya, memerlukan penggunaan metode seismik refraksi dan *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) untuk menerjemahkan data kecepatan ke dalam indeks rippability yang akan akrab dengan insinyur (Reynolds, 1997).

Tabel 1. Metode metode geofisika dan aplikasinya (Reynolds, 1997)

Geophysical Method	Chapter Number	Dependent Physical Property	Applications (see key below)											
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Gravity	2	Density	P	P	s	s	s	s	x	x	s	x	s	x
Magnetic	3	Susceptibility	P	P	P	P	x	m	x	P	P	x	s	P
Seismic Refraction	4, 5	Elastic moduli, density	P	P	m	s	s	s	x	s	x	x	x	x
Seismic Reflection	4, 6	Elastic moduli, density	P	P	m	s	s	m	x	x	x	x	x	x
Resistivity	7	Resistivity	m	m	P	P	P	P	P	s	P	P	m	x
Spontaneous Potential	8	Potential difference	x	x	P	m	P	m	m	m	s	P	s	x
Induced Polarisation	8	Resistivity, capacitance	m	m	P	m	s	m	m	m	m	P	m	x
Electro-Magnetic (EM)	10, 11	Conductance, inductance	s	P	P	P	P	P	P	P	P	m	m	P

Geophysical Method	Chapter Number	Dependent Physical Property	Applications (see key below)											
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
EM-VLF	12	Conductance; inductance	m	m	P	m	s	s	s	m	m	x	x	x
EM-GPR	13, 14	Permittivity; conductivity	x	s	m	P	P	P	s	P	P	m	P	s
Magneto-telluric	12	Resistivity	x	P	P	m	m	x	x	x	x	x	x	x
Magnetic Resonance Sounding (MRS)	12	Magnetic moment; porosity	x	x	x	x	P	x	m	x	x	x	x	x
Radiometrics	15	$\gamma$ -radioactivity	s	s	P	s	x	x	x	x	x	x	x	x

P = primary method; s = secondary method; m = may be used but not necessarily the best approach, or has not been developed for this application; x = unsuitable

#### Applications

1. Hydrocarbon exploration (coal, gas, oil)
2. Regional geological studies (over areas of 100s of km<sup>2</sup>)
3. Exploration/development of mineral deposits
4. Engineering/environmental site investigation
5. Hydrogeological investigation
6. Detection of subsurface cavities
7. Mapping of leachate and contaminant plumes
8. Location and definition of buried metallic objects
9. Archaeogeophysics
10. Biogeophysics
11. Forensics geophysics
12. Unexploded Ordnance (UXO) detection

Metode-metode geofisika dapat memberikan solusi unik untuk kondisi geologi tertentu. Dimungkinkan untuk mendapatkan sejumlah besar solusi geofisika untuk beberapa masalah, beberapa di antaranya mungkin secara geologis tidak masuk akal. Oleh karena itu, perlu selalu mengajukan pertanyaan: 'Apakah model geofisika secara geologis masuk akal?' Jika tidak, maka model geofisika harus ditolak dan model baru dikembangkan yang memberikan solusi geologi

yang masuk akal. Sebaliknya, jika model geologi terbukti tidak konsisten dengan interpretasi geofisika, maka informasi geologi tersebut mungkin perlu dievaluasi kembali. Sangatlah penting bahwa data geofisika ditafsirkan dalam kerangka kerja yang dibatasi secara fisik atau geologis.

Setiap survei geofisika harus direncanakan dengan baik, atau akan menjadi kekacauan yang tidak terkoordinasi. Akuisisi data tidak menjamin keberhasilan survei. Pengetahuan (melalui banyak data) tidak secara otomatis meningkatkan pemahaman kita tentang sebuah situs.

Salah satu pendekatan yang kurang ideal adalah menggunakan atau mencoba banyak metode untuk melihat mana yang menghasilkan sesuatu yang menarik. Metode mana pun yang menghasilkan anomali, maka metode itu layak untuk digunakan. Keberhasilan metode geofisika untuk suatu lokasi yang spesifik dan uji coba yang dirancang secara ilmiah dengan durasi yang memadai akan sangat berharga dan memberikan keyakinan bahwa metode yang dipilih akan bekerja dengan baik, atau bahwa desain survei perlu dimodifikasi untuk mengoptimalkan survei. Demi kepentingan klien, ahli geofisika mesti berlatih dalam mendesain survei, pengawasan lokasi, pengolahan, interpretasi data dan pelaporan akhir.

## BAB 2

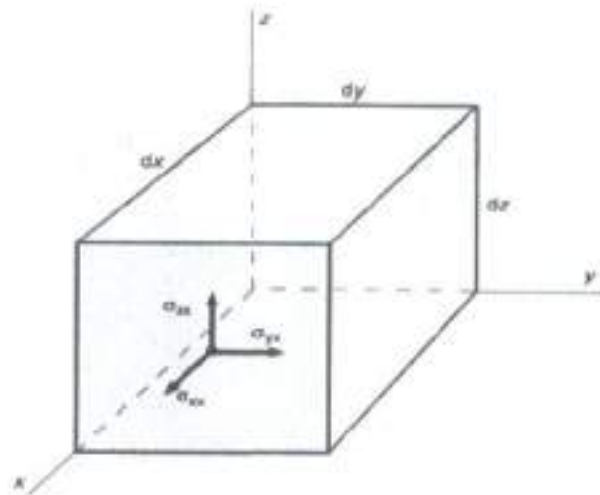
# KONSEP TEGANGAN DAN REGANGAN

**BESARAN** pokok dalam teori elastisitas adalah tegangan dan regangan. Sebagai contoh adalah gaya mekanik diterapkan pada benda elastis. Tegangan  $\sigma [P = \frac{1}{A}]$  didefinisikan sebagai rasio antara gaya yang bekerja  $[N]$  dalam luasan  $[m^2]$ . Tegangan normal, atau tekanan, terjadi ketika gaya yang diterapkan diarahkan tegak lurus ke luasan tersebut. Tekanan didefinisikan menjadi positif jika tegangan normalnya adalah tarikan (arah gaya keluar dari luasan benda yang mendapat tekanan) dan negatif jika tekanan (arah gaya berupa tekanan, menuju ke luasan benda).

### 2.1. Tegangan geser

Tegangan geser, di sisi lain, diarahkan tangensial, atau paralel, ke area di mana ia diterapkan. Tegangan dapat diselesaikan menjadi kompo-

nen normal dan gesernya (Simanjuntak et al., 2017)(Putti & Satyam, 2020). Tiga komponen tegangan ( $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$ ) pada bidang vertikal yang disorot tegak lurus terhadap sumbu x ditunjukkan pada Gambar 2.1. Perhatikan bahwa  $\sigma_x$  adalah tegangan normal (ditunjukkan di sini sebagai tarikan) sedangkan  $\sigma_y$  dan  $\sigma_z$  adalah tegangan geser.



Gambar 2.1 Tiga komponen tegangan pada bidang yz yang tegak lurus sumbu x.

Misalkan benda elastis berada dalam kesetimbangan statis, sehingga tidak mengalami deformasi aktif. Dalam hal ini, tegangan harus seimbang sehingga tidak ada tegangan geser yang bekerja pada benda. Dengan demikian, tiga komponen tegangan ( $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$ ) pada bidang yz yang berlawanan dengan yang disorot pada Gambar 2.1 harus sama dan berlawanan dengan komponen yang ditunjukkan dalam gambar. Juga harus dicatat bahwa komponen tegangan tangensial, seperti  $\sigma_y$  yang ditunjukkan pada gambar, memberikan torsi pada benda elastis. Pada gambar ditunjukkan bahwa, agar benda

berada dalam keseimbangan statis, torsi akibat  $\sigma_{xy}$  harus diimbangi oleh komponen tegangan  $\sigma_{yx}$  dengan magnitudo yang sama yang bekerja sejajar pada sumbu  $x$  di bidang  $xz$ , sehingga  $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$ . Secara umum, syarat keseimbangan statis adalah tensor tegangan simetris,  $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ , untuk  $i, j = x, y, z$ .

## 2.2. Regangan Geser

Perubahan kecil dalam ukuran dan bentuk yang terjadi sebagai respon terhadap tegangan disebut regangan. Rotasi benda tegar sederhana melalui beberapa sudut  $\theta$  atau translasi benda tegar dari satu lokasi ke lokasi lain, tanpa perubahan ukuran dan bentuk, bukan merupakan regangan. Regangan  $\epsilon$  adalah besaran tak berdimensi yang didefinisikan sebagai perubahan fraksional dalam ukuran dan bentuk benda yang dikenai pembebanan. Misalkan  $P$  dan  $Q$  adalah dua titik berbeda di dalam atau di permukaan benda elastis, vektor  $\mathbf{u}_P$  adalah perpindahan titik  $P$  dan vektor  $\mathbf{u}_Q$  adalah perpindahan titik  $Q$  sebagai respons terhadap tegangan yang diberikan. Regangan tidak sama dengan nol jika  $\mathbf{u}_P \neq \mathbf{u}_Q$  untuk setiap pasangan  $(P, Q)$ . Regangan juga dapat diuraikan menjadi komponen normal dan geser.

Andaikan tiga komponen kartesian dari vektor perpindahan dilambangkan sebagai  $\mathbf{u} = (u, v, w)$ . Elemen diagonal  $\epsilon_{ii}$  dari tensor regangan adalah pertambahan panjang relatif sepanjang sumbu- $i$ , di mana  $i = x, y, z$ , sehingga

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.1)$$

Dilatasi  $\Delta$  suatu benda adalah perubahan fraksional dalam volume benda, yang diberikan oleh

$$\Delta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.2)$$

Elemen diagonal dari tensor regangan adalah regangan normal dan mereka menggambarkan perubahan ukuran benda. Regangan geser adalah elemen diagonal dari tensor regangan yang menggambarkan perubahan bentuk benda. Regangan geser didefinisikan sebagai

$$\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.3a)$$

$$\epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2.3b)$$

$$\epsilon_{zx} = \epsilon_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \quad (2.3c)$$

Untuk regangan yang sangat kecil, yang relevan dengan seismologi dekat permukaan, deskripsi ideal tentang hubungan antara tegangan dan regangan diberikan oleh hukum Hooke. Hukum ini menyatakan bahwa regangan yang diberikan berbanding lurus dengan tegangan yang menghasilkannya, selanjutnya, regangan terjadi bersamaan dengan penerapan tegangan. Prinsip superposisi juga berlaku: ketika ada beberapa tegangan, setiap tegangan menghasilkan regangan secara independen dari yang lain. Dalam media isotropik, di mana sifat elastis tidak bergantung pada arah, hukum Hooke untuk tegangan normal dan geser ditulis sebagai

$$\begin{aligned} \sigma_{ii} &= \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii}, \text{ for } i = x, y, z \\ \sigma_{ij} &= \mu \epsilon_{ij}, \text{ for } i \neq j \end{aligned} \quad (2.4)$$

dengan  $\lambda > 0$ . Besaran  $(\lambda, \mu)$  dikenal sebagai parameter Lamé. Parameter  $\mu$ , seperti ditunjukkan oleh persamaan (2.3b), menentukan jumlah regangan geser yang berlaku sebagai respons terhadap tegangan geser yang diberikan. Parameter  $\mu$  dengan demikian disebut modulus geser. Untuk cairan, yang tidak memberikan perlawanan terhadap gaya geser, regangannya tidak terbatas dan  $\mu = 0$ .

Parameter Lamé  $\lambda$  tidak sering digunakan dalam geofisika terapan. Yang lebih penting secara praktis adalah modulus bulk  $k$

$$k = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad (2.5)$$

yang menunjukkan ukuran ketahanan material terhadap tegangan-tekan yang seragam.

Tabel 2.1 Modulus *bulk* dan geser dari geomaterial umum (Society n.d.)

	Modulus Bulk, $k$ [N/m <sup>2</sup> ]	Modulus Geser, $\mu$ [N/m <sup>2</sup> ]
Limestone	3.7-5.7	2.1-3.0
Granite	2.7-3.3	1.5-2.4
Sandstone	1.25	0.6

Tabel 2.1 memberikan nilai modulus geser dan bulk untuk geomaterial umum. Tabel modulus elastisitas yang lebih lengkap dapat diperoleh di beberapa literatur geofisika.

### BAB 3

## GELOMBANG DALAM MEDIUM ELASTIK

**BILA** tekanan bekerja pada sebuah benda, maka bagian benda yang paling dekat dengan sumber gangguan akan terpengaruh terlebih dahulu. Deformasi benda akibat beban yang diterima, secara bertahap akan menyebar ke seluruh benda melalui gelombang tekan. Sifat perambatan gelombang tekan dalam media elastis adalah bahan diskusi dalam bab ini. Perambatan gelombang tekan sangat penting dalam rekayasa geoteknik, karena memungkinkan penentuan sifat-sifat tanah seperti modulus elastisitas, kecepatan gelombang geser, modulus geser; interpretasi hasil uji penyelidikan geofisika, formulasi numerik analisis respon tanah dan juga membantu dalam pengembangan parameter desain untuk bangunan tahan gempa.

### 3.1. Perambatan Gelombang Elastik

Benda elastis tidak akan tetap dalam keseimbangan statis jika padanya bekerja tekanan yang tidak seimbang. Misalkan tegangan yang bekerja pada muka bagian belakang kubus pada Gambar 2.1 adalah  $\sigma_{xx}$ , sedangkan tegangan pada muka sedikit berbeda, yakni  $\sigma_{xx} + (\partial \sigma_{xx} / \partial x) dx$ . Ekspresi serupa berlaku bila tekanan bekerja dari arah lain. Massa kubus adalah  $dm = \rho dx dy dz$ , di mana  $\rho$  [kg/m<sup>3</sup>] adalah kerapatannya. Untuk menentukan gerakan yang disebabkan oleh tegangan yang tidak seimbang, berlaku versi yang sangat kecil dari hukum Newton  $F = ma$ ; misalnya, komponen  $x$  dari hukum gaya adalah

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (3.1)$$

Kita sekarang dapat menggunakan hukum Hooke dan definisi tensor regangan untuk menulis ulang persamaan (3.1) dalam hal perpindahan  $u$  sebagai

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \Delta^2 u \quad (3.2a)$$

di mana  $\Delta^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2$  adalah operator Laplacian dan  $\Delta$  adalah dilatasi yang didefinisikan dalam persamaan (2.2). Persamaan serupa dipenuhi oleh  $v$  dan  $w$ , yaitu perpindahan masing-masing dalam arah  $y$  dan  $z$  yakni:

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \Delta^2 v \quad (3.2b)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \Delta^2 w \quad (3.2c)$$

Dengan mendiferensiasi masing-masing ketiga ekspresi di atas terhadap  $x$ ,  $y$ , dan  $z$ , kemudian dijumlahkan hasilnya. Prosedur ini

memberikan  $\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta$ , yang dikenal sebagai persamaan gelombang

$$\frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad (3.3)$$

di mana  $V_p = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$  adalah kecepatan gelombang. Gelombang terkait disebut gelombang dilatasi, kompresional, atau gelombang  $P$ , dan  $V_p$  adalah kecepatan gelombang  $P$ .

Jenis persamaan gelombang berikutnya diperoleh dengan mengurangi turunan ke- $z$  persamaan (3.2b) dari turunan ke- $y$  dari persamaan (3.2c) yang menghasilkan

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.4)$$

Jika didefinisikan parameter rotasi  $\theta_x = \partial w/\partial y - \partial v/\partial z$ , maka Persamaan (3.4) disederhanakan menjadi persamaan gelombang

$$\frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad (3.5)$$

dengan kecepatan gelombang  $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$ . Ada dua persamaan gelombang lain untuk masing-masing  $\theta_y$  dan  $\theta_z$ . Gelombang tersebut disebut rotasi, geser, atau gelombang  $S$ , dan  $V_s$  adalah kecepatan gelombang  $S$ . Kecepatan gelombang- $P$  selalu melebihi kecepatan gelombang- $S$ ,  $V_p > V_s$ . Kecepatan gelombang  $S$  biasanya sekitar 40-60% tetapi tidak pernah melebihi sekitar 70% dari kecepatan gelombang  $P$ . Secara fisik,  $V_p$  lebih besar dari  $V_s$  karena material padat umumnya lebih tahan terhadap gaya tekan dibandingkan dengan gaya geser.

### 3.2. Modulus elastis

Penting untuk melihat secara singkat hubungan antara kecepatan gelombang seismik  $V_p$  dan  $V_s$  dan modulus elastisitas. Hubungan ini sangat menarik untuk pengetahuan tentang sifat mekanik tanah yang terdistribusi secara spasial. Modulus Young  $E$  [ $N/m^2$ ] adalah ukuran tegangan longitudinal terhadap regangan longitudinal (lihat Gambar 3.1); secara kasar, nilai  $E$  yang tinggi menunjukkan bahan yang kaku sedangkan nilai yang lebih kecil menunjukkan bahan lunak. Poisson rasio  $\sigma$  adalah ukuran tak berdimensi dari regangan transversal terhadap regangan longitudinal (Gambar 3.1b). Rumusnya adalah

$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (3.6)$$

$$\sigma = \frac{\Delta \rho/\rho}{\Delta l/l} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3.7)$$

Seperti disebutkan sebelumnya, modulus geser  $\mu$  [ $N/m^2$ ] adalah ukuran tegangan tangensial terhadap regangan tangensial, atau kekakuan geser, sedangkan modulus bulk  $k$  [ $N/m^2$ ] adalah ukuran perubahan volume sebagai respons terhadap perubahan tekanan hidrostatik, atau kompresibilitas (Gambar 3.1 c dan d). Rumusnya adalah

$$\mu = \frac{F/A}{\tan \varphi} \quad (3.8)$$

$$k = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad (3.9)$$

Sedangkan hubungan antara kecepatan gelombang seismik dan modulus elastisitas adalah

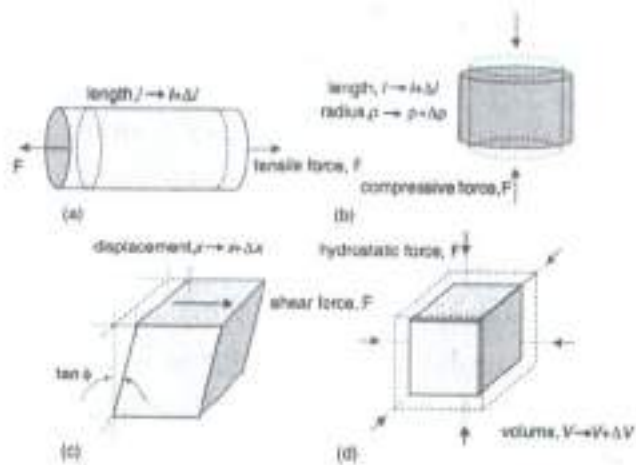
$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1 - \sigma)E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)\rho}} \quad (3.10)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1 + \sigma)}}; \quad (3.11)$$

di mana  $\rho$  adalah kerapatan medium. Penting untuk dicatat bahwa kedua kecepatan seismik  $V_p$  dan  $V_s$  diamati meningkat dengan meningkatnya kepadatan, meskipun tampak dari Persamaan (3.10) dan (3.11) bahwa terdapat hubungan terbalik dalam bentuk . Penjelasan-nya adalah pembilang  $k + 4\mu/3$  dan  $\mu$  bertambah lebih cepat dengan membesarnya  $\rho$  dari  $1/\rho$ . Beberapa pekerjaan rekayasa geoteknik, termasuk desain jembatan dan pondasi bangunan, memerlukan pengetahuan tentang kekuatan geser tanah dan batuan bawah permukaan. Menentukan nilai yang akurat untuk Poisson rasio  $\sigma$  pada dasarnya penting dalam studi semacam itu. Rasio Poisson berkisar dari  $\sigma \sim 0.3$  untuk batupasir dan batugamping hingga  $\sigma \sim 0.45$  untuk sedimen yang tidak terkonsolidasi. Dari persamaan (3.10) dan (3.11) didapatkan

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}} \quad (3.12)$$

dengan demikian terbukti bahwa Poisson rasio dapat diperkirakan secara *in situ* dari nilai kecepatan gelombang seismik  $V_p$  dan  $V_s$ . Selanjutnya, geofisika terapan dekat-permukaan sangat relevan dan berguna untuk rekayasa geoteknik.



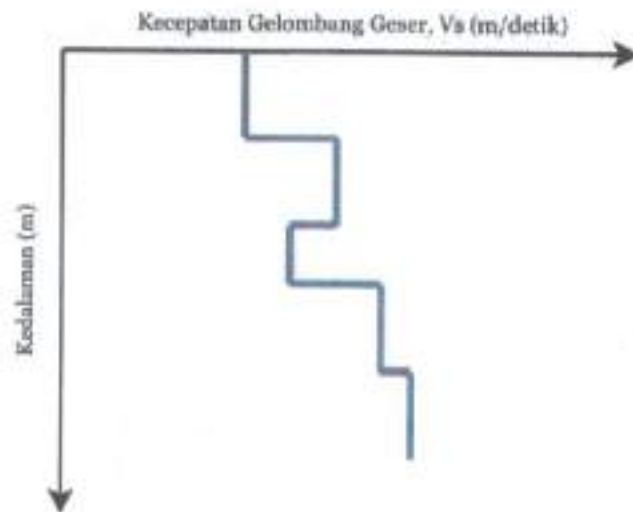
Gambar 3.1 Definisi modulus elastisitas: (a) modulus Young  $E$ ; (b) Poisson rasio  $\sigma$ ; (c) modulus geser  $\mu$ ; dan (d) modulus bulk  $k$ . (Mark, 2013)

## BAB 4

# GELOMBANG PERMUKAAN

**AHLI** geofisika dekat permukaan secara rutin menggunakan gelombang P. Beberapa penelitian menggunakan cenderung gelombang geser S. Dalam studi seismik refleksi atau refraksi, gelombang *Rayleigh* R yang merupakan gelombang permukaan umumnya dianggap sebagai sumber kebisingan (*noise*), yang dikenal sebagai *ground roll*, tetapi informasi penting sering kali dapat diambil dari analisisnya dan lebih jarang menganalisis gelombang *Love* yang juga merupakan jenis gelombang seismik permukaan. Jenis gelombang seismik keempat adalah gelombang terpandu, atau gelombang Lamb. Gelombang ini terbatas pada lapisan tipis bawah permukaan dan kadang-kadang berguna untuk menyelidiki fitur bawah tanah seperti lapisan batu bara, zona patahan, dan rongga bawah permukaan.

Metode gelombang permukaan adalah metode karakterisasi seismik berdasarkan analisis dispersi geometrik gelombang permukaan, di mana distribusi vertikal dari modulus geser dinamis di bawah tanah dapat diperoleh: prosedur terdiri dari memperkirakan karakteristik dispersi di suatu lokasi, (melalui perolehan dan pemrosesan data seismik), dan kemudian menginversi data tersebut untuk memperkirakan sifat lapisan tanah. Hasil yang diperoleh adalah profil vertikal kecepatan gelombang geser (Gambar 4.1).

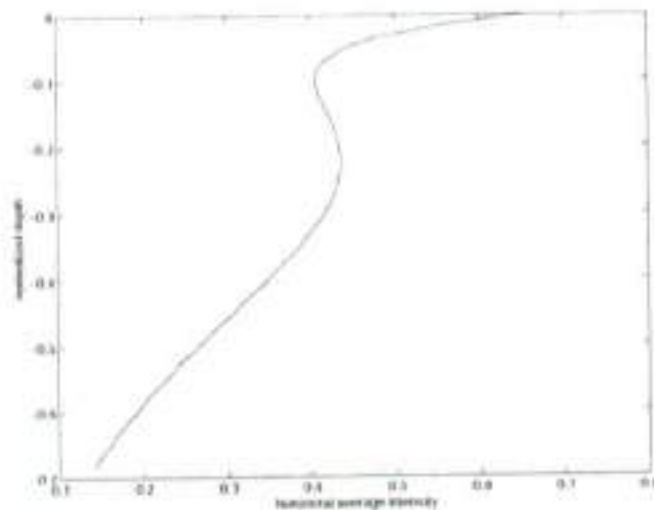


Gambar 4.1 Profil kecepatan gelombang geser secara vertikal

#### 4.1. Gelombang Rayleigh

Gelombang permukaan merupakan gelombang seismik yang merambat di permukaan bumi tanpa adanya penyebaran energi ke dalam interior bumi. Amplitudo gelombang ini akan semakin melemah jika menjalar

masuk ke dalam inti bumi dan kebanyakan energi merambat pada daerah dangkal (Ariestianty et al., 2009). Zona yang diminta sangat dibatasi kedalamannya, dan akibatnya perambatan gelombang dipengaruhi oleh sifat-sifat bagian tanah yang terbatas ini (Gambar 4.2). Gelombang *Rayleigh* permukaan sering menjadi peristiwa dominan dalam rekaman seismik, karena energinya yang lebih besar dan karena penyebaran geometris yang lebih rendah daripada gelombang badan, yang menyebarkan energi ke segala arah (penyebaran bola dalam media homogen).

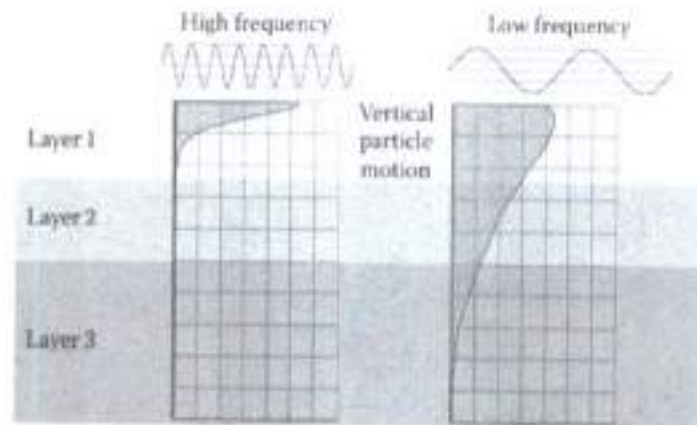


Gambar 4.2 Energi merambat dalam arah horizontal, sebagai fungsi dari kedalaman yang dinormalisasi ke panjang gelombang (ruang setengah homogen). Energi tidak merambat dalam arah vertikal [Foti, 2000].

## 4.2. Perambatan Gelombang *Rayleigh*

Prinsip analisis gelombang permukaan adalah dengan memanfaatkan karakteristik perambatan gelombang permukaan dari

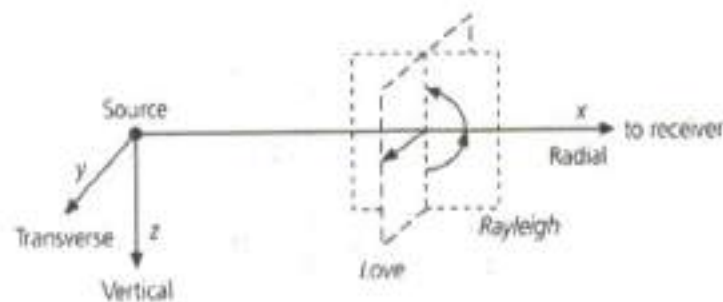
sumber mekanik buatan untuk menilai kecepatan gelombang geser yang merupakan representasi dari nilai kekakuan (*stiffness*) dinamik suatu bahan. Karakteristik khusus dari gelombang permukaan adalah kombinasi rambatan gelombang dengan frekuensi tinggi dan panjang gelombang pendek dapat mendeteksi sub-permukaan bagian atas. Rambatan gelombang berfrekuensi lebih rendah dengan panjang gelombang yang lebih panjang, dapat mendeteksi lapisan yang lebih dalam. Sifat inilah yang dinamakan sifat dispersi gelombang permukaan sebagaimana dikonsepsikan dalam gambar 4.3



Gambar 4.3 Dispersi gelombang permukaan pada medium berlapis (Foti et al., 2014)

Secara umum ada dua jenis gelombang permukaan yang dihasilkan ketika sebuah getaran mekanik diberikan pada sebuah material yaitu gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*. Kedua gelombang permukaan tersebut terbentuk akibat adanya interferensi gelombang badan (Dobrin, 1988).

Gelombang *Rayleigh* (*Groundroll*) adalah gelombang yang merambat pada permukaan bumi dengan gerak partikel berbentuk elips dan arah geraknya mundur seperti pada Gambar 4.4. Bila terdapat variasi sifat elastik pada kedalaman, gelombang *Rayleigh* berubah menjadi dispersi, dimana panjang gelombang yang berbeda akan merambat dengan kecepatan yang berbeda pula (Telford et al., 1990). Gelombang *Rayleigh* memiliki ciri dengan amplitudo yang besar dan frekuensi yang kecil. Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang yang dispersif dengan periode yang lebih panjang sehingga lebih cepat mencapai material yang lebih dalam dibandingkan dengan gelombang yang memiliki periode pendek. Hal ini menjadikan gelombang *Rayleigh* sebagai alat yang sesuai untuk menentukan struktur bawah tanah di suatu area.



Gambar 4.4 Gerak partikel gelombang *Rayleigh* (Das & Ramana, 2010).

Gelombang *Rayleigh* diidentifikasi sebagai gelombang yang dihasilkan oleh penggabungan gelombang P dan komponen vertikal gelombang S ( $S_v$ ). Perpindahan gelombang *Rayleigh* merupakan fungsi perpindahan dan kecepatan gelombang P yang bergerak searah dengan perambatan gelombang (atau tegak lurus kepada muka gelombang). Gelombang *Rayleigh* juga merupakan fungsi perpindahan

partikel gelombang S yang bergerak tegak lurus kepada arah perambatan gelombang (atau searah dengan arah gelombang) (Richart et al., 1970).

Jika merambat pada media yang homogen, kecepatan partikel gelombang *Rayleigh* tidak bersifat dispersif dan tidak dipengaruhi oleh nilai frekuensinya. Pada media yang homogen dan isotropik, pengaruh variasi rasio poisson terhadap kecepatan gelombang *Rayleigh* dapat diabaikan.

Gelombang *Rayleigh* dapat diperoleh dengan persamaan gerak (persamaan 4.1-4.2) dan menerapkan kondisi batas yang sesuai untuk permukaan bebas (*free surface*). Didefinisikan permukaan setengah ruang sebagai bidang x-y dengan z diasumsikan positif terhadap bagian dalam setengah ruang, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4.4 (Das & Ramana, 2010).

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial x} + G \nabla^2 u \quad (4.1)$$

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial y} + G \nabla^2 v \quad (4.2)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial z} + G \nabla^2 w \quad (4.3)$$

Dimana  $\nabla^2$  (operator laplacian dalam koordinat kartesian) didefinisikan sebagai

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (4.4)$$

Pada gambar 4.4, untuk plan wave yang merambat dalam arah x, perpindahan partikel tidak bergantung pada arah y. Perpindahan dalam arah x dan z, masing-masing dilambangkan dengan *u* dan *w*, dapat ditulis dalam dua fungsi potensial  $\phi$  dan  $\psi$ .

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (4.5)$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (4.6)$$

Dilatasi ( $\bar{\epsilon}$ ) dari gelombang, yang didefinisikan oleh  $u$  dan  $w$  adalah

$$\begin{aligned} \bar{\epsilon} &= \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + (0) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \nabla^2 \phi \end{aligned} \quad (4.7)$$

Begitu pula rotasi pada bidang x-z, dapat dituliskan sebagai

$$2\bar{\omega}_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = \nabla^2 \psi \quad (4.8)$$

Sekarang dapat dilihat bahwa fungsi potensial  $\phi$  dan  $\psi$  telah didapatkan sedemikian rupa sehingga  $\phi$  berkaitan dengan dilatasi medium dan  $\psi$  terkait dengan rotasi medium. Substitusi  $u$  dan  $w$  kedalam persamaan 2.2 dan 2.3, sehingga didapatkan

$$\rho \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) + \rho \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) = (\lambda + 2G) \frac{\partial}{\partial x} (\nabla^2 \phi) + G \frac{\partial}{\partial z} (\nabla^2 \psi) \quad (4.9)$$

$$\rho \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) - \rho \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) = (\lambda + 2G) \frac{\partial}{\partial z} (\nabla^2 \phi) - G \frac{\partial}{\partial x} (\nabla^2 \psi) \quad (4.10)$$

Persamaan 4.9 dan 4.10 berlaku jika

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \left( \frac{\lambda + 2G}{\rho} \right) \nabla^2 \phi = v_p^2 \nabla^2 \phi \quad (4.11)$$

dan

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \left( \frac{G}{\rho} \right) \nabla^2 \psi = v_s^2 \nabla^2 \psi \quad (4.12)$$

Sekarang, dengan mengasumsikan solusi untuk gelombang sinusoidal yang merambat dalam arah  $x$  positif, persamaan untuk  $\phi$  dan  $\psi$  dapat dinyatakan sebagai

$$\phi = F(z) e^{i(\omega t - kz)} \quad (4.13)$$

$$\psi = G(z) e^{i(\omega t - kz)} \quad (4.14)$$

Di mana  $F(z)$  dan  $G(z)$  menggambarkan variasi amplitudo gelombang sebagai fungsi kedalaman.

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (4.15)$$

$$i = \sqrt{-1} \quad (4.16)$$

Substitusi  $\phi$  dari persamaan 4.13 ke persamaan 4.11, sehingga

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2}\right) \{F(z) e^{i(\omega t - kz)}\} = v_p^2 \nabla^2 \{F(z) e^{i(\omega t - kz)}\} \quad (4.17)$$

atau

$$-\frac{\omega^2}{v_p^2} F(z) = F''(z) - k^2 F(z) \quad (4.18)$$

Dengan cara yang sama, substitusi  $\psi$  dari persamaan 4.14 ke persamaan 2.13, sehingga

$$-\frac{\omega^2}{v_s^2} G(z) = G''(z) - k^2 G(z) \quad (4.19)$$

Di mana

$$F''(z) = \frac{\partial^2 F(z)}{\partial z^2} \quad (4.20)$$

$$G''(z) = \frac{\partial^2 G(z)}{\partial z^2} \quad (4.21)$$

Dengan mengatur ulang persamaan 4.20 dan 4.21, didapatkan

$$F''(z) - q^2 F(z) = 0 \quad (4.22)$$

$$G''(z) - s^2 G(z) = 0 \quad (4.23)$$

Di mana

$$q^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{v_p^2} \quad (4.24)$$

$$s^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{v_s^2} \quad (4.25)$$

Solusi untuk persamaan 4.22 dan 4.23 dapat dituliskan sebagai

$$F(z) = A_1 e^{-qz} + A_2 e^{qz} \quad (4.26)$$

$$G(z) = B_1 e^{-sz} + B_2 e^{sz} \quad (4.27)$$

Dari persamaan 4.26 dan 4.27, dapat dilihat bahwa  $A_2$  dan  $B_2$  harus sama dengan nol. Jika tidak,  $F(z)$  dan  $G(z)$  akan mendekati tak terhingga dengan kedalaman, yang mana bukan merupakan jenis gelombang yang dipertimbangkan di sini. Dengan  $A_2$  dan  $B_2$  sama dengan nol, maka

$$F(z) = A_1 e^{-qz} \quad (4.28)$$

$$G(z) = B_1 e^{-sz} \quad (4.29)$$

Substitusi persamaan 4.28 - 4.29 ke persamaan 4.13 - 4.14

$$\phi = (A_1 e^{-qz}) [e^{i(\omega x - kx)}] \quad (4.30)$$

$$\psi = (B_1 e^{-sz}) [e^{i(\omega x - kx)}] \quad (4.31)$$

Sekarang, *boundary condition* yang menyatakan tidak ada tegangan pada permukaan *half-space* menyiratkan bahwa  $\sigma_z = 0$  dan  $\tau_{zx} = 0$  pada permukaan  $z = 0$ . Oleh karena itu, pada permukaan,

$$\sigma_{z(z=0)} = \lambda \bar{\epsilon} + 2G \epsilon_z = \lambda \bar{\epsilon} + 2G \left( \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (4.32)$$

$$\tau_{zx(z=0)} = G \gamma_{zx} = G \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0 \quad (4.33)$$

Menggunakan definisi  $u$  dan  $w$  serta solusi untuk  $\phi$  dan  $\psi$  dari persamaan 4.30 - 4.31, sehingga persamaan di atas untuk kondisi batas dapat ditulis

$$\sigma_{z(z=0)} = A_1 [(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2] - 2iB_1 Gks = 0 \quad (4.34)$$

$$\tau_{zx(z=0)} = 2iA_1 kq + B_1 (s^2 + k^2) = 0 \quad (4.35)$$

Setelah mengatur ulang, persamaan 4.34 - 4.35 menjadi

$$\frac{A_1}{B_1} = - \frac{(s^2 + k^2)}{2ikq} \quad (4.35)$$

$$\frac{A_1}{B_1} = \frac{2iGks}{(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2} \quad (4.36)$$

Substitusi persamaan 4.37 ke ruas kiri persamaan 4.36

$$\frac{2iGks}{(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2} = - \frac{(s^2 + k^2)}{2ikq} \quad (4.38)$$

Mengalikan silang 4.38 untuk mendapatkan

$$4Gk^2sq = (s^2 + k^2)[(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2] \quad (4.39)$$

Mengkuadratkan kedua sisi persamaan 4.39

$$16G^2k^4s^2q^2 = (s^2 + k^2)^2 [(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2]^2 \quad (4.40)$$

Substitusi  $q$  dari persamaan 4.24 dan  $s$  dari persamaan 4.25 dan membagi kedua ruas dengan  $G^2 k^4$ , menghasilkan

$$16 \left(1 - \frac{\omega^2}{v_p^2 k^2}\right) \left(1 - \frac{\omega^2}{v_s^2 k^2}\right) = \left[2 - \left(\frac{\lambda + 2G}{G}\right) \frac{\omega^2}{v_p^2 k^2}\right]^2 \left(2 - \frac{\omega^2}{v_s^2 k^2}\right)^2 \quad (4.41)$$

Dari persamaan 4.15,

$$\lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (4.42)$$

Misalkan  $\lambda_r$  dan  $v_r$ , masing-masing adalah panjang gelombang dan kecepatan gelombang *Rayleigh*, maka

$$\lambda_r = \frac{v_r}{f} = \frac{2\pi v_r}{\omega} \quad (4.43)$$

Karena itu,

$$k = \frac{\omega}{v_r} \quad (4.44)$$

$$k^2 = \frac{\omega^2}{v_r^2} \quad (4.45)$$

Misalkan

$$K^2 = \frac{v_s^2}{v_r^2} \text{ dan } \alpha^2 K^2 = \frac{v_p^2}{v_r^2} \quad (4.46)$$

$$\alpha^2 K^2 = \frac{v_r^2}{v_p^2} = \frac{\omega^2}{v_p^2 k^2} \quad (4.47)$$

$$\alpha^2 K^2 = \frac{v_r^2}{v_s^2} = \frac{\omega^2}{v_s^2 k^2} \quad (4.48)$$

Dimana

$$\alpha^2 = \frac{v_s^2}{v_p^2} \quad (4.49)$$

Dengan  $v_p^2 = (\lambda + 2G)/\rho$  dan  $v_s^2 = G/\rho$ , sehingga

$$\alpha^2 = \frac{v_s^2}{v_p^2} = \frac{G}{\lambda + 2G} \quad (4.50)$$

Persamaan 4.41 dapat dituliskan menjadi

$$16(1 - \alpha^2 K^2)(1 - K^2) = \left[ 2 - \frac{1}{\alpha^2} \alpha^2 K^2 \right]^2 (2 - K^2)^2 \quad (4.51)$$

Setelah ekspansi dan penataan ulang, persamaan 4.51 menjadi

$$K^6 - 8K^4 + (24 - 16\alpha^2)K^2 + 16(\alpha^2 - 1) = 0 \quad (4.52)$$

Persamaan 4.52 merupakan penyelesaian kecepatan gelombang permukaan *Rayleigh* yang merambat sepanjang permukaan half-space yang homogen dan  $K$  mewakili rasio antara kecepatan gelombang *Rayleigh* dan kecepatan gelombang geser. Jadi cepat rambat gelombang *Rayleigh* tidak bergantung kepada frekuensi akan tetapi hanya bergantung kepada  $v_p$  dan  $v_s$ .

Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang dapat membuat cirta dan struktur bawah permukaan dengan mudah yang langsung bisa diaplikasikan pada karakteristik disiplin ilmu geoteknik. Hal ini dikarenakan gelombang *Rayleigh* mempunyai sifat unik, yaitu pada setiap perambatan gelombang melewati batas lapisan akan mengeluarkan sifat dispersi. Selain itu gelombang *Rayleigh* mempunyai total energi perambatan paling besar yaitu sekitar 67% dari keseluruhan energi yang dihasilkan oleh sumber (Rosyidi, 2013).

Konsep utama dalam metode pengukuran dan analisis gelombang seismik permukaan adalah karakteristik dispersi geometrik kecepatan gelombang fase (gelombang *Rayleigh*) yang digunakan untuk menentukan profil tanah atau media dalam penyelidikan sub-per-

mukaan. Berdasarkan sifat dispersi inilah gelombang *Rayleigh* digunakan sebagai media untuk mengevaluasi profil kekakuan bawah permukaan tanah melalui berbagai pengujian lapangan. Selain itu, pertimbangan lain penggunaan gelombang *Rayleigh* dalam pengujian material adalah kemudahan gelombangnya untuk dihasilkan dan dideteksi pada permukaan bumi (Rosyidi, 2015).

## BAB 5

# METODE MASW

### 5.1. Perkembangan Metode MASW

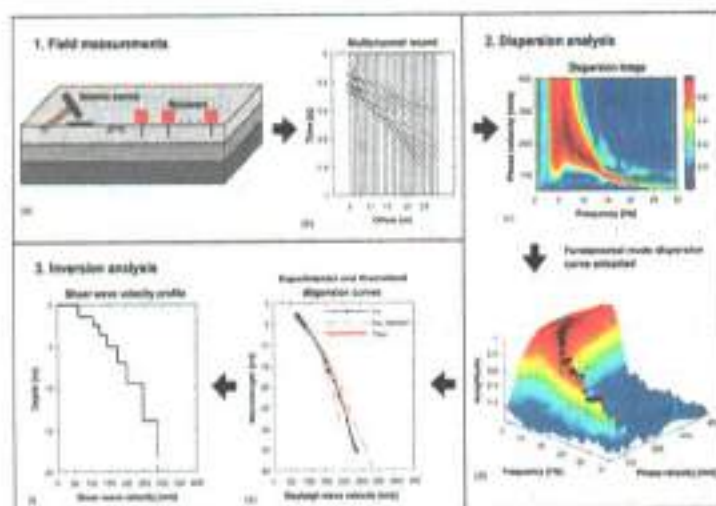
**PENDEKATAN** seismik konvensional untuk investigasi dekat permukaan (*near-surface*) biasanya berupa survei refleksi atau refraksi resolusi tinggi dengan kisaran kedalaman beberapa puluh hingga ratusan meter. Sinyal seismik dari survei ini terdiri dari *wavelet* dengan frekuensi lebih tinggi dari 50 Hz. Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) berkaitan dengan gelombang permukaan dalam frekuensi yang lebih rendah (1-30 Hz) dan menggunakan rentang kedalaman investigasi yang jauh lebih dangkal (hingga beberapa puluh meter).

Pada umumnya, terdapat dua jenis pengujian berdasarkan analisis gelombang permukaan yang biasa digunakan dalam investigasi sub-permukaan yaitu *Spectral Analysis of Surface Waves* (SASW) dan

*Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Ketiga pengujian tersebut memiliki konsep yang sama, namun memiliki konfigurasi yang berbeda dalam metode pengambilan data gelombang, peralatan dan analisis gelombang permukaan. Secara umumnya, ketiga pengujian tersebut memiliki keunggulan yaitu sifat pengujiannya yang tidak memberikan kerusakan pada struktur, selain itu metode ini murah dalam pelaksanaannya dan cepat untuk proses analisis hasilnya.

Pada awal 1980-an, metode gelombang permukaan untuk menghasilkan profil  $V_p$  dekat permukaan, yang disebut *Spectral Analysis of Surface Waves* (SASW), diperkenalkan oleh (Nazarian et al., 1983) yang memanfaatkan analisis spektral dari *ground roll* yang dihasilkan dari sumber tumbukan, seperti palu di permukaan. Metode ini telah digunakan secara luas dan efektif di banyak proyek rekayasa geoteknik dengan *non-destructive test* (NDT). Biasanya hanya dua geofon yang digunakan dengan jarak antara penerima dan sumber diubah berkali-kali untuk mencakup kisaran kedalaman penyelidikan yang diinginkan. Karena perlunya pengujian berulang ini, biasanya diperlukan beberapa jam untuk menyelesaikan seluruh prosedur di satu lokasi pengujian. Data dianalisis dalam domain frekuensi untuk menghasilkan kurva dispersi dengan menghitung perbedaan fasa antara setiap bentangan dua geofon. Masuknya *noise* selama pengukuran SASW kadang-kadang dapat dikontrol menggunakan kriteria empiris yang disesuaikan untuk setiap lokasi yang diselidiki (Choon B. Park et al., 1999). Mengoptimalkan kriteria tersebut merupakan tantangan karena tingkat perubahan yang mungkin terjadi pada material dekat permukaan. Selain keunikan masing-masing lokasi, terdapat kesulitan yang melekat saat mengevaluasi dan membedakan sinyal dari *noise* dengan hanya sepasang geofon. Perlunya merekam penembakan berulang pada beberapa bentangan untuk situs tertentu meningkatkan waktu dan kebutuhan tenaga kerja yang dibutuhkan.

Kemudian pada tahun 1998, Park mencoba mengembangkan metode SASW yang mulanya hanya menggunakan dua geofon menjadi 24 geofon, metode ini dinamakan *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)*. Metode ini mencoba untuk mengatasi beberapa kelemahan dari metode SASW sebelumnya sehingga dapat mengurangi waktu yang dibutuhkan dalam pengambilan data di lapangan.



Gambar 5.1 Prosedur kerja MASW

Penelitian lain mengenai penggunaan teknik SASW telah membuktikan keberhasilan metode ini melalui beberapa pengujian empiris lapangan, diantaranya studi karakteristik fondasi bangunan yang dilakukan oleh Madshus & Westerdhal (1990) dan Stokoe et al. (1994b). Penelitian yang dilakukan menghasilkan korelasi-korelasi empiris parameter dinamik gelombang dengan berbagai variasi kekuatan fondasi. Studi ini dilanjutkan oleh Matthews et al. (1996) dengan melakukan pengukuran lapangan dan perbandingan nilai kekakuan tanah meliputi modulus geser dan modulus elastisitas tanah meng-

gunakan metode SASW dan metode seismik lainnya. Hasil studi menunjukkan nilai korelasi perbandingan yang baik. Penilaian nilai modulus dinamik struktur beton menggunakan metode SASW dilakukan oleh Rix et al. (1990) dan Cho (2002), dan dilanjutkan dengan studi pengembangan dengan pendeteksian tebal dan parameter dinamis lapisan pada struktur motar semen oleh Cho et al. (2001). Kim et al. (2001) melakukan studi pengukuran kepadatan tanah menggunakan penganalisis spektrum. Studi yang dilakukan menurunkan suatu korelasi empiris antara kecepatan gelombang geser ( $V$ ) dan kepadatan kering tanah dengan koefisien determinasi yang baik. Studi penggunaan spektrum gelombang permukaan pada struktur fondasi (*ballast*) jalan kereta api pernah dilakukan oleh Zagyapan & Fairfield (2002). Hasil yang didapat menunjukkan bahwa profil distribusi modulus agregat lapisan balas hingga tanah dasar dapat diobservasi dengan baik. Pada perkembangannya, penggunaan analisis spektrum gelombang permukaan telah diperluas untuk mendeteksi anomali pada berbagai struktur sub-permukaan, diantaranya oleh Haupt (1977); Dravinsky (1983); Curro (1983) dan Gucunski et al. (1996). Gucunski et al. (2000) juga melakukan pengamatan ketidakhomogenan struktur menggunakan metode analisis spektrum gelombang permukaan.

## 5.2. Konsep Dasar Metode MASW

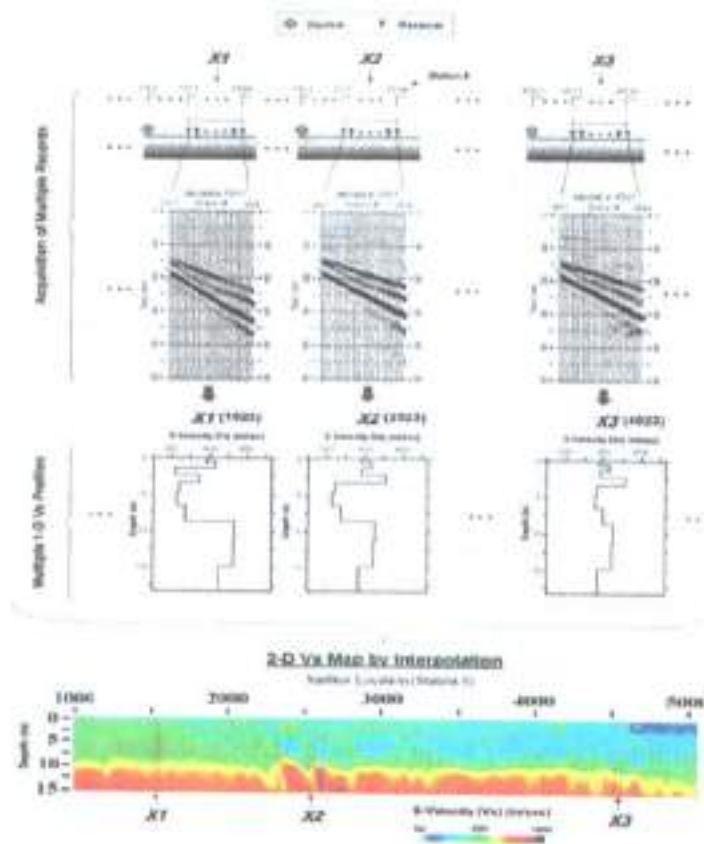
Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) merupakan salah satu metode geofisika yang memanfaatkan karakteristik perambatan gelombang *Rayleigh* dari sumber mekanik buatan untuk menilai kecepatan gelombang geser yang merupakan representasi dari nilai kekakuan (*stiffness*) dinamik suatu bahan. Karakteristik khusus dari gelombang permukaan adalah kombinasi rambatan gelombang dengan frekuensi tinggi dan panjang gelombang pendek dapat men-

deteksi sub-permukaan bagian atas. Rambatan gelombang berfrekuensi lebih rendah dengan panjang gelombang yang lebih panjang, dapat mendeteksi lapisan yang lebih dalam. Sifat ini yang dinamakan sifat dispersi gelombang permukaan seperti yang diilustrasikan pada gambar 4.3. Berdasarkan sifat dispersi inilah gelombang *Rayleigh* digunakan sebagai media untuk mengevaluasi profil kekakuan bawah permukaan tanah melalui berbagai pengujian lapangan. Selain itu, pertimbangan lain penggunaan gelombang R dalam pengujian material adalah kemudahannya untuk dihasilkan dan dideteksi pada permukaan bumi atau suatu media solid (Rosyidi, 2013).

Gambar 4.3 memperlihatkan konsep dispersi kecepatan fase, dimana fenomena fisika yang merambat pada media berlapis bahwa pergerakan gelombang *Rayleigh* berfrekuensi tinggi (dengan panjang gelombang pendek) akan merambat pada lapisan bagian atas (permukaan) dan kecepatan fase yang dihasilkan sedikit lebih rendah dibandingkan dengan kecepatan gelombang geser pada lapisan pertama permukaan media. Di sisi lain, gelombang *Rayleigh* berfrekuensi rendah (dengan gelombang yang lebih panjang) akan merambat pada kecepatan fase yang lebih tinggi dan berpenetrasi lebih dalam karena dipengaruhi oleh lapisan yang lebih kaku di bawah lapisan permukaan. Fenomena ini dapat terus diamati pada beberapa rentang frekuensi lain yang lebih rendah. Hubungan antara kecepatan fase dan frekuensi (dan/atau panjang gelombang) ini selanjutnya digambarkan dalam sebuah kurva yang disebut sebagai kurva dispersi kecepatan fase.

Secara umum, prosedur kerja metode MASW dibagi menjadi pengukuran lapangan, dispersi analisis dan inversi analisis. Seperti yang diperlihatkan pada gambar 5.1, metode MASW diawali dengan menentukan parameter pengukuran yang kemudian dilakukan pengambilan data *multichannel* yang kemudian diubah menjadi citra

dispersi dengan menggunakan transformasi fourier dan metode pergeseran fasa (*phase-shift method*). Selanjutnya dilakukan *picking mode* dasar atau *fundamental mode* pada citra dispersi yang nantinya akan menjadi kurva dispersi eksperimental yang digunakan dalam proses inversi. Pada tahap inversi diawali dengan membangun model awal (*initial mode*) yang mana nantinya menjadi kurva dispersi teoretis yang kemudian kurva teoretis ini akan diiterasi hingga mendekati kurva eksperimental sehingga didapatkan nilai *misfit* dan



Gambar 5.2 Skema Metode MASW 2D

profil kecepatan gelombang geser. Profil kecepatan gelombang geser yang diperoleh menggambarkan kekerasan batuan di bawah tanah. Semakin tinggi nilai kecepatan gelombang geser, maka semakin padat pula lapisannya, begitu pula sebaliknya. Dari nilai kecepatan gelombang geser tersebut, ditentukan klasifikasi tanah situs dengan menggunakan standar yang berlaku.

Dalam pembuatan penampang 2D diperlukan beberapa kali akuisisi data 1D dalam satu garis lurus yang nantinya diinterpolasi. Dengan menampilkan penampang 2D ini, dapat menampilkan interpretasi lapisan yang lebih baik seperti yang ditampilkan pada gambar 5.3.

### 5.3. Aplikasi Metode MASW

Informasi kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) dari material bawah permukaan berhubungan langsung dengan properti kekakuan (stiffness) material, yang merupakan parameter paling penting dalam rekayasa geoteknik. Dalam pengertian ini, metode MASW dapat diterapkan pada setiap proyek rekayasa geoteknik yang memerlukan pemetaan kekakuan bawah permukaan dalam format 1-D, 2-D dan 3-D.

Pada penggunaannya dalam investigasi geoteknik, metode MASW telah dilakukan oleh beberapa penelitian seperti Miller (1999) untuk memetakan batuan bawah tanah, Foti (2004) untuk menentukan rasio redaman tanah, Lesmana (2009) untuk investigasi potensi likuifaksi dan Rosyidi (2010) untuk menentukan profil deposit tanah yang kompleks. Secara garis besar metode ini mengukur variasi kecepatan gelombang permukaan terhadap kedalaman, yang dimana berhubungan dengan sifat kekakuan tanah. Jenis penggunaan metode MASW yang paling umum adalah pemetaan soil-bedrock yang menggambarkan batas topografi antara tanah dan bedrock dengan peningkatan kecepatan ( $V_s$ ) yang signifikan (misalnya, dari 300

m/s menjadi 1000 m/s). Ini juga menunjukkan variasi vertikal dan horizontal dari kekakuan tanah dengan menampilkan variasi kecepatan ( $V_s$ ) dalam kisaran tanah (misalnya, 100 m/s-300 m/s). Batas ini sering menunjukkan perubahan bertahap dalam kecepatan pada rentang kedalaman tertentu, yang menunjukkan kemungkinan zona pelapukan di atas bedrock. Karakterisasi situs seismik memerlukan evaluasi kecepatan gelombang geser rata-rata untuk kedalaman 30 m ( $V_{s,30}$ ). Ini adalah aplikasi MASW 1-D yang paling umum dari metode MASW.

Secara umum, aplikasi MASW dapat dikelompokkan ke dalam kategori berikut:

1. Pemetaan soil-bedrock,
2. Karakterisasi situs seismik,
3. Deteksi Anomali,
4. Evaluasi kompaksi, dan
5. Evaluasi grouting

Contoh penerapan metode MASW dalam evaluasi kompaksi salah satunya dengan melakukan pengambilan data MASW sebelum dan sesudah kompaksi dengan variasi jumlah pelewatan kompaksi. Pada setiap pelewatan dilakukan pengambilan data yang kemudian dilakukan analisis dispersi dan inversi untuk melihat perubahan citra dispersi serta kecepatan gelombang geser sebelum dan sesudah kompaksi. Dari hasil analisis inversi didapatkan profil kecepatan gelombang geser sebelum dan sesudah kompaksi yang selanjutnya dihitung perubahan nilai kecepatan gelombang geser rata-rata untuk setiap kompaksi sehingga diketahui seberapa besar perubahan kecepatan gelombang geser untuk jumlah pelewatan tertentu. Dari data-data tersebut kemudian dapat disimpulkan berapa banyak kompaksi yang dibutuhkan untuk memadatkan tanah hingga dapat dilakukan pem-

bangunan di atasnya. Dengan hal ini nantinya dapat diketahui berapa pelewatan yang sekiranya diperlukan untuk meningkatkan kekuatan tanah sehingga dapat menghemat waktu dan biaya.

## BAB 6

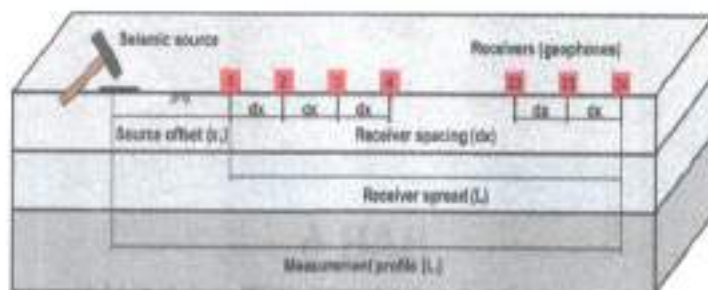
# AKUISISI METODE MASW

**BERDASARKAN** sumbernya metode MASW dapat dibagi menjadi dua, yaitu MASW aktif dan MASW pasif. MASW aktif menggunakan sumber seismik buatan seperti palu, *weight drop*, dinamit, dll. Sedangkan MASW pasif sumber gelombangnya berasal dari respon alam, seperti lalu lintas kendaraan. Dalam bab ini, akan berfokus pada akuisisi MASW aktif.

### 6.1. Geometri Lapangan

Dalam akuisisi data seismik, perlu dilakukan penentuan parameter akuisisi lapangan sesuai dengan target investigasi. Parameter lapangan ini menentukan kedalaman investigasi maksimum dan seberapa baik resolusi data yang didapatkan. Beberapa parameter tersebut adalah jarak antar geofon ( $dx$ ), *near-offset* ( $x_n$ ), jumlah geofon ( $N$ ),

panjang bentangan geofon ( $L$ ), frekuensi geofon dan jenis sumber seismik yang digunakan.



Gambar 6.1 Parameter akuisisi (Olafsdottir, Bessason, et al., 2018)

Kedalaman investigasi maksimum ( $Z_{max}$ ) dalam survei MASW bervariasi berdasarkan situs, konfigurasi pengukuran, frekuensi geofon, dan jenis sumber seismik yang digunakan. Kedalaman investigasi maksimum ditentukan oleh panjang gelombang *Rayleigh* terpanjang yang diperoleh (Choon B. Park & Carnevale, 2010). Persamaan empiris yang umum digunakan adalah (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018):

$$Z_{max} \leq \gamma \lambda_{max}, \quad \frac{1}{3} \leq \gamma \leq \frac{1}{2} \quad (6.1)$$

Dalam parameter akuisisi, jarak antar geofon ( $dx$ ) berhubungan dengan resolusi data. Semakin kecil jarak antar geofon, maka resolusi data akan semakin tinggi. Sedangkan untuk *near-offset* ( $x$ ) merupakan jarak antara *source* dan geofon pertama. Penentuan jarak *near-offset* merupakan hal yang perlu dilakukan karena jika jarak *near-offset* terlalu besar, dapat menyebabkan efek *far-field*. Sedangkan jika jaraknya terlalu kecil, dapat menyebabkan efek *near-field*.

Menurut (Choon B. Park, 1995) nilai  $dx$  harus memenuhi kondisi persamaan (6.1) dengan  $Z_{max}$  merupakan kedalaman investigasi maksimum. Untuk *Near-offset* ( $x_1$ ) atau jarak antara *source* dan geofon pertama harus memenuhi persamaan (6.2) untuk menghindari efek *near-field* serta panjang bentangan geofon ( $L$ ) dari geofon pertama hingga terakhir harus memenuhi persamaan (6.3):

$$dx \leq 0.1 Z_{max} \quad (6.2)$$

$$x_1 \geq 0.5 Z_{max} \quad (6.3)$$

$$L \geq Z_{max} \quad (6.4)$$

Dengan jumlah geofon ( $N$ ) pada survei harus memenuhi kondisi:

$$N \geq \frac{X}{dx} \quad (6.5)$$

Jika jumlah geofon ( $N$ ) lebih kecil dari pada  $\frac{X}{dx}$ , maka diperlukan lebih dari satu bentangan dengan merubah posisi geofon agar total panjang survei yang dicakup oleh geofon lebih besar dari  $Z_{max}$ .

## 6.2. Parameter Perekaman

Interval pengambilan sampel ( $dt$ ) satu milidetik paling umum digunakan dengan total waktu perekaman ( $T$ ) 2 detik. Penggunaan  $dt$  yang lebih kecil (misalnya, 0,5 ms) dianjurkan jika pemrosesan gelombang badan (misalnya, refleksi dan refraksi) direncanakan sebagai produk sampingan. Dalam kasus kecepatan yang sangat rendah (misalnya,  $V_p < 100$  m/dtk),  $T$  yang lebih lama (misalnya, 3 dtk) akan menjadi pilihan yang lebih baik.  $T$  yang lebih lama (misalnya, 3 detik) juga direkomendasikan jika panjang bentangan ( $L$ ) (misalnya,  $>100$  m) digunakan. Biasanya, akuisisi 24-channel akan optimal. Jika akuisisi 48-channel tersedia, direkomendasikan untuk mengurangi  $dx$  daripada meningkatkan  $L$ . Atau, menggabungkan keduanya ( $dx$  lebih

pendek dan  $L$  lebih panjang) juga disarankan. Pengurangan  $dx$  dapat meningkatkan rasio *signal-to-noise* ( $S/N$ ) selama analisis data, ketika lebih banyak channel yang tersedia, karena redundansi serta kemungkinan peningkatan resolusi pada kedalaman dangkal, sedangkan efek peningkatan  $L$  akan menjadi peningkatan  $Z_{max}$ . Lihat tabel 2.1 untuk parameter akuisisi optimal untuk kedalaman investigasi yang berbeda.

Tabel 6.1 Parameter akuisisi optimal survei MASW aktif (Choon Byong Park et al., 2002)

Depth [ $Z_{max}$ ] <sup>1</sup> (m)	Source [S] <sup>2</sup> (m)	Receiver [R] <sup>3</sup> (m)	Receiver spread [R] (m) <sup>4</sup>						MR Move <sup>5</sup> (ds)			Recording <sup>6</sup>				
			Length <sup>7</sup> (0)	Source Offset <sup>8</sup> (R) (0)	Receiver Spacing (R) (m)		Lateral Resolution <sup>9</sup>			$dt$ <sup>10</sup> (ms)	$t^m$ (ms)	Vertical Stack <sup>11</sup>				
					2x-0.5 <sup>12</sup>	4x-0.5	High	Medium	Low			C	N	WN		
+1.0	0.1	4.5-10	1-3	0.1-0.9	0.05-0.1	0.02-0.05	1-2	1-4	4-12	0.5-1.0	0.5-1.0	1-3	3-5	3-10		
	(1) <sup>13</sup>	(4)	(2)	(0.4)	(0.1)	(0.05)	(1)	(2)	(8)	(0.5)	(0.5)	(3)	(3)	(10)		
1-4	1-5	4.5-40	1-15	0.2-15	0.05-0.6	0.02-0.3	1-2	1-4	4-12	0.5-1.0	0.5-1.0	1-3	3-5	3-10		
	(5)	(10)	(10)	(1)	(0.5)	(0.2)	(1)	(2)	(8)	(0.5)	(0.5)	(3)	(3)	(10)		
5-30	5-15	0.10	5-10	1-30	0.1-1.2	0.1-0.5	1-2	1-4	4-12	0.5-1.0	0.5-1.0	1-3	3-5	3-10		
	(10)	(10)	(10)	(3)	(0.4)	(0.2)	(1)	(2)	(8)	(0.5)	(0.5)	(3)	(3)	(10)		
10-30	2.10	0.10	10-60	1-60	0.1-2.5	0.2-1.2	1-2	1-4	4-12	0.5-1.0	0.5-2.0	1-3	3-5	3-10		
	(20)	(10)	(10)	(10)	(0.5)	(0.2)	(1)	(2)	(8)	(0.5)	(0.8)	(3)	(3)	(10)		
10-30	1.10	1.45	10-90	4-90	0.1-3.8	0.4-1.5	1-2	1-4	4-12	0.5-1.5	0.5-2.0	1-3	3-5	3-10		
	(20)	(10)	(10)	(10)	(0.4)	(0.2)	(1)	(2)	(8)	(0.8)	(0.8)	(3)	(3)	(10)		
10-50	+10 (20)	1.45	30-150	6-150	1.2-5.0	0.4-3.0	1-2	1-4	4-12	0.5-1.5	0.5-3.0	1-3	3-5	3-10		
	passive	(10)	(10)	(10)	(0.4)	(0.2)	(1)	(2)	(8)	(0.8)	(0.8)	(3)	(3)	(10)		
+50	+10 (20)	1.45	+50	+12	+2.1	+1.0	1-2	1-4	4-12	0.5-1.5	1.0	1-3	3-5	3-10		
	passive	(10)	(10)	(10)	(0.4)	(0.2)	(1)	(2)	(8)	(0.8)	(0.8)	(3)	(3)	(10)		

<sup>1</sup> maximum depth to be investigated, <sup>2</sup> weight of hammer in pounds, <sup>3</sup> actual frequency of geophone, <sup>4</sup> approximate total length of receiver spread ( $D=nd_{max}$ , with  $n=1$  to  $5$ ), <sup>5</sup> distance between source and the closest receiver ( $R$ ),  $d_{max}$  with 0.2  $\leq$   $d_{max}$   $\leq$  1.0, <sup>6</sup> distance in receiver spacing (ds) that the source (S) and receiver (R) setup travels after acquiring data at one location, <sup>7</sup> degree of lateral resolution being sought, <sup>8</sup> recording parameters for seismograph, <sup>9</sup> sampling interval in milliseconds (ms), <sup>10</sup> total recording time in seconds (sec), <sup>11</sup> number of stacking data in seismographic memory before being saved under different conditions of calm (C), noisy (N), and very noisy (WN) environment, respectively, <sup>12</sup> acquisition filter (e.g. low-cut, high-cut, etc.), <sup>13</sup> 24-channel acquisition system.

### 6.3. Pengukuran lapangan

Setelah menentukan parameter akuisisi, pada saat pengukuran di lapangan, penempatan geofon perlu diperhatikan karena menentukan

hasil perekaman. Salah satunya geofon harus tegak lurus dan lintasan geofon harus lurus serta plat ditempatkan di area yang datar dan langsung menyentuh tanah. Geofon juga diusahakan agar langsung menyentuh tanah (tidak ada akar) dan tidak ada tumbuhan disekitar geofon. Adapun jika di lintasan geofon terdapat batu atau pohon yg tdk bisa disingkirkan, maka geofon dapat digeser ke kiri atau kanan lintasan, selama jaraknya masih sama dari titik seharusnya. Hal ini dikarenakan dapat menyebabkan masalah pada *trace* dan salah penafsiran pada sub-permukaan tanah.

Dalam survei MASW, ada beberapa alat yang digunakan dalam akuisisi. Berikut alat serta kegunaannya :

1. *Laptop* untuk menampilkan data hasil perekaman.
2. Seismograf untuk merekam gelombang pada saat perekaman.
3. Geofon berfungsi sebagai *receiver* untuk mendeteksi getaran yang diteruskan ke seismograf.
4. *Sledge hammer* (palu godam) dan plat sebagai sumber getaran.
5. *Trigger* untuk memulai perekaman ketika menerima getaran dari palu.
6. Meteran untuk membuat lintasan lurus dan jarak peletakan geofon sesuai.
7. GPS berfungsi sebagai penanda lokasi pengukuran.
8. Aki sebagai sumber listrik untuk menjalankan seismograf.

Setelah menyiapkan alat yang diperlukan dalam survei seismik, selanjutnya melakukan akuisisi data lapangan. Prosedur pengambilan data dalam metode MASW di lapangan berikut ini disyaratkan untuk kondisi medan yang relatif datar dan tahapan-tahapan pengukurannya dijelaskan sebagai berikut:

1. Sebelum pengukuran perlu dipilih jenis dan jumlah sensor geofon yang akan digunakan. Biasanya, jumlah minimum pengukuran ini ditentukan menggunakan 24 sensor atau lebih dalam angka kelipatannya. Semakin banyak jumlah sensor yang digu-

nakan akan konfigurasi lapangan dan perlu disesuaikan luas lokasi yang akan diobservasi.

2. Membuat lintasan dengan menggunakan meteran sesuai dengan total panjang bentangan geofon.
3. Memasang geofon, palu dan *trigger* sesuai jarak yang telah ditentukan pada parameter akuisisi.

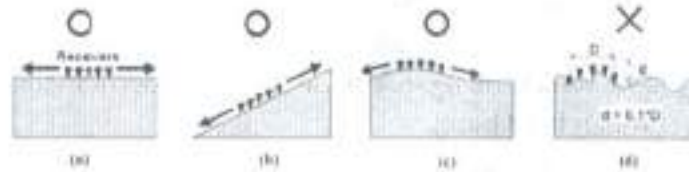


Gambar 6.2 Jenis sensor geofon yang digunakan dalam pengukuran MASW



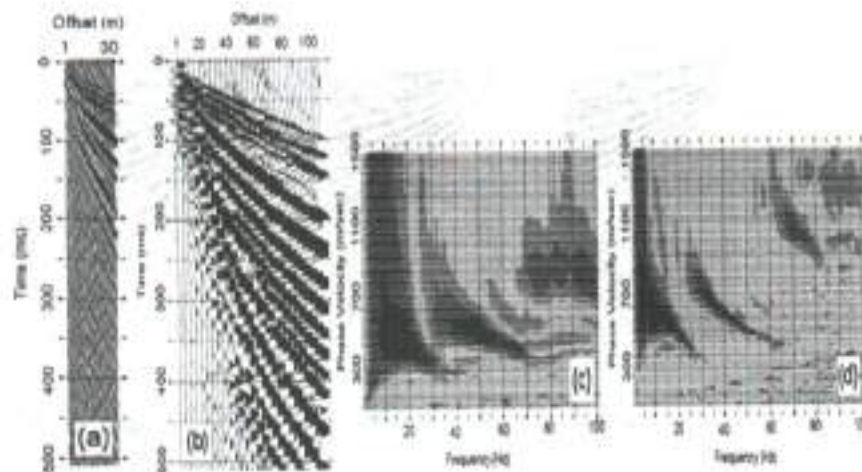
Gambar 6.3 Satu set perlengkapan seismograf WZG-24C yang digunakan dalam pengukuran MASW

4. Menghubungkan geofon dan *trigger* ke seismograf.
5. Memeriksa *trace* pada seismograf untuk melihat jika ada geofon yang bermasalah, mengecek *noise* di sekitar serta memastikan *trigger* sudah terhubung.
6. Jika sudah tidak ada masalah, dilakukan perekaman data dengan memukul palu ke plat. Jika energi gelombang telah disalurkan melalui sumber gelombang, maka energi akan diterima oleh seluruh sensor sepanjang garis lintasan dalam bentuk sinyal gelombang. Sinyal gelombang selanjutnya dikonversikan melalui seismograf dalam amplitudo berdomain waktu. Jika kualitas sinyal gelombang seismik yang direkam tidak baik maka pengukuran perlu diulang hingga diperoleh sinyal dengan kualitas data yang baik untuk dianalisis.
7. Pengambilan data perlu dilakukan beberapa kali untuk memastikan konsistensi data seismik yang direkam selama pengukuran ini.
8. Untuk mendapatkan profil 2D, posisi geofon harus dipindahkan bersama dengan posisi sumber gelombang tanpa harus merubah ukuran konfigurasi pengukuran yang telah ditentukan sebelumnya, di mana perpindahan tersebut masih dalam garis lurus lintasan.
9. Pengukuran seterusnya dapat dilakukan mengikuti tahapan di atas (mulai langkah d) dan diulang beberapa kali hingga mendapatkan beberapa set rekaman pengukuran data seismik.
10. Kondisi topografi untuk lintasan pengukuran MASW juga menjadi salah satu hal yang harus diperhatikan. Penyelidikan MASW ini sebaiknya dilakukan pada medan yang cukup datar. Pada gambar 2.4 dapat dilihat bagaimana arah lintasan MASW pada berbagai kondisi topografi. Perbedaan tinggi (arah vertikal) dari satu geofon ke geofon yang lain tidak boleh lebih dari 10% panjang bentangan geofon, seperti terlihat pada gambar (d). Hal ini akan mengakibatkan gangguan yang signifikan pada perambatan gelombang permukaan.



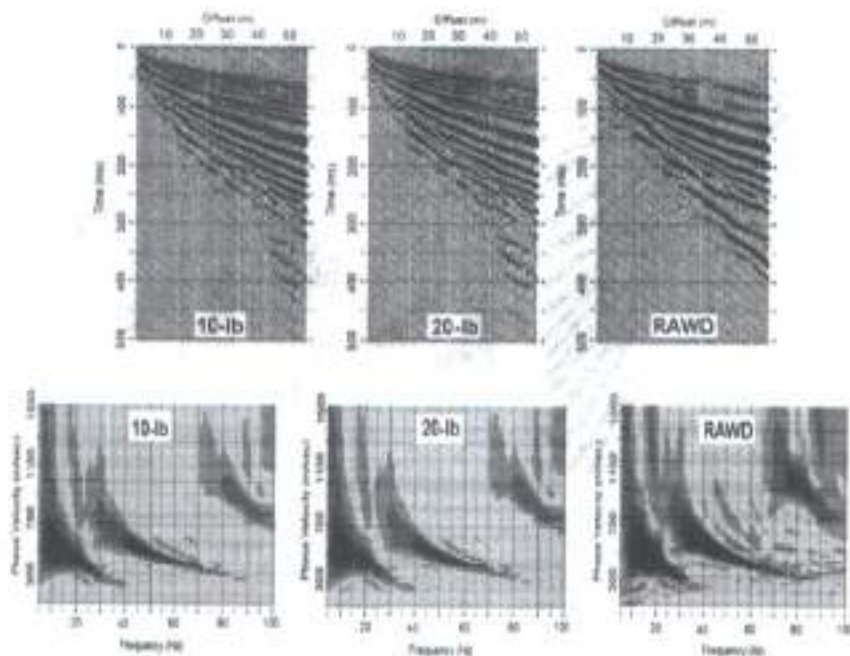
Gambar 6.4 Kondisi topografi yang sesuai (a, b, dan c) dan yang tidak sesuai untuk pengukuran MASW (d)

Banyak hal yang memengaruhi resolusi data dalam pengukuran MASW. Mulai dari panjang bentangan, jenis sumber seismik hingga frekuensi geofon yang digunakan. (Choon Byong Park et al., 2002) melakukan percobaan dengan menggunakan parameter pengukuran yang berbeda-beda untuk melihat perubahannya pada citra dispersi hingga menghasilkan standar pengukuran untuk mendapatkan resolusi data yang baik seperti yang terlihat pada tabel 2.1. Pada gambar 2.5 merupakan contoh tampilan *trace* serta citra dispersi untuk panjang bentangan 30m dan 110m menggunakan interval geofon ( $dx$ ) yang sama. Pada citra dispersi, rentang nilai sumbu frekuensi dan kecepatan fase disamakan untuk melihat perbedaan antara panjang bentangan 30m dan 100m. Terlihat pada bagian (d), adanya perbedaan antara bentangan 30m dan 100m pada frekuensi 70-100 Hz, di mana panjang bentangan 100m memiliki resolusi yang lebih bagus untuk *fundamental mode* dan *higher mode* sehingga *fundamental mode* dan *higher mode* dapat lebih mudah untuk dibedakan. Hal ini dikarenakan resolusi citra dispersi meningkat seiring dengan bertambahnya panjang bentangan geofon. Dengan panjang bentangan geofon yang lebih panjang juga diperlukan untuk gelombang permukaan yang berfrekuensi rendah yang di mana kecepatan fasenya lebih besar dibandingkan dengan yang berfrekuensi tinggi (Choon B. Park et al., 1999).



Gambar 6.5 Pengukuran dengan panjang bentangan (a) 30m dan (b) 100m beserta citra dispersi untuk bentangan (c) 30m dan (d) 100m (Choon Byong Park et al., 2002)

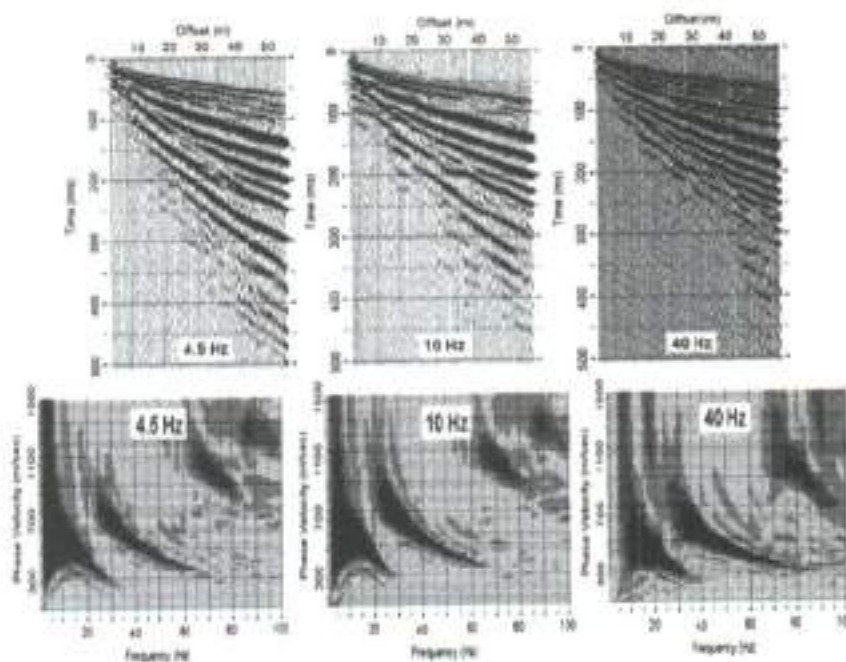
Bobot dan jenis *source* seismik memengaruhi resolusi data, dengan *source* yang sesuai energi gelombang dapat tersalurkan ke geofon dengan baik dan meningkatkan energi *fundamental mode* pada frekuensi rendah. Gambar 6.6 memperlihatkan citra dispersi yang dihasilkan menggunakan bobot sumber yang berbeda-beda yaitu 10-lb, 20-lb dan RAWD (*rubber band-aided weight-drop*), di mana ketiga pengukuran menggunakan geofon 40 Hz. Pada gambar terlihat bahwa dari 10-lb ke 20-lb ada sedikit perubahan pada frekuensi rendah ( $< 10$  Hz), dimana untuk frekuensi dibawah 10 Hz terjadi sedikit peningkatan energi. Sedangkan untuk RAWD, pada frekuensi dibawah 10Hz memiliki energi yang lebih rendah dibandingkan *source* 10-lb dan 20-lb. Namun pada frekuensi yang lebih tinggi ( $> 30$  Hz), terjadi peningkatan energi untuk *higher mode*. Hal ini menunjukkan bahwa peningkatan kekuatan impact belaka tidak menjamin meningkatkan energi pada frekuensi rendah.



Gambar 6.6 Citra dispersi hasil pengukuran menggunakan *sledge-hammer* dengan bobot yang berbeda-beda (Choon Byong Park et al., 2002)

Frekuensi geofon memengaruhi kemampuan geofon untuk menerima gelombang. Sehingga frekuensi geofon yang tepat dapat membantu mendapatkan resolusi data yang baik. Gambar 2.7 memperlihatkan citra dispersi hasil pengukuran menggunakan frekuensi geofon yang berbeda-beda yaitu 4.5 Hz, 10 Hz dan 40 Hz. Seperti yang diketahui bahwa geofon berfrekuensi rendah memiliki kemampuan yang sangat baik untuk merekam komponen frekuensi rendah dari gelombang permukaan. Namun, cukup mengherankan untuk mengamati bahwa batas frekuensi rendah dari dua geofon frekuensi tinggi (10-Hz dan 40-Hz) tidak dibatasi oleh frekuensi alaminya. Contohnya, geofon 10-Hz memberikan hasil yang hampir sama dengan geofon 4.5-Hz, dengan frekuensi hingga 5 Hz. Sedangkan sedangkan geofon 40 Hz merekam hingga sekitar 10

Hz. Citra dispersi untuk geofon 4.5 Hz, menunjukkan bahwa frekuensi terendah yang dapat direkam tidak lebih rendah dari 2 atau 3 Hz. Oleh karena itu, geofon 10 Hz dan 40 Hz dapat digunakan untuk merekam gelombang permukaan masing-masing serendah 5 Hz dan 10 Hz. Frekuensi terendah 5 Hz dan 10 Hz biasanya dapat dikaitkan dengan kedalaman investigasi maksimum masing-masing sekitar 30 m dan 15 m.

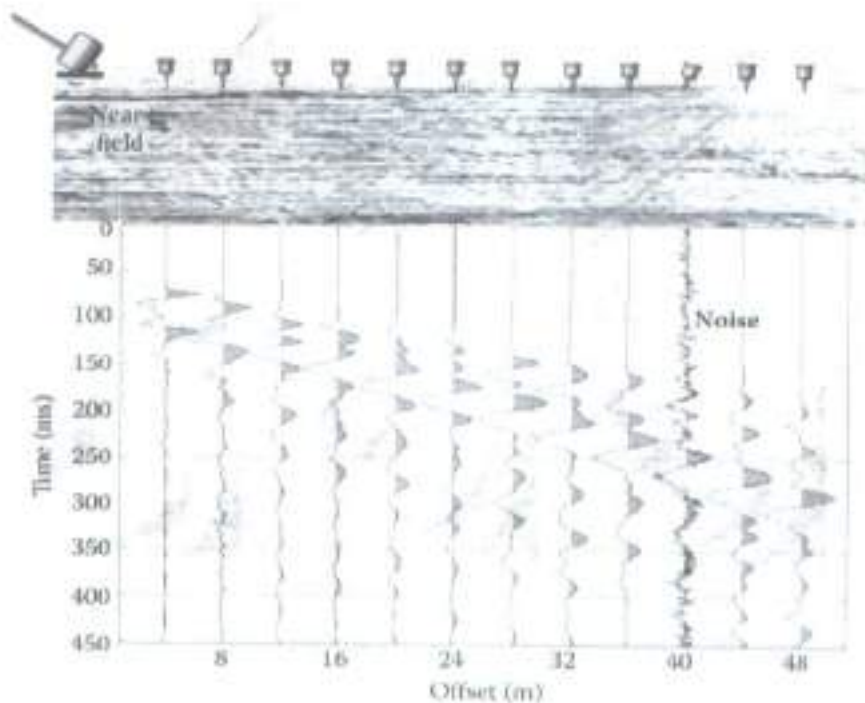


Gambar 6.7 Citra dispersi hasil pengukuran dengan frekuensi geofon yang berbeda-beda (Choon Byong Park et al., 2002)

#### 6.4. Efek *Near-field* dan *Far-field*

Gelombang permukaan terbentuk melalui interferensi gelombang badan ( $P$  dan  $SV$ ) yang dihasilkan dari refleksi dan refraksi, yang

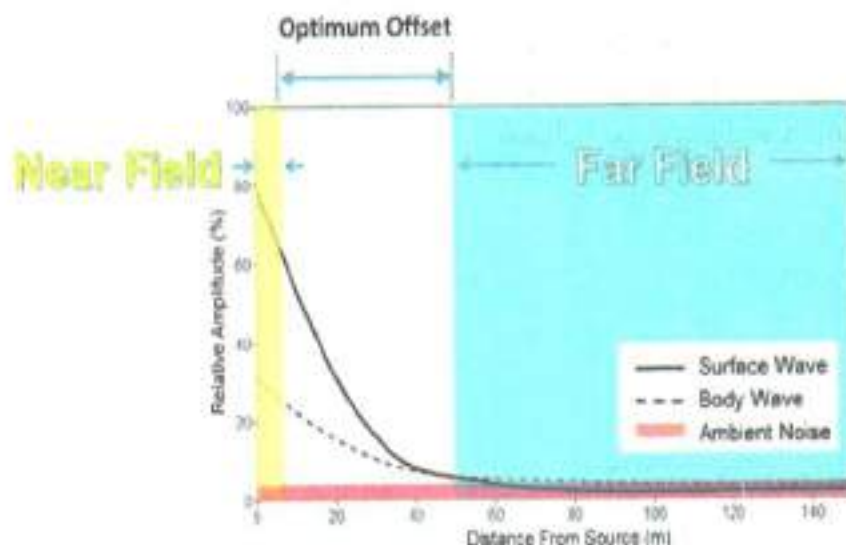
mana membutuhkan jarak minimum tertentu dari *source*, sehingga gelombang permukaan tidak berada di sekitar *source*. Oleh karena itu, geofon pertama yang paling dekat dengan sumbernya harus ditempatkan di luar area ini. Jika geofon ditempatkan dalam area tersebut, geofon akan merekam *ambient noise*. Inilah yang disebut dengan efek *near-field*.



Gambar 6.8 Efek *near-field* pada hasil rekaman pengukuran (Foti et al., 2014).

Gambar 6.8 di atas memperlihatkan efek *near-field* pada data hasil perekaman jika geofon terlalu dekat dengan sumber seismik. Terlihat juga efek jika geofon yang dipasang miring atau tidak tegak lurus pada *offset* 40, yang mengakibatkan geofon tidak merekam gelombang de-

ngan baik. Inilah kenapa pada setiap pengukuran diperlukan untuk mengecek data perekaman untuk melihat adanya geofon yang bermasalah atau tdk sehingga meminimalisir *noise* pada data pengukuran.



Gambar 6.9 Grafik perubahan energi gelombang terhadap jarak (Choon B. Park, 2013)

Meskipun energi gelombang permukaan jauh lebih besar daripada gelombang badan, namun energi gelombang permukaan berkurang lebih cepat seperti yang diilustrasikan pada gambar 6.9. Akibatnya, setelah menempuh jarak tertentu, tingkat energinya menurun hingga di bawah gelombang badan atau *ambient noise*, yang mengakibatkan geofon tidak menerima energi dari sumber, ini yang disebut efek *far-field*. Oleh karena itu, penting untuk menempatkan geofon lebih dekat dari jarak maksimum ini.

Gambar 6.9 memperlihatkan toleransi dalam akuisisi data MASW dengan menunjukkan bahwa rentan nilai *near-offset* yang diperlukan

untuk sebagian besar proyek geoteknik biasanya kurang dari 100 m yang merupakan jarak optimal dimana memiliki rasio signal-to-noise (S/N) yang tinggi. Area yang terlalu dekat dengan sumber (misalnya 5m) biasanya dihindari karena efek *near-field* yang mencegah perkembangan penuh gelombang permukaan. Di sisi lain, *offset* yang terlalu jauh (misalnya 100 m) juga dihindari karena efek *far-field* yang dapat membuat tingkat energi gelombang permukaan turun di bawah *ambient noise* (Choon B. Park, 2013).

## BAB 7

# PENGOLAHAN DATA MASW

### 7.1. Analisis Dispersi

**DARI** hasil pengukuran lapangan, didapatkan data perekaman *multichannel* dalam format SEG-2 dan dimasukkan parameter geometri lapangan yang kemudian di tampilkan dalam domain jarak-waktu ( $x-t$ ) seperti yang ditampilkan pada gambar 3.1 yang nantinya akan digunakan dalam pembuatan citra dispersi.

Pada analisis gelombang *Rayleigh* menggunakan metode MASW dilakukan proses analisis sinyal dispersi dengan melakukan transformasi *fourier* dan metode pergeseran fase (*phase-shift*) sehingga didapatkan citra dispersi dengan domain frekuensi-kecepatan fase ( $\omega - c$ ).



Gambar 7.1 Contoh perekaman *multichannel* hasil pengukuran lapangan

Transformasi fourier merupakan metode analisis spektral dengan tujuan untuk mengubah domain sinyal dari domain waktu menjadi domain frekuensi. Hal ini dilakukan karena perhitungan lebih mudah dalam domain frekuensi dibandingkan dengan domain waktu. Selain itu, fenomena geofisika berkaitan erat dengan frekuensi, sehingga frekuensi menjadi parameter penting dalam menjelaskan fenomena tersebut (Rasimeng et al., 2018). Pada persamaan (7.1) dan (7.2) diperlihatkan transformasi fourier pada fungsi  $f(t)$ .

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-i2\pi ft} dt \quad (7.1)$$

$$F(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega) \cdot e^{-i2\pi mt} d\omega \quad (7.2)$$

Persamaan (7.1) disebut sebagai *forward fourier transform* yang mentransformasikan sinyal domain waktu ke domain frekuensi. Sedangkan persamaan (7.2) disebut *inverse fourier transform* yang men-

transformasikan sinyal domain frekuensi ke domain waktu (Choon Byong Park et al., 1998).

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

Mulanya data rekaman *multichannel* diubah domainnya dengan menggunakan *Fast Fourier Transform* (FFT). Data rekaman *multichannel* berdomain waktu-jarak ( $x,t$ ) ditransformasikan ke dalam domain jarak-frekuensi ( $x, \omega$ ) pada setiap *trace* menggunakan persamaan (7.1).

Gelombang seismik yang terekam dari dua geofon kemudian dianalisis pada kecepatan fase ( $C_f$ ) berdasarkan beda waktu tempuh ( $\Delta t_f$ ) untuk frekuensi ( $f$ ) yang berbeda, dapat dilihat pada persamaan (7.3) (Choon B. Park et al., 1999):

$$C_f = \frac{dx}{\Delta t_f} \quad (7.3)$$

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

$$F(\omega) = A_f(\omega)e^{-i\phi_f(\omega)} \quad (7.4)$$

$$G(\omega) = A_g(\omega)e^{-i\phi_g(\omega)} \quad (7.5)$$

Beda fasa antara keduanya dapat dituliskan :

$$\Delta\phi(\omega) = \phi_f(\omega) - \phi_g(\omega) \quad (7.6)$$

Sehingga diperoleh kecepatan fase:

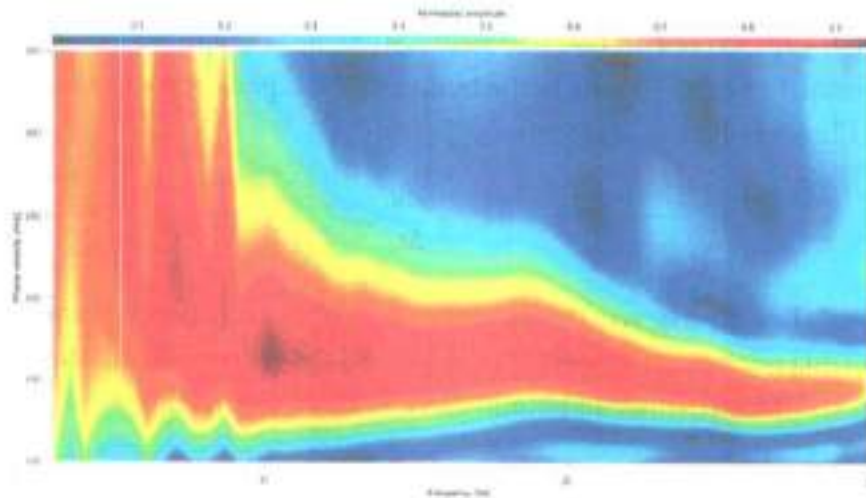
$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta \phi f(\omega)} \quad (7.7)$$

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta \phi f(\omega) + 2n\pi} \quad (7.8)$$

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

$$F(c, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x, \omega) \cdot e^{\frac{i\omega x}{c}} dx \quad (7.9)$$

Dari persamaan (7.9), didapatkan citra dispersi yang menunjukkan perubahan kecepatan fase ( $C$ ) terhadap frekuensi ( $\omega$ ) di bawah permukaan tanah, seperti yang ditampilkan pada gambar 7.2.

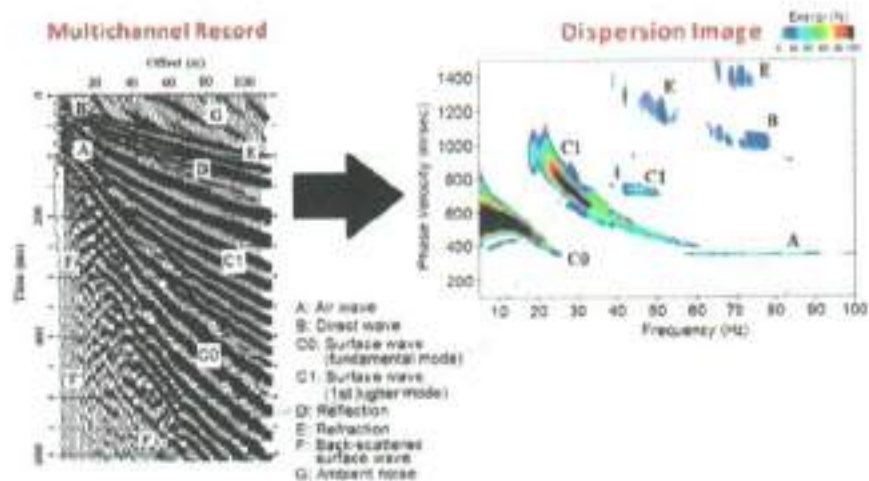


Gambar 7.2 Citra dispersi

## 7.2. Ekstrak Citra Dispersi

Dari citra dispersi yang didapatkan melalui analisis dispersi, selanjutnya dilakukan ekstrak citra dispersi untuk menghasilkan kurva dispersi eksperimental. Di mana kurva dispersi memperlihatkan hubungan antara perubahan kecepatan fase terhadap frekuensi dan panjang gelombangnya. Kurva ini mencerminkan model kecepatan rata-rata dan sifat kekakuan bawah permukaan yang berguna dalam analisis inversi.

Kurva dispersi eksperimental dibentuk dari hasil *picking mode* dasar (*fundamental mode*) pada citra dispersi. Sehingga perlu dilakukan identifikasi *fundamental mode* untuk mengetahui keberadaan *fundamental mode* dalam citra dispersi.

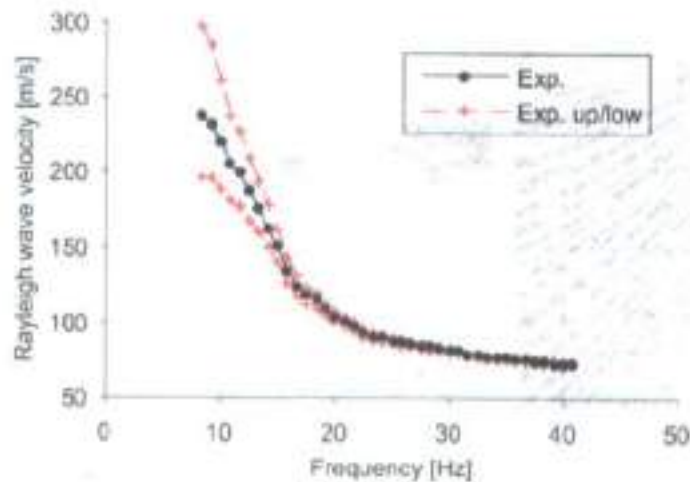


Gambar 7.3 Macam-macam gelombang dalam citra dispersi.

Gambar 7.3 memperlihatkan citra dispersi berdasarkan data rekaman *multichannel*. Berdasarkan gambar tersebut, citra dispersi terbagi

atas lima bentuk citra yang memperlihatkan karakteristik dispersi gelombang berdasarkan kecepatan fasa dan frekuensi yang dimiliki. Jenis-jenis yang berbeda dari gelombang yang direkam dengan menggunakan susunan *multichannel* termasuk gelombang refleksi, gelombang refraksi, gelombang udara, *ambient noise* serta fundamental dan *higher mode* dari gelombang *Rayleigh*. Fundamental mode gelombang *Rayleigh* memiliki beberapa karakteristik di mana mempunyai frekuensi (<30 Hz) dan kecepatan fase yang rendah seperti yang ditunjukkan pada gambar di atas.

Pada gambar 7.4 memperlihatkan kurva dispersi eksperimental yang merupakan hasil *picking*. Kurva yang kemudian digunakan dalam proses inversi untuk mengevaluasi kurva dispersi teoretis dan eksperimental.

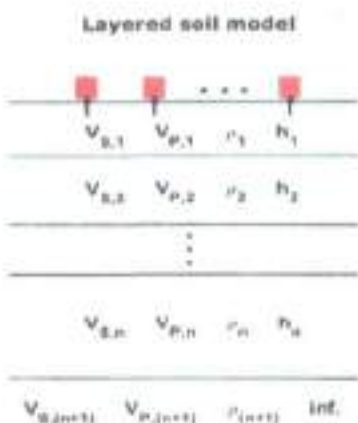


Gambar 7.4 Kurva dispersi eksperimental

### 7.3. Proses Inversi

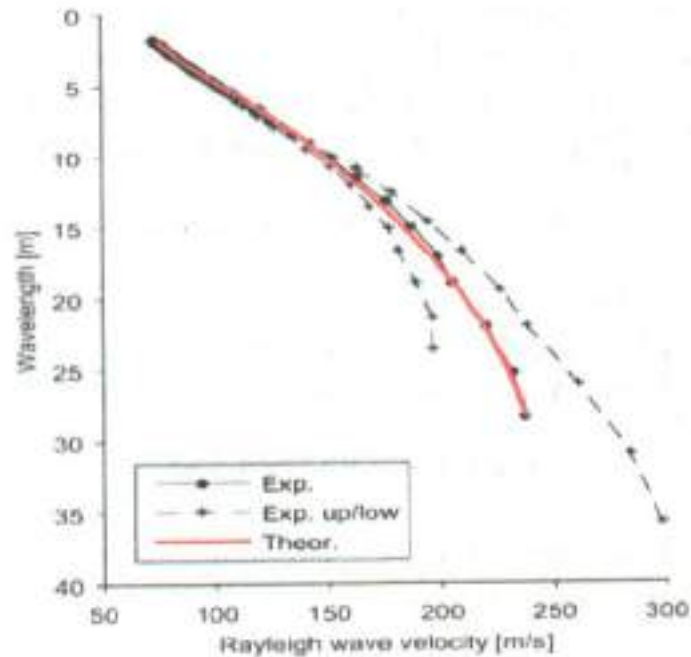
Proses inversi bertujuan untuk mendapatkan profil gelombang geser yang berguna dalam interpretasi lapisan bawah permukaan. Proses inversi dimulai dengan membuat *initial model* dengan memasukkan beberapa parameter fisis seperti, jumlah serta kedalaman lapisan, densitas, kecepatan gelombang kompresi dan kecepatan gelombang geser. Dari hasil pembuatan *initial model* ini, dihasilkan kurva dispersi teoretis. Proses inversi dilakukan iterasi dengan mencocokkan kurva dispersi teoretis dengan kurva dispersi eksperimental. Jika kurva dispersi teoretis belum mendekati kurva eksperimental, maka akan dilakukan perhitungan ulang hingga didapatkan nilai *misfit* yang rendah. Dari hasil inversi ini didapatkan profil kecepatan gelombang geser bawah permukaan yang menunjukkan perubahan nilai  $V_s$  terhadap kedalaman.

Inversi yang digunakan pada kali ini merupakan Monte Carlo-based global search yang berfokus pada perhitungan nilai kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) dan ketebalan lapisan ( $h$ ). Sebelum dilakukan inversi, dimasukkan nilai *initial model* dan parameter kontrol berupa kecepatan gelombang geser search-control ( $b_s$ ), ketebalan lapisan search-control ( $b_h$ ) dan iterasi maksimum  $N_{max}$ . Selama proses inversi, parameter  $b_s$  dan  $b_h$  menentukan kisaran kecepatan gelombang geser dan nilai ketebalan setiap lapisan pada setiap iterasi.



Gambar 7.5 Model tanah berlapis untuk analisis inversi

Proses inversi dilakukan pembuatan *initial model* dengan memasukkan beberapa parameter *initial model* berupa  $n$  (jumlah lapisan), thickness (ketebalan lapisan),  $\rho$ ,  $V_s$  dan  $V_p$  pada setiap lapisan, seperti pada gambar 3.5 yang merupakan tahap awal proses inversi. Penentuan nilai kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) berdasarkan penelitian yang diuraikan oleh (Choon B. Park et al., 1999), dimana kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) pada kedalaman  $Z$  diperkirakan 1.09 kali kecepatan fase gelombang Rayleigh ( $C_r$ ) pada frekuensi  $f$ .



Gambar 7.6 Perbandingan kurva dispersi teoretis dan eksperimental

Mulanya inversi dilakukan dengan menghitung kecepatan fase dan panjang gelombang berdasarkan parameter dari *initial model* menggunakan algoritma *fast delta matrix* sehingga didapatkan kurva dispersi teoritis yang kemudian dilakukan evaluasi *missfit* antara kurva teoritis dan eksperimental seperti pada gambar 7.6. Evaluasi *missfit* dihitung melalui persamaan (Olafsdottir, 2019):

$$Missfit = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\sqrt{(C_{e_i} - C_{t_i})^2}}{C_{e_i}} \cdot 100\% \quad (7.10)$$

Dimana  $C_e$  merupakan kecepatan fasa kurva eksperimental,  $C_t$  merupakan kecepatan fasa kurva teoretis dan  $N$  adalah banyaknya data.

Selanjutnya nilai  $V_s$  dan  $h$  tadi diperbarui pada setiap iterasi hing-

ga lapisan  $n + 1$  seperti yang ditunjukkan pada persamaan 3.9 dan 3.10. Nilai kecepatan gelombang geser ( $V$ ) diperbarui dengan menggunakan sampel dari *uniform distribution*  $X_i$  dengan rentan nilai  $\left(-\frac{b_S \cdot V_{S_i}}{100}, \frac{b_S \cdot V_{S_i}}{100}\right)$  yang kemudian ditambahkan ke elemen  $V_{S_i}$ .

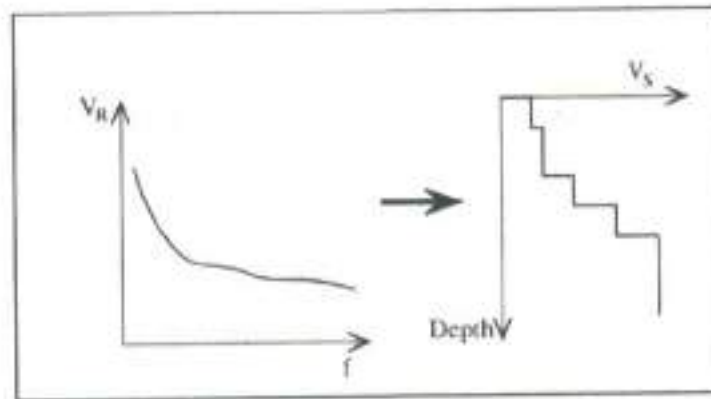
$$Vs\ test_i = V_{S_i} + X_i \quad (i = 1, 2, \dots, n+1) \quad (7.11)$$

Nilai ketebalan layar juga diperbarui dengan cara yang sama yaitu menambahkan sampel dari *uniform distribution*  $Y_i$  dengan rentan nilai  $\left(-\frac{b_h \cdot h_i}{100}, \frac{b_h \cdot h_i}{100}\right)$  pada setiap lapisan *finite-thickness* ke  $h_i$ .

$$h\ test_i = h_i + Y_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (7.12)$$

Setiap nilai parameter diperbarui, dilakukan evaluasi *misfit* ulang menggunakan persamaan 7.10, proses ini dilakukan berulang hingga iterasi ke  $N_{max}$ . Setelah iterasi selesai, didapatkan nilai *misfit* minimum yang kemudian dilakukan plot  $V_i$  dan  $h$ . Kurva kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman inilah yang merupakan profil kecepatan gelombang geser ( $V_i$  profile).

Inversi berguna untuk menentukan profil kecepatan di lingkungan dengan kekakuan yang berbeda. Prosedur variabilitas parameter model berlanjut hingga didapatkan tumpang tindih terbaik antara kurva teoritis dan kurva eksperimental dalam rentang yang ditetapkan selama fase *picking*. Hasil *overlay* antara kurva teoritis dan kurva eksperimental ditentukan dengan nilai *misfit* minimum. Jika nilai *misfit* minimum yang diperoleh maka proses dapat dilanjutkan, jika tidak maka dilakukan proses *picking* citra dispersi kembali. Dalam proses inversi, kurva dispersi teoritis harus sedekat mungkin dengan kurva dispersi eksperimental agar diperoleh solusi yang baik dari data gelombang permukaan yang sesuai dengan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya (Foti, 2000).



Gambar 7.7 Proses Inversi (Foti, 2000)

Setelah serangkaian tahap inversi tersebut, didapatkan profil kecepatan gelombang geser yang merepresentasikan kekerasan batuan di bawah sub-permukaan.

Kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) merupakan salah satu parameter kekakuan tanah yang penting dalam menganalisis respon dinamik tanah. Penentuan parameter dinamik tanah ini didapatkan dari pengujian lapangan metode seismik, seperti *cross-hole* dan *Multi-channel Analysis of Surface Waves (MASW)* (Ariestianty et al., 2009).

Kecepatan gelombang geser berkaitan dengan kekakuan dari struktur tanah, yang biasanya digunakan untuk mengetahui jenis lapisan tanah pada *near-surface*. Kecepatan gelombang geser juga berkaitan dengan kekerasan batuan. Semakin tinggi nilai kecepatan gelombang gesernya, maka semakin padat batuan tersebut, begitu juga sebaliknya. Hal ini dapat dilihat pada tabel 7.1 yang memperlihatkan nilai kecepatan gelombang kompresi ( $V_p$ ) dan kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) untuk beberapa jenis material.

Tabel 7.1 Nilai  $V_p$  dan  $V_s$  pada berbagai material dekat permukaan (Foti et al., 2014)

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

$V_{s_{30}}$  merupakan kecepatan gelombang geser rata-rata sampai 30 meter di bawah permukaan.  $V_{s_{30}}$  merupakan data yang penting dan paling banyak digunakan dalam teknik geofisika untuk menentukan karakteristik struktur bawah permukaan hingga kedalaman 30 meter (Rošer & Gosar, 2010). Nilai ini digunakan dalam penentuan klasifikasi batuan berdasarkan kekuatan getaran gempa akibat efek tapak lokal serta keperluan perancangan bangunan tahan gempa. Hanya pada lapisan-lapisan batuan sampai kedalaman 30 meter saja yang menentukan pembesaran gelombang gempa. Nilai  $V_{s_{30}}$  dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan (7.13) (Wangsadinata, 2006):

$$V_{s_{30}} = \frac{\sum_{i=1}^m t_i}{\sum_{i=1}^m \frac{t_i}{V_{s_i}}} \quad (7.13)$$

di mana :

- $i$  = indeks perlapisan
- $m$  = jumlah lapisan hingga kedalaman 30 m
- $t_i$  = ketebalan lapisan ke- $i$  (m)
- $V_{s_i}$  = kecepatan gelombang lapisan ke- $i$  (m/s)

Hal ini juga digunakan BSN untuk mengklasifikasikan situs menurut jenis tanah menjadi lima kategori berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 meter seperti pada tabel 7.2 yang mana berdasar pada standar nasional Indonesia (SNI).

Tabel 7.2 Klasifikasi kelas situs (Badan Standardisasi Nasional, 2012)

Kelas situs	$V_s$ (m/s)	$\bar{N}$	$S_u$ (kPa)
SA (batuan keras)	>1500	N/A	N/A
SB (batuan)	750 sampai 1500	N/A	N/A
SC (tanah keras, sangat padat dan batuan lunak)	350 sampai 750	>50	$\geq 100$
SD (tanah sedang)	175 sampai 350	15 sampai 50	50 sampai 100
SE (tanah lunak)	<175	<15	<50
	Atau setiap profil tanah yang mengandung lebih dari 3 m tanah dengan karakteristik sebagai berikut : - Indeks plastisitas, $PI > 20$ , - Kadar air, $w \geq 40\%$ , Kuat geser ( <i>Undrained</i> ) $S_u < 25$ kPa		
SF (tanah khusus, yang membutuhkan investigasi geoteknik spesifik dan analisis respons spesifik)	Setiap profil lapisan tanah yang memiliki salah satu atau lebih dari karakteristik berikut: 1. Rawan dan berpotensi gagal atau runtuh akibat beban gempa seperti mudah likuifaksi, lempung sangat sensitif, tanah tersementasi lemah 2. Lempung sangat organik dan/atau gambut (ketebalan $H > 3$ m) 3. Lempung berplastisitas sangat tinggi (ketebalan $H > 7,5$ m dengan Indeks Plastisitas $PI > 75$ ) 4. Lapisan lempung lunak/setengah teguh dengan ketebalan $H > 35$ m dengan $S_u < 50$ kPa		

## BAB 8

# METODE MIKROTREMOR

**SUSILANTO** et al. (2016) menyebutkan salah satu metode yang dapat dilakukan untuk menggambarkan kondisi bawah permukaan bumi adalah melalui pengukuran mikrotremor. Mikrotremor atau getaran tanah menurut Sitorus et al. (2017) merupakan getaran yang disebabkan oleh gangguan buatan atau aktivitas manusia seperti lalu lintas, mesin pabrik, dan sebagainya. Dapat juga disebabkan oleh sumber alami seperti angin dan gelombang laut dengan periode panjang.

Setiap saat, permukaan bumi selalu bergerak pada frekuensi seismik. Getaran *ambient* konstan permukaan bumi ini disebut mikrotremor atau mikroseismik. Klasifikasi getaran *ambient* ini dapat dilihat pada tabel 8.1. Amplitudo mikrotremor dengan beberapa pengecualian, umumnya sangat kecil. Perpindahan berada dalam rentang 10<sup>-4</sup> hingga 10<sup>-2</sup> mm. Oleh karena itu, aktivitas mikrotremor bervariasi

dari waktu ke waktu. Variasi ini sangat kompleks dan tidak teratur, serta tidak berulang (Ipmawan et al., 2019).

**Tabel 8.1** Klasifikasi getaran *ambient* seismik berdasarkan sumbernya (Ipmawan et al., 2019):

Nama	Mikroseismik	Mikrotremor
	Alam	Benda hidup/bergerak
Frekuensi	0,1 - 0,5 ke 1 Hz	0,5 ke 1-10 Hz
Sumber	Gelombang laut	Lalu lintas, industri dan aktivitas manusia
Gelombang tiba	Gelombang permukaan	Gelombang permukaan dan gelombang body
Variasi amplitudo	Terkait dengan badai atau gelombang laut	Siang/malam, akhir pekan

### 8.1. Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Metode HVSR pertama kali diperkenalkan oleh Nogoshi dan Igarashi (1971) yang menggunakan rasio spektral horizontal ke vertikal untuk mendeskripsikan properti situs, yang kemudian dikembangkan oleh Nakamura (1989). Isburhan et al. (2019) dalam penelitiannya menyebutkan bahwa metode ini pada awalnya bertujuan untuk memperoleh informasi bawah permukaan dari pengukuran stasiun tunggal yang awalnya digunakan untuk menyelidiki risiko kegempaan di Jepang. Nakamura (2008) mendeskripsikan konsep dasar dari metode ini adalah perbandingan antara spektrum komponen horizontal dan spektrum komponen vertikal gelombang. Secara teoretis, pergerakan partikel komponen horizontal akan lebih besar dari pergerakan partikel komponen vertikal di tanah lunak, sedangkan di tanah keras kedua komponen tersebut (horizontal dan vertikal) akan memiliki nilai yang sama.

Dalam proses permodelan kurva HVSR, data rekaman getaran yang diperoleh merupakan sinyal dalam domain time, untuk itu dilakukan transformasi fourier untuk setiap time window yang dipilih. Proses transformasi ini dirumuskan sebagai berikut:

$$\begin{aligned} X(f) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cos(2\pi ft) dt - j \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \sin(2\pi ft) dt \quad (8.1) \end{aligned}$$

$X(f)$  adalah fungsi sinyal dalam domain frekuensi,  $x(t)$  adalah fungsi sinyal dalam domain waktu  $-j2\pi ft$  adalah fungsi kernel, dan  $f$  adalah frekuensi. Persamaan (8.1) adalah fungsi yang digunakan untuk mengubah sinyal dari domain waktu ke domain frekuensi (Riantana et al., 2019).

$$X(f)_{EW} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)_{EW} \cos(2\pi ft) dt - j \int_{-\infty}^{\infty} x(t)_{EW} \sin(2\pi ft) dt \quad (8.2)$$

$$X(f)_{NS} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)_{NS} \cos(2\pi ft) dt - j \int_{-\infty}^{\infty} x(t)_{NS} \sin(2\pi ft) dt \quad (8.3)$$

$$X(f)_{UD} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)_{UD} \cos(2\pi ft) dt - j \int_{-\infty}^{\infty} x(t)_{UD} \sin(2\pi ft) dt \quad (8.4)$$

$X(f)_{EW}$ ,  $X(f)_{NS}$  dan  $X(f)_{UD}$  adalah fungsi sinyal dalam domain frekuensi pada komponen *East-West*, *North-South*, dan *Up-Down*. Setiap titik pengukuran getaran akan mendapatkan hasil dari ketiga komponen tersebut (Riantana et al., 2019). Hasil dari transformasi sinyal dari ketiga komponen ini digunakan untuk menganalisis rasio spektral horizontal ke vertikal ( $H/V$ ).

Dua komponen horizontal (*North-South* dan *East-West*) sinyal tersebut kemudian digabungkan dengan kuadrat metode mean, seperti yang ditunjukkan pada persamaan berikut (Harsuko et al., 2020):

$$A_H(f) = \sqrt{\frac{A_{NS}^2(f) + A_{EW}^2(f)}{2}} \quad (8.5)$$

di mana  $A_{NS}(f)$  dan  $A_{EW}(f)$  adalah spektrum amplitudo komponen horizontal *North-South* dan *East-West*, masing-masing. Setelah dua komponen horizontal digabungkan, perhitungan rasio komponen horizontal dan vertikal ( $H/V$ ) dapat dihitung menggunakan persamaan (8.6) (Harsuko et al., 2020).

Asumsi yang digunakan dalam metode ini adalah nilai  $H/V$  di batuan dasar sama dengan satu karena pergerakan partikel komponen horizontal dan gerakan vertikal partikel komponen dalam batuan dasar adalah sama. Metode ini dirumuskan dalam persamaan berikut (Harsuko et al., 2020):

$$HVSR(f) = \frac{A_H(f)}{A_V(f)} \quad (8.6)$$

dimana  $A_H(f)$  adalah spektrum frekuensi komponen horizontal, dan  $A_V(f)$  adalah spektrum frekuensi komponen vertikal. Atau dengan (Liang et al., 2018):

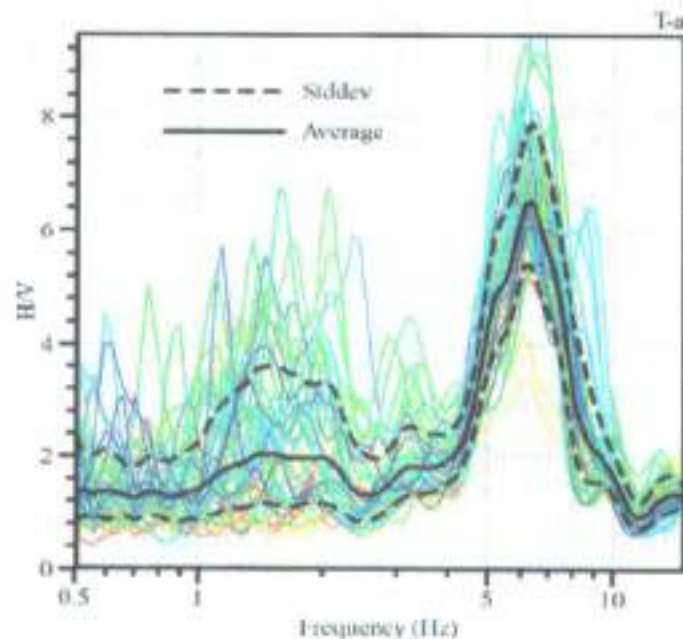
$$HVSR = \sqrt{\frac{S_{NS} \cdot S_{EW}}{S_Z^2(f)}} \quad (8.7)$$

dimana  $S_{NS}$ ,  $S_{EW}$  dan  $S_Z$  masing-masing adalah amplitudo spektrum dari komponen *North-South*, *East-West* dan komponen vertikal (*Up-Down*) (Liang et al, 2018). Setelah mendapatkan nilai  $H/V$  pada setiap frekuensi, dapat diperoleh kurva HVSR dimana sumbu horizontal adalah frekuensi dan sumbu vertikal adalah faktor amplifikasi ( $H/V$ ) (Harsuko et al., 2020). Bentuk kurva HVSR (Gambar 8.1) yang diperoleh sangat bergantung pada kondisi lokal getaran sekitar

yang terekam, yaitu rasio energi gelombang permukaan (*Rayleigh* atau *Love*), kontribusi gelombang body, variasi lateral properti tanah, pola sumber, perangkat akuisisi, dll. Dalam keadaan ini, eliptisitas gelombang *Rayleigh* dapat dideteksi antara puncak frekuensi dasar dan minimum pertama pada frekuensi yang lebih tinggi (Issaadi et al., 2020).

Teknik inversi kurva HVSR tidak hanya untuk mengestimasi kedalaman kontras impedansi tetapi juga parameter elastitas bawah permukaan (misalnya, kecepatan gelombang P dan gelombang S). Permodelan untuk menghitung spektrum amplifikasi gelombang P dan S dengan asumsi gelombang body yang datang secara vertikal pada media berlapis untuk memperkirakan kurva HVSR adalah sebagai berikut (Harsuko et al., 2020):

$$HVSR(f) = \frac{AMP_p(f)}{AMP_s(f)} \quad (8.8)$$



Gambar 8.1 Perbandingan rasio spektral mikrotremor  $H/V$  dari suatu *site* pengukuran (Tian et al., 2019).

di mana  $AMP_p(f)$  dan  $AMP_s(f)$  adalah spektrum amplifikasi dari gelombang P dan S. Dalam struktur satu dimensi, rasio spektral  $H/V$  rata-rata juga dapat digunakan untuk memperkirakan eliptisitas gelombang *Rayleigh*. Bentuk rasio spektral  $H/V$  di sekitar puncak maksimumnya digunakan untuk memperkirakan profil kecepatan gelombang geser ( $V$ ). Beberapa penelitian menerapkan pendekatan ini pada cekungan sedimen dalam, sementara yang lainnya menggunakannya untuk situs dangkal. Metode berbasis eliptisitas ini hanya berlaku untuk situs yang menyajikan kecepatan gelombang S yang kuat antara sedimen dan batuan dasar, ketika sumber dekat (4 hingga 50 kali ketebalan lapisan) dan dekat dengan permukaan (Atashband & Esfanizadeh, 2012). Nilai frekuensi dominan yang diperoleh dari kurva HVSR merepresentasikan frekuensi alami di wilayah tersebut.

Pengukuran mikrotremor menggunakan metode HVSR dapat menghasilkan parameter frekuensi dominan ( $f_0$ ) dan faktor amplifikasi tanah ( $A_0$ ). Dari parameter tersebut, dapat diperoleh parameter turunan lainnya seperti indeks kerentanan tanah, dan *ground shear strain*. Dari kurva HVSR juga dapat dilakukan inversi menggunakan metode ellipticity gelombang *Rayleigh* untuk memperoleh profil kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ).

## 8.2. Frekuensi Dominan Tanah ( $f_0$ )

Frekuensi dominan dapat diperoleh dari grafik  $H/V$  yang dihasilkan dari metode HVSR. Frekuensi dominan ditunjukkan oleh puncak kurva  $H/V$  yang mengindikasikan frekuensi alami dari deposit (Ipmawan et al., 2019). Frekuensi dominan tanah dapat diperoleh menggunakan persamaan (Nakamura, 2000):

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \quad (8.9)$$

Di mana  $f_0$  frekuensi dominan,  $V_s$  kecepatan gelombang geser pada lapisan sedimen dan  $h$  kedalaman batuan dasar (*basement*).

Tabel 8.2 Klasifikasi jenis tanah berdasarkan frekuensi dominan menurut Kanai (Rananda et al., 2020).

Klasifikasi Jenis Tanah	Frekuensi Dominan (Hz)	Pelode Dominan (T)	Klasifikasi	Deskripsi
Jenis I	6,667-20	0,05-0,15	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy, gravel</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, didominasi oleh batuan keras.

Klasifikasi Jenis Tanah	Frekuensi Dominan (Hz)	Periode Dominan (T)	Klasifikasi	Deskripsi
Jenis II	4-10	0,15-0,25	Batuan <i>alluvial</i> dengan ketebalan 5 meter. Terdiri dari <i>sandy-gravel</i> , <i>sandy hard clay</i> , <i>loam</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5-10 meter.
Jenis III	2,5-4	0,25-0,40	Batuan <i>alluvial</i> , dengan ketebalan >5 meter. Terdiri dari <i>sandy-gravel</i> , <i>sandy hard clay</i> , <i>loam</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori tebal, sekitar 10-30 meter.
Jenis IV	<2,5	>0,40	Terdiri dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpur dll. dengan kedalaman 30 meter atau lebih.	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tebal.

Setelah mendapatkan frekuensi dominan ( $f_0$ ), dapat diperoleh pula nilai periode dominan. Nilai periode dominan adalah waktu yang dibutuhkan gelombang mikro untuk merambat melalui lapisan pengendapan sedimen permukaan atau datang melalui salah satu bidang permukaan refleksi, nilai periode yang dominan juga menunjukkan karakter lapisan batuan di suatu area. Nilai periode dominan diperoleh berdasarkan persamaan (Rananda et al., 2020):

$$T_0 = \frac{1}{f_0} \quad (8.10)$$

dimana  $T_0$  adalah periode dominan (s) dan  $f_0$  adalah frekuensi dominan (Hz).

### 8.3. Amplifikasi Tanah ( $A_0$ )

Amplifikasi diperoleh dari puncak kurva  $H/V$  yang dihasilkan dengan metode HVSR. Amplifikasi dipengaruhi oleh kecepatan gelombang S ( $V_s$ ), densitas ( $\rho$ ), kecepatan gelombang P ( $V_p$ ) dan atenuasi gelombang geser ( $Q$ ). Amplifikasi dapat diperoleh menggunakan rumus (Ipmawan et al., 2019):

$$A_0 = \frac{\rho_0 v_0}{\rho_1 v_1} \quad (8.11)$$

di mana,  $\rho_0$  adalah densitas bedrock (gr/ml),  $\rho_1$  adalah densitas batuan lunak (gr/ml),  $v_0$  adalah kecepatan gelombang pada bedrock (m/s) dan  $v_1$  adalah kecepatan gelombang pada batuan lunak (m/s). Jika densitas *basement* dan lapisan permukaan sama, Nakamura (2000) merumuskan faktor amplifikasi sebagai berikut:

$$A_0 = \frac{V_b}{V_s} \quad (8.12)$$

di mana  $A_0$  faktor amplifikasi,  $V_b$  kecepatan gelombang geser pada batuan dasar (*basement*), dan  $V_s$  kecepatan gelombang geser pada lapisan sedimen.

### 8.4. Indeks Kerentanan Seismik ( $K_g$ ) dan *Ground Shear Strain* ( $\gamma$ )

Indeks kerentanan seismik ( $K_g$ ) adalah indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi saat terjadi gempa bumi. Nilai  $K_g$  ini dapat digunakan untuk memprediksi daerah-daerah yang berpotensi mengalami kerusakan bila terjadi gempa bumi (Susilanto et al., 2016). Wilayah dengan indeks kerentanan seismik yang rendah akan memiliki potensi kerusakan yang kecil, sedangkan wilayah dengan indeks kerentanan se-

ismik yang tinggi memiliki potensi mengalami kerusakan besar saat terjadi gempabumi.

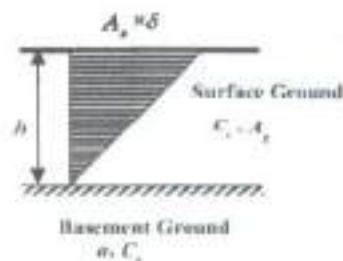
Tabel 8.3 Hubungan regangan dengan sifat dinamis tanah (Nakamura, 1997).

Modulus Geser ( $\gamma$ )	$10^4$	$10^3$	$10^2$	$10^1$	$10^0$
Fenomena	Elastitas	Elasto-plastis	Collapse		
Efek dinamis	Gelombang, getaran	Rekahan, penurunan tanah	Tanah longsor, Pemadatan Tanah (kompaksi), likuifaksi		

Nakamura (2000) mengemukakan bahwa untuk mendapatkan nilai  $K_g$ , regangan geser tanah harus diperhitungkan. Besarnya nilai *shear strain* rata-rata dari *surface ground* dapat diestimasi menggunakan persamaan (Nakamura, 2000):

$$\gamma = A_0 \frac{\delta}{h} \quad (8.13)$$

di mana,  $A_0$  adalah amplifikasi,  $h$  adalah ketebalan lapisan permukaan, dan  $\delta$  adalah *seismic displacement* dari *basement ground* (*basement*). Penyederhanaan bentuk deformasi regangan geser dari lapisan permukaan diperlihatkan pada Gambar 8.2 (Nakamura, 2008).



Gambar 8.2 Deformasi regangan geser dari *surface ground* (Nakamura, 2008).

Nilai kecepatan gelombang geser dari *basement* ( $V_b$ ) dapat diperoleh dari persamaan (8.12) dengan membagi nilai kecepatan gelombang geser lapisan permukaan ( $V_s$ ) dengan faktor amplifikasi ( $A_0$ ). Dari persamaan (8.12), dapat diperoleh nilai frekuensi alami ( $f_0$ ) dari lapisan permukaan, dengan mensubstitusi nilai  $V_b$  dan  $A_0$ , yang dapat diekspresikan sebagai (Nakamura, 2000):

$$f_0 = \frac{V_b}{4A_0h} \quad (8.14)$$

dari persamaan (8.14), nilai ketebalan lapisan permukaan ( $h$ ) diperoleh sebagai berikut:

$$h = \frac{V_b}{4A_0f_0} \quad (8.15)$$

Percepatan  $\alpha_b$  pada batuan dasar (*basement*) dapat ditulis sebagai (Nakamura, 2008):

$$\alpha_b = (2\pi f_0)^2 \delta \quad (8.16)$$

sehingga dari persamaan (8.16), nilai  $\delta$  diperoleh dengan:

$$\delta = \frac{\alpha_b}{(2\pi f_0)^2} \quad (8.17)$$

jika persamaan (8.15) dan (8.17) disubstitusikan ke persamaan (8.13) maka diperoleh persamaan *ground shear strain* ( $\gamma$ ) sebagai berikut:

$$\gamma = \frac{A_0^2 \alpha_b}{f_0 \pi^2 v_b} \quad (8.18)$$

di mana,

$$c = \frac{1}{\pi^2 v_b}; K_\theta = \frac{A_0^2}{f_0} \quad (8.19)$$

dengan mensubstitusi persamaan (8.19) ke persamaan (8.18), maka diperoleh:

$$\gamma = cK_g \alpha_b \quad (8.20)$$

$c$  diperkirakan hampir konstan untuk berbagai lokasi/site (Nakamura, 2000). Jika efisiensi gaya seismik yang diterapkan diasumsikan  $e$  (%) dari gaya statis, regangan geser efektif ( $\gamma_e$ ) dinyatakan sebagai berikut (Nakamura, 2008):

$$\gamma_e = K_g(e) \alpha_b \quad (8.21)$$

$$K_g(e) = e \left( \frac{A_0^2 \alpha_b}{f_0 \pi^2 V_b} \right) \frac{1}{100} \quad (8.22)$$

karena kita dapat menganggap  $V_b = 600$  m/s, diperoleh nilai  $c = \frac{1}{\pi^2 V_b} = 1.69 \times 10^{-6}$  s/cm. Jika diasumsikan  $e=60\%$ , diperoleh persamaan  $K_g$  sebagai berikut (Nakamura, 2008):

$$K_g(e) = \frac{A_0^2}{f_0} \quad (8.23)$$

regangan efektif dapat diestimasi dengan mengalikan  $K_g(e)$  dengan percepatan maksimum dari batuan dasar dalam Gal ( $\text{cm/s}^2$ ) (Nakamura, 2008).  $K_g$  adalah nilai yang sesuai dengan site dan bisa dianggap sebagai indeks kerentanan seismik, yang memperlihatkan titik kerentan dari suatu lokasi (Nakamura, 2000). Ipmawan et al (2018) menyebutkan bahwa ada hubungan linier antara  $K_g$  dan kerusakan akibat gempa bumi. Kerusakan yang disebabkan oleh gempa bumi semakin besar bila nilai  $K_g$  di daerah tersebut lebih tinggi. Regangan efektif ( $\gamma_e$ ) dapat diperkirakan dengan mengalikan nilai  $K_g(e)$  dengan percepatan maksimum batuan dasar dalam Gal ( $\text{cm/s}^2$ ) sebagaimana yang dirumuskan pada persamaan (8.22) (Nakamura, 2008).

## BAB 9

# APLIKASI METODE MIKROTREMOR

### 9.1. Kecepatan Gelombang Geser Pada Kedalaman 30 Meter ( $V_{s_{30}}$ )

$V_{s_{30}}$  adalah kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 m dari permukaan. Nilai  $V_{s_{30}}$  merupakan parameter kuantifikasi *local site effect* yang umum digunakan dalam perhitungan besaran *ground motion* gempa bumi di permukaan sebagai faktor koreksi yang dapat diterapkan secara langsung ataupun diklasifikasikan berdasarkan rentang nilai tertentu. Menurut Rananda et al. (2020), nilai  $V_{s_{30}}$  digunakan untuk menentukan klasifikasi batuan berdasarkan kekuatan getaran yang ditimbulkan akibat efek gempabumi lokal dan digunakan dalam desain bangunan tahan gempabumi. Karakteristik atau sifat batuan sangat dibutuhkan untuk menganalisis sifat dinamis batuan, sehingga kekakuan batuan dan kekuatan geser tanah dapat

ditentukan dengan mengukur kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 meter.

Klasifikasi situs berdasarkan kecepatan propagasi rata-rata gelombang geser ( $\bar{V}_g$ ) dapat dilihat pada Tabel 9.1. Nilai  $V_{s30}$  diperoleh dengan menggunakan persamaan (Rusydi et al., 2018):

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \left( \frac{h_i}{v_i} \right)} \quad (9.1)$$

dengan,  $h_i$  adalah ketebalan lapisan sedimen (m),  $v_i$  adalah kecepatan gelombang geser (m/s) dan  $N$  adalah jumlah lapisan di atas kedalaman 30 m.

## 9.2. Inversi Kurva HVSR

Eliptisitas gelombang *Rayleigh* sebagai fungsi dari frekuensi terkait erat dengan struktur bawah permukaan bumi, yaitu profil kecepatan gelombang geser ( $V_g$ ) dan ketebalan sedimen ( $h$ ) (Hobiger et al., 2009). Eliptisitas gelombang *Rayleigh* merupakan rasio antara gerakan partikel horizontal dan vertikal. Eliptisitas gelombang *Rayleigh* dapat diukur dengan menggunakan sensor seismik tunggal (single mikrotremor). Metode tersebut mengasumsikan bahwa gelombang permukaan mendominasi data mikrotremor dan bentuk kurva  $H/V$  sebagian besar didominasi oleh eliptisitas gelombang *Rayleigh*. Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang terbentuk akibat interferensi gelombang-gelombang pantul P dan SV yang sudut datangnya melebihi sudut kritis. Gerak partikel medium ketika dilewati oleh gelombang ini berbentuk elips dimana merupakan kombinasi dari gerak partikel gelombang P dan SV (Sunardi et al., 2018).

**Tabel 9.1** Klasifikasi situs berdasarkan nilai ( $\bar{V}_s$ ) menurut SNI 1726:2012 (Badan Standardisasi Nasional, 2012)

Kelas Situs	Tipe Batuan	$\bar{V}_s$ (m/s)
A	Batuan keras ( <i>hard rock</i> )	>1500
B	Batuan ( <i>rock</i> )	750-1500
C	Tanah keras, sangat padat dan batuan lunak ( <i>hard soil</i> )	350-750
D	Tanah sedang ( <i>medium soil</i> )	175-350
E	Tanah lunak ( <i>soft soil</i> )	<175

Pada beberapa tahun terakhir, dua teknik yang berbeda telah diterapkan untuk mengurangi kontribusi gelombang *body* dan gelombang *love* dalam perhitungan kurva HVSR. Teknik ini memberikan estimasi yang lebih baik untuk menggambarkan eliptisitas gelombang *Rayleigh*. Kedua teknik tersebut adalah metode HVTFA (*Horizontal to Vertical Time-Frequency Analysis*) dan metode *RayDec*. Teknik HVTFA menggunakan *Continuous Wavelet Transform* untuk mengidentifikasi gelombang P-SV dan menghitung rasio spektral hanya dengan komponen tersebut (Issaadi et al., 2020). Sedangkan Metode *RayDec* menghilangkan semua jenis gelombang kecuali Gelombang *Rayleigh*. Secara umum, hasil *RayDec* lebih dekat ke kurva teoritis daripada metode HVTFA. Namun, *RayDec* tidak bisa mereproduksi nilai eliptisitas yang sangat kecil. Oleh karena itu, sulit menemukan sinyal horizontal berkorelasi dengan sinyal vertikal (Hobiger et al., 2009).

### 9.3. Metode HVTFA (*Horizontal to Vertical Time-Frequency Analysis*)

Metode HVTFA untuk meminimalkan efek dari gelombang *Love* dan gelombang badan. Menurut Fotouhimehr et al. (2020) metode

$H/V$  klasik tidak memberikan estimasi nilai eliptisitas yang reliabel, meskipun estimasi frekuensi resonansinya bagus. Masalah utama dalam mengambil eliptisitas dari rasio spektral  $H/V$  adalah tidak mempertimbangkan energi gelombang badan dan gelombang *Love* yang ada dalam rekaman *ambient noise*. Metode HVTEA (*H/V using time frequency analysis*) mencoba mengurangi pengaruh gelombang SH dengan mengidentifikasi *wavelet* P-SV di sepanjang sinyal dan menghitung rasio spektral untuk *wavelet* ini saja.

Representasi time-frequency dari komponen vertikal dan horizontal dihitung menggunakan CWT (*Continuous Wavelet Transform*) seperti yang didefinisikan oleh persamaan (9.2) untuk fungsi nyata  $x(t)$  sehubungan dengan analisis *wavelet*  $\psi(t)$  (Atashband & Esfanizadeh, 2012).

$$CWT_{(x)(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi \left( \frac{t-b}{a} \right) \cdot dt \quad (9.2)$$

di mana parameter  $a$  adalah parameter dilatasi dan  $b$  adalah parameter translasi. Jika  $t$  adalah waktu, maka skala  $a$  berbanding terbalik dengan frekuensi dan  $b$  adalah parameter translasi dalam fungsi waktu. Fungsi  $\psi(t)(a,b)$  didefinisikan sebagai persamaan (9.3) dan dihasilkan dengan menskalakan dan mentranslasikan *wavelet*  $\psi(t)$ , membentuk sekumpulan *wavelet*, sedangkan lebar *wavelet* dalam domain waktu atau spektral adalah sebanding dengan  $a$ . Serangkaian fungsi seperti itu disebut *wavelet family* (Atashband & Esfanizadeh, 2012).

$$\Psi(t)_{(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi \left( \frac{t-b}{a} \right), \quad (a, b \in \mathbb{R}, a \neq 0) \quad (9.3)$$

kemudian representasi *wavelet* dari kedua komponen horizontal tersebut digabung menjadi satu ( $CWT_H$ ) dengan persamaan sebagai berikut:

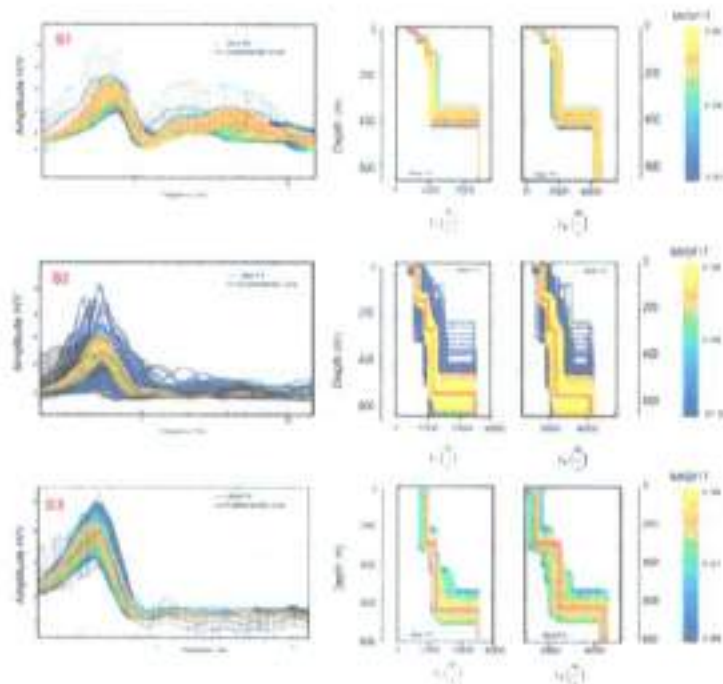
$$|CWT_H| = \sqrt{CWT_{NS}^2 + CWT_{EW}^2} \quad (9.3)$$

di mana  $CWT_{NS}$  dan  $CWT_{EW}$  adalah representasi kompleks dari CWT untuk semua komponen horizontal (Atashband & Esfanizadeh, 2012).

Dalam melakukan inversi HVSR, selain dibutuhkan nilai dari spektrum  $H/V$  juga dibutuhkan beberapa parameter fisis lain (Sutrisno et al., 2013). Parameter-parameter model awal mencerminkan karakteristik dinamis suatu tempat seperti halnya  $V_p$ ,  $V_s$ , *poisson's ratio*, dan *rock density* (Sunardi et al., 2018). Menurut Hakim et al. (2019), parameter input ( $V_p$ ,  $V_s$ , Rasio Poisson, dan kerapatan batuan) tersebut berpengaruh dalam proses iterasi pencocokan kurva atau pendekatan model dengan kondisi aktual. Semakin dekat nilai inisialisasi kondisi lapangan di wilayah studi akan semakin baik model yang dihasilkan. Inversi ini berdasarkan algoritma Neighborhood (Sambridge, 1999) untuk mencari *misfit* minimum. Dari model awal ini, perhitungan *misfit* yang bersesuaian dilakukan menggunakan persamaan (Sunardi et al., 2018):

$$misfit = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \left( \frac{D_i - M_i}{\sigma_i} \right)^2} \quad (9.4)$$

dimana  $N$  adalah jumlah titik data,  $D_i$  adalah data hasil inversi,  $M_i$  adalah model struktur tanah, dan  $\sigma_i$  merupakan standar deviasi dari data hasil inversi dengan  $1 \leq i \leq N$  (Sunardi et al., 2018).

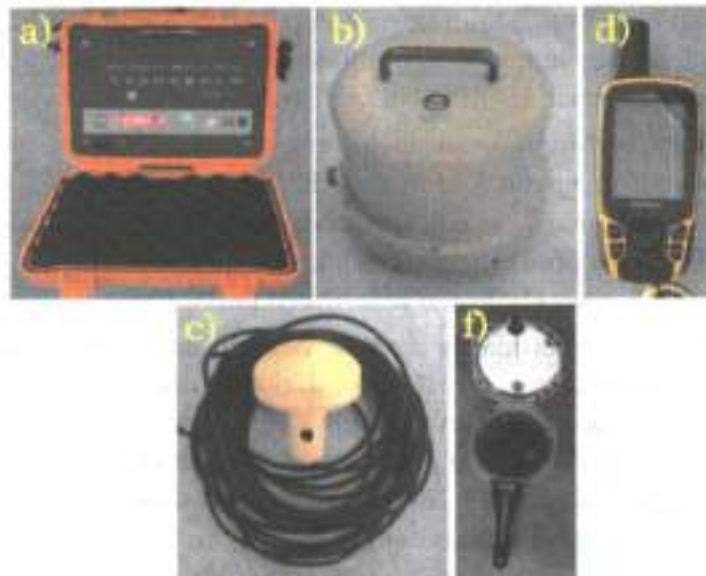


Gambar 9.1 Inversi kurva HVSR (garis hitam) pada beberapa site. Kurva teoretis dan model

yang diuji diwarnai sesuai dengan nilai *misfit*-nya. Hasil inversi terbaik yang bersesuaian dengan kurva HVSR teoritis disorot dengan warna merah (García-Jerez et al., 2019). Profil bawah permukaan yang diperoleh dapat dilihat pada Gambar 9.1. Jika nilai *misfit* yang dihasilkan masih tinggi ( $>1$ ) maka perlu dilakukan perubahan pada parameter model awal. Pada akhirnya, *misfit* dengan nilai terendah ( $0 \leq \text{misfit} < 1$ ) akan digunakan sebagai model terbaik (Sunardi et al., 2018).

#### 9.4. Alat Ukur dan Identifikasi Peubah Mikrotremor

Perangkat peralatan mikrotremor dapat dilihat pada Gambar (9.2)



Gambar 9.2 Perangkat akuisisi data mikrotremor.

Keterangan gambar:

- a. *Digital Portable Seismograph* tipe TDL-303, berfungsi sebagai *digitizer* yang mengubah sinyal analog ke sinyal digital pada setiap titik pengukuran.
- b. Seismometer tipe DS-4A, digunakan untuk mengukur getaran tanah pada setiap titik pengukuran.
- c. GPS yang terhubung dengan *digitizer*, digunakan untuk menentukan waktu pada setiap titik pengukuran.
- d. *Global Positioning System* (GPS) tipe Garmin GMAP64 digunakan untuk menentukan posisi/koordinat pada setiap titik pengukuran.
- e. Kabel untuk menghubungkan *digitizer*, Seismometer dan GPS.
- f. Kompas Geologi, digunakan untuk menentukan arah pada saat memasang seismometer.

Sedangkan perangkat lunak (*Software*) yang kerap kali digunakan dalam metode mikrotremor adalah sebagai berikut:

- a. *DataPro*, berfungsi untuk menampilkan dan mengunduh data hasil akuisisi mikrotremor, untuk diubah dari format *file trace* menjadi format ASCII yakni *miniseed (mseed)*.
- b. *Geopsy*, berfungsi untuk memproses data hasil akuisisi mikrotremor menggunakan metode HVSR berupa proses *windowing* sinyal, *smoothing* dan transformasi sinyal dari domain time ke frekuensi untuk memperoleh kurva spektrum *H/V* serta melakukan proses HVTFE untuk inversi kurva *H/V*.
- c. *Max2curve* (merupakan *software* bawaan dari *geopsy*), digunakan untuk visualisasi histogram dari data mikrotremor sebagai input untuk proses inversi kurva *H/V* menggunakan *dinver*. *Software* ini digunakan untuk mengubah data hasil pengolahan menggunakan metode HVTFE dari *geopsy* dengan format *.max* menjadi kurva eliptisitas dengan format *.hv*.
- d. *Dinver* (merupakan *software* bawaan dari *geopsy*), berfungsi untuk melakukan inversi kurva eliptisitas dari *file max2curve (.hv)* sebelumnya.
- e. *ArcGIS*, berfungsi untuk membuat peta desain titik pengukuran dan peta mikrozonasi.
- f. *Microsoft Office*, yang terdiri atas *Ms. Word* yang berfungsi untuk menyusun laporan hasil penelitian dan *Ms. Excel* untuk membantu dalam perhitungan.

Beberapa besaran fisis sebagai peubah bebas dan tak-bebas dalam perhitungan data mikrotremor dapat dilihat pada tabel 9.2.

Tabel 9.2 Besaran fisis sebagai peubah bebas dan tak-bebas.

No	Peubah/besaran fisis	Dimensi/satuan	Alat ukur
Peubah Bebas			
1	X1: Frekuensi dominan ( $f_d$ )	Dimensi: [T <sup>-1</sup> ] Satuan: Hz	Diidentifikasi dari kurva HVSR
2	X2: Faktor amplifikasi ( $A0$ )	-	Diidentifikasi dari kurva HVSR

No	Peubah/besaran fisis	Dimensi/satuan	Alat ukur
Peubah tak-bebas			
1	Y1: Ground <i>shear strain</i> ( $\gamma$ )	-	Diperoleh dari perhitungan menggunakan persamaan (6.16)
2	Y2: Indeks kerentanan seismik (Kg)	-	Diperoleh dari perhitungan menggunakan persamaan (6.19)
3	Y3: Kecepatan gelombang geser ( $V$ )	Dimensi: [LT <sup>-1</sup> ] Satuan: m/s	Diperoleh dari hasil inversi kurva $H/V$

### 9.5. Prosedur Kerja Metode Mikrotremor

Adapun prosedur kerja metode mikrotremor dibagi menjadi tiga tahapan, sebagai berikut:

1. Akuisisi data. Merupakan proses pengambilan data di lapangan dengan metode seismik pasif, yakni pengukuran mikrotremor. Adapun kriteria pengukuran mikrotremor mengacu pada tabel 9.3.

Tabel 9.3 Syarat akuisisi data mikrotremor berdasarkan *European Research Project (SESAME, 2004)*.

Jenis parameter	Saran yang dianjurkan	
Durasi pengukuran	$f_c$ minimum yang diharapkan (Hz)	Durasi pengukuran minimum yang disarankan (menit)
	0.2	30'
	0.5	20'
	1	10'
	2	5'
	5	3'
	10	2'

Jenis parameter	Saran yang dianjurkan
Jarak pengukuran	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Mikrozonasi: mulai dengan jarak yang besar (misalnya 500 m), dan jika terjadi variasi lateral dari hasil, sempitkan jarak titik pengukuran, misalnya hingga 250 m.</li> <li>2. Respons site tunggal: jangan pernah menggunakan satu titik pengukuran untuk mendapatkan nilai <math>f_0</math>, buat setidaknya tiga titik pengukuran.</li> </ol>
<i>In situ soil-sensor coupling</i>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Tempatkan sensor langsung pada permukaan tanah</li> <li>2. Hindari menempatkan sensor seismograf pada permukaan tanah lunak (lumpur, semak-semak) atau tanah lunak setelah hujan.</li> </ol>
<i>Artificial soil-sensor coupling</i>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Hindari plat/lempengan yang terbuat dari material lunak seperti karet atau busa.</li> <li>2. Pada kemiringan yang curam, di mana sulit untuk mendapatkan sensor dalam keadaan daiar dengan baik, pasang sensor dalam timbunan pasir atau wadah yang diisi pasir.</li> </ol>
Struktur terdekat	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Hindari pengukuran dekat dengan bangunan, gedung bertingkat, dan pohon yang tinggi, jika tiupan angin di atas <math>\pm 5</math> m/s. Kondisi tersebut sangat mempengaruhi hasil analisa HVSR.</li> <li>2. Hindari pengukuran di lokasi tempat parkir, pipa air dan saluran pembuangan.</li> </ol>
Kondisi cuaca	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Angin : Lindungi sensor dari angin (dengan kecepatan lebih dari 5 m/s). Ini membantu jika tidak ada bangunan di sekitarnya.</li> <li>2. Hujan : Hindari pengukuran pada saat hujan lebat. Hujan ringan tidak memberikan gangguan berarti.</li> <li>3. Suhu : Mengecek kondisi sensor dan mengikuti instruksi pabrik</li> <li>4. Gangguan meteorologi: tunjukkan pada lembar lapangan apakah pengukuran dilakukan selama tekanan rendah.</li> </ol>
Gangguan	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Sumber monokromatik: hindari pengukuran mikrotremor dekat dengan mesin, industri, pompa air, generator yang sedang beroperasi, dll.</li> <li>2. Sumber sementara : jika terdapat sumber getar <i>transient</i> (jejak langkah kaki, mobil, motor) tingkatkan durasi pengukuran untuk memberikan jendela/<i>window</i> yang cukup untuk analisis setelah gangguan tersebut hilang.</li> </ol>

2. Prosedur Pengolahan Data. Pengolahan data mikrotremor dalam penelitian ini menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr). Dari hasil pengukuran di lapangan didapatkan data getaran tanah dalam fungsi waktu (*time domain*). Data ini tercatat dalam 3 komponen seismogram, yakni komponen vertikal (*Up-Down*), dan komponen horizontal (*North-South* dan *East-West*). *Raw data* yang diperoleh masih dalam bentuk *hexadecimal* sehingga harus diubah ke format ASCII yakni format *miniseed* (*mseed*) menggunakan *software datapro*. Adapun tahapan pengolahan data adalah sebagai berikut:
  - a. Perhitungan nilai frekuensi dominan ( $f_0$ ) dan faktor amplifikasi ( $A_0$ )

Untuk memperoleh nilai frekuensi dominan ( $f_0$ ) dan faktor amplifikasi ( $A_0$ ), digunakan perangkat lunak *Geopsy* versi 3.3.3 dengan metode HVSr, hal ini bertujuan untuk memperoleh kurva *H/V* dari rekaman mikrotremor yang telah di-*input* sebelumnya. Dari puncak kurva *H/V*, diperoleh nilai frekuensi dominan ( $f_0$ ) dan faktor amplifikasi ( $A_0$ ). Pada tahap ini, dilakukan pengaturan beberapa parameter yakni *time range*, *window length*, pemilihan *window*, *smoothing data*, serta *fourier transform* untuk memperoleh kurva spektrum *H/V*. Adapun tahapan rincinya adalah sebagai berikut:

- Meng-*input* data *file* rekaman mikrotremor dalam format *miniseed* ke dalam *software Geopsy*.
- Melakukan *windowing signal*. *Windowing* ini bertujuan untuk memisahkan antara sinyal mikrotremor dengan *event transien* (seperti aktivitas manusia berupa kendaraan, langkah kaki, aktivitas industri dll yang dianggap *noise*). Pemilihan lebar *window* sangat menentukan target frekuensi rendah yang hendak dicapai. Hal tersebut didasarkan pada aturan SESAME (2004), yang dirumuskan sebagai berikut:

$$l_w = \frac{10}{f_0} \quad (9.6)$$

di mana  $l_w$  adalah panjang *window* dan  $f_0$  adalah frekuensi dominan.

- Melakukan *smoothing* data menggunakan fungsi Konno & Ohmachi dengan besar koefisien *bandwidth* 40 dan lebar 5%, yang ditentukan oleh fungsi berikut:

$$Wb(f, f_c) = \left( \frac{\sin(b \log_{10}(\frac{f}{f_c}))}{b \log_{10}(\frac{f}{f_c})} \right)^4 \quad (9.7)$$

di mana  $f$  adalah frekuensi,  $f_c$  adalah frekuensi sentral tempat *smoothing* dilakukan,  $b$  adalah koefisien *bandwidth* (Konno & Ohmachi, 1998). Fungsi *smoothing* Konno & Ohmachi sangat disarankan untuk analisis frekuensi karena memastikan titik bilangan konstan pada frekuensi rendah dan tinggi (Geopsy, 2012).

- Melakukan transformasi *fourier* pada sinyal yang di-*input* untuk mengubah domain sinyal dari waktu ke frekuensi. Dari hasil transformasi, diperoleh spektrum *fourier* komponen horizontal dan vertikal. Untuk memperoleh spektrum *H/V*, dilakukan perhitungan yang mengacu pada persamaan (2.10), yakni dengan merata-ratakan dengan akar komponen *east-west* dan *nort-south* kemudian dibagi dengan akar kuadrat spektrum *fourier* komponen vertikal (*up-down*). Dari kurva spektrum *H/V* diperoleh nilai frekuensi dominan ( $f_0$ ) dan nilai faktor amplifikasi tanah ( $A_0$ ). Sebaran nilai  $f_0$  dan  $A_0$  yang diperoleh kemudian di petakan menggunakan *software ArcGIS* untuk mengetahui distribusi nilainya di wilayah penelitian.

b. Perhitungan nilai indeks kerentanan seismik (kg)

Nilai indeks kerentanan seismik (Kg) pada semua titik pengukuran diperoleh dengan menggunakan persamaan (2.29), yakni dengan mengkuadratkan faktor amplifikasi tanah ( $A_0$ ) dibagi dengan

frekuensi dominan ( $f_d$ ). Nilai-nilai indeks kerentanan seismik yang diperoleh kemudian di petakan menggunakan *software ArcGIS* untuk mengetahui distribusi nilai indeks kerentanan seismik di daerah penelitian.

c. Perhitungan nilai *ground shear strain* ( $\gamma$ )

Perhitungan nilai *ground shear strain* ( $\gamma$ ) pada semua titik pengukuran mengacu pada persamaan (2.27), yaitu dengan mengalikan nilai indeks kerentanan seismik ( $K_g$ ) dengan nilai *peak ground acceleration* (PGA) yang diperoleh dari *website* resmi Kementerian PUPR. Nilai *ground shear strain* ( $\gamma$ ) yang diperoleh dari hasil perhitungan kemudian dipetakan menggunakan *software ArcGIS* untuk mengetahui distribusi *ground shear strain* ( $\gamma$ ) di daerah penelitian.

d. Inversi kurva *H/V* untuk estimasi profil kecepatan gelombang geser ( $V_s$ )

Dalam penelitian ini, estimasi profil kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) diperoleh dengan pemodelan/inversi kurva *H/V* menggunakan *software Dinver*. Adapun tahapan rincinya adalah sebagai berikut:

- Melakukan ekstraksi data mikrotremor dengan metode *Horizontal to Vertical Time-Frequency Analysis* (HVTFA) pada *software geopsy*. Metode ini bertujuan untuk mendapatkan kurva eliptisitas gelombang *Rayleigh*, yakni rasio antara gerakan partikel horizontal dan vertikal. Simpan hasil ekstraksi dari *geopsy* dengan format *.max* untuk selanjutnya digunakan sebagai *input* pada *software max2curve*.
- Menginput *file .max* pada *software max2curve* untuk menampilkan kurva eliptisitas, lalu menyimpan dengan format *.hv*.
- Membuka *software dinver* dan memasukan *initial model* berupa parameter kecepatan gelombang kompresi ( $V_p$ ) dalam m/s, kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) dalam m/s, *poisson's*

*ratio*, dan densitas batuan dalam  $\text{kg/m}^3$ . Selanjutnya adalah memasukkan kurva HVSR hasil observasi. Dalam penelitian ini, dilakukan iterasi untuk memperoleh kurva eliptisitas dengan nilai *misfit* terkecil, hal ini mengacu pada persamaan (2.36).

- Setelah diperoleh hasil inversi kurva eliptisitas, maka dapat diperoleh model profil kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) paling sesuai setelah penentuan *misfit* minimum, yang selanjutnya digunakan dalam penentuan nilai  $V_{s_{30}}$  serta ketebalan sedimen ( $h$ ).

#### e. Interpretasi Data

Interpretasi hasil pengolahan data mikrotremor berupa penggambaran dan penafsiran data berupa peta sebaran nilai frekuensi dominan ( $f_0$ ), amplifikasi tanah ( $A_0$ ), indeks kerentanan seismik (Kg), *ground shear strain* ( $\gamma$ ), profil kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 m ( $V_{s_{30}}$ ) dan ketebalan sedimen ( $h$ ) sehingga didapatkan informasi keadaan bawah permukaan.

## DAFTAR PUSTAKA

- Akhmadi, Rahmitha, & Wahyu, Y. F. M. (2018). Impact of Climate Change on Households in the Indonesian CBMS Area. *The SMERU Research Institute*, 8(3), 281–288.
- Ariestianty, S. K., Taha, M. R., Nayan, K. A. M., & Chik, Z. (2009). Penentuan modulus geser tanah menggunakan metode analisis multi channel gelombang permukaan. *Jurnal Ilmiah Semesta Teknik*, 12(2), 185–198.
- Asten, M. W., & Hayashi, K. (2018). Application of the Spatial Auto-Correlation Method for Shear-Wave Velocity Studies Using Ambient Noise. *Surveys in Geophysics*, 39(4), 633–659. <https://doi.org/10.1007/s10712-018-9474-2>
- Atashband, S., & Efsanizadeh, M. (2012). Effects Evaluation of Ambi-

ent Vibration Recording Conditions on HVTFA Results. *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*.

- Badan Standardisasi Nasional. (2012). Tata cara perencanaan ketahanan gempa untuk struktur bangunan gedung dan non gedung. *In BSN*. <https://doi.org/10.1080/0893569032000131613>
- Butler, D. K. (2005). *Near-surface Geophysics* Edited by. <http://segdl.org/>
- Clement, W. P. (2021). Geophysical Site Characterization. *In Encyclopedia of Geology* (2nd ed.). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-409548-9.11993-1>
- Das, B. M., & Ramana, G. V. (2010). *Principles of Soil Dynamics* (Second Edi). Cengage Learning.
- Dobrin, M. B. (1988). Introduction to geophysical prospecting. 3rd edition. *In Introduction to geophysical prospecting*. 3rd edition.
- Foti, S. (2000). Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves. *Politecnico Di Torino Ph D Dissertation*, 42, 315–323.
- Foti, S., Lai, C., Rix, G. J., & Strobbia, C. (2014). Surface Wave Methods for Near-surface Site Characterization. *In Surface Wave Methods for Near-surface Site Characterization*. <https://doi.org/10.1201/b17268>.
- Fotouhimehr, M., Shabani, E., Cornou, C., & Azmi, P. (2020). Ambient noise wave field decomposition and shear-wave velocity retrieval in the South of Tehran, Iran and in the Colfiorito basin, Italy. *Journal of Applied Geophysics*, 104224. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104224>

- García-Jerez, A., Seivane, H., Navarro, M., Martínez-Segura, M., & Piña-Flores, J. (2019). Joint analysis of Rayleigh-wave dispersion curves and diffuse-field HVSR for site characterization: The case of El Ejido town (SE Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 121(June 2018), 102–120. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.02.023>
- Hakim, A. C., Pramono, S., Warnana, D. D., Rochman, J. P. G. N., & Rahmatullah, F. S. (2019). Determination of Ground Profile and Peak Surface Acceleration (PSA) using single station microtremor Inversion method for earthquake hazard zonation of Lombok Island. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 389(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/389/1/012045>
- Harsuko, M. R. C., Zulfakriza, Nugraha, A. D., Sarjan, A. F. N., Widiyantoro, S., Rosalia, S., Puspito, N. T., & Sahara, D. P. (2020). Investigation of Hilbert – Huang Transform and Fourier Transform for Investigation of Hilbert – Huang Transform and Fourier Transform for Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Analysis : Understanding the Shallow Structure in Mataram City , Lombok , Indon. *Frontiers in Earth Science*, 8(334). <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00334>
- Hayashi, K., Cakir, R., & Walsh, T. J. (2013). Using two-station microtremor array method to estimate shear-wave velocity profiles in Seattle and Olympia, Washington. *26th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2013*, SAGEEP 2013, 2009, 442–451. <https://doi.org/10.4133/sageep2013-159.1>
- Hobiger, M., Bard, P. Y., Cornou, C., & Le Bihan, N. (2009). Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the

random decrement technique (RayDec). *Geophysical Research Letters*, 36(14). <https://doi.org/10.1029/2009GL038863>

Ipmawan, V. L., Permanasari, I. N. P., & Siregar, R. N. (2019). Spatial Analysis of Seismic Hazard Based on Dynamical Characteristics of Soil in Kota Baru, South Lampung. *Journal of Science and Application Technology*, 2(1), 169–175. <https://doi.org/10.35472/281437>

Issaadi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A., Galiana-Merino, J. J., & Layadi, K. (2020). A shear-wave velocity model in the city of Oued-Fodda (northern Algeria) from Rayleigh wave ellipticity inversion. *Applied Sciences (Switzerland)*, 10(5). <https://doi.org/10.3390/app10051717>

Kearey, P., & Brooks, M. (1991). An introduction to geophysical exploration. 2nd edition. *In An introduction to geophysical exploration*. 2nd edition.

Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228–241. <https://doi.org/10.1785/bssa0880010228>

Liang, D., Gan, F., Zhang, W., & Jia, L. (2018). The application of HVSR method in detecting sediment thickness in karst collapse area of Pearl River Delta, China. *Environmental Earth Sciences*, 77(6), 1–9. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7439-x>

Mark, E. E. (2013). *Near-surface Applied Geophysics*.

Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceedings of the 12th*

org/10.1061/41095(365)130

- Park, Choon B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Multichannel Analysis of Surface Waves. *Geophysics*, 64(3), 800–808. <https://doi.org/10.1190/1.1444590>
- Park, Choon Byong, Miller, R. D., & Miura, H. (2002). Optimum field parameters of an MASW survey. *Proceedings of the Society of Exploration Geophysicists (SEG) Japan Tokyo*, 22, 23.
- Park, Choon Byong, Miller, R. D., & Xia, J. (1998). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. *1998 SEG Annual Meeting*. <https://doi.org/10.1190/1.1820161>
- Poggi, V., Fäh, D., Burjanek, J., & Giardini, D. (2012). The use of Rayleigh-wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: Application to the city of Lucerne, Switzerland. *Geophysical Journal International*, 188(3), 1154–1172. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05305.x>
- Putti, S. P., & Satyam, N. (2020). Evaluation of Site Effects Using HVSR Microtremor Measurements in Vishakhapatnam (India). *Earth Systems and Environment*, 4(2), 439–454. <https://doi.org/10.1007/s41748-020-00158-6>
- Rananda, E., Prabowo, L., Prabowo, A. P., Rasimeng, S., & Yogi, I. B. S. (2020). Analysis and Zonation of Land Vulnerability Areas in Pekon Karangrejo Ulubelu Tanggamus Using Microzonation Method. *Jurnal Geofisika*, 18(1), 14. <https://doi.org/10.36435/jgf.v18i1.420>
- Rasimeng, S., Laksono, A., & Rustadi. (2018). Interpretasi Nilai Kecepatan Gelombang Geser ( $V_{s_{30}}$ ) Menggunakan Metode Seismik Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) Un-

*World Conference on ...*, May, Paper no. 2656. [http://www.sdr.co.jp/papers/n\\_tech\\_and\\_application.pdf](http://www.sdr.co.jp/papers/n_tech_and_application.pdf)

- Nakamura, Y. (2008). On The H/V Spectrum. *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*.
- Nazarian, S., Stokoe, K. H., & Hudson, W. R. (1983). Use of Spectral Analysis of Surface Waves Method for Determination of Moduli and Thicknesses of Pavement Systems. *Transportation Research Record*, 38–45.
- Olafsdottir, E. A. (2019). *Multichannel Analysis of Surface Waves for Soil Site Characterization*. 308.
- Olafsdottir, E. A., Bessason, B., & Erlingsson, S. (2018). Combination of dispersion curves from MASW measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 113. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.05.025>
- Olafsdottir, E. A., Erlingsson, S., & Bessason, B. (2018). Tool for analysis of Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) field data and evaluation of shear wave velocity profiles of soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 55(2). <https://doi.org/10.1139/cgj-2016-0302>
- Park, Choon B. (1995). Characterization of Geotechnical Sites by Multi-Channel Analysis of Surface Waves (MCASW). *KGS Fall*, 95, 141–148.
- Park, Choon B. (2013). MASW for geotechnical site investigation. *The Leading Edge*, 32(6), 656–662.
- Park, Choon B., & Carnevale, M. (2010). *Optimum MASW Survey—Revisit after a Decade of Use* (pp. 1303–1312). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0268\(2010\)1303:1303](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0268(2010)1303:1303)

- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm — I. Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, 138, 479–494.
- SESAME. (2004). Guidelines For The Implementation Of The H/V Spectral Ratio Technique On Ambient Vibrations Measurements, Processing And Interpretation. *SESAME European research project*.
- Simanjuntak, A. B., Yuliyanto, G., Harmoko, U., Vkrzhg, U., Wkh, W., Ri, Y., Kdyh, X., Iuhtxhqf, G., Wkh, P., Ri, Y., Jurxqg, S., Kecamatan, F., Kabupaten, A., & Utara, N. (2017). Analisis resiko kebencanaan gempa bumi data mikrotremor di Desa Fulolo Kecamatan Alasa Kabupaten Nias Utara. *Youngster Physics Journal*, 6(4), 360–367.
- Sitorus, N., Purwanto, S., & Utama, W. (2017). Analisis Nilai Frekuensi Natural dan Amplifikasi Desa Olak Alen Blitar Menggunakan Metode Mikrotremor HVSR. *Jurnal Geosaintek*, 3(2), 89. <https://doi.org/10.12962/j25023659.v3i2.2962>
- Society, A. (n.d.). *Everett 2013 Near-surface Applied Geophysics 1107018773\_geophys.pdf* VN - readcube.com. e:%5CIIHLA%5CPROYECTO ARSENICO%5CBibliografia As%5CORDERNAR%5CGeofisica%5CLibros ordenar%5CEverett 2013 Near-surface Applied Geophysics 1107018773\_geophys.pdf
- Sunardi, B., Naimah, S., Haryoko, U., Rohadi, S., Sulastri, & Rasmid. (2018). Vs30 Mapping and Soil Classification in The Southern Part of Kulon Progo Using Rayleigh Wave Ellipticity Inversion. *Journal of Geospatial Information Science and Engineering*, 1(2), 58–64.

- tuk Memetakan Daerah Rawan Gempa Bumi Di Kota Bandar Lampung. *Jurnal Geofisika Eksplorasi*, 3(3).
- Reynolds, J. M. (1997). An introduction to applied and environmental geophysics. In *An introduction to applied and environmental geophysics*. <https://doi.org/10.1071/pvv2011n155other>
- Riantana, R., Darsono, & Triyono, A. (2019). Design of Microtremor Monitoring Tools Using Accelerometer Sensor On Android Mobile to Determine the Natural Building Frequency in UNS Library. *Journal of Physics: Conference Series*, 1204(1). <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1204/1/012103>
- Richart, F. E., Hall, J. R., & Woods, R. D. (1970). Vibrations of soils and foundations. In *Prentice Hall*.
- Rošer, J., & Gosar, A. (2010). Determination of  $V_{s30}$  for seismic ground classification in the ljubljana area, Slovenia. *Acta Geotechnica Slovenica*, 7(1), 61–76.
- Rosyidi, S. A. P. (2013). Metode Analisis Gelombang Permukaan Untuk Penyelidikan Sub-Permukaan. *LP3M - Universitas Muhammadiyah Yogyakarta*.
- Rosyidi, S. A. P. (2015). Pemetaan Daya Dukung Tanah Dan Diskontinuitas Struktur Tanah Dasar Menggunakan Metode Multi Channel Analysis of Surface Waves (MASW). *Seminar Nasional Teknik Sipil V Tahun*, 2004, 161–169.
- Rusydi, M., Efendi, R., Sandra, & Rahmawati. (2018). Earthquake Hazard Analysis Use  $V_{s30}$  Data in Palu. *Journal of Physics: Conference Series*, 979(1). <https://doi.org/10.1088/1742-6596/979/1/012054>

- Susilanto, P., Ngadmanto, D., Hardy, T., & Pakpahan, S. (2016). Penerapan Metode Mikrotremor HVSR untuk Penentuan Respons Dinamika Kegempaan di Kota Padang. *Jurnal Lingkungan Dan Bencana Geologi*, 7(2), 79–88.
- Sutrisno, W. T., Santosa, B. J., & Warnana, D. D. (2013). Profiling Kecepatan Gelombang Geser ( Vs ) Menggunakan Inversi Spektrum Horizontal-To-Spectral Ratio (HVSR). *Jurnal Teknik Pomits*, 1(1), 1–6.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Tian, B., Du, Y., You, Z., & Zhang, R. (2019). Measuring the sediment thickness in urban areas using revised H / V spectral ratio method. *Engineering Geology*, 260. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105223>
- W.M Telford, L.P. Geldart, R. E. S. (2004). *Applied Geophysics, Second Edition* by W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff (z-lib.org).pdf.
- Wangsadinata, W. (2006). *Perencanaan Bangunan Tahan Gempa Berdasarkan SNI 1726-2002*. Shortcourse HAKI.



**Erfan Syamsuddin.** Lahir di Soppeng, pada tanggal 3 September 1967 menyelesaikan pendidikan di Sekolah Menengah Atas, Jurusan IPA di SMA Negeri 1 Watansoppeng pada tahun 1986. Kemudian melanjutkan Pendidikan, antara lain: tingkat Sarjana (S1) pada Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FMIPA) Jurusan Fisika Universitas Hasanuddin, di Makassar; Program Pasca Sarjana (S2) di Institut Teknologi Bandung (ITB) Jurusan Fisika, KBK Fisika Bumi pada tahun 1997 di Bandung, Jawa Barat; dan pendidikan doctoral (S3) pada Faculty of Engineering, Computer and Mathematical Sciences di School of Civil, Environmental and Mining Engineering, bidang Geotechnical Engineering, di the University of Adelaide, Australia pada tahun 2011. Kompetensi dan kajian penulis berfokus pada geofisika dekat permukaan (*near surface geophysics*) untuk aplikasi pada masalah-masalah lingkungan dan kegeoteknikan. Sebelum menjadi dosen tetap pada departemen geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin, penulis pernah bekerja sebagai project controller pada perluasan pabrik PT. Semen Tonasa, Tbk. pada tahun 1995. Sekarang ini, penulis menjabat sebagai Sekertaris Departemen Geofisika FMIPA Unhas dan Ketua komisariat Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI) wilayah Sulawesi Selatan dan Barat.



**M A Hamzah Assegaf.** Lahir di Makassar, pada tanggal 29 September 1967 menyelesaikan pendidikan di Sekolah Menengah Atas, Jurusan IPA di SMA Negeri 2 Makassar pada tahun 1986. Kemudian melanjutkan Pendidikan, antara lain: tingkat Sarjana (S1) pada Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FMIPA) Jurusan Fisika Universitas Hasanuddin, di Makassar; Program Pasca Sarjana (S2) dan doctoral (S3) pada bidang Civil Engineering di Kyoto University, Kyoto, Japan. Penulis adalah dosen tetap pada departemen geofisika FMIPA UNHAS dan sekarang ini menjabat sebagai Ketua Departemen Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin.



Gedung UPT Unhas Press  
Kampus Unhas Tamalanrea, Jl. Perintis Kemerdekaan Km.10  
e-mail: unhaspresa@gmail.com  
Makassar

ISBN 978-979-530-350-3

