

METODE ANALISIS Gelombang Permukaan

UNTUK PENYELIDIKAN
SUB-PERMUKAAN



Sri Atmaja P. Rosyidi, Ph.D.

**Metode Analisis
Gelombang Permukaan
untuk Penyelidikan
Sub-Permukaan**

Sri Atmaja P. Rosyidi, Ph.D.

Metode Analisis Gelombang Permukaan untuk Penyelidikan Sub-Permukaan

Sri Atmaja P. Rosyidi, Ph.D.
LP3M-UMY | 2013

**Metode Analisis
Gelombang Permukaan
untuk Penyelidikan
Sub-Permukaan**

Sri Atmaja P. Rosyidi, Ph.D.
LP3M - UMY
September 2013-09-20

Desain: Joko Supriyanto
Diterbitkan oleh Lembaga Penelitian, Publikasi
Penerbitan, dan Pengabdian Masyarakat
Umniversitas Muhammadiyah Yogyakarta
Yogyakarta – 2013, September
21 x 29.7cm / 219

ISBN 978-602-7577-24-4



9 786027 577244

Prakata

Pengantar

Alhamdulillah, puji syukur dipanjatkan ke hadirat Allah SWT yang telah melimpahkan karunia dan hidayahNya, sehingga penulis telah diberikan anugerah yang tak terkira untuk bisa menyelesaikan buku teks ini dengan nama: “Metode Analisis Gelombang Permukaan untuk Investigasi Sub-Permukaan”. Buku ini merupakan bagian dari publikasi yang dilakukan oleh penulis untuk memperkenalkan lebih luas mengenai metode gelombang seismik permukaan sebagai pengujian tanpa merusak (non-destructive testing, NDT) di bidang keteknikan. Teknologi NDT berbasis gelombang seismik permukaan telah mulai dikembangkan sebagai salah satu teknik penyelidikan tanah yang handal sejak tahun 1980, namun teknologi ini masih sangat jarang diimplementasikan di Indonesia. Berdasarkan pengalaman keilmuan dan catatan dari berbagai penelitian yang dilakukan oleh penulis sejak tahun 2001 dalam bidang metode analisis gelombang permukaan, buku ini telah ditulis dan dihasilkan.

Motivasi: Al Qur'an dan Sains Kebumihan

*” Dan diantara tanda -tanda kekuasaanNya ialah bahwa Dia mengirimkan **angin** sebagai pembawa berita gembira dan untuk merasakan kepadamu sebagian dari rahmatNya dan supaya kapal dapat berlayar dengan perintahNya dan supaya kamu dapat mencari karuniaNya, mudah-mudahan kamu bersyukur.” (Ar Ruum : 46)*

Mencoba menafsirkan ayat ini dan mempelajarinya berdasarkan landasan ilmu pengetahuan khususnya dalam bidang geo-kebencanaan dan teknik seismik untuk penyelidikan tanah, kata “angin” dalam ayat Ar Ruum (46) yang ditafsirkan dan dimaknai oleh penulis sebagai “gelombang”. Kita dapat merasakan kedekatan makna “angin” dalam ayat ini sebagai “gelombang”. Gelombang merupakan fenomena fisika alam yang diciptakan oleh Allah SWT sebagai bagian dari ayat-ayatNya yang membuktikan tanda-tanda kekuasaanNya.

Terdapat elemen gelombang bunyi yang dapat membawa elemen suara melalui transmisi bunyinya, bahkan setelah ditemukan gelombang radio maupun elektromagnetik yang selanjutnya digunakan untuk transmisi audio visual. Demikian juga, dengan gelombang seismik, yang dihasilkan oleh

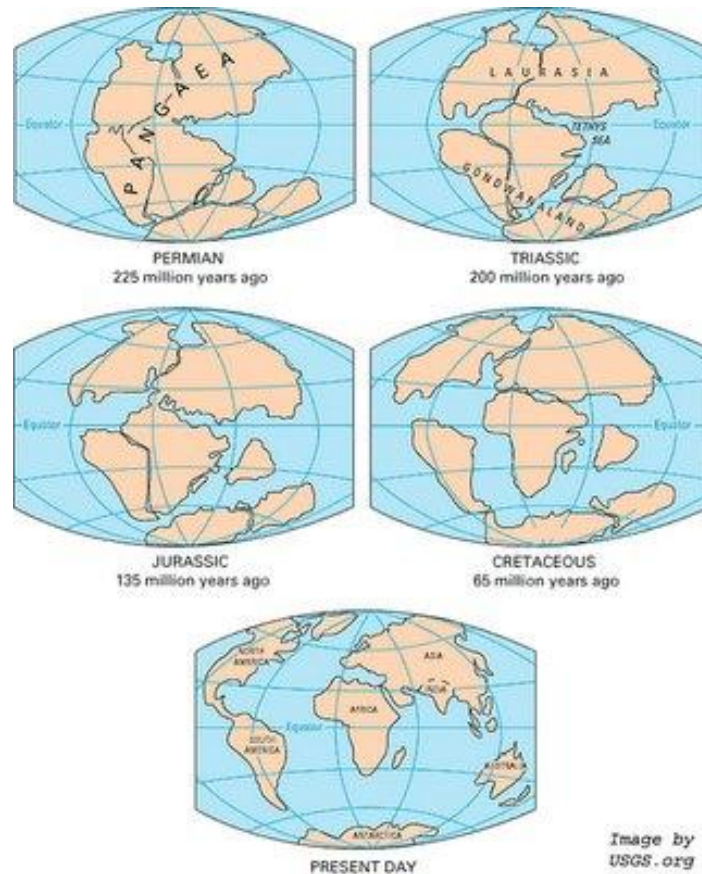
mekanisme pergerakan bumi merupakan proses transmisi energi mekanik melalui media bumi yang selanjutnya menimbulkan “getaran/tremor” dan “gempa” di permukaan bumi.

Fenomena gempa yang terjadi di Indonesia, merupakan bagian dari proses natural di bumi dan jagat raya ini. Alam semesta senantiasa berproses tanpa henti dan menyajikan banyak sekali gejala dalam seluruh dimensi ruang dan waktu yang terus berkembang. Proses alam semesta telah membentuk susunan lapisan yang berbeda antara satu tempat dengan tempat lainnya. Perbedaan ini ditunjukkan dengan sifat dan karakteristik material tanah dan formasi geologi yang membentuk lapisan tersebut. Teknologi investigasi sub-permukaan ditemukan oleh manusia untuk membuktikan keberagaman lapisan tersebut dan digunakan untuk mengenali sifat dan perilaku bahan pada masing-masing lapisan sehingga dapat dimanfaatkan oleh manusia misalnya dengan membuat konstruksi bangunan di atasnya.

Adanya keberagaman sifat bahan tanah dan struktur geologi diantaranya disebabkan oleh proses pembentukan benua salah satu teori dasar pembentukan benua di bumi ini, dikenal dengan *Teori Pangaea*. *Pangaea* diartikan sebagai benua raksasa pada zaman *Paleozoikum* dan *Mesozoikum* yang diperkirakan berusia 250 juta tahun yang lalu. Benua raksasa ini selanjutnya terpecah-pecah dan tersusun dalam beberapa benua yang menyebar ke seluruh permukaan bumi atau dalam teori saat ini disebut sebagai sebaran lempeng benua (Gambar 1). *Teori Pangaea* untuk pertama kalinya digagas oleh Alfred Wegener pada tahun 1920 dalam *'The Origin of Continents and Sea'*.

Ada tiga fase utama dalam proses terpecahnya Pangaea, yaitu: fase pertama pada periode Permian hingga masa Jurassic (200 – 135 juta tahun lalu), fase kedua dalam pecahnya Pangaea dimulai dari zaman Cretaceous Awal (150 – 140 juta tahun lalu) dan fase ketiga dari pecahnya Pangaea yang terjadi pada awal Kenozoikum (Paleosen untuk Oligosen). USGS memberikan ilustrasi proses terpecahnya Pangaea dalam beberapa periodisasi waktu atau jaman yang berbeda.

Bumi saat ini terbagi dalam delapan (8) lempeng besar yaitu Lempeng Afrika, Lempeng Antarktika, Lempeng Australia, Lempeng Eurasia, Lempeng Amerika Utara, Lempeng Amerika Selatan, dan Lempeng Pasifik. Pergerakan lempeng benua menunjukkan bahwa lempeng-lempeng bumi hingga saat ini terus bergerak. Seperti kedudukan geografik Indonesia yang terletak pada jalur Lingkaran Api Pasifik. Panjang jalur tersebut sekitar 5,600 km, yang membentang dari kepulauan Andaman di sebelah barat dan utara, hingga Busur Banda Timur di sebelah timur dan selatan. Jalur ini seterusnya membujur hingga ke Maluku dan Sulawesi Utara.

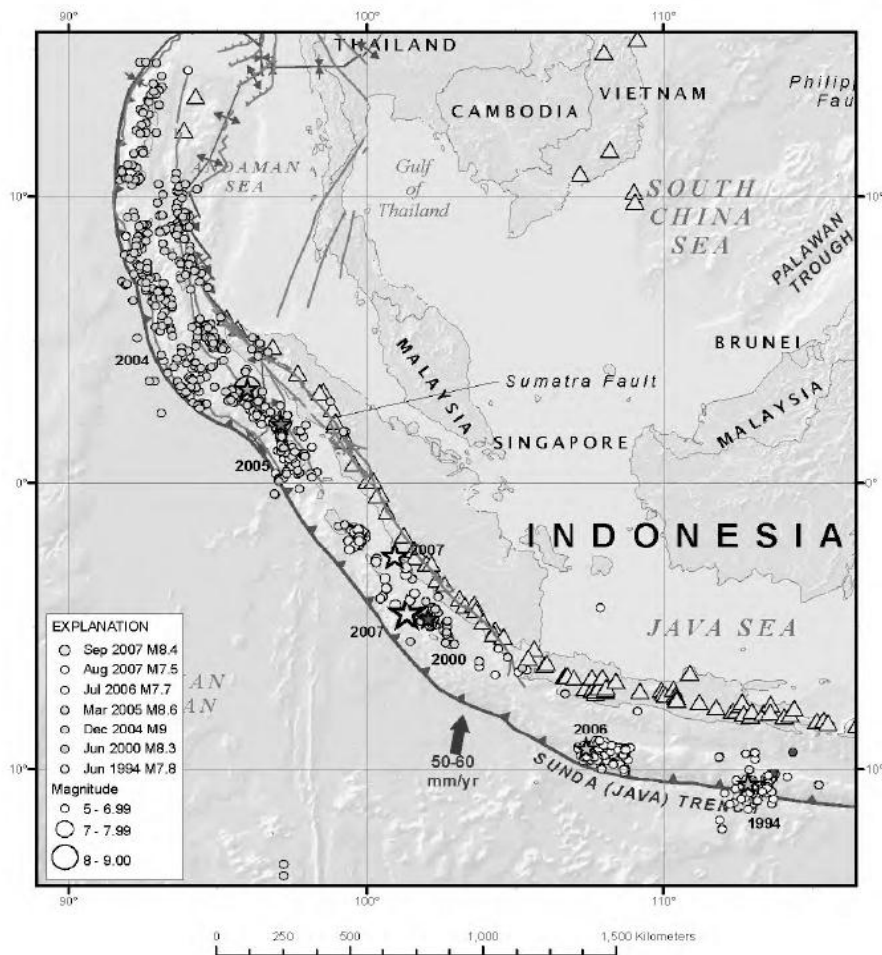


Gambar 1: Proses terpecahnya Pangaea dalam beberapa periodisasi jaman yang berbeda hingga kondisi lempeng benua saat ini

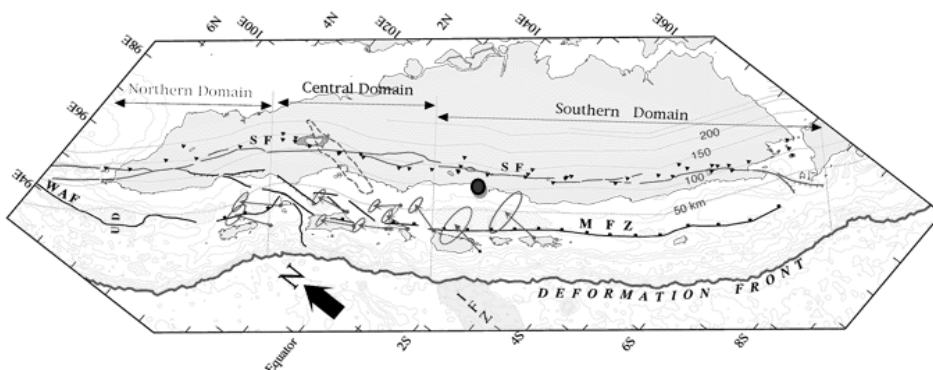
Sumber: *The U.S. Geological Survey, USGS*

Gempa bumi yang terjadi di Indonesia disebabkan oleh letaknya geografisnya yang berada di atas zona pertemuan lempeng benua. Salah satunya adalah akibat proses subduksi yang berkelanjutan di bawah kepulauan Indonesia (Gambar 2). Aktivitas seismik yang tinggi di sebagian besar kepulauan di Indonesia, dapat dikenali oleh frekuensi kegempaan dan terbentuknya barisan gunung berapi merupakan rangkaian mekanisme geseran pelat (lempeng) tektonik India-Australia yang berada di bawah pelat tektonik Sunda-Burma (Petersen et al., 2007).

Pertemuan antara pelat Indo-Australia dan Sunda (Eurasia) salah satunya membentuk zona subduksi Sunda yang ditandai oleh palung Sunda seperti ditunjukkan dalam Gambar 3 (Sieh & Natawidjaja, 2000). Di sepanjang zona subduksi Sunda ini, gempa dihasilkan dari mekanisma sesar naik (*thrust fault*) pada pertemuan kedua lempeng. Gempa dalam dapat terjadi akibat hasil pergerakan pelat Indo-Australia yang memanjang ke bawah hingga kedalaman ratusan kilometer. Gempa dangkal dalam kawasan subduksi ini biasanya dihasilkan melalui aktivitas seismik akibat mekanisme sesar normal intra-pelat dan sesar-naik dalam pelat India and Australia yang mendorong pelat Sunda dan Burma pada kedalaman yang dangkal kurang dari 30 km.



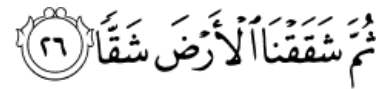
Gambar 2: Peta gempa 1994-2007 yang menunjukkan sebaran gunung berapi (*volcano*, dalam tanda segitiga), gempa (tanda bintang dan lingkaran), jalur-jalur sesar utama (*major crustal faults*) dan batas lempeng (Petersen et al., 2007)



Gambar 3: Peta zona subduksi, sistem sesar Mentawai dan Sumatera (Sih & Natawidjaja, 2000)

Kondisi seismisitas, kegempaan, bentuk lempeng dan benua merupakan keadaan bumi saat ini yang merupakan hasil dari pergerakan lempeng-lempeng benua tersebut. Pergerakan kedelapan lempeng besar tersebut akan terus berjalan. Teori Pangea dan kegempaan tersebut telah dipaparkan dengan jelas dalam Al Qur'an. Susunan lempeng yang terpisah-pisah di permukaan

bumi merupakan tanda-tanda kebesaranNya untuk keselarasan dan keserasian alam, dan kehidupan manusia, flora serta fauna. Sebagaimana Allah berfirman dalam QS Abasa, 8: 26, yaitu:



"kemudian Kami belah bumi dengan sebaik-baiknya"

merupakan suatu bukti adanya sebaran pelat di bumi dan pemaparan kegempaan dan stratifikasi bumi yang terjadi, akibat terpecahnya lempeng besar menjadi lempeng-lempeng yang lebih kecil. Suatu kebenaran yang saat ini dapat dibuktikan melalui sains kebumihan. Dalam ayat lain yang membuktikan adanya pergerakan lempeng bumi, Allah berfirman :



"Dan kamu lihat gunung-gunung itu, kamu sangka dia tetap di tempatnya, padahal ia berjalan sebagai jalannya awan. (Begitulah) perbuatan Allah yang membuat dengan kokoh tiap-tiap sesuatu. Sesungguhnya Allah Maha Mengetahui apa yang kamu kerjakan." (QS. An-Naml, 27 : 88)

Keterkaitannya dengan khasanah ilmu pengetahuan, melalui investigasi sub-permukaan dengan teknologi penyelidikan tanah yang memanfaatkan gelombang seismik ini, dapat digunakan untuk mengobservasi, mengidentifikasi, mengevaluasi dan menghasilkan parameter-parameter dinamik tanah (misalnya modulus elastisitas dan rasio redaman) yang dapat mencirikan kekuatan dan sifat tanah. Karakteristik tanah tersebut selanjutnya digunakan sebagai dasar perencanaan bangunan yang dapat merespon dengan baik kondisi lingkungan dan sifat alamiah tanah yang heterogen akibat peristiwa pergerakan lempeng bumi, seismisitas, proses geologi dan pelapukan serta pembentukan alamiah tanah dan batuan.

Adanya heterogenitas sifat dan karakter tanah antara satu tempat dan tempat lainnya, menunjukkan suatu bukti hasil dari proses pergerakan tanah, kejadian pelapukan alamiah dan pembentukan struktur geologi yang disebabkan oleh kejadian gerakan lempeng dan pelat. Sebagai seorang disainer dan insinyur, berdasarkan pengetahuan mengenai sifat dan karakteristik mekanik tanah yang berbeda tersebut, manusia dapat hidup berdampingan dengan kondisi alam dan kebencanaan terutamanya dengan gempa bumi dan kejadian seismik lainnya.

Organisasi Buku

Buku ini dibagi dalam tujuh bab atau bagian yang masing-masing memberikan penjelasan secara umum dan khusus mengenai metode gelombang permukaan. Secara umum, keterkaitan antara geo-bencana dan kepentingan dalam investigasi sub-permukaan didiskusikan (Bab I). Beberapa keunggulan dan kelemahan, teknologi investigasi dibandingkan dan juga dibahas dalam bab ini. Pengetahuan mengenai dinamika tanah, khususnya parameter modulus dan rasio redaman ditulis dalam bab kedua. Berbagai hasil penelitian yang merekomendasikan model empirik mengenai kedua parameter dinamik bahan turut dipaparkan (Bab II).

Bagian lain (Bab III) mempresentasikan teori perambatan gelombang seismik. Sifat dispersi gelombang permukaan dan simulasi dispersi kecepatan fase pada media yang reguler maupun kompleks ditinjau dalam bagian ini. Selanjutnya, konfigurasi pengukuran yang digunakan dalam metode gelombang seismis permukaan dijelaskan pada Bab IV. Dalam bab ini pula, prosedur analisis kurva dispersi dan analisis inversi adalah disampaikan secara umum. Berbagai peralatan lapangan yang perlu dipersiapkan dalam pengukuran gelombang permukaan juga dijelaskan dengan terperinci. Beberapa teknik yang dikembangkan dari metode gelombang permukaan dipresentasikan dengan lengkap dalam buku ini, diantaranya metode analisis spektrum gelombang permukaan (Bab V), metode analisis gelombang menerus (Bab VI) dan metode multi-sensor gelombang permukaan (Bab VII). Dalam masing-masing bab tersebut, studi kasus mengenai kehandalan masing-masing metode untuk penyelidikan tanah juga dipresentasikan.

Penghargaan

Penulis menyampaikan penghargaan setinggi-tinggi kepada berbagai pihak yang telah membantu dalam penulisan buku ini secara khususnya, dan kepada berbagai pihak yang telah banyak memberikan ilmu dan pengajaran kepada penulis dalam bidang metode analisis gelombang seismik, dinamika tanah, geo-material dan geo-bencana, yaitu kepada yang saya hormati: Prof. Dr. Mohd. Raihan Taha, Prof. Dr. Zamri Chik, Prof. Dr. Amiruddin Ismail, Khairul Anuar Mohd. Nayan (Universiti Kebangsaan Malaysia), Prof. Dr. Sung Ho Joh (Chung Ang University, Korea), Prof. Dr. Nenad Gucunski (Rutgers University, USA), Prof. Keh-Chyuan Tsai, Prof. J.S. Chiou dan Dr. C-C Jay Lin (National Center of Research on Earthquake Engineering (NCREE) Taiwan), Prof. K.P. Soman (Center of Excellence in Computation Engineering and Networking), Dr. Hussain Ali (Crane Software), Dr. Collin P. Abbiss (UK). Penulis juga merekamkan penghargaan dan terima kasih kepada para asisten dan kolega penulis yang telah membantu penulis dalam berbagai penelitian mengenai metode ini, diantaranya kepada Wendy Ariyanto, Taohidul Islam, Mecit Kurt, Dr. Siegfried dan Susy K. Ariestianty (Puslitbang Jalan dan Jembatan). Ucapan terima kasih, penulis sampaikan kepada Joko Supriyanto, S. Sn yang telah membantu menyempurnakan layout dan editing buku ini. Terakhir, penulis menyampaikan terima kasih kepada isteri tercinta, Rika Nuraini yang telah memberikan dukungan selama penulis menyelesaikan buku ini.

Mengambil pepatah “Tiada Gading yang Tak Retak”, penulis menyadari buku ini masih banyak kekurangan dan ketidaksempurnaan. Untuk itu, berbagai saran dan masukan akan sangat diharapkan oleh penulis guna memperbaiki dan menyempurnakan buku ini.

Yogyakarta, 01 Juli 2013

Sri Atmaja P. Rosyidi

فَبِأَيِّ آءِالَاءِ رَبِّكُمَا تُكَذِّبَانِ

" Maka nikmat Tuhanmu yang manakah yang kamu dustakan"

(QS Ar Rahman)

Atas izin dan rahmat الله سبحانه وتعالى, buku ini kupersembahkan kepada:

Ibuku tersayang, *Suprastini Soeroso Sri Sedjati*

Isteriku tercinta, *Rika Nuraini*

dan anak-anakku tercinta,

Naura Rucira Haya Pratista Aqila Rosyidi

Mayassa Saffi Lalitya Nayaka Annora Rosyidi

Daftar Isi

Prakata -- i

Persembahan -- ix

Daftar Isi -- ii

Daftar Gambar -- xiv

Daftar Tabel -- xxv

BAB I

PENGANTAR PENYELIDIKAN SUB PERMUKAAN -- 1

1.1 Signifikansi Penyelidikan Sub Permukaan -- 1

1.2 Pelaksanaan Penyelidikan Sub Permukaan -- 7

1.2.1 Penyelidikan Sub-permukaan Awal (*Preliminary Subsurface Investigation*) -- 8

1.2.2 Penyelidikan Sub-permukaan Akhir (*Final Subsurface Investigation*) -- 11

1.2.3 Teknik dalam Penyelidikan Sub-permukaan -- 13

1.3 Teknik Geofisika Berbasis Gelombang Seismik -- 16

1.4 Parameter Dinamik Tanah -- 19

1.5 Teknik Gelombang Permukaan -- 22

BAB II

PERILAKU DINAMIK TANAH -- 24

2.1 Pendahuluan -- 24

2.2 Parameter Dinamik Tanah -- 25

2.2.1 Faktor Regangan Geser dalam Respon Tanah Dinamik -- 26

2.2.2 Pengaruh Faktor Lain dalam G dan D -- 29

2.2.3 Pemodelan Konstitutif Respon Tanah pada Regangan Sangat Kecil -- 32

2.2.4 Model Empirik Modulus Geser -- 40

2.2.5 Mekanisme dan Model Kepadatan Entropi -- 46

2.3 Ringkasan -- 59

BAB III

TEORI PERAMBATAN GELOMBANG PERMUKAAN -- 61

3.1 Pendahuluan -- 61

3.2 Gelombang Seismik -- 61

3.3 Perambatan Gelombang Badan Dalam Tanah -- 63

 3.3.1 Perambatan Gelombang Badan pada Media Elastik -- 63

 3.3.2 Perambatan Gelombang Badan pada Media Visko-Elastik -- 65

3.4 Perambatan Gelombang Rayleigh Dalam Tanah -- 66

 3.4.1 Perambatan Gelombang pada Media Homogen -- 66

 3.4.2 Perambatan Gelombang pada Media Heterogen Elastik Linier -- 70

3.5 Simulasi Numerik untuk Analisis Mode dan Dispersi Gelombang Rayleigh -- 90

 3.5.1 Simulasi Profil A -- 90

 3.5.2 Simulasi Profil B -- 93

 3.5.3 Simulasi Profil C -- 96

3.6 Perbandingan Hasil Simulasi dan Eksperimen Kurva Dispersi Kecepatan Fase -- 100

3.7 Ringkasan -- 102

BAB IV

KONSEP METODE SEISMIK GELOMBANG PERMUKAAN -- 103

4.1 Pendahuluan -- 103

4.2 Konsep Utama Metode Gelombang Permukaan -- 103

4.3 Perkembangan Metode Gelombang Permukaan -- 106

 4.3.1 Metode Getaran Tetap -- 106

 4.3.2 Metode SASW -- 107

 4.3.3 Metode MASW -- 109

4.4 Peralatan Pengujian Lapangan -- 110

 4.4.1 Sumber Gelombang -- 111

 4.4.2 Sensor Gelombang -- 114

 4.4.3 Penganalisis Spektrum -- 118

4.5 Aplikasi Cooley-Tukey untuk Analisis Spektrum Gelombang R -- 119

BAB V

TEKNIK SASW: ANALISIS SPEKTRUM GELOMBANG PERMUKAAN -- 123

5.1 Konfigurasi Geometri dan Prosedur Pengujian Lapangan -- 123

 5.1.1 Konfigurasi Geometrik -- 125

 5.1.2 Prosedur Pengujian Lapangan -- 125

5.2 Perencanaan Jarak Antar Sensor -- 128

- 5.3 Pembangunan Kurva Dispersi Kecepatan Fase -- 131
 - 5.3.1 Prosedur Umum Pembangunan Kurva Dispersi -- 131
 - 5.3.2 Metode Beda Fase (*Phase Different Method*) -- 133
 - 5.3.3 Model Penyederhanaan Kurva Dispersi -- 133
- 5.4 Inversi Kurva Dispersi Kecepatan Fase -- 136
 - 5.4.1 Prosedur Umum Analisis Inversi SASW -- 136
 - 5.4.2 Kurva Dispersi Teori 2 D dan 3 D Matriks Kekakuan Dinamik -- 138
- 5.5 Aplikasi Metode SASW Untuk Penyelidikan Sub-Permukaan -- 146
 - 5.5.1 Pengujian SASW pada Media Tanah -- 146
 - 5.5.2 Pengujian SASW pada Media Perkerasan Jalan -- 154
 - 5.5.3 Pengujian SASW Menggunakan Analisis Tomografi -- 162
 - 5.5.4 Pengujian SASW untuk Evaluasi Sifat Redaman Bahan -- 166

BAB VI

TEKNIK CSW-ANALISIS GELOMBANG MENERUS -- 172

- 6.1 Konfigurasi dan Prosedur Metode CSW -- 172
- 6.2 Prosedur Analisis Data dalam Metode CSW -- 173
- 6.3 Aplikasi Metode CSW untuk Investigasi Sub-Permukaan -- 174

BAB VII

TEKNIK MASW-ANALISIS MULTI-SENSOR GELOMBANG PERMUKAAN -- 181

- 7.1 Konfigurasi Pengukuran -- 181
 - 7.1.1 Panjang Bentang Seluruh Sensor (D) -- 181
 - 7.1.2 Jarak antar Sensor (dx) -- 182
 - 7.1.3 Jarak Sumber Gelombang terhadap Sensor Pertama (x_1) -- 182
 - 7.1.4 Parameter Perekaman Data Gelombang -- 183
- 7.2 Prosedur Pengambilan Data di Lapangan -- 183
- 7.3 Tahapan Analisis Data -- 187
 - 7.3.1 Analisis Derau (Gangguan Sinyal) -- 188
 - 7.3.2 Pembangunan Kurva Dispersi -- 189
 - 7.3.3 Proses Inversi -- 191
 - 7.3.4 Analisis Tomografi -- 195
- 7.4 Studi Kasus Pengukuran MASW -- 195

Daftar Pustaka -- 204

Daftar Gambar

BAB I

- Gambar 1.1 : Hasil tes pit yang menunjukkan karakteristik litologi sub-permukaan dan stratigrafik sub-permukaan di daerah pegunungan Yucca
- Gambar 1.2 : Potongan melintang (*cross-section*) formasi geologi di permukaan pegunungan Yucca
- Gambar 1.3 : Keruntuhan bangunan dua lantai akibat gempa bumi di Padang, 30 September 2009
- Gambar 1.4 : Kegagalan struktur pada bangunan dua lantai akibat gempa bumi di Yogyakarta, pada 27 Mei 2006
- Gambar 1.5 : Kerusakan struktur bangunan empat lantai akibat deformasi dan likuifaksi oleh adanya gempa bumi di Padang pada tahun 2009
- Gambar 1.6 : Kerusakan fasilitas jalan berupa keruntuhan arah lateral sedalam 1,2 hingga 2 meter disertai dengan genangan air setempat akibat gempa bumi di Kobe pada tahun 1995
- Gambar 1.7 : Tanah longsor masif yang disebabkan oleh kejadian gempa bumi Padang tahun 2009, di Padang Pariaman yang menyebabkan 100 orang terkubur dalam peristiwa longsor ini
- Gambar 1.8 : Beberapa bencana seismik yang dominan terjadi pada beberapa kejadian gempa besar di dunia
- Gambar 1.9 : (a) Pelaksanaan pengujian SPT untuk penyelidikan tanah dan (b) pengambilan sampel tanah yang dilakukan

- Gambar 1.10 : Beberapa konsep pengujian geofisika yang bersifat invasif dan memerlukan pengeboran (BH) pada media sub-permukaan
- Gambar 1.11 : Beberapa konsep pengujian geofisika yang bersifat non invasif dan tanpa memerlukan pengeboran (BH) pada media sub-permukaan
- Gambar 1.12 : Tipikal rekaman data gelombang seismik dan konfigurasi sumber gelombang dan sensor dalam teknik pantulan seismik gelombang (seismic reflection technique)
- Gambar 1.13 : Sifat dispersif gelombang permukaan yang digunakan dalam teknik geofisika berbasis gelombang permukaan

BAB II

- Gambar 2.1 : Plot kurva penurunan modulus geser terhadap variasi tegangan terkekang efektif rata-rata pada tanah non-plastik
- Gambar 2.2 : Kurva histeresis hasil pengujian RC pada tanah lempung Noto dengan frekuensi getaran 1 H
- Gambar 2.3 : Pengaruh regangan geser terhadap parameter tanah modulus geser, redaman dan tekanan pori tanah lempung
- Gambar 2.4 : Variasi modulus geser dan rasio redaman tanah pada spesimen pasir tak terganggu terhadap amplitudo regangan dan jumlah siklik beban pada ujian laboratorium geser putaran (TS) dan kolom resonan (RC) untuk keadaan tegangan efektif alami
- Gambar 2.5 : Pengaruh frekuensi terhadap absorpsi energi dalam waktu tanah
- Gambar 2.6 : Kurva kekakuan (G/G_{maks}) dan rasio redaman (D) terhadap regangan geser siklik pada waktu tanah untuk tanah dengan keplastikan yang berbeda
- Gambar 2.7 : Bentuk tipikal fungsi relaksasi $G(t)$ dan rayapan $J(t)$ untuk medium padat
- Gambar 2.8 : Beberapa elemen dan model mekanik untuk bahan visko-elastik
- Gambar 2.9 : Grafik hubungan antara komponen modulus kompleks
- Gambar 2.10 : Kurva histeretis tegangan dan regangan yang dihasilkan oleh model visko-elastik selama eksitasi harmonik
- Gambar 2.11 : Kurva tipikal variasi nilai modulus geser terhadap regangan geser yang dihasilkan oleh gabungan beberapa pengujian

- Gambar 2.12 : Rentang nilai regangan geser yang bias dicakupi oleh beberapa pengujian laboratorium dan lapangan
- Gambar 2.13 : Hubungan dan konsep energi yang terjadi pada tanah karena kejadian gempa dan bagian-bagian energi yang terabsorpsi oleh mekanisme gesekan dan viskos
- Gambar 2.14 : (a) Gaya sentuh dan tegangan antara dua bola dengan jari-jari R dan berbagai parameter tinjauannya dan (b) gelincir relatif mencakup luas permukaan bola dengan keadaan tak gelincir ($T = 0$), keadaan gelinciran dengan nilai tengah $0 < T < fN$ dan gelincir kasar atau lengkap ($T \geq fN$)
- Gambar 2.15 : Variasi pengurangan logaritma terhadap amplitudo siklik untuk pasir Ottawa kering dan jenuh menggunakan RC
- Gambar 2.16 : Kurva histeresis hasil beban siklik gaya tangen pada tanah
- Gambar 2.17 : Model reologi dan gelong histeresis untuk bahan dengan pendekatan histeresis tak linier dan terlinier (linierisasi)
- Gambar 2.18 : Komponen energi terlepas (ΔW_1) dan energi tersimpan (W) untuk penentuan rasio redaman

BAB III

- Gambar 3.1 : Pembagian gelombang seismik pada media padat menurut arah perambatannya: gelombang tubuh P, gelombang tubuh S, gelombang permukaan Love dan gelombang permukaan Rayleigh
- Gambar 3.2 : Sebaran perpindahan gelombang mekanik beban berbentuk lingkaran di atas permukaan media yang homogen, isotropik dan elastik
- Gambar 3.3 : Hubungan antara rasio Poisson dan kecepatan perambatan gelombang P, S dan R dalam media yang elastik dan homogen
- Gambar 3.4 : Rasio amplitudo gelombang R terhadap kedalaman tak berdimensi dalam media elastik dan homogen
- Gambar 3.5 : Profil media berlapis vertikal dan homogen mendatar
- Gambar 3.6 : Analisis bentuk vektor gelombang P
- Gambar 3.7 : Analisis bentuk vektor gelombang S
- Gambar 3.8 : Model matrik global kekakuan untuk profil berlapis

- Gambar 3.9 : Model penyelesaian analisis 3 Dimensi untuk media berlapis
- Gambar 3.10 : Bentuk kurva dispersi fase tak berdispersi, dispersi normal dan dispersi terbalik
- Gambar 3.11 : Analisis tomografi kurva dispersi kecepatan fase dan perbandingan terhadap analisis mode gelombang teori
- Gambar 3.12 : Kecepatan gelombang kumpulan dan fase dari kedatangan gelombang dispersi pada geofon yang berbeda
- Gambar 3.13 : Profil A untuk simulasi rambatan gelombang R pada media dengan karakteristik dispersi normal
- Gambar 3.14 : Superposisi mode gelombang R, simulasi f-k (Foti, 2000) dan hasil simulasi kurva dispersi model 2 D dan 3 D matrik kekakuan pada profil A
- Gambar 3.15 : Hasil simulasi fungsi eigen perpindahan gelombang R untuk frekuensi 40 Hz
- Gambar 3.16 : Profil B untuk simulasi rambatan gelombang R pada media dengan karakteristik dispersi kompleks
- Gambar 3.17 : Bentuk superposisi mode gelombang R, dibandingkan dengan hasil simulasi f-k (Foti, 2000) dan hasil simulasi kurva dispersi model 2 D dan 3 D menggunakan matrik kekakuan pada profil B
- Gambar 3.18 : Perbandingan hasil simulasi spektrum f-k dari 24 sensor dari Foti (2000) terhadap kurva f-k simulasi 3 D untuk profil B
- Gambar 3.19 : Profil C untuk simulasi rambatan gelombang R pada media dengan karakteristik dispersi terbalik
- Gambar 3.20 : Hasil simulasi superposisi mode gelombang R, simulasi f-k (Foti, 2000) dan hasil simulasi kurva dispersi dari model 2 D dan 3 D matrik kekakuan pada profil C
- Gambar 3.21 : Perbandingan hasil simulasi spektrum f-k dari 24 dan 256 sensor dari studi Foti (2000) terhadap kurva f-k simulasi 3 D untuk profil kompleks C
- Gambar 3.22 : Kurva dispersi hasil simulasi model 2 D dan 3 D terhadap kurva eksperimen dari pengukuran Jalan Prambanan – Pakem

BAB IV

- Gambar 4.1 : Identifikasi parameter pada dispersi geometrik gelombang permukaan
- Gambar 4.2 : Bagan alir tahapan dalam pengukuran dan analisis gelombang permukaan

- Gambar 4.3 : Konfigurasi metode getaran tetap untuk mendeteksi pergerakan gelombang R
- Gambar 4.4 : Konfigurasi pengukuran dan peralatan dalam pengujian lapangan metode gelombang permukaan menggunakan dua sensor
- Gambar 4.5 : Beberapa contoh sumber gelombang transien-aktif: bola baja; pemukul (palu) dan drop weight untuk menghasilkan energi gelombang R dengan rentang frekuensi yang berbeda
- Gambar 4.6 : Sumber harmonik-aktif electromagnet Ling Dynamics model 400
- Gambar 4.7 : Komponen dan sistem dalam geofon
- Gambar 4.8 : (a) Geofon model L-4 Seismometer; (b) geofon yang dilengkapi dengan spike (paku)
- Gambar 4.8 : Sensor akselerometer yang digunakan dalam penelitian; tampak dari atas (ukuran diameter 6 mm) dan sketsa detil sensor piezoelektrik
- Gambar 4.9 : Proses kalibrasi sensor; kalibrator dan sensor tampak dari atas (a), tampak dari samping (b), dan susunan konfigurasi dalam proses kalibrasi (c)
- Gambar 4.10 : Penganalisis Harmonie (a) yang disambungkan kepada komputer (b) untuk pengoperasian peralatan dan fungsi spektrum
- Gambar 4.11 : Satu set penganalisis spektrum PULSE dan aksesorinya yang digunakan dalam pengukuran
- Gambar 4.12 : Spektrum energi-auto dari pengukuran gelombang permukaan
- Gambar 4.13 : Spektrum fungsi perpindahan dari pengukuran gelombang permukaan
- Gambar 4.14 : Spektrum fungsi koheren dari pengukuran gelombang

BAB V

- Gambar 5.1 : Alur sistem analisis dalam metode SASW
- Gambar 5.2 : Konfigurasi pengukuran SASW: (a) geometri sensor-sumber (CSR) dan (b) geometri titik tengah (CRMP)
- Gambar 5.3 : Set up pengukuran SASW
- Gambar 5.4 : Skematik 3 D untuk susunan sensor dan sumber gelombang serta garis imajiner yang mengikuti konfigurasi titik tengah sensor (CMP)
- Gambar 5.5 : Bagan alir pembangunan kurva dispersi eksperimen

- Gambar 5.6 : Contoh perhitungan kecepatan fase dari spektrum beda fase
- Gambar 5.7 : Kurva dispersi kecepatan fase untuk profil tanah terhadap nilai frekuensi dan panjang gelombangnya (Rosyidi, 2009)
- Gambar 5.8 : Bagan alir dalam prosedur inversi SASW
- Gambar 5.9 : Skema proses inversi kurva dispersi kecepatan fase
- Gambar 5.10 : Skema tahap dan metode yang digunakan dalam inversi dan optimasi kurva dispersi kecepatan fase
- Gambar 5.11 : Perpaduan (matching) antara kurva dispersi teori dengan kurva eksperimen dari analisis inverse untuk profil tanah
- Gambar 5.12 : Hasil akhir profil kecepatan gelombang geser dari proses inversi untuk profil tanah
- Gambar 5.13 : Skema lokasi pengujian SASW dan CSW di Kelang, Malaysia
- Gambar 5.14 : Rekaman sinyal dari pengukuran SASW di Kelang, Malaysia
- Gambar 5.15 : Spektrum beda fase dari pengukuran SASW jarak sensor 8 m di Kelang, Malaysia, dari analisis sinyal asli (hasil pengujian) dan dari hasil IRF
- Gambar 5.16 : Respon impuls sinyal seismik dan skema filtering mode rendah dalam teknik IRF
- Gambar 5.17 : Kurva dispersi kecepatan fase terhadap frekuensinya dari hasil pengukuran SASW pada jarak sensor 8 m di Kelang, Malaysia
- Gambar 5.18 : Kurva dispersi kecepatan fase terhadap panjang gelombangnya dari hasil pengukuran SASW pada jarak sensor 8 m di Kelang, Malaysia
- Gambar 5.19 : Kurva dispersi kecepatan fase terhadap panjang gelombangnya dari hasil pengukuran SASW pada jarak sensor 8 m
- Gambar 5.20 : Profil SMP untuk analisis inversi terhadap kurva dispersi eksperimen hasil pengukuran di Kelang, Malaysia
- Gambar 5.21 : Profil kecepatan gelombang geser (VS) akhir dari analisis inversi dengan nilai RMS 1,07 m/s
- Gambar 5.22 : Alat pengujian falling weight deflectometer
- Gambar 5.23 : Profil Model SMP untuk Analisis Model 2 D dan 3 D di Jalan Prambanan – Pakem
- Gambar 5.24 : Kurva dispersi hasil simulasi model 2 D dan 3 D terhadap kurva dispersi eksperimen Jalan Prambanan – Pakem
- Gambar 5.25 : Perbandingan profil model 2 D dan 3 D di Jalan Prambanan – Pakem

- Gambar 5.26 : Hasil analisis resolusi lapisan profil model 2 D dan 3 D di Jalan Prambanan – Pakem
- Gambar 5.27 : Kurva Dispersi hasil simulasi model 2 D dan 3 D terhadap kurva dispersi eksperimen Jalan Cikampek – Purwakarta
- Gambar 5.28 : Perbandingan profil V_s Model 2 D dan 3 D di Jalan Cikampek – Purwakarta
- Gambar 5.29 : Perbandingan nilai modulus sasw dari analisis 2 D dan 3 D dengan nilai modulus FWD di Jalan Cikampek – Purwakarta
- Gambar 5.30 : Pengaturan pixel dalam pencitraan tomografi 2 D menggunakan metode susunan dua dimensi dalam analisis ini
- Gambar 5.31 : Ilustrasi analisis tomografi untuk profil 2-D modulus elastisitas perkerasan jalan
- Gambar 5.32 : Hasil analisis tomografi profil modulus elastisitas pada beberapa Stationing di Jalan Cagak, Subang
- Gambar 5.33 : Perbandingan tebal profil hasil MTSW dan tes pit di Sta 165+560, Jalan Cagak
- Gambar 5.34 : Hasil rekaman sinyal dalam domain waktu untuk sensor pertama dan kedua pada jarak sensor 50 mm
- Gambar 5.35 : Spektrum kuasa auto pada kedua sensor untuk jarak 50 mm
- Gambar 5.36 : Spektrum fungsi koheren untuk jarak sensor 50 mm
- Gambar 5.37 : Rasio amplitudo di kedua sensor terhadap frekuensi pada pengukuran jarak sensor 50 mm
- Gambar 5.38 : Nilai koefisien pengurangan terhadap nilai kecepatan gelombang geser

BAB VI

- Gambar 6.1 : Konfigurasi pengukuran CSW di lapangan
- Gambar 6.2 : Hasil spektrum domain frekuensi yang digunakan dalam metode CSW
- Gambar 6.3 : Lokasi pengujian CSW dan hasil pengeboran pada salah satu profil
- Gambar 6.4 : Contoh pengaturan dan konfigurasi pengukuran CSW dengan jarak antara sensor (d) 1 m
- Gambar 6.5 : Rekaman sinyal dalam domain waktu dari pengukuran CSW pada frekuensi terkontrol 40 Hz
- Gambar 6.6 : Operasi spektrum dari rekaman sinyal berfrekuensi 40 Hz

- Gambar 6.7 : Spektrum fungsi silang dari rekaman sinyal berfrekuensi 40 Hz
- Gambar 6.8 : Perbandingan profil Vs, G dan hasil pengeboran di lokasi studi

BAB VII

- Gambar 7.1 : Konfigurasi pengukuran MASW dan berbagai peralatan serta skema pengambilan datanya
- Gambar 7.2 : Jenis sensor geofon yang digunakan dalam pengukuran MASW
- Gambar 7.3 : Satu set perlengkapan seismograf RAS 24 yang digunakan dalam pengukuran MASW
- Gambar 7.4 : Contoh rekaman data seismik dari pengukuran MASW menggunakan 24 sensor geofon
- Gambar 7.5 : Konfigurasi lapangan MASW untuk mendapatkan profil 2-D
- Gambar 7.6 : Kondisi topografi yang sesuai (gambar a, b, dan c) dan yang tidak sesuai untuk pengukuran MASW (gambar d)
- Gambar 7.7 : Bagan alir tahapan pemrosesan data dalam MASW
- Gambar 7.8 : Bagan alir pembangunan kurva dispersi dalam MASW
- Gambar 7.9 : Bagan alir proses inversi kurva dispersi dalam MASW
- Gambar 7.10 : Sensor geophone untuk frekuensi natural 28 Hz
- Gambar 7.11 : Alat seismograf untuk perekaman data gelombang permukaan
- Gambar 7.12 : Sumber gelombang mekanik yang digunakan
- Gambar 7.13 : Rekaman data seismik dari pengukuran MASW
- Gambar 7.14 : Contoh salah satu kurva dispersi eksperimen yang dihasilkan dari pengukuran MASW di UMY
- Gambar 7.15 : Profil akhir untuk lokasi pertama N
- Gambar 7.16 : Profil akhir untuk lokasi kedua T
- Gambar 7.17 : Profil akhir untuk lokasi ketiga S
- Gambar 7.18 : Profil akhir 2-D untuk lokasi pertama N
- Gambar 7.19 : Profil akhir 2-D untuk lokasi kedua T

Gambar 7.20 : Profil akhir 2-D untuk lokasi ketiga S

Gambar 7.21 : Hasil borehole (BH) 5

Daftar Tabel

- Tabel 1.1 : Panduan umum untuk pengawas pekerjaan penyelidikan sub-permukaan
- Tabel 2.1 : Pengelompokan respon tanah berdasarkan regangan geser
- Tabel 2.2 : Hubungan antara konstanta elastik
- Tabel 2.3 : Beberapa konstanta k , γ_h dan α nilai indeks plastisitas
- Tabel 2.4 : Pengukuran sifat dinamik tanah pada regangan kecil antara pengujian laboratorium dan lapangan
- Tabel 3.1 : Sifat lapisan pada profil A untuk media dengan dispersi normal
- Tabel 3.2 : Sifat lapisan pada profil kes B untuk media dengan dispersi kompleks
- Tabel 3.3 : Sifat lapisan pada profil kes C untuk media dengan dispersi terbalik
- Tabel 3.4 : Profil model multi-lapisan matrik kekakuan 2 D dan 3 D untuk perbandingan hasil simulasi dan data empirik profil struktur perkerasan
- Tabel 4.1 : Wilayah frekuensi untuk beberapa sumber gelombang yang digunakan
- Tabel 4.2 : Contoh hasil kalibrasi sensitivitas sensor
- Tabel 5.1 : Kriteria jarak minimum sensor terhadap sumber gelombang serta jarak antara sensor dalam pengukuran SASW
- Tabel 5.2 : Rencana rentang frekuensi untuk pengujian SASW
- Tabel 6.1 : Hasil perhitungan kecepatan gelombang R terhadap frekuensi dari pengukuran CSW di Kelang, Malaysia
- Tabel 7.1 : Besaran parameter konfigurasi pengukuran MASW berdasarkan nilai kekakuan bahan

bab I

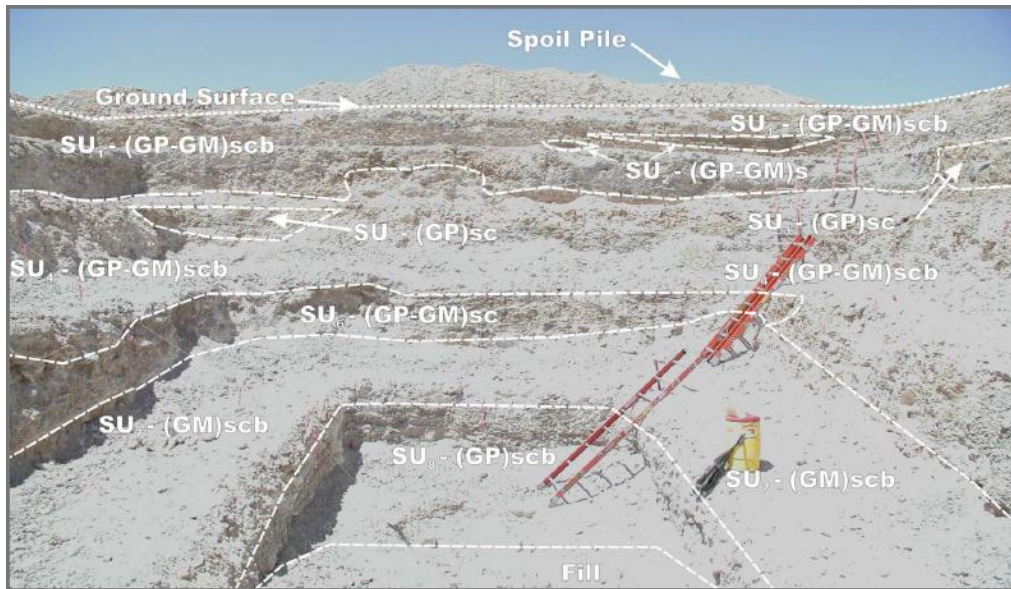
Pengantar Penyelidikan Sub Permukaan

1.1 | Signifikansi Penyelidikan Sub Permukaan

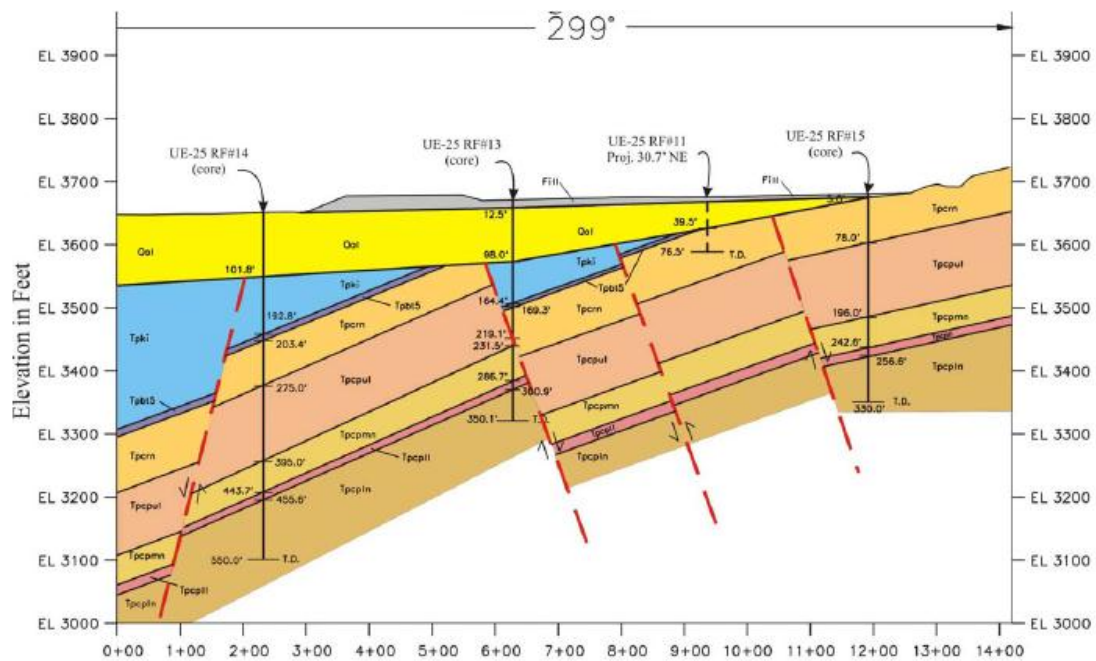
Seluruh fasilitas sistem dan infrastruktur ketekniksipilan senantiasa berkaitan dengan tanah dan formasi geologi bumi, baik yang dibangun di atas permukaan tanah (misalnya bangunan gedung, dinding penahan tanah, perkerasan jalan) maupun yang berada di dalam tanah (misalnya terowongan, fondasi). Bagi perencana bangunan, informasi geo-material (tanah dan struktur geologi) menjadi sangat penting karena pengetahuan geo-material tidak hanya digunakan untuk menentukan jenis fondasi yang diperlukan untuk struktur bangunan yang akan diwujudkan, melainkan juga berpengaruh kepada bentuk bangunan dan penggunaan material bangunannya itu sendiri. Berbeda dengan suatu material yang dihasilkan dari proses manufaktur (seperti baja maupun semen), karakteristik tanah dan batuan sebagian besar merupakan hasil dari bentukan proses alamiah baik itu dari proses fisis (pengaruh perubahan tekanan dan temperatur) maupun proses kimia (pelapukan dan pembentukan kimiawi). Sesuai dengan kondisi geologinya, bentukan tanah dan batuan dari proses alamiah akan berbeda-beda dari satu tempat dan tempat lainnya yang selanjutnya menyebabkan jenis dan sifat tanah dan batuan menjadi heterogen.

Seperti ditunjukkan dalam Gambar 1.1, yang menjelaskan profil tanah dari tes pit yang dilakukan oleh BSC (2002) di wilayah pegunungan Yucca. Ketidakteraturan jenis tanah dalam Gambar 1.1¹ pada lapisan tanah dengan ketebalan yang beragam menunjukkan heterogenitas tanah yang ditemui pada suatu lokasi akibat proses alamiah dalam pembentukan formasinya. Bentukan formasi geologi pada lokasi ini dapat dilihat dalam Gambar 1.2. Sebagaimana terlihat dalam gambar, formasi geologi alluvium terbentuk di permukaan yang berada di atas lapisan formasi tuff yang terputus-putus akibat adanya diskontinuitas dan sesar menjadikan karakteristik formasi geologi di area pegunungan Yucca menjadi kompleks.

¹ Dalam Gambar 1 dijelaskan beberapa simbol tanah, diantaranya GM = tanah kerikil berlanau, GP = tanah kerikil dengan gradasi buruk dan kandungan pasir/lanau yang signifikan, dan GM = tanah kerikil dengan kandungan pasir dan lanau yang sedikit). Sumber referensi: BSC (Bechtel SAIC Company). 2002. Geotechnical Data for a Potential Waste Handling Building and for Ground Motion Analyses for the Yucca Mountain Site Characterization Project. ANL-MGR-GE-000003 REV 00. Las Vegas, Nevada: Bechtel SAIC Company. ACC: MOL.20021004.0078.



Gambar 1.1 : Hasil tes pit yang menunjukkan karakteristik litologi sub-permukaan dan stratigrafik sub-permukaan di daerah pegunungan Yucca (BSC, 2002).



Gambar 1.2: Potongan melintang (*cross-section*) formasi geologi di permukaan pegunungan Yucca (BSC, 2002)

Sebagai konsekuensi kondisi tanah dan batuan yang beragam, perencanaan bangunan akan berhadapan dengan kondisi tanah dan geologi yang harus diketahui, diinterpretasi dan dianalisis dengan cermat dan terperinci supaya disain yang dihasilkan secara teknis aman dan efisien dalam penggunaan sistem dan komponen bangunannya, yang berkorelasi dengan penghematan biaya konstruksi. Pengambilan keputusan yang tepat dalam proses disain bangunan ini memerlukan

pengetahuan yang tepat mengenai prinsip dan permasalahan geoteknik; memahami konsep dan teknik-teknik yang digunakan dalam penyelidikan sub-permukaan/tanah; manual, prosedur dan standar perencanaan; metode-metode pelaksanaan konstruksi dan utilitas fasilitas yang direncanakannya ditambah dengan pemahaman dan pengalaman yang baik mengenai kegeologian dan hidrologi.

Selain pengetahuan kondisi tanah dan geologi setempat, perencana bangunan juga perlu memahami dengan baik seismologi dan potensi kebencanaan seismik jika lokasi bangunan berada pada wilayah yang memiliki kejadian gempa bumi yang sering terjadi atau wilayah rawan bencana seismik. Rekayasa gempa dan seismologi merupakan pengetahuan yang perlu diketahui untuk menilai pengaruh gempa bumi terhadap manusia dan lingkungan. Meskipun cabang ilmu dan kajian serta penelitian rekayasa gempa masih relatif lebih muda dibandingkan ilmu lainnya, namun rekayasa gempa menjadi sangat signifikan bagi mempersiapkan disain bangunan yang aman terhadap pembebanan dinamik dengan melakukan identifikasi, pemodelan pengaruh beban seismik terhadap bangunan dan langkah-langkah mitigasi dalam bencana seismik ini.

Menurut Kramer (1996) beberapa bencana seismik yang penting diperhatikan dalam perencanaan bangunan diantaranya :

- **Getaran tanah** (*ground shaking*), ketika kejadian gempa bumi terjadi, gelombang seismik merambat dari pusat gempa (episentrum) menuju ke permukaan bumi. Sesampainya di permukaan, gelombang seismik menghasilkan getaran atau guncangan tanah yang dapat terjadi dalam hitungan detik hingga menit. Besaran dan durasi getaran di suatu lokasi berpengaruh kepada magnitudo dan lokasi gempa dan karakteristik lokasi tersebut.
- **Bencana (kerusakan) struktur** (*structural hazards*), sebagian besar bencana seismik akibat gempa bumi menyebabkan kerusakan struktur dari skala ringan hingga pada keruntuhan bangunan. Kerusakan dan keruntuhan struktur bangunan merupakan faktor dominan penyebab kematian pada manusia yang berada di dalam bangunan tersebut, dan kerugian ekonomi yang cukup besar pada beberapa kejadian gempa bumi. Gambar 1.3 dan Gambar 1.4 menunjukkan keruntuhan bangunan dua lantai akibat gempa bumi 7.6 Mw, di pada Sumatera Barat pada tanggal 30 September 2009; dan keruntuhan bangunan akibat gempa 6.3 Mw, pada tanggal 27 Mei 2006 di Yogyakarta.



Gambar 1.3: Keruntuhan bangunan dua lantai akibat gempa bumi di Padang, 30 September 2009



Gambar 1.4: Kegagalan struktur pada bangunan dua lantai akibat gempa bumi di Yogyakarta, pada 27 Mei 2006

- **Likuifaksi** (*liquefaction*), proses likuifaksi tanah dan keruntuhan tanah biasanya terjadi akibat kejadian gempa bumi pada skala yang besar. Likuifaksi merupakan fenomena dimana tanah berbutir kasar (*cohesionless soils*) jenuh air kehilangan kekuatannya secara drastis (mendadak) akibat meningkatnya tekanan air akibat pembebanan dinamik selama kejadian gempa bumi. Pada peristiwa ini, tanah mengalami transformasi dari keadaan padat menjadi cair (berperilaku cair). Beberapa kegagalan (keruntuhan) tanah akibat likuifaksi ini diantaranya pergerakan siklik (*cyclic mobility*), deformasi tanah dan penurunan tanah.

Kegagalan tanah tersebut dapat mengakibatkan bangunan fondasi dan yang berdiri di atasnya mengalami kegagalan struktur bahkan keruntuhan. Gambar 1.5 menunjukkan

salah satu bangunan di Padang, mengalami kerusakan struktur yang diakibatkan oleh kejadian gempa bumi di tahun 2009. Bangunan empat lantai tersebut berlokasi dekat dengan Sungai Bantang Arau. Kerusakan bangunan diakibatkan adanya deformasi lateral dan likuifaksi di bawah bangunan. Gambar 1.6 juga merupakan contoh kerusakan jalan di kawasan pelabuhan akibat likuifaksi di Kobe. Gempa Kobe ini dikenali juga sebagai *the 1995 Great Hanshin Earthquake* dengan magnitudoe 6.9 Mw; lebih dari 5.500 orang meninggal dan 26.000 lainnya korban luka berat. Prediksi kerugian ekonomi akibat gempa ini mencapai \$US 200 milyar.



Gambar 1.5: Kerusakan struktur bangunan empat lantai akibat deformasi dan likuifaksi oleh adanya gempa bumi di Padang pada tahun 2009 (EERI Special Earthquake Report, 2009)



Gambar 1.6: Kerusakan fasilitas jalan berupa keruntuhan arah lateral sedalam 1,2 hingga 2 meter disertai dengan genangan air setempat akibat gempa bumi di Kobe pada tahun 1995

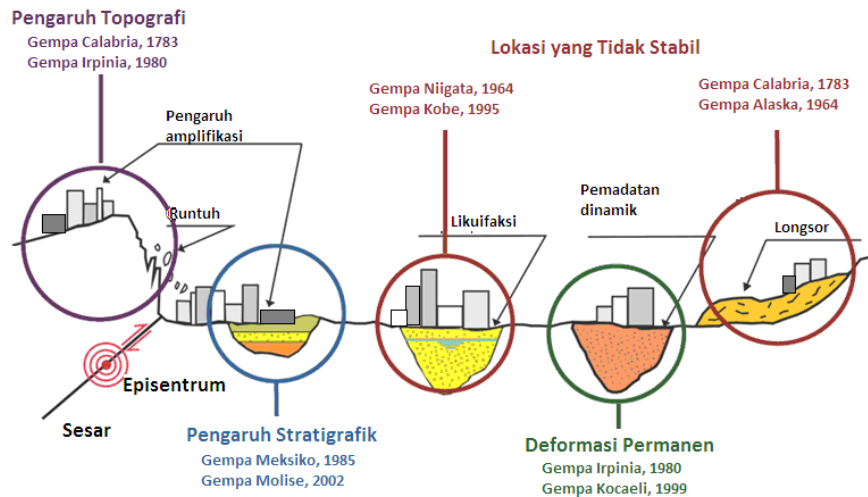
(Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, 1995²)

² Seismological and engineering aspects of the 1995 Hyogoken-Nanbu (Kobe) earthquake, ditulis oleh Bertero, Vitelmo V.; Borcherdt, Roger D.; Clark, Peter W.; Dreger, Douglas S.; Filippou, Filip C.; Foutch, Douglas A.; Gee, Lind S.; Higashino, Masahiko; Kono, Susumu; Lu, Le-Wu; Moehle, Jack P.; Murray, Mark H.; Ramirez, Julio A.; Romanowicz, Barbara A.; Sitar,

- **Longsor** (*landslide*), kejadian gempa bumi dengan magnitudo tinggi dapat menyebabkan tanah longsor. Kejadian tanah longsor yang terjadi dapat berskala kecil hingga sangat besar. Kejadian tanah longsor besar akibat gempa bumi terjadi di Padang Pariaman, Sumatera Barat di tahun 2009 (Gambar 1.7). Gempa terjadi pada kawasan pegunungan dengan sudut lereng antara 30° hingga 40° dan secara geomorfologis, tanah terdiri dari pumis yang berada di atas batuan andesit. Batuan pumis tersebut mengalami pelapukan hingga membentuk tanah penutup berupa lempung berlanau. Kejadian tanah longsor tersebut menelan korban hingga 100 orang meninggal yang berasal dari beberapa dusun yang berdekatan.
- **Amplifikasi** (*amplification effect*), beberapa lokasi akan memberikan respon getaran yang lebih tinggi berbeda dengan lokasi yang lain terhadap kejadian gempa bumi yang berlangsung. Hal ini tergantung dari kondisi struktur tanah yang berada dibawahnya yang relatif lebih lunak. Tanah lunak menimbulkan amplifikasi (perkuatan) terhadap getaran yang terjadi. Pengaruh lapisan tanah lunak pada amplifikasi getaran akibat gempa bumi disebut sebagai pengaruh setempat (*site effect*). Kejadian gempa bumi Calabria 1783, Irpinia 1980, Meksiko 1985, Yogyakarta 2006, terdapat contoh-contoh kejadian amplifikasi atau pengaruh setempat akibat lapisan tanah lunak pada struktur tanahnya. Gambar 1.8 menunjukkan kesimpulan beberapa bencana seismik yang dominan terjadi akibat gempa bumi besar pada beberapa lokasi yang berbeda.



Gambar 1.7: Tanah longsor masif yang disebabkan oleh kejadian gempa bumi Padang tahun 2009, di Padang Pariaman yang menyebabkan 100 orang terkubur dalam peristiwa longsor ini (Rosyidi et al. 2011)



Gambar 1.8: Beberapa bencana seismik yang dominan terjadi pada beberapa kejadian gempa besar di dunia

Dengan demikian, informasi mengenai kondisi struktur, geologi, stratigrafi tanah, jenis dan sifat tanah serta batuan menjadi sangat penting untuk diperoleh dan dianalisis sebagai parameter input dalam proses disain bangunan dan digunakan untuk memodelkan perilaku tanah khususnya untuk wilayah yang rawan bencana seismik. Informasi tersebut diperoleh melalui kegiatan penyelidikan sub-permukaan yang komprehensif dan terperinci.

1.2 | Pelaksanaan Penyelidikan Sub Permukaan

Seketika lokasi, geometrik dan atribut proyek telah ditentukan, perencana bangunan perlu menentukan kebutuhan-kebutuhan yang diperlukan dalam penyelidikan sub-permukaan. Perencana bertanggung jawab untuk mendetilkkan kegiatan-kegiatan eksplorasi dengan mempertimbangkan secara cermat kondisi lokasi dan informasi yang diperoleh selama proses persiapan konstruksi berlangsung, diantaranya pengumpulan data yang telah ada (*existing data*) mengenai lokasi dan daerah di sekitarnya, melakukan pengamatan di lapangan, memulai penyelidikan tanah dan menilai setiap kemajuan dalam kegiatan penyelidikan.

Ketika terdapat kondisi khusus atau menemukan

Catatan 1:

1. Tujuan untuk dilakukannya penyelidikan sub-permukaan adalah untuk mendapatkan informasi kondisi lapisan tanah dan batuan di bawah permukaan beserta sifat-sifat fisik dan mekaniknya; yang digunakan sebagai dasar perencanaan fasilitas bangunan yang berada di bawah dan di atas permukaan tanah supaya aman dan stabil terhadap pembebanan statik dan dinamik selama proses konstruksi dan hingga penggunaan bangunannya.
2. Investigasi sub-permukaan dilaksanakan dalam dua fase, yaitu Fase Penyelidikan Awal/Permulaan dan Fase Penyelidikan Akhir/ Lanjutan yang lebih spesifik.

informasi dan/atau waktulah yang tidak diperkirakan sebelumnya, perencana perlu melakukan komunikasi dengan konsultan dan pemilik untuk menentukan rekomendasi dan jika diperlukan, dapat melakukan perubahan terhadap disain awal yang telah direncanakan.

Setidak-tidaknya dalam penyelidikan sub-permukaan perlu dilakukan dalam dua fase, yaitu penyelidikan awal atau permulaan (*preliminary investigation*) dan penyelidikan akhir (*final investigation*). Penyelidikan awal dilakukan pada permulaan dimana suatu proyek bangunan akan didisain (proses disain) untuk menentukan jenis fondasi yang akan digunakan dan menentukan titik-titik penting dalam lokasi bangunan serta mengidentifikasi kondisi tanah dan geologi yang memerlukan penyelidikan dan eksplorasi yang lebih terperinci. Dalam penyelidikan sub-permukaan akhir dilaksanakan program pengujian di laboratorium maupun di-situ (lapangan) dari hasil rekomendasi penyelidikan awal yang dilakukan sebelumnya. Penjelasan mengenai kedua fase penyelidikan sub-permukaan ini dijelaskan berikut ini.

1.2.1 | Penyelidikan Sub-permukaan Awal (*Preliminary Subsurface Investigation*)

Tujuan dilaksanakan penyelidikan sub-permukaan awal, adalah untuk mengumpulkan informasi awal mengenai kondisi tanah sub-permukaan lokasi proyek dan kegiatan-kegiatan penyelidikan awal untuk digunakan dalam proses disain awal. Tahapan yang dilakukan dalam proses investigasi ini adalah mengumpulkan dan menganalisis data dan informasi lapangan yang telah tersedia. Informasi ini dapat berasal dari penyelidikan lapangan sebelumnya jika ada, atau berasal dari sumber-sumber data pendukung. Data dan informasi ini dapat membantu merencanakan penyelidikan tanah lanjutan/final, mengamati kondisi lapangan, membantu dalam penentuan lokasi dan kedalaman titik pengeboran (*borehole*), serta dapat memberikan informasi mengenai kondisi struktur batuan dan formasi geologi; serta sejarah lokasi (pembebanan dan riwayat geologi); yang nantinya akan diintegrasikan dalam laporan penyelidikan sub-permukaan.

Berikut ini adalah beberapa daftar sumber informasi yang dapat dikumpulkan dalam penyelidikan sub-permukaan awal, diantaranya:

- laporan penyelidikan tanah sebelumnya (*data histories*) yang ada pada lokasi tersebut atau berdekatan dengan lokasi proyek,
- catatan-catatan pelaksanaan konstruksi sebelumnya atau catatan permasalahan lapangan pada proyek sebelumnya (apabila penyelidikan sub-permukaan yang akan dilakukan merupakan pekerjaan lanjutan atau proyek rehabilitasi atau pengembangan). Contoh catatan permasalahan proyek bisa berupa analisis geoteknik, penurunan tanah, informasi rembesan air tanah, longsor, pemancangan fondasi tiang dan berbagai informasi lainnya yang berkaitan,

- peta geologi atau laporan kajian struktur geologi setempat yang diperoleh dari badan atau biro yang secara resmi mengeluarkan informasi geologi, misalnya Badan Geologi Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral Indonesia. Peta geologi merupakan bentuk ungkapan data dan informasi geologi suatu daerah/kawasan dengan tingkat kualitas yang tergantung pada skala peta yang digunakan dan menggambarkan informasi sebaran, jenis dan sifat batuan, umur, stratigrafi, struktur, tektonika, fisiografi dan potensi sumber daya mineral serta energi yang disajikan dalam bentuk gambar dengan warna, simbol maupun corak atau gabungan ketiganya. Beberapa peta geologi yang bisa digunakan sebagai informasi geologi dalam penyelidikan sub-permukaan, diantaranya:
 - Peta geologi permukaan (*surface geological map*) merupakan suatu peta yang memberikan berbagai formasi geologi bawah permukaan. Skala peta ini bervariasi antara 1 : 50.000 hingga yang lebih besar. Peta ini berguna untuk menentukan lokasi bahan bangunan, drainase, pencarian air, pembuatan lapangan terbang, maupun pembuatan jalan.
 - Peta singkapan (*outcrop map*) adalah suatu peta yang umumnya berskala besar, mencantumkan lokasi ditemukannya batuan padat, yang dapat memberikan sejumlah keterangan dari pemboran beserta sifat batuan dan kondisi strukturalnya. Peta ini digunakan untuk menentukan lokasi, misalnya material yang berupa pecahan batu, dapat ditemukan langsung di bawah permukaan.
 - Peta ikhtisar geologis merupakan peta yang memberikan informasi langsung berupa formasi-formasi yang telah tersingkap, maupun ekstrapolasi terhadap beberapa lokasi yang formasinya masih tertutup oleh lapisan Holosen.
 - Peta struktur merupakan peta dengan garis-garis kedalaman yang dikonstruksikan pada permukaan sebuah lapisan tertentu yang berada di bawah permukaan.
 - Peta geologi sistematik adalah peta yang menyajikan data geologi pada peta dasar topografi atau batimetri dengan nama dan nomor lembar peta yang mengacu pada Surat Keputusan (SK) Bakosurtanal.
 - Peta geologi tematik adalah peta yang menyajikan informasi geologi dan/atau potensi sumber daya mineral dan/atau energi untuk tujuan tertentu, misalnya untuk pengembangan potensi sumber mineral atau untuk tujuan mitigasi bencana.
 - Peta topografi adalah peta ketinggian titik atau kawasan yang dinyatakan dalam bentuk angka ketinggian atau kontur ketinggian yang diukur terhadap permukaan laut rata-rata.

- Peta isopach merupakan peta yang menggambarkan garis-garis yang menghubungkan titik-titik suatu formasi atau lapisan dengan ketebalan yang sama. Dalam peta ini tidak ditemukan konfigurasi struktural.
- Peta fotogeologi adalah peta yang dibuat berdasarkan interpretasi foto udara. Peta fotogeologi harus selalu disesuaikan dengan keadaan yang sesungguhnya di lapangan.
- Peta hidrogeologi merupakan suatu peta yang memberikan informasi kondisi airtanah pada daerah yang dipetakan. Pada peta ini umumnya ditunjukkan formasi yang *permeable* dan *impermeable*,
- informasi atau hasil pemetaan yang menunjukkan informasi zona rawan banjir pada lokasi proyek. Informasi ini dapat diperoleh dari BMKG setempat atau dinas kota/kabupaten yang mengurus permasalahan banjir dan drainasi,
- informasi atau peta wilayah konservasi, apabila lokasi proyek berdekatan dengan wilayah konservasi, misalnya hutan lindung atau cagar alam yang perlu dijaga kelestariannya. Informasi ini akan membantu pemilihan metode penyelidikan tanah yang tidak mengganggu wilayah konservasi,
- informasi dan data gempa bumi dan keseismikan, bencana seismik dan informasi yang berkaitan dengan potensi dan zona rawan gempa, jika memungkinkan data atau peta respon tanah setempat (*ground response*). Informasi ini dapat diperoleh dari Badan Geologi setempat atau referensi laporan penelitian mengenai kegempaan,
- foto-foto dan informasi aerial dan data GIS atau *remote sensing images* jika diperlukan untuk eksplorasi kawasan yang lebih luas,
- peta kawasan tata kota yang berkaitan dengan jaringan utilitas seperti pipa pembuangan, jaringan kabel dan telepon bawah tanah, pipa gas dan utilitas lainnya. Informasi ini sangat berguna khususnya untuk penyelidikan sub-permukaan yang dilakukan di kawasan perkotaan,

Selanjutnya informasi-informasi tersebut diolah dan dianalisis bagi mendapatkan gambaran umum lokasi proyek yang akan dilaksanakan penyelidikan tanah. Informasi tersebut juga berguna untuk proses disain perencanaan awal bangunan. Perencana dan pemilik proyek, perlu melakukan peninjauan lapangan, yang dapat dilakukan berulang-kali untuk mengsinergikan data-data dan informasi awal yang telah ada dengan kondisi lapangan yang nyata. Langkah peninjauan lapangan ini juga dapat merekomendasikan beberapa perubahan disain awal dan selanjutnya adalah menentukan titik-titik observasi atau pengamatan yang perlu dilakukan dalam penyelidikan sub-permukaan yang lebih terperinci. Beberapa informasi yang perlu diperhatikan dan dikaji dalam peninjauan lapangan, antara lain:

- Rencana pembangunan dan disain bangunan
- Kondisi lokasi secara umum
- Kondisi geologi
- Geomorfologi
- Aksesibilitas terhadap peralatan konstruksi
- Syarat-syarat gangguan lingkungan selama penyelidikan tanah, antara lain lalu lintas, jam kerja proyek.
- Lokasi-lokasi utilitas yang berdekatan dan melalui lokasi proyek
- Tipe dan kondisi fasilitas yang sudah ada
- Tinjauan terhadap lingkungan sekitarnya (sekolah, tempat ibadah, pasar dll.)
- Isu-isu lingkungan di sekitar proyek
- Ancaman terhadap bencana seismik dan banjir, yang dilihat dari kondisi lingkungan sekitar proyek
- Informasi air tanah dan drainasi sekitar proyek
- Benchmarks dan titik-titik referensi yang membantu di lokasi proyek
- Keamanan lingkungan dan tinjauan terhadap lokasi gudang untuk penyimpanan alat dan bahan

Observasi yang dilaksanakan dalam fase awal terkadang juga melibatkan pengujian lapangan dan laboratorium sederhana untuk mendapatkan gambaran awal mengenai sifat-sifat fisik dan mekanik tanah dan batuan yang ada di bawah permukaan dangkal, diantaranya analisis saringan untuk menentukan jenis tanah, pengujian batas konsistensi tanah, kandungan air dalam tanah, termasuk jika diperlukan adalah menguji potensi pengaruh tanah, air tanah dan air permukaan terhadap komponen struktur yang akan dibangun di atasnya. Beberapa pengujian lapangan dan laboratorium dasar yang bisa dilakukan diantaranya:

- pengambilan sampel dangkal menggunakan *handbore*,
- hubungan kadar air dan kepadatan kering tanah menggunakan standar *Proctor*,
- distribusi butiran tanah,
- batas konsistensi (*Atterberg*),
- kadar air tanah,
- pengujian mekanik tanah yang diperlukan yang disesuaikan kondisi lokasi setempat,

Seluruh informasi yang diperoleh dalam penyelidikan awal ini seterusnya digunakan sebagai data tambahan dalam investigasi sub-permukaan akhir.

1.2.2| Penyelidikan Sub-permukaan Akhir (*Final Subsurface Investigation*)

Tujuan dilakukannya penyelidikan sub-permukaan akhir adalah untuk mengumpulkan data dan informasi mengenai kondisi lapisan tanah dan batuan di bawah permukaan tanah yang selanjutnya

akan digunakan untuk penentuan perencanaan teknis yang lebih terperinci (atau dalam prakteknya disebut sebagai DED, *detailed engineering design*) dalam suatu proyek pembangunan. Dengan demikian, setelah mendapatkan informasi dari penyelidikan permulaan, perencana perlu membuat perencanaan program penyelidikan sub-permukaan akhir, yang mencakup metode eksplorasi yang akan digunakan, sampel yang diperlukan, tipe dan frekuensi pengujian lapangan yang akan dilakukan yang dipertimbangkan berdasarkan informasi sub-permukaan yang telah ada, persyaratan dokumen pekerjaan, ketersediaan peralatan dan pengalaman praktis yang telah dilakukan.

Secara berkala, rencana penyelidikan akhir biasanya akan dimodifikasi yang tergantung dengan kemajuan pekerjaan penyelidikan lapangan yang sedang berlangsung. Guna memastikan bahwa modifikasi rencana program penyelidikan akhir dengan pelaksanaan berjalan secara efektif, pengawas lapangan atau insinyur lapangan akan memantau setiap kemajuan dalam pelaksanaan penyelidikan sub-permukaan. Pengawas bertanggung jawab untuk mengesahkan (verifikasi) terhadap pekerjaan penyelidikan lapangan dan mengkomunikasikan analisis kemajuan pekerjaan terhadap pelaksana dan perencana terutama menghadapi kondisi sub-permukaan yang perlu mendapatkan perhatian khusus atau lokasi-lokasi kritis. Perlu mendapatkan perhatian bahwa data-data yang diperoleh dalam penyelidikan tanah merupakan basis pengambilan keputusan dalam disain rekayasa dan penentuan keamanan bangunan. Dengan demikian pengawas memegang peranan penting dalam pengendalian mutu pekerjaan penyelidikan lapangan. Tabel 1.1 menunjukkan panduan umum sebagai pengawas dalam pekerjaan penyelidikan sub-permukaan.

Penyelidikan sub-permukaan akhir melibatkan pengujian-pengujian lapangan dan laboratorium yang lebih detil dan kompleks. Lokasi dan titik-titik pengujian harus telah ditentukan dalam dokumen penyelidikan permulaan atau dokumen perubahannya, sehingga dalam fase akhir ini, perencana lebih fokus kepada pekerjaan bagi mendapatkan data dan informasi dari titik-titik yang telah diperhitungkan (yang dapat mewakili kondisi lapisan tanah di wilayah kajian) dan titik-titik kritis yang sekiranya memerlukan perhatian khusus yang ditentukan dari hasil analisis lapangan dan struktur geologinya.

Ketika sampel telah diambil dari pengujian lapangan, perencana harus mendapatkan informasi dari data-data yang telah diperoleh dari seluruh sampel atau hanya beberapa sampel yang merepresentasikan dari seluruh sampel yang diambil; melalui pengujian laboratorium atau langsung dari pengukuran lapangan. Informasi yang dikumpulkan digunakan untuk membangun basis data dan gambaran stratigrafi secara terperinci kondisi lapisan, identifikasi dan sifat bahan di bawah permukaan tanah. Rekomendasi yang dihasilkan dari fase penyelidikan ini akan mempengaruhi jenis, dimensi dan kedalaman fondasi bangunan serta pekerjaan-pekerjaan tanah yang harus dipersiapkan.

TABEL 1.1: PANDUAN UMUM UNTUK PENGAWAS PEKERJAAN PENYELIDIKAN SUB-PERMUCAAAN

PANDUAN TERHADAP PEKERJAAN-PEKERJAAN LAPANGAN YANG PERLU DIPERHATIKAN DALAM PENYELIDIKAN SUB-PERMUKAAN:	DOKUMEN/PERIHAL YANG PERLU DIPERHATIKAN:
Memahami dengan baik mengenai ruang lingkup proyek, spesifikasi teknis dan syarat-syarat yang telah ditentukan dalam pekerjaan	Dokumen rencana lokasi/titik pengeboran dan spesifikasi lapangan
Memahami lokasi proyek, aksesibilitas yang diperlukan dan beberapa larangan terkait dengan lingkungan dan peraturan yang berlaku.	Dokumen proyek, denah lokasi Panduan teknis dan peraturan-peraturan daerah yang berlaku di wilayah hukum yang membawahi lokasi proyek
Mereview informasi sub-permukaan dan geologi yang tersedia	Dokumen penyelidikan sub-permukaan sebelumnya, peta geologi, peta topografi
Mereview secara berterusan data-data lapangan yang telah diperoleh dan keterkaitannya dengan tujuan investigasi yang telah ditetapkan dalam proyek	Dokumen investigasi sub-permukaan permulaan, progres/kemajuan pengujian laboratorium dan lapangan dalam penyelidikan lapangan
Berkomunikasi dengan insinyur geoteknik dan pelaksana dan melakukan penjelasan berkala tentang kemajuan penyelidikan dan waktulah yang mungkin dihadapi di lapangan	Dokumen progres/kemajuan pekerjaan penyelidikan dan laporan harian
Memahami dokumen dan administrasi yang digunakan dalam pekerjaan penyelidikan	Memo harian Formulir pengujian: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Log pengeboran ▪ Tes pit ▪ Tes laboratorium dan lapangan ▪ Instalasi peralatan. Laporan sub-kontrak Dokumen pengujian lapangan
Melakukan observasi dan komunikasi terhadap operator mesin dalam pekerjaan pengeboran : <ul style="list-style-type: none"> ▪ Kedalaman pengeboran ▪ Prosedur pengeboran dan pensampelan ▪ Penghitungan tumbukan dalam SPT ▪ Pengukuran muka air tanah dan catatan derajat kelembapan atau kadar air tanah 	Spesifikasi pengeboran Dokumen pengujian pengeboran dan pengambilan sampel
Melakukan verifikasi sampel tidak terganggu (undisturbed samples)	Dokumen pengambilan sampel, penyimpanan, pelabelan dan pengangkutan
Melakukan cross-check terhadap metode dan peralatan penyelidikan yang digunakan dan peralatan pendukung	Dokumen pengujian laboratorium dan lapangan
Mengawasi pengklasifikasian tanah dan batuan serta pekerjaan untuk pedataan dan penyimpanan sampel.	Dokumen pengambilan sampel dan spesifikasi pekerjaan Fotograf

1.2.3 | Teknik dalam Penyelidikan Sub-permukaan

Secara umum, terdapat lima kelompok teknologi yang digunakan dalam penyelidikan sub-permukaan, diantaranya:

1. Penginderaan jauh (*remote sensing*)
2. Penyelidikan geofisika (*geophysical investigations*)
3. Pensampelan terganggu (*disturbed sampling*)
4. Pengujian lapangan/in-situ dengan metode langsung (*in-situ testing*)
5. Pensampelan tidak terganggu (*undisturbed sampling*)

Penginderaan Jauh

Data penginderaan jauh digunakan untuk mengidentifikasi kondisi terrain, formasi geologi, *escarpments* dan gambaran permukaan bumi yang dapat menunjukkan sesar permukaan (tampak), aliran bawah tanah (*buried stream beds*), kondisi aksesibilitas lokasi proyek dan formasi tanah-

batuan secara umum. Data penginderaan jauh dapat diperoleh dari foto satelit (LANDSAT dari NASA), foto udara/aerial dari agensi pemerintahan, atau berasal dari foto/peta udara yang disediakan secara komersial oleh penyedia jasa/layanan ini.

Penyelidikan Geofisika

Potensi teknik geofisika belum sepenuhnya dimanfaatkan di dalam bidang teknik khususnya penyelidikan tanah. Kapasitas metode geofisika yang dapat melakukan investigasi dan observasi mulai dari profil kedalaman 1 D hingga membuat model 2 dan 3 D stratigrafik tanah, menjadikan informasi yang diperoleh dari teknik pengukuran ini sangat signifikan di dalam interpretasi sub-permukaan. Keunggulan metode geofisik adalah kemampuannya untuk mendapatkan informasi sub-permukaan yang detil dan lebih luas yang tidak dapat dilakukan oleh metode penyelidikan langsung (*direct methods*); disebabkan oleh pertimbangan biaya yang diperlukan apabila menggunakan metode langsung. Beberapa metode geofisika yang bisa digunakan dalam penyelidikan sub-permukaan antara lain:

- Resistivitas Permukaan (*Surface Resistivity, SR*)
- *Ground Penetrating Radar (GPR)*
- *Electromagnetic Conductivity (EM)*
- Gelombang Seismik (*Seismic Waves*)

Beberapa ulasan yang lebih luas mengenai metode geofisika berdasarkan gelombang mekanik seismik diberikan pada bagian selanjutnya.

Pensampelan Terganggu

Sampel terganggu yang diambil dari pengeboran tanah digunakan untuk menentukan jenis tanah, gradasi, klasifikasi, konsistensi, kepadatan, derajat kontaminasi, stratifikasi dan lain sebagainya. Sampel tanah sebut sebagai sampel terganggu karena selama proses pengambilan sampelnya, struktur dan kondisi tanah berubah dari kondisi asalnya atau natural. Terdapat beberapa metode yang digunakan untuk mendapatkan sampel terganggu ini, dari yang paling sederhana yaitu bor tangan hingga metode pengeboran dalam (misalnya *truck mounted augers* dan *rotary drilling*).

Pengujian Lapangan dengan Metode Langsung (*Direct Method*)

Pengujian langsung di lapangan merupakan pengujian utama dalam program penyelidikan sub-permukaan. Disamping pengeboran tanah, beberapa pengujian lapangan seperti *standard cone penetration test (SPT)*, soundir dan *electronic cone penetrometer test (CPT)* adalah beberapa metode yang digunakan secara bersamaan dengan pengeboran dan pengambilan sampel di suatu titik pengamatan. SPT bertujuan untuk mengidentifikasi stratifikasi tanah, ketebalan lapisan untuk mengestimasi kondisi geologi dan hidrogeologi serta sifat fisik dan mekanik setiap lapisan tanah. Hasil pengukuran SPT yang representasi dari kekuatan tanah ditunjukkan dalam jumlah tumbukan setiap ukuran penetrasinya yang dinyatakan dalam N_{SPT} . Gambar 1.9 menunjukkan contoh alat SPT yang sedang digunakan dalam penyelidikan tanah dan hasil pensampelan tanah yang dilakukan

bersamaan dengan pengujian SPT (Gambar 1.9b). Nilai N_{SPT} menjadi panduan untuk menentukan klasifikasi kekerasan tanah (untuk penentuan kedalaman fondasi) dan melalui korelasi empiris dapat juga digunakan untuk menentukan perilaku geoteknik.



Gambar 1.9: (a) Pelaksanaan pengujian SPT untuk penyelidikan tanah dan (b) pengambilan sampel tanah yang dilakukan (Arion et al. ,2007)

Pengujian *electronic-cone penetrometer test* (CPT) menyediakan informasi sub-permukaan tanpa menyebabkan efek gangguan terhadap kondisi sampel tanah (merubah karakteristik tanah) dengan data yang dikumpulkan berbasis seri waktu yang berterusan. Karakteristik stratigrafik dan kekuatan tanah diperoleh dari pengujian CPT ini tanpa memerlukan sampel laboratorium dengan demikian pengujian ini lebih menghemat biaya dan waktu. Selain *electronic-CPT* yang bersifat dinamik, pengujian CPT juga dapat dilakukan bersifat statik dengan perolehan parameter daya dukung dan tahanan gesek tanah. Selain SPT dan CPT, terdapat beberapa pengujian lapangan lainnya yang dikembangkan untuk dapat digunakan untuk mendapatkan parameter daya dukung tanah.

Pengujian lapangan dalam pelaksanaannya dapat juga dikombinasikan dengan pengujian geofisika khususnya untuk pertimbangan luasnya lokasi penyelidikan sub-permukaan. Manfaat metode pengujian lapangan (*in-situ methods*) yang diperoleh dalam program penyelidikan yang dilakukan bersamaan dengan pelaksanaan pensampelan secara konvensional adalah pengurangan biaya dan waktu dalam pekerjaan lapangannya. Di samping itu pengujian-pengujian yang dilaksanakan dapat menyediakan informasi sub-permukaan, hasil investigasi dapat juga digunakan untuk mendapatkan parameter tanah laboratorium dengan menggunakan persamaan-persamaan korelasi empiris yang telah banyak diturunkan dari berbagai penelitian dan studi geoteknik.

Pensampelan Tidak Terganggu (*Undisturb Sampel*)

Sampel yang diambil secara tidak terganggu merupakan sampel yang diambil dari lubang bore tanah dengan metode tertentu sehingga sampel dapat disimpan dalam tabung dengan meminimalisasi gangguan terhadap kondisi naturalnya (misalnya kadar air asli). Meskipun

demikian, faktor jenis tanah, kondisi peralatan pensampelan yang digunakan untuk memperoleh sampel tidak terganggu, keahlian operator alat, metode penyimpanan dan transportasi sampel mempengaruhi derajat gangguan terhadap sampel tanah tersebut. Sampel ini digunakan untuk mendapatkan sifat fisik dan mekanik tanah dalam kondisi natural, diantaranya kompresibilitas (*compressibility*), potensi penurunan tanah, permeabilitas, kadar air natural, diskontinuitas, retakan, daya dukung dan konsistensi tanah dalam formasi sub-permukaan yang diselidiki.

1.3 | Teknik Geofisika Berbasis Gelombang Seismik

Hingga era ini, beberapa teknologi geofisika berbasis gelombang seismik untuk penyelidikan sub-permukaan telah banyak dikembangkan, khususnya untuk mendapatkan sifat-sifat dinamik tanah dan bahkan beberapa riset dikembangkan untuk mencari parameter statik tanah berdasarkan korelasi empirik. Beberapa teknologi geofisika yang dikembangkan berdasarkan analisis gelombang tubuh (*body waves*) dan gelombang permukaan (*surface waves*) antara lain:

- teknik lubang silang (*crosshole*)
- teknik lubang dalam (*downhole*)
- teknik pembiasan seismik (*seismic refraction*)
- teknik pemantulan seismik (*seismic reflection*)
- teknik analisis spektrum gelombang permukaan (*spectral analysis of surface waves*, SASW) oleh Stokoe et al. (1988)
- teknik multichannel gelombang permukaan (*multichannel analysis of surface waves*, MASW) oleh Park et al. (1999), teknik *p-v* oleh McMechan & Yedlin (1981).
- teknik analisis gelombang permukaan menerus (*continuous surface waves*) oleh Matthews et al. (1996).
- teknik analisis refraksi gelombang/getaran mikro (*microtremors*) atau dikenal sebagai teknik *ReMi* oleh Roma et al. (2011).
- teknik pemrosesan seismik tersusun (*array processing techniques*) yang dikembangkan oleh Tokimatsu (1995), Zywicki (1999); Foti (2000).

Dari beberapa jenis teknik geofisika gelombang tersebut secara umum dapat dibagi menjadi dua kelompok berdasarkan sifat pengujiannya, yaitu

1. **Pengujian Invasif**, yaitu teknik geofisika berbasis gelombang seismik yang memerlukan pengeboran lubang (*borehole/BH*) dalam investigasi permukaannya, antara lain: teknik lubang silang, lubang dalam, *PS suspension logging*, lubang silang tomografi (Gambar 1.10). Teknik seismik lubang silang dan dalam telah dibuktikan mampu mendeteksi variasi kecepatan gelombang geser dan primer sebagai fungsi dari kedalaman dengan baik diantaranya oleh Ballard (1976), Woods (1978) dan Stokoe & Hoar (1978). Selain modulus tanah, rasio redaman (*damping*) juga dapat diukur menggunakan teknik seismik ini (Mok et al., 1988). Meskipun demikian, teknik seismik *crosshole* dan *downhole* mempunyai beberapa kelemahan diantaranya sistem pengujiannya memerlukan

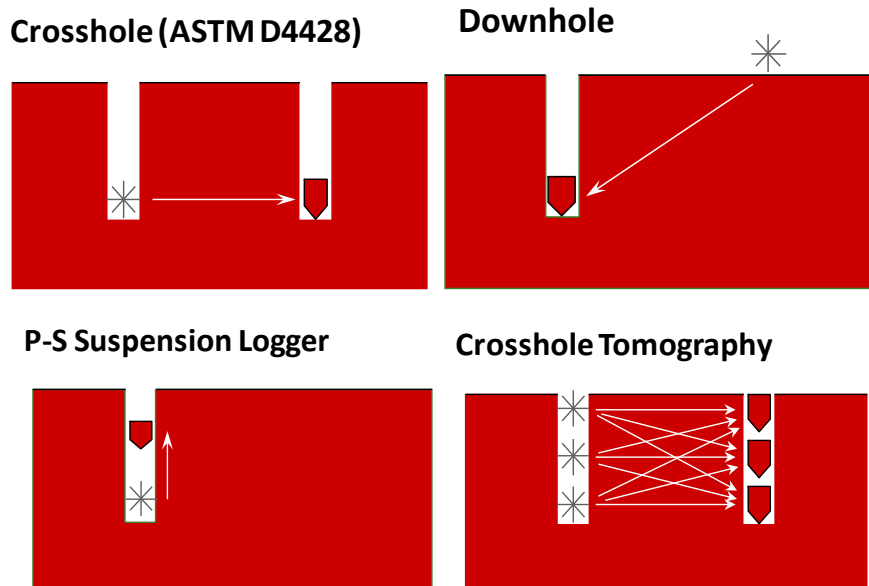
pasangan peralatan seismik pada lubang *borehole*, sehingga memerlukan waktu yang lama dan biaya yang lebih mahal berbanding dengan metode gelombang permukaan.

2. **Pengujian Non Invasif**, yaitu teknik geofisika berbasis gelombang seismik yang tidak

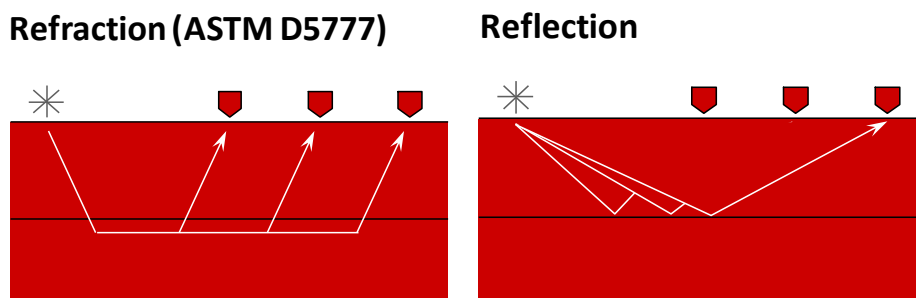
Catatan 2:
Menurut sifat pengujiannya, metode geofisika untuk investigasi sub-permukaan dibagi menjadi dua, yaitu: metode invasif dan metode non invasif.

memerlukan pengeboran lubang (*borehole*/BH), diantaranya teknik SASW, MASW, CSW, pembiasan seismik dan pemantulan seismik (Gambar 1.11).

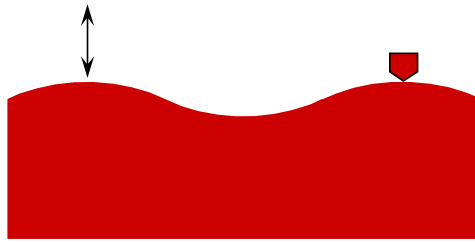
Teknik gelombang permukaan memanfaatkan sifat sebaran gelombang permukaan untuk mendeteksi kekakuan pada tanah berlapis. Studi mengenai kemampuan teknik SASW dan CSW untuk mendapatkan sifat geoteknik tanah telah dimulai oleh Woods & Richart (1967), kemudian dilanjutkan oleh Williams (1981), Heisey (1982), Abbiss (1981), Nazarian (1984), Nazarian & Stokoe (1984, 1986), Joh (1996), Rix et al. (1990), Cho (2002), Cho & Lin (2001), Kim et al. (2001), Zagyapan & Fairfield (2002), Haupt (1977), Dravinsky (1983), Curro (1983) Gucunski et al. (1996, 2000).



Gambar 1.10: Beberapa konsep pengujian geofisika yang bersifat invasif dan memerlukan pengeboran (BH) pada media sub-permukaan



Surface Wave

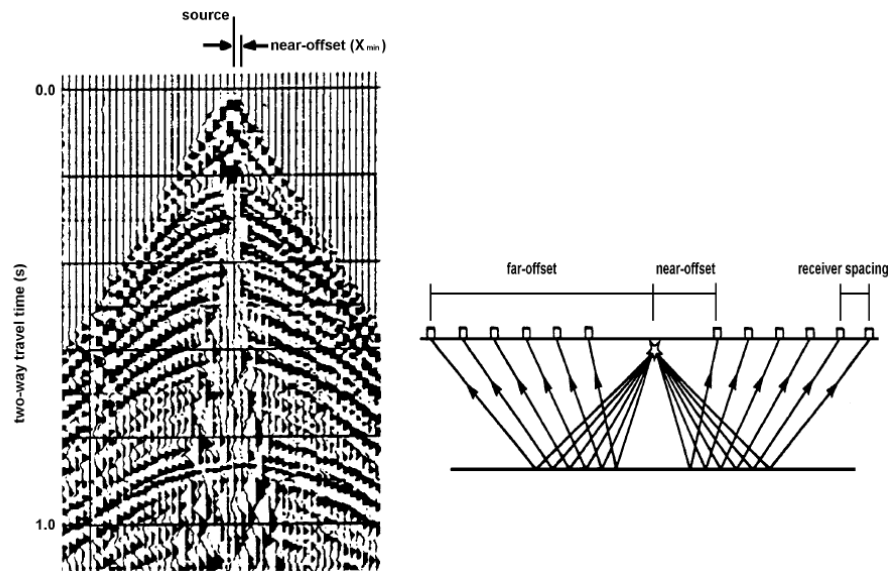


Gambar 1.11: Beberapa konsep pengujian geofisika yang bersifat non invasif dan tanpa memerlukan pengeboran (BH) pada media sub-permukaan

Penggunaan teknik SASW untuk investigasi sub-permukaan dan evaluasi perkerasan jalan di kondisi tropis dilakukan oleh Rosyidi (2004), Rosyidi et al. (2002, 2003, 2004, 2005, 2006) dan Rosyidi & Taha (2004, 2005). Selain analisis gelombang permukaan, teknik pembiasan dan pemantulan gelombang seismik tubuh juga telah banyak digunakan untuk investigasi sub-permukaan, khususnya untuk mendeteksi stratifikasi lapisan permukaan berdasarkan kecepatan gelombang P (Nayan et al., 2002) dan mendeteksi kedalaman air tanah (Waters, 1987; ASTM D5777, 2010). Contoh tipikal rekaman data untuk metode seismik pantulan diberikan dalam Gambar 1.12.

Teknologi geofisika berbasis gelombang permukaan untuk investigasi sub-permukaan terus menerus dikembangkan hingga saat ini, karena kemanfaatannya yang dipandang lebih menguntungkan dibandingkan dengan teknologi berbasis gelombang tubuh. Metode seismik gelombang permukaan tidak memerlukan lubang pengeboran dan sifatnya yang mampu mendeteksi stratifikasi lapisan beserta modulus bahannya merupakan keunggulan metode ini dibandingkan metode seismik lainnya.

Peneliti Rosyidi (2009); Rosyidi & Taha (2012) telah merekomendasikan metode analisis spektrogram wavelet gelombang permukaan; yang memperbaiki kesulitan interpretasi spektrum gelombang konvensional dan teknik ini mampu mendeteksi modulus dan rasio redaman bahan secara bersamaan.



Gambar 1.12: Tipikal rekaman data gelombang seismik dan konfigurasi sumber gelombang dan sensor dalam teknik pantulan seismik gelombang (*seismic reflection technique*) (Keary & Brooks, 1991).

1.4 | Parameter Dinamik Tanah

Untuk mempelajari teknologi geofisika berbasis gelombang seismik, perlu juga memahami dengan sifat dinamik bahan, yang dalam hal ini adalah sifat dinamik tanah. Perilaku dinamik tanah sangat yang tergantung dari dua faktor yaitu:

Catatan 3:

Parameter bahan penting untuk mempelajari sifat dinamikanya adalah: kecepatan gelombang geser (*shear wave velocity, V_s*), modulus geser (*shear modulus, G*), rasio redaman (*damping ratio, D*), dan rasio Poisson (*n*)

- Sifat mekanis tanah yang dipengaruhi oleh tingkat regangan bahan akibat pembebanan dan keadaan tegangan efektif, dan
- Sejarah pembebanan.

Kedua faktor di atas perlu dipertimbangkan dengan teliti dan dalam analisisnya, akan melibatkan proses analisa dan pemodelan bahan yang kompleks.

Parameter-parameter yang banyak digunakan untuk mempelajari dan memodelkan sifat mekanis tanah akibat pembebanan dinamik adalah kecepatan gelombang geser (*shear wave velocity, V_s*), modulus geser (*shear modulus, G*), rasio redaman (*damping ratio, D*), dan rasio Poisson (*n*); yang selanjutnya disebut sebagai parameter dinamik tanah (*dynamic soil properties*). Penjelasan singkat masing-masing parameter diberikan berikut ini:

Kecepatan gelombang geser atau *shear wave velocity* (V_s) merupakan parameter yang biasa digunakan untuk menentukan karakteristik tanah melalui daya dukung dinamik dan perilaku tanah dalam kondisi elastik. V_s ditentukan dari perambatan partikel gelombang

seismik yang tegak lurus terhadap arah perambatan gelombangnya. Nilai kecepatan gelombang geser dapat merupakan representasi dari sifat geser struktur tanah, meskipun demikian, V_s tidak dapat mendeteksi bahan fluida.

Modulus geser atau *shear modulus* (G) merupakan parameter yang ditentukan dari hubungan antara kecepatan gelombang geser (V_s) dan sifat bahan (kepadatan/*mass density*) dalam kondisi elastik. Kepadatan biasanya diperoleh dari hasil pengujian sampel sub-permukaan atau dapat juga menggunakan korelasi empirik. Selain dari data kecepatan gelombang geser, terdapat persamaan korelasi yang dapat digunakan untuk menentukan modulus geser dinamik berdasarkan data SPT, indeks plastisitas (*Atterberg Limits*) dan distribusi ukuran butiran seperti yang direkomendasikan oleh Vucetic & Dobry (1991). Dalam aplikasinya, modulus geser biasanya digunakan untuk pemodelan struktur tanah dan analisis dinamik dalam interaksi struktur-tanah (*soil-structure interactions*). Modulus geser yang diperoleh dari pengukuran geofisika merupakan nilai modulus dalam tingkat regangan yang sangat kecil. Nilai modulus tersebut dapat digunakan sebagai parameter elastik tanah untuk analisis fondasi dan rekayasa gempa. Selain itu, menggunakan persamaan empirik dan pemodelan tanah, nilai modulus geser dalam kondisi elastik ini dapat mengidentifikasi degradasi modulus pada beberapa tingkat regangan yang berbeda.

Modulus geser maksimum atau *maximum shear modulus* (G_{max}) adalah nilai modulus bahan yang digunakan untuk menormalisasi hubungan modulus geser (G) terhadap variasi regangannya. Bagi insinyur geoteknik, hubungan modulus geser ternormal ini dapat digunakan untuk menentukan kurva degradasi modulus geser tanah dan berdasarkan kurva tersebut dapat digunakan untuk menentukan nilai G lapangan. Beberapa persamaan empirik telah diturunkan dari berbagai eksperimen yang telah dilakukan diantaranya oleh Seed et al. (1984); Sun et al. (1988).

Rasio redaman atau *damping ratio* (D) adalah parameter bahan merepresentasikan sifat redaman dalam tanah atau media padat yang digunakan sebagai parameter input pada beberapa prosedur analisis dinamik khususnya yang berkaitan dengan informasi pengurangan getaran dalam media padat. Sebagaimana modulus geser, nilai rasio redaman juga dipengaruhi oleh regangan gesernya. Oleh itu, kurva degradasi nilai rasio redaman empirik dapat dihasilkan dari berbagai persamaan empirik guna mendapatkan nilai rasio lapangan berdasarkan regangan bahan yang diperhitungkan. Penggunaan parameter D ini didasarkan kepada kemampuan suatu sistem untuk menyerap energi dinamik dan bagaimana pengaruhnya terhadap durasi dan mode getaran yang terjadi.

Rasio Poisson atau *Poisson's ratio* (ν) merupakan parameter fundamental bahan yang ditentukan berdasarkan rasio regangan/deformasi horisontal terhadap vertikal suatu

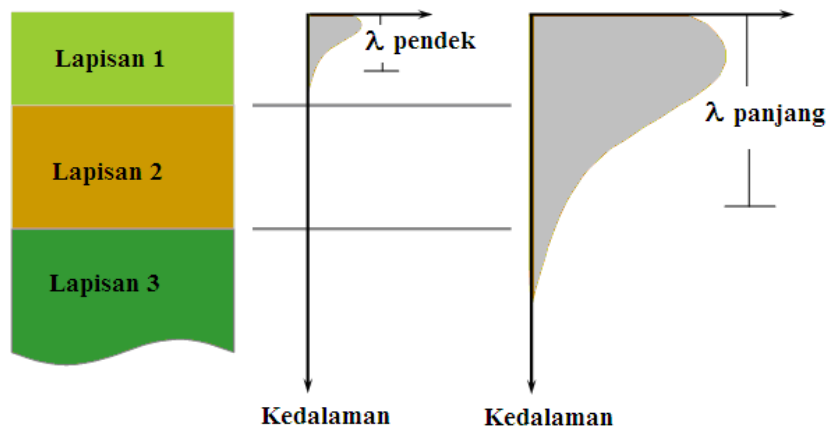
bahan padat yang berhubungan erat dengan modulus dan regangan bahannya. Parameter rasio Poisson sukar untuk diukur secara langsung di lapangan, dengan demikian, untuk tujuan praktis di lapangan, biasanya nilai Poisson diasumsikan. Nilai rasio Poisson untuk media tanah biasanya diasumsikan dari nilai 0,2 hingga 0,5, sedangkan untuk tanah deposit lepas nilainya diasumsikan dapat kurang dari 0,1.

Parameter G dan D adalah parameter penting untuk menjelaskan perilaku respon dan sifat dinamik bahan. Meninjau terhadap pengaruh regangan terhadap sifat bahan, pada tingkat regangan tinggi bahan mempunyai sifat bahan tidak linier (*non linear*) dan tidak elastik sedangkan pada tingkat regangan rendah, perilakunya berubah menjadi visko elastik linier (*linear viscoelastic*). Contoh permasalahan parameter bahan G dan D , juga digunakan untuk analisis interaksi tanah-struktur untuk permasalahan geoteknik pada tingkat regangan rendah (di bawah 10^{-3} %) seperti pada fondasi mesin (*machine foundations*) dan juga sebagai nilai referensi untuk permasalahan geoteknik pada tingkat regangan tinggi (10^{-3} kepada 10^{-1} %) misalnya kasus respon getaran/vibrasi akibat beban gempa atau energi ledakan (*blasting force*). Untuk memprediksi dengan tepat perilaku respon dasar bahan dalam model tanah dan guna menyediakan parameter desain struktur dinamik, hubungan teori dan empirik antara parameter G , D , tegangan dan tingkat regangan merupakan kajian yang sangat penting dan memerlukan perhatian. Jika terjadi keadaan pembebanan dinamik dengan amplitudo rendah, parameter utama yang diperhatikan adalah modulus tangen awal (*initial tangent modulus*) dan apabila amplitudo getaran menjadi lebih besar maka modulus tangen awal perlu disesuaikan untuk pemodelan yang tidak linier (Rosyidi, 2009).

Modulus tangen awal tanah dapat diukur melalui pengujian lapangan atau laboratorium. Pengujian-pengujian laboratorium seperti pengujian triaksial siklik (*cyclic triaxial*), kolom resonan (*resonant column*), geser siklik (*cyclic simple shear*) dan geser torsi siklik (*cyclic torsional shear*), biasa digunakan untuk menentukan modulus tangen tanah, diantaranya oleh Goto et al. (1991); Tatsuoka et al. (1990), Ladd & Dutko (1985), Kokusho (1980) dan Kim & Stokoe (1994). Meskipun demikian, pengujian laboratorium memiliki kelemahan-kelemahan dalam analisis sifat tanah natural, diantaranya adalah kesulitan dalam pengambilan contoh tanah yang tidak terganggu sepenuhnya dan menentukan nilai tegangan natural pada tanah sebagaimana keadaan tegangan di lapangan. Dibandingkan dengan pengujian laboratorium, salah satu kebaikan pengujian geofisika seismik pada tanah adalah kemampuannya untuk menentukan sifat tanah natural khususnya tegangan efektif tanah. Dalam pengujian ini, keadaan tegangan dan drainasi yang terukur merupakan kondisi sebenarnya di lapangan. Di samping itu, keadaan kekakuan rata-rata bahan tanah yang menggambarkan ketidakhomogenan media juga dapat diobservasi secara langsung dengan perambatan gelombang seismik antara sumber aktif dan penerima (Luna & Jadi, 2000). Diskusi mengenai sifat bahan dinamik ini dijelaskan lebih secara terperinci dalam Bab II, termasuk didalamnya, pendekatan teori dan beberapa perasamaan empirik bahan dinamik yang telah dihasilkan dari berbagai penelitian yang berkembang hingga saat ini.

1.5 | Teknik Gelombang Permukaan

Prinsip metode analisis gelombang permukaan adalah memanfaatkan karakteristik perambatan gelombang permukaan dari sumber mekanik buatan untuk menilai kecepatan gelombang geser yang merupakan representasi dari nilai kekakuan (*stiffness*) dinamik suatu bahan struktur. Karakteristik khusus dari gelombang permukaan adalah kombinasi rambatan gelombang dengan frekuensi tinggi (dan panjang gelombang pendek) dapat mendeteksi lapisan sub-permukaan bagian atas dan 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 sebagaimana dikonsepsikan dalam Gambar 1.13.



Gambar 1.13: Sifat dispersif gelombang permukaan yang digunakan dalam teknik geofisika berbasis gelombang permukaan

Pada umumnya, terdapat tiga jenis pengujian berdasarkan analisis gelombang permukaan yang biasa digunakan dalam investigasi sub-permukaan yaitu *Spectral Analysis of Surface Waves* (SASW), *Multi-channel Analysis of Surface Waves* (MASW) dan *Continuous Source Analysis of Surface Waves* (CSW). 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. Metode SASW telah dikembangkan sejak tahun 1980 di *University of Texas at Austin*, Amerika Serikat. Perkembangan metode SASW meliputi sejumlah pengujian dan riset yang telah dijalankan untuk berbagai jenis infrastruktur dan penggunaan teknik analisis yang diotomasi sepenuhnya.

Aplikasinya yang pertama telah dilakukan oleh Nazarian (1984); Nazarian & Stokoe (1984) yang menjelaskan penggunaan SASW kepada analisis kekakuan tanah dan struktur timbunan jalan pada

beberapa lokasi jalan di Texas, USA. Dalam studinya, hasil pengukuran SASW telah dibandingkan dengan pengujian lubang silang (*cross hole*) dan memperoleh hasil bahwa pengujian SASW memiliki ketepatan yang tinggi. Meskipun demikian, teknik SASW yang dikembangkan masih menggunakan algoritma analisis yang sederhana sehingga proses inversi profil kekakuan bahan masih sederhana yang belum merepresentasikan profil kedalaman yang detail. Pengujian yang sama selanjutnya dilakukan oleh Hiltunen & Woods (1988) yang menghasilkan korelasi yang memuaskan dari kedua metode pengujian tersebut.

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 menggunakan 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_s) dan kepadatan kering tanah dengan koefisien determinasi yang baik. Studi penggunaan spektrum gelombang permukaan pada struktur fondasi (*ballast*) jalan kereta api pernah dilakukan oleh Zagyan & 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.

*bab 2***Perilaku Dinamik Tanah****2.1| Pendahuluan**

Permasalahan yang mendasar dalam penyelidikan sub-permukaan yang terkait dengan perilaku dinamik tanah adalah kemampuan perencana untuk menganalisis kriteria pembebanan dinamik dan keterkaitannya terhadap respon tanah yang terjadi. Tahapan terpenting untuk menentukan respon tanah adalah pemilihan model konstitutif yang sesuai dan parameter-parameter ukur yang ada terkaitannya dengan simulasi perilaku dinamik tanah. Meskipun demikian, pemodelan respon tanah akibat pembebanan dinamik memerlukan proses perhitungan yang kompleks. Variabel analisis yang digunakan tidak hanya terkait kepada nilai kekakuan bahan tanah saja, melainkan juga sifat redamannya atau pengurangan energi dinamikanya.

Selain itu, besaran regangan juga merupakan parameter penentu nilai perilaku mekanik tanah. Nilai kekakuan bahan dipengaruhi oleh nilai regangan akibat beban dinamik yang terjadi. Pada tingkat regangan yang sangat kecil, nilai kekakuan tanah adalah tidak dipengaruhi (tidak terikat) oleh perubahan amplitudo regangan bahannya. Beberapa pendekatan model dan metode pengujian di laboratorium dan lapangan telah dikembangkan untuk meneliti perilaku dinamik tanah ini. Seluruh model dan pengujian yang telah dikembangkan tersebut mempunyai objektif untuk memenuhi keperluan karakteristik parameter dinamik tanah yang lebih terperinci dan tepat. Pada bab ini, teori dan pemodelan mekanik kontinum klasik pada perilaku elastik linier dan visko-elastik menjadi fokus pembahasan. Seterusnya, pendekatan dan berbagai pengujian untuk mendapatkan perilaku dinamik tanah juga diberikan di akhir bab ini. Tinjauan penting dalam bab ini adalah mempresentasikan parameter kekakuan dan rasio redaman tanah yang diperlukan untuk menganalisis hasil-hasil penyelidikan sub-permukaan. Kedua parameter adalah penting untuk menjelaskan perilaku respon dinamik tanah dan menjadi topik utama dalam kajian model dan pengujian dalam penyelidikan sub-permukaan.

2.2| Parameter Dinamik Tanah

Dalam analisis geoteknik, khususnya dalam bidang dinamik tanah, perilaku tanah yang dipengaruhi oleh beberapa faktor penting, yaitu faktor eksternal dan internal; diantaranya tegangan efektif dan sejarah pembebanan, jenis tanah dan ukuran partikel tanah. Fenomena variasi perilaku tanah ini dapat dipelajari melalui pembuktian eksperimen pengaruh variasi tegangan dan regangan geser terhadap respon tanah, dalam hubungannya dengan degradasi kekakuan tanah dan kepadatan entropi (Lai & Rix, 1998). Nilai kekakuan tanah biasanya diukur melalui parameter modulus geser (G) yang diperoleh dari daya geser yang dibebankan kepada tanah dan kepadatan entropi dapat ditentukan melalui jumlah energi yang terabsorpsi dalam tanah selama pembebanan dinamik dalam periodisasi tertentu; yang seterusnya dinyatakan dalam parameter rasio redaman (D).

Studi mengenai respon modulus geser ini dimulai oleh beberapa peneliti geoteknik di tahun 40-an, dengan melakukan pengujian terhadap perambatan gelombang dalam kolom pasir tegak yang tersusunan dalam osilasi longitudinal dan torsi di laboratorium; dengan nilai regangan geser yang diamati lebih kecil dari 1×10^{-4} rad (Iida, 1940; Wilson & Dietrich, 1960; Hardin & Richart, 1963). Pengujian ini dinamakan sebagai metode kolom resonan (*resonant column, RC*). Oleh Hardin & Black (1968), metode *RC* digunakan untuk mengevaluasi faktor-faktor yang mempengaruhi perilaku dinamika tanah akibat beban getaran yang selanjutnya menghasilkan hubungan fungsi beberapa faktor yang mempengaruhi modulus geser, yaitu:

$$G = f(\bar{\sigma}_o, e, H, S, \tau_o, C, A, f, t, \mathcal{G}, T) \quad (2.1)$$

dengan:

- $\bar{\sigma}_o$ = tegangan normal oktahedron efektif,
- e = angka pori (*void ratio*),
- H = sejarah tegangan ambien dan getaran,
- S = serajat kejenuhan,
- τ_o = tegangan geser oktahedral,
- C = sifat, ukuran dan bentuk butiran, gradasi dan kandungan mineral,
- A = amplitudo regangan,
- f = frekuensi getaran,
- t = pengaruh sekunder diantaranya fungsi waktu dan magnitudo peningkatan beban,
- \mathcal{G} = struktur tanah,
- T = pengaruh suhu.

Dobry & Vucetics (1987) menambahkan dari hasil studinya bahwa faktor pengaruh sementasi dan rasio konsolidasi berlebih (*over consolidation ratio, OCR*) juga dapat mempengaruhi nilai G dan D . Jika difokuskan pada tingkat regangan yang rendah, sebagaimana direkomendasikan oleh Richart et

al. (1970), Hardin & Drnevich (1972), Vucetic (1994), telah dibuktikan bahwa salah satu faktor eksternal yang memberikan kontribusi terbesar dan yang berpengaruh menentukan besaran parameter G dan D oleh beban dinamik adalah magnitudo regangan yang terjadi akibat adanya tegangan yang diberikan pada tanah. Selain faktor amplitudo regangan, masih terdapat beberapa faktor yang berpengaruh lainnya diantaranya tekanan terkekang isotropik efektif, frekuensi eksitasi, waktu terkekang (*time of confinement*) pada tekanan yang konstan dan jumlah siklik beban (Richart et al., 1970; Stokoe et al., 1994b).

2.2.1 Faktor Regangan Geser dalam Respon Tanah Dinamik

Besaran atau magnitudo merupakan suatu ukuran yang penting dalam dinamika tanah pada tingkat regangan geser yang diinduksi dalam periodisasi tertentu selama eksitasi dinamik (Lai & Rix, 1998). EPRI (1991) dan Vucetic (1994) dalam studinya, menyusun karakteristik dan pengkelasan perilaku respon tanah kepada empat jenis kelas spektrum regangan geser. Tabel 2.1 menunjukkan fenomena respon tanah dari eksitasi siklik sebagai fungsi tingkat regangan gesernya.

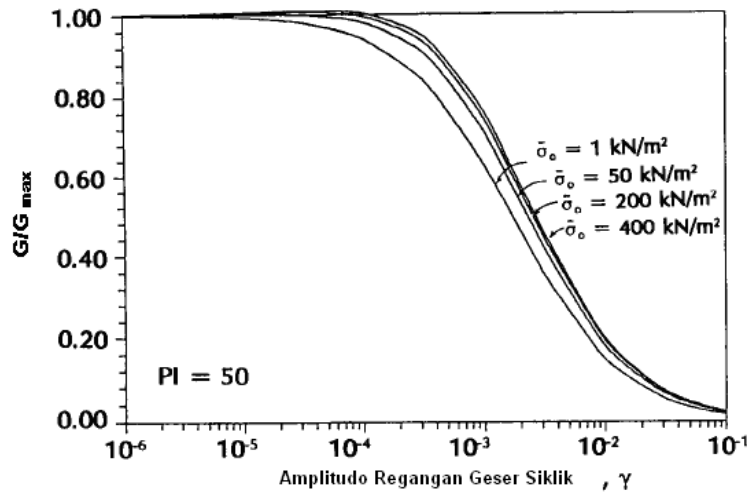
TABEL 2.1: PENGELOMPOKAN RESPON TANAH BERASASKAN REGANGAN GESER

MAGNITUDO REGANGAN GESER	TINGKAT REGANGAN			
	SANGAT KECIL	KECIL	PERTENGAHAN	BESAR
	$0 < \gamma < \gamma_i^1$	$\gamma_i^1 < \gamma \leq \gamma_i^v$	$\gamma_i^v < \gamma \leq \gamma_i^{pf}$	$\gamma_i^{pf} < \gamma \leq \gamma_i^f$
Respon Tanah	visko-elastik linier	visko-elastik tidak linier	Elasto-visko-plastik tidak linier	

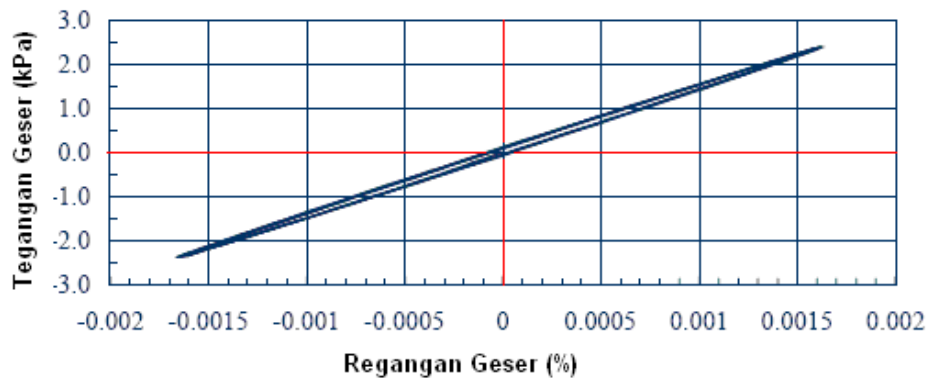
Pada kelas pertama, pada rentang regangan geser $0 < \gamma < \gamma_i^1$, disebut sebagai wilayah regangan sangat kecil dengan γ_i^1 merupakan regangan geser batas linier (*linier threshold shear strain*) (Vucetic, 1994). Dalam wilayah ini, respon tanah terhadap eksitasi siklik adalah berperilaku linier namun dapat menjadi tidak sepenuhnya elastik apabila terdapat suatu absorpsi energi yang terjadi pada tingkat regangan ini (Kramer, 1996; Lo Presti et al., 1997). Meskipun tidak terdapat pengurangan nilai kekakuan yang dapat dilihat dalam respon tanah berperilaku linier ini (misalnya ditunjukkan oleh Ishibashi (1992) pada regangan kurang dari 10^{-3} % dalam Gambar 2.1), kurva histeresis bidang tegangan-regangan dalam wilayah regangan ini digambarkan dalam bidang yang tidak kosong (*non-null*) yang dapat diartikan sebagai *fenomena absorpsi energi* yang sebagai contoh penjelasannya diberikan dalam Gambar 2.2.

Dalam Gambar 2.2, fenomena kurva histeresis pada regangan sangat kecil menggambarkan adanya bidang absorpsi energi pada tanah lempung dari hasil pengujian RC oleh Lai et al. (1999). Dapat ditambahkan, absorpsi energi dalam waktu tertentu tersebut disebabkan oleh adanya eksistensi

lag waktu antara tegangan dan regangan siklik; yang seterusnya hal ini menjadi dasar dalam melakukan kajian-kajian perilaku viskoelastik.



Gambar 2.1: Plot kurva penurunan modulus geser terhadap variasi tegangan terkekang efektif rata-rata pada tanah non-plastik (Ishibashi, 1992)



Gambar 2.2: Kurva histeresis hasil pengujian RC pada tanah lempung Noto dengan frekuensi getaran 1 Hz (Lai et al., 1999)

Wilayah kedua adalah regangan geser pada tingkat kecil yang dinyatakan dalam $\gamma_t^1 < \gamma \leq \gamma_t^v$ dengan γ_t^v merupakan regangan geser batas volumetrik (*volumetric threshold shear strain*). Vucetric (1994) memberikan batasan pada wilayah ini berdasarkan pengamatan pengujian respon tanah melalui eksitasi siklik. Untuk nilai regangan yang melebihi γ_t^v , bahan tanah disifatkan mengalami perubahan volume yang tidak dapat kembali semula (dalam kondisi terdrainasi (*drained*)). Kawasan spektrum regangan ini dapat dimasukkan dalam sifat tanah tidak linier dimana respon tanah tidak sepenuhnya elastik. Meskipun demikian, Lai & Rix (1998) dan Stokoe (1999) menjelaskan bahwa pada tingkat regangan tersebut, sifat bahan tidak berubah secara ekstrem terhadap bertambahnya regangan geser. Selain itu, perubahan sifat dan kekakuan bahan

adalah sangat kecil; yang merupakan respon tanah yang dapat diamati sebagai akibat peningkatan jumlah beban sikliknya (Ishihara, 1996).

Berbagai penelitian yang dilakukan oleh Bellotti et al. (1989), Lo Presti (1989), Vucetic & Dobry (1991) telah memberikan batas atas wilayah regangan kecil ini yaitu nilai γ_t^v sebesar:

- 5×10^{-3} % untuk kerikil,
- 10^{-2} % untuk pasir, dan
- 10^{-1} % untuk tanah lempung plastisitas tinggi dan terkonsolidasi normal.

Seiring dengan peningkatan nilai regangan gesernya, sifat tanah selanjutnya, akan berada dalam keadaan berperilaku plastik tidak linier hingga kepada kondisi maksimum yang ditandai dengan kegagalan tanah menerima tegangan geser (*failure*). Wilayah $\gamma_t^v < \gamma \leq \gamma_t^{pf}$ (Tabel 2.1) menjelaskan tingkat regangan pertengahan dengan γ_t^{pf} yang disebut sebagai regangan geser batas pra-gagal (Vucetic, 1994). Jika nilai regangan bahan lebih besar dari batas γ_t^{pf} maka perilaku tanah menjadi berubah bentuk secara ekstrem sebelum keadaan gagal. Pada tingkat regangan ini, absorpsi dan kehilangan energi sepenuhnya dipengaruhi oleh jumlah siklik. Vucetic (1994) dan Foti (2000) menambahkan bahwa perubahan sifat bahan ini bersifat permanen dalam skala struktur mikro karena respon tanah telah melebihi regangan batas volumetriknya. Peningkatan jumlah beban siklik menjadi sangat mempengaruhi penurunan sifat tanahnya.

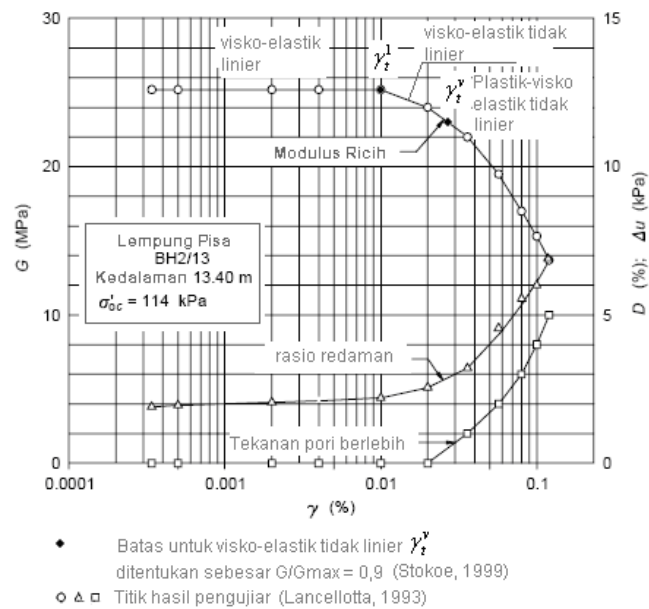
Terakhir, kawasan regangan geser besar dinyatakan dalam nilai batas $\gamma_t^{pf} < \gamma \leq \gamma_t^f$ (EPRI, 1991; Vucetic, 1994), dengan γ_t^f merupakan nilai batas regangan geser keadaan tanah yang gagal. Respon tanah terhadap eksitasi siklik dinamik pada wilayah ini adalah berperilaku sepenuhnya tidak linier dan tidak elastik. Dari seluruh batasan regangan geser (Tabel 2.1), regangan geser ambang, γ_t^1 dan γ_t^v , secara khusus mempunyai pengaruh yang signifikan dalam kajian dinamik tanah. Regangan geser batas linier menjadi penting karena nilai batasnya memisahkan kondisi respon tanah dalam keadaan linier dan tak linier akibat eksitasi siklik dinamik, sedangkan regangan geser batas volumetrik digunakan untuk membedakan antara batas konsistensi tanah yang tidak dapat kembali pada kondisi awal akibat beban dinamik yang harmonik.

Jika nilai regangan lebih kecil dari γ_t^v , seluruh kehilangan energi yang terjadi dalam tanah menjadi berperilaku visko-elastik yang secara natural hanya terjadi pada periodisasi yang pendek saja. Untuk tingkat regangan yang lebih tinggi, fenomena absorpsi energi yang terjadi dalam waktu tertentu merupakan tipe perilaku tanah visko-plastik (Lai & Rix, 1998). Nilai regangan geser pada γ_t^1 dan γ_t^v untuk masing-masing jenis tanah adalah berbeda-beda. Contohnya, dapat dilihat pada

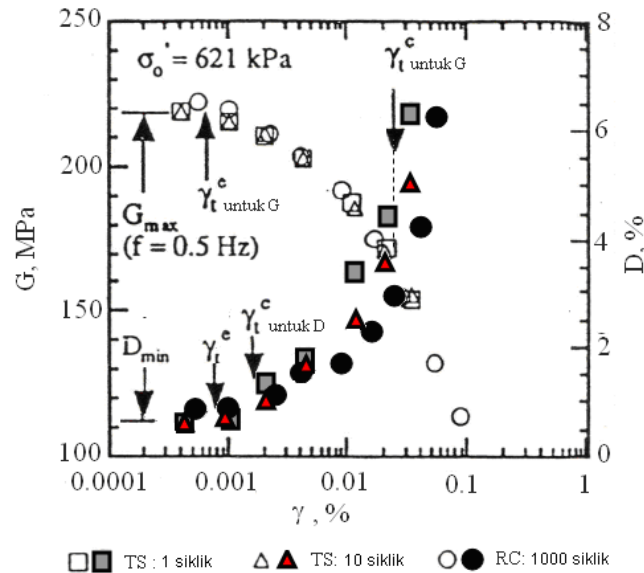
perilaku penurunan modulus geser dan peningkatan kepadatan entropi pada regangan geser elastik linier dan volumetrik di bawah beban siklik untuk tanah lempung Pisa dari kajian Lancellotta (1993) dan pasir dari Stokoe et al. (1994b) yang ditunjukkan masing-masing dalam Gambar 2.3 dan 2.4. Dari perbandingan kajian tersebut terlihat perbedaan nilai batas regangan geser untuk kedua jenis tanah tersebut.

2.2.2 Pengaruh Faktor Lain dalam G dan D

Untuk penurunan kekakuan tanah, faktor tekanan pengurung efektif rata-rata adalah faktor penentu variasi nilai regangan geser batasnya. Semakin tinggi tekanan pengurung efektif, nilai γ_i^1 dan γ_i^v pula menjadi semakin meningkat (Iwasaki et al., 1978; Kokusho, 1980; Ishibashi & Zang, 1993; Ishihara, 1996). Perilaku ini biasanya terjadi pada lapisan pasir, tanah berpasir dan lempung berpasir seperti hasil penelitian Stokoe et al. (1994b) melalui pengujian laboratorium gabungan TS dan RC . Hasil kajian oleh Ishibashi (1992) juga menunjukkan bahwa tekanan pengurung lebih berpengaruh secara signifikan pada tanah dengan plastisitas rendah.



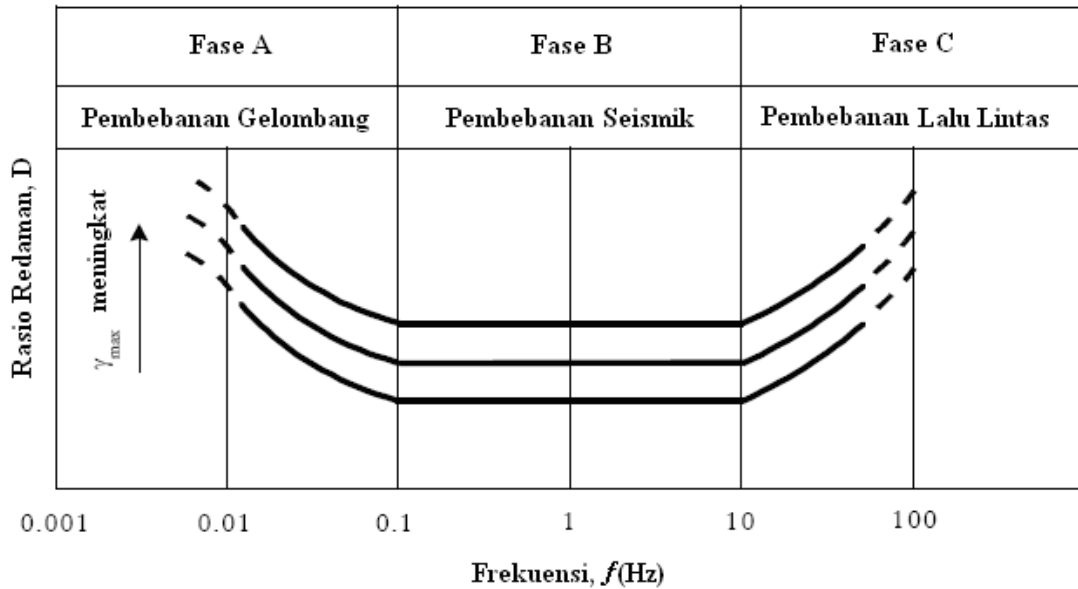
Gambar 2.3: Pengaruh regangan geser terhadap parameter tanah modulus geser, redaman dan tekanan pori tanah lempung (Lancellotta, 1993; Stokoe, et al., 1999)



Gambar 2.4: Variasi modulus geser dan rasio redaman tanah pada spesimen pasir tak terganggu terhadap amplitudo regangan dan jumlah siklus beban pada ujian laboratorium geser putaran (TS) dan kolom resonan (RC) untuk keadaan tegangan efektif alami (Stokoe et al., 1994b)

Sementara itu, faktor lain berupa frekuensi eksitasi (0.05 hingga 100 Hz), waktu terkekang (*time of confinement*) pada tekanan tetap dan jumlah siklus beban; tidak memberikan pengaruh yang signifikan terhadap modulus geser maksimum (G_{maks}) pada tingkat regangan yang kecil atau kurang dari 0.002 % (Stokoe et al., 1994b). Untuk rasio redaman minimum (D_{min}), frekuensi eksitasi mempunyai pengaruh yang sangat signifikan. Dengan demikian, faktor waktu terkekang dan jumlah siklus dapat diabaikan dalam analisis perilaku G dan D tanah.

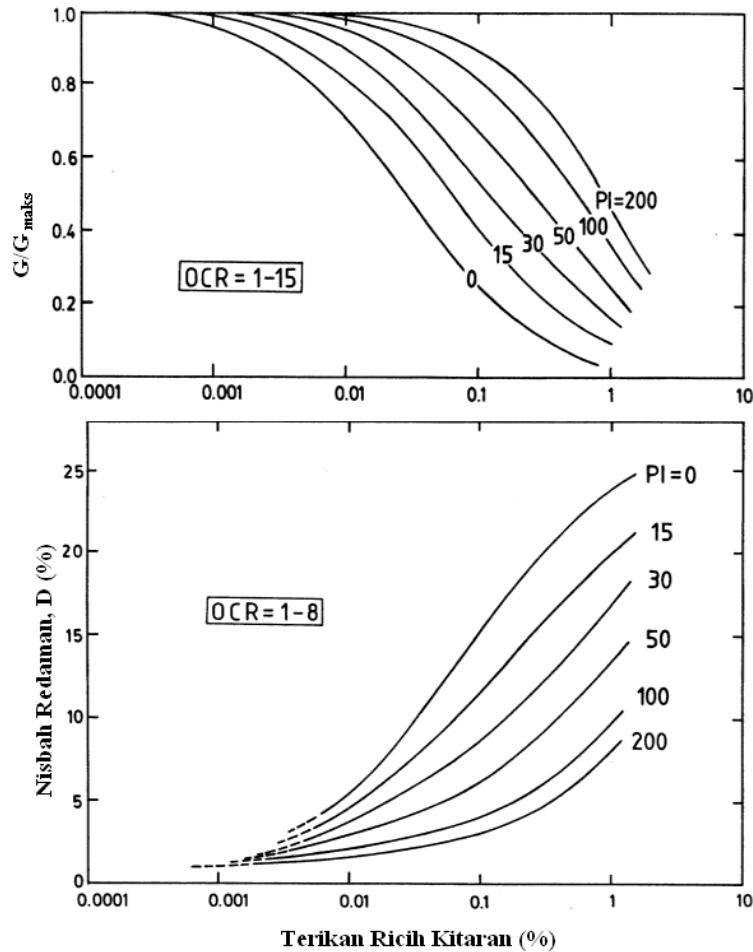
Berkaitan dengan frekuensi eksitasi, hasil penelitian yang dilakukan oleh Stokoe et al. (1994b) menjelaskan bahwa tanah lempung dan tanah pasir berlanau bersifat sensitif terhadap perubahan nilai kelembapan hingga mencapai 100 % pada rentang frekuensi dinamik antara 0.5 hingga 100 Hz. Untuk bahan pasir, pengaruh frekuensi eksitasi terhadap rasio redaman adalah kecil. Dengan demikian, frekuensi eksitasi merupakan suatu parameter kunci yang menentukan kepadatan entropi dalam periode tanah selama eksitasi siklik. Namun, dalam rentang frekuensi seismik, 0.001 hingga 100 Hz dimana hampir seluruh energi seismik dihasilkan oleh peristiwa gempa, sifat kepadatan entropi menjadi independen (tidak dipengaruhi) terhadap frekuensi (Aki & Richarts, 1980; Ben-Menahem & Singh, 1981; Shibuya et al., 1995). Gambar 2.5 menunjukkan suatu diagram perubahan rasio redaman dan sifat absorpsi energi tanah terhadap fungsi frekuensinya.



Gambar 2.5: Pengaruh frekuensi terhadap absorpsi energi dalam waktu tanah (Shibuya et al., 1995)

Selain faktor di atas, terdapat faktor internal, yaitu : *tingkat plastisitas tanah*, yang ikut mempengaruhi degradasi kekakuan dan kepadatan entropi tanah. Gambar 2.6 menunjukkan pengaruh plastisitas tanah yang cukup signifikan terhadap perubahan kekakuan atau modulus geser dan rasio redamannya yang merupakan hasil eksperimen dari Vucetic & Dobry (1991). Sebagai tambahan, hasil kajian Dobry & Vucetic (1987) dan Vucetic & Dobry (1991) melaporkan bahwa gabungan indeks plastisitas dan regangan geser yang dipengaruhi oleh waktu perubahan regangan dan jumlah siklik (Lo Presti et al., 1996; Malagnini, 1996) merupakan faktor tanah yang berpengaruh dalam respon kekakuan dinamik tanah. Pada regangan yang tinggi tanah plastik, hasil pengujian mereka menunjukkan bahwa kurva pengurangan kekakuan dipengaruhi oleh regangannya dan kekakuan tanah akan meningkat searah dengan kenaikan regangannya.

Pengaruh lain seperti faktor rayapan dan relaksasi, kondisi anisotropik, umur geologi, proses sementasi, derajat kejenuhan dan kondisi drainasi merupakan faktor-faktor sulit untuk diukur dan dievaluasi pengaruhnya dalam perubahan kekakuan tanah dan absorpsi energi dalam tanah (Lai & Rix, 1998).



Gambar 2.6: Kurva kekakuan (G/G_{maks}) dan rasio redaman (D) terhadap regangan geser siklik pada waktu tanah untuk tanah dengan keplastikan yang berbeda (Vucetic & Dobry, 1991)

2.2.3 Pemodelan Konstitutif Respon Tanah pada Regangan Sangat Kecil

Seperti yang telah dijelaskan sebelumnya bahwa untuk mempelajari perilaku tanah dinamik dapat dilakukan dengan pemodelan perubahan respon tanah. Untuk keadaan regangan yang sangat kecil, terdapat dua model konstitutif yang dapat digunakan yaitu model elastik linier dan visko-elastik linier.

i. Model Elastik Linier

Media elastik tidak menunjukkan adanya absorpsi energi dan disifatkan sebagai *bi-univocal* yang menunjukkan hubungan antara parameter tegangan dan regangan. Hubungan kedua parameter tersebut dapat dinyatakan dalam suatu indeks dengan mempertimbangkan sifat *tensor inherent* kepada besaran tegangan (σ) dan regangan (ε) sebagai berikut:

$$\sigma_{ij} = a_{ijkl} \cdot \varepsilon_{kl} \quad (2.1)$$

Persamaan (2.1) merupakan pengembangan dari hukum *Hooke* dengan a merupakan *matrik konstanta konstitutif* dalam bentuk *tensor order keempat*. Memperhitungkan hubungan parameter dalam kondisi elastik dengan tensor tegangan dan regangan yang mempunyai dua bidang ortogonal yang bersifat simetrik maka jumlah konstanta independen berkurang dari 21 menjadi 13. Untuk keadaan medium yang isotropik, matrik konstitutif dapat dinyatakan dengan tiga konstanta independen dan persamaan (2.1) di atas dituliskan kembali dalam bentuk:

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \varepsilon_{kk} \cdot \delta_{ij} + 2\mu \cdot \varepsilon_{ij} \quad (2.2)$$

dengan δ_{ij} merupakan fungsi delta *Kronecker* dan konstanta elastik λ dan μ disebut sebagai parameter *Lamé*. Diskusi lebih terperinci mengenai hukum *Hooke* dan turunan persamaan elastiknya dapat dipelajari dalam Borelli (1965), Fraeijs de Veubeke (1969), Timonshenko & Goodier (1970), Flugge (1972), Hariandja (1997) dan Suhendro (2000).

Inversi terhadap persamaan (2.2) dapat menurunkan hubungan tegangan dan regangan terhadap konstanta elastik seperti modulus elastik atau Young (E), rasio Poisson (ν), modulus bulk (K) dan geser (G). Tabel 2.2 menunjukkan hubungan antara parameter-parameter elastik tersebut.

Keadaan anisotropik juga merupakan hal penting dalam mekanik tanah dan kajian dinamik tanah, namun, keadaan anisotropik tidak didiskusikan dalam buku ini. Perbedaan dasar fungsi yang menjelaskan kondisi elastik anisotropik tegangan dan regangan terhadap kondisi elastik adalah dalam hal jumlah parameter dan konstanta matrik konstitutif yang lebih banyak yang diperlukan untuk menjelaskan medium anisotropik tersebut. Pada kenyataannya, kondisi tanah yang natural/alami adalah bersifat anisotropik dan masalah anisotropik untuk pengembangan pengujian tanah dalam penyelidikan sub-permukaan masih terbuka lebar untuk dikaji dan dikembangkan. Dasar-dasar teori mengenai keadaan elastik anisotropik dapat merujuk kepada Timonshenko & Goodier (1970), Flugge (1972), Hariandja (1997) dan Suhendro (2000).

TABEL 2.2: HUBUNGAN ANTARA KONSTANTA ELASTIK

λ, μ	G, ν	E, ν	K, G
----------------	----------	----------	--------

λ	λ	$\frac{2G\nu}{1-2\nu}$	$\frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$K - \frac{2}{3}G$
$\mu \equiv G$	μ	G	$\frac{E}{2(1+\nu)}$	G
K	$\frac{(3\lambda + 2\mu)}{3}$	$\frac{2G(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	K
E	$\frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$	$2(1+\nu)G$	E	$\frac{9KG}{3K + G}$
ν	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	ν	ν	$\frac{3K - 2G}{2(3K + G)}$

ii. Model Visko-Elastik Linier

Model visko-elastik linier merupakan perilaku elastik yang digabungkan dengan komponen visko guna menghasilkan absorpsi energi pada suatu respon sistem bahan. Model ini dapat menunjukkan pendekatan yang lebih sesuai kepada perilaku tanah elastik dengan absorpsi energi pada regangan yang sangat kecil. Model visko-elastik juga sering digunakan dalam mempelajari perilaku bahan akibat pemanasan yang tinggi, misalnya pada baja, dan pembebanan dalam waktu yang panjang, misalnya pada konsolidasi tanah. Oleh karena itu, bahan berperilaku visko-elastik ini dipengaruhi oleh kombinasi waktu, tegangan dan regangannya.

Turunan persamaan teori visko-elastik terhadap tensor tegangan dalam fungsi integral linier diberikan (Christensen, 1971):

$$\sigma_{ij}(t) = \int_{-\infty}^t G_{ijkl}(t-\tau) \frac{d\varepsilon_{kl}(\tau)}{d\tau} d\tau \quad (2.3)$$

dengan ε_{kl} merupakan tensor regangan infinitesimal dan G_{ijkl} adalah fungsi nilai tensor (*tensor-valued*) order keempat atau yang juga dikenali sebagai fungsi tensor relaksasi (*relaxation function*) suatu bahan. Sebagaimana turunan hubungan konstanta elastik, suatu media bahan dapat diasumsikan sebagai tensor tegangan-regangan yang bersifat simetrik pada bahan anisotropik. Oleh itu, inversi tensor regangan dapat dituliskan dalam:

$$\varepsilon_{ij}(t) = \int_{-\infty}^t J_{ijkl}(t-\tau) \frac{d\sigma_{kl}(\tau)}{d\tau} d\tau \quad (2.4)$$

dengan J_{ijkl} adalah fungsi nilai tensor order keempat yang disebut sebagai fungsi tensor rayapan (*creep tensor function*). Untuk bahan visko-elastik linier dan isotropik, fungsi tensor relaksasi dan rayapan hanya mempunyai dua komponen konstanta dalam matrik konstitutif dan keduanya dapat digunakan untuk menjelaskan respon mekanik suatu bahan.

Hubungan konstitutifnya dapat dinyatakan dalam (Lai & Rix, 1998):

$$s_{ij}(t) = \int_{-\infty}^t 2G_S(t-\tau) \frac{de_{ij}(\tau)}{d\tau} d\tau \quad (2.5)$$

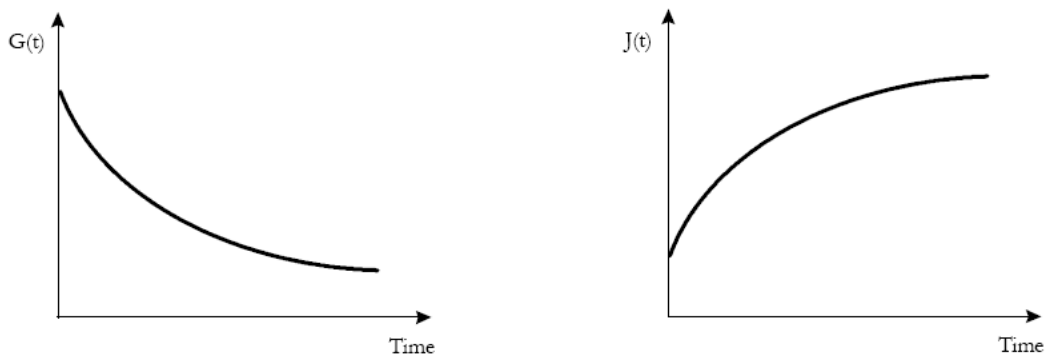
$$\sigma_{kk}(t) = \int_{-\infty}^t 3G_B(t-\tau) \frac{d\varepsilon_{kk}(\tau)}{d\tau} d\tau \quad (2.6)$$

dengan,

$$s_{ij} = \sigma_{ij} - \frac{1}{3} \delta_{ij} \sigma_{kk},$$

$$e_{ij} = \varepsilon_{ij} - \frac{1}{3} \delta_{ij} \varepsilon_{kk}$$

Komponen s_{ij} dan e_{ij} merupakan tensor tegangan dan regangan perpindahan partikel. Fungsi skalar $G_S(t)$ dan $G_B(t)$ adalah fungsi relaksasi geser dan bulk. Lai & Rix (1998) menambahkan bahwa fungsi relaksasi $G_S(t)$ dan $G_B(t)$ dapat dikaitkan dengan fungsi rayapan $J_S(t)$ dan $J_B(t)$ (dalam persamaan 2.4). Kedua fungsi tersebut merupakan fungsi respon bahan dan beranalog kepada konstanta elastik dalam keadaan linier. Fungsi relaksasi $G_S(t)$ mewakili respon tegangan geser dalam fungsi waktu pada saat fungsi langkah *Heaviside* sebagai regangan geser diberikan (dibebankan) kepada suatu bahan padat (Foti, 2000). Selanjutnya, fungsi rayapan $J_S(t)$ merupakan respon regangan terhadap fungsi langkah *Heaviside* sebagai subjek tegangan gesernya. Kurva tipikal fungsi relaksasi dan rayapan dalam medium padat dari penjelasan di atas dapat diilustrasikan dalam Gambar 2.7.



Gambar 2.7: Bentuk tipikal fungsi relaksasi $G(t)$ dan rayapan $J(t)$ untuk medium padat (Lai, 1998)

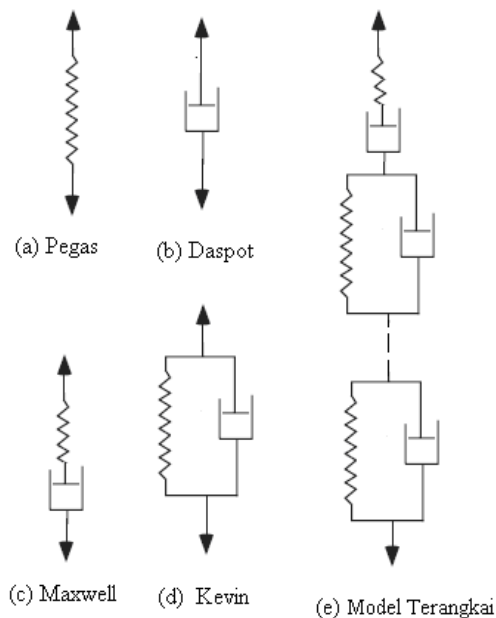
Hubungan konstitutif model visko-elastik dapat dinyatakan dalam sistem mekanik berupa pasangan pegas linier tak bermassa dengan elemen konstanta pegas k dan visko-daspot dengan konstanta viskositas η . Gabungan sistem dasar elemen sederhana ini dikenali sebagai model *Maxwell* yang merupakan pasangan elemen seri dan model *Kelvin-Voigt* dengan pasangan elemen paralel (Gambar 2.8). Pipkin (1986) menyatakan fungsi relaksasi dan rayapan dalam sistem *Kelvin-Voigt* sebagai berikut:

$$G_{\chi}(t) = k_{\chi}H(t) + c_{\chi}\delta(t) \quad (2.7)$$

$$J_{\chi}(t) = \frac{H(t)}{k_{\chi}} \left[1 - e^{-\frac{k_{\chi}t}{c_{\chi}}} \right] \quad (2.8)$$

dengan,

subskrip = S, B , yang menyatakan mode deformasi geser dan bulk,
 k_{χ} = konstanta kekakuan pegas,
 c_{χ} = pengkali daspot,
 $H(t)$ = fungsi langkah *Heaviside*,
 $\delta(t)$ = fungsi *Dirac*.



Gambar 2.8: Beberapa elemen dan model mekanik untuk bahan visko-elastik

Model mekanik yang lebih baik untuk menyatakan fenomena relaksasi tegangan dan respon elastik dalam tegangan terpantau adalah susunan seri model *Kevin-Voigt* yang dikenali sebagai sistem padat linier standar (*standard linear solid*). Meskipun demikian, Melvern (1969) berpendapat

bahwa sistem padat linier standar masih belum cukup untuk menjelaskan keadaan perilaku bahan secara tepat. Sistem ini masih perlu disusun dalam satu rangkaian yang lebih kompleks untuk menjelaskan seri waktu relaksasi pada kumpulan N elemen *Maxwell* (Gambar 2.8.e). Fungsi relaksasi $G_\chi(t)$ selanjutnya dinyatakan sebagai:

$$G_\chi(t) = G_{e_\chi} + \sum_i^N G_{\chi_i} \cdot e^{-\frac{t}{\tau_\chi}} \quad (2.9)$$

dengan $G_{e_\chi} = G_\chi(t \rightarrow \infty) = \frac{k_{1\chi} \cdot k_{2\chi}}{k_{1\chi} + k_{2\chi}}$ adalah nilai batas $G_\chi(t)$ yang disebut sebagai respon

keseimbangan sedangkan $k_{1\chi}$ dan $k_{2\chi}$ merupakan konstanta pegas dalam padat linier standar.

Ferry (1980) menambahkan bahwa persamaan (2.9) ini dapat digunakan sebagai dasar prosedur penyesuaian model (sebelah kanan persamaan 2.9) terhadap hasil pengujian $G_\chi(t)$. Persamaan 2.9 juga dapat diturunkan dalam model spektrum diskrit dari waktu relaksasinya melalui persamaan integral *Fredholm* jenis pertama sebagai berikut:

$$G_\chi(t) = G_{e_\chi} + \int_{-\infty}^{+\infty} H_\chi(\tau) \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} d\tau \quad (2.10)$$

dengan $H_\chi(t)$ adalah spektrum relaksasi yang menyediakan informasi penting mengenai mekanisme absorpsi yang dapat disesuaikan dalam spektrum waktu relaksasi.

Penggunaan model visko-elastik linier menjadi sangat kompleks karena perlu menyelesaikan hubungan integral dalam persamaannya. Meskipun demikian, penyelesaian untuk persamaan visko-elastik dapat dilakukan dengan transformasi *Fourier*. Jika tegangan dan regangan mempunyai fungsi harmonik terhadap waktu maka tensor regangan infinitesimal dalam persamaan (2.3) dapat dinyatakan sebagai (Lai, 1998):

$$\varepsilon_{kl}(t) = \varepsilon_{0kl} \cdot e^{i\omega t} \quad (2.11)$$

dengan ε_{0kl} merupakan amplitudo komponen regangan, $i = \sqrt{-1}$ dan ω adalah frekuensi sudut.

Integral persamaan (2.1) seterusnya berubah mengikut persamaan aljabar sebagai berikut:

$$\sigma_{ij}(t) = G_{ijkl}^*(\omega) \cdot \varepsilon_{0kl} e^{i\omega t} \quad (2.12)$$

dengan $G_{ijkl}^*(\omega)$ adalah modulus tensor kompleks dan komponennya terkait dengan turunan sin dan kosinus *Fourier* dari fungsi tensor relaksasi dalam bentuk riil dan imajiner; sebagaimana dituliskan dalam:

$$\Re(G_{ijkl}(\omega)) = G_{(e)ijkl} + \omega \int_0^{\infty} G_{ijkl}(\tau) \sin \omega \tau \cdot d\tau \quad (2.13)$$

$$\Im(G_{ijkl}(\omega)) = \omega \int_0^{\infty} G_{ijkl}(\tau) \cos \omega \tau \cdot d\tau \quad (2.14)$$

dan,

$$G_{ijkl}^*(\omega) = \left| \Re(G_{ijkl}^*(\omega)) + \Im(G_{ijkl}^*(\omega)) \right| \quad (2.15)$$

Christensen (1971) dan Tschoegl (1986) menambahkan bahwa hubungan bagian riil dan imajiner modulus tensor kompleks pada persamaan di atas adalah independen sebagaimana ditunjukkan dalam persamaan matematikanya sebagai:

$$\Re(G_{ijkl}(\omega)) = G_{(e)ijkl} + \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\Im(G_{ijkl}(\tau)) \cdot \omega^2}{\tau(\omega^2 - \tau^2)} \cdot d\tau \quad (2.16)$$

Persamaan di atas disebut sebagai bentuk hubungan *Kramers-Krönig* (Tschoegl, 1989) yang menjelaskan adanya sifat dispersi secara inherent dalam bahan visko-elastik. Dispersi bahan merupakan fenomena kecepatan gelombang mekanik tergantung kepada frekuensinya dalam rambatannya di medium yang berdaya absorpsi. Melalui persamaan kompleks *Helmholtz's*, modulus kompleks dapat dinyatakan dalam kecepatan fase dan konstanta atenuasi (pengurangan energi) gelombang tubuh. Turunan persamaan modulus kompleks dalam kecepatan gelombang mekanik primer (P) dan sekunder (S) yang mewakili nilai kekakuan dan atenuasinya dijelaskan secara terperinci dalam Achenbach (1984).

Lai & Rix (1998) menambahkan bahwa hubungan komponen dalam modulus kompleks dapat ditunjukkan dalam hubungan grafis sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 2.9. Rasio

$\frac{\Im(G_\gamma)}{\Re(G_\gamma)} = \arg(G_\gamma^*)$ yang merupakan $\tan[\varphi_\gamma(\omega)]$ yang disebutkan sebagai tangen atau sudut hilang

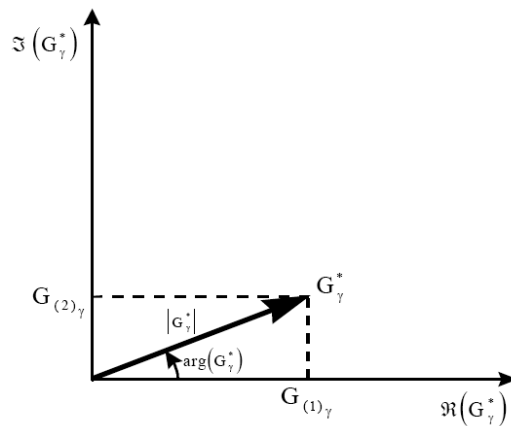
dan $\Re(G_\gamma)$ dan $\Im(G_\gamma)$ masing-masing dikenali sebagai modulus tersimpan dan modulus hilang.

$\Im(G_\gamma)$ juga terkait langsung kepada energi yang terabsorpsi dalam bahan visko-elastik yang disebabkan oleh pembebanan siklik (Lai, 1998).

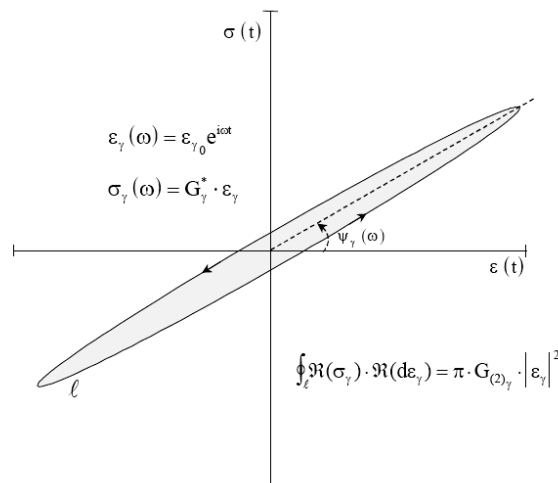
Fenomena ini dapat dijelaskan melalui bentuk kurva elips tegangan dan regangan dalam bahan visko-elastik selama eksitasi harmonik. Persamaan matematikanya dijelaskan dalam bentuk (Lai & Rix, 1998):

$$\left(\frac{\varepsilon_\gamma}{\varepsilon_{\gamma 0}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_\gamma - \Re(G_\gamma)\varepsilon_\gamma}{\Im(G_\gamma)\varepsilon_{\gamma 0}}\right)^2 = 1 \tag{2.17}$$

dengan $\varepsilon_{\gamma 0}$ merupakan amplitudo regangan harmonik ε_γ . Persamaan (2.17) tersebut digambarkan dalam luasan elips yang diputar oleh sudut $\psi_\gamma(\omega)$ dalam hubungan tegangan dan regangan dalam Gambar 2.10.



Gambar 2.9: Grafik hubungan antara komponen modulus kompleks (Lai, 1998)



Gambar 2.10: Kurva histeretis tegangan dan regangan yang dihasilkan oleh model visko-elastik selama eksitasi harmonik (Lai & Rix, 1998)

Kurva elips tegangan dan regangan yang digambarkan melalui teori visko-elastik mempunyai bentuk yang serupa kepada kurva elips hasil pengujian untuk tegangan-regangan yang sangat kecil. Keterkaitan teori visko-elastik untuk pengukuran rasio redaman diberikan dalam bahasan selanjutnya dalam bab ini.

2.2.4 Model Empirik Modulus Geser

Sebelum metode seismik untuk penyelidikan tanah dan kajian sifat dinamika tanah berkembang maju, banyak studi telah merumuskan persamaan korelasi empirik untuk mengestimasi nilai kecepatan gelombang dan modulus geser maksimum. Dimulai dari Seed & Idriss (1970) yang mengusulkan persamaan modulus geser untuk pasir yang dinyatakan sebagai berikut:

$$G_{maks} = 1000(K_2)_{maks} (\sigma'_m)^{0.5} \quad (2.18)$$

dengan, σ'_m adalah tegangan efektif rata-rata (dalam lb/ft²), $(K_2)_{maks}$ adalah konstanta yang ditentukan berdasarkan kepadatan relatif: 30 (untuk pasir lepas) hingga 75 (untuk pasir padat). Untuk bahan kerikil, Seed et al. (1984) menambahkan bahwa nilai $(K_2)_{maks}$ adalah 1,35 hingga 2,5 kali lebih tinggi dari pasir.

Seterusnya diikuti oleh Hardin & Black (1968) dan Hardin & Drnevich (1972) yang mengembangkan model empirik untuk berbagai jenis tanah yang dituliskan dalam:

$$G_{maks} = \frac{A(OCR)^k P_A^{1-n} (\sigma'_m)^n}{F(e)} \quad (2.19)$$

dengan,

- A = faktor empirik yang tak berdimensi,
- P_A = tegangan referensi sebagai tekanan atmosfer dalam 100 kPa,
- n = eksponen tegangan yang biasanya diambil sebesar 0.5,
- $F(e)$ = fungsi angka pori = $0.3 + 0.7e^2$,
- k = eksponen yang terikat kepada indeks plastisitas,
- OCR = rasio konsolidasi berlebih,

Variasi nilai konstanta A , k dan rentang e untuk beberapa jenis tanah berbagai pengujian laboratorium dan lapangan efektif dapat diperoleh dalam Prakash (1981). Hardin (1978) melalui kajian formulasi matematik dalam perilaku elastik dan keplastikan tanah merekomendasikan

persamaan (2.19) untuk digunakan pada keadaan tegangan anisotropik dengan mengambil tegangan utama efektif rata-rata sebagai $\sigma'_m = (\overline{\sigma}_1 + \overline{\sigma}_2 + \overline{\sigma}_3)/3$.

Untuk bahan pasir bersih berbutir bulat (dengan $e < 0.80$) dan berbutir sudut dengan G yang dipengaruhi oleh σ'_m dan e , maka pendekatan G_{maks} diberikan sebagai berikut:

$$G_{maks} = 700 \frac{(2.17 - e)^2}{1 + e} (\sigma'_m)^{0.5} \quad (2.20)$$

$$G_{maks} = 326 \frac{(2.97 - e)^2}{1 - e} (\sigma'_m)^{0.5} \quad (2.21)$$

Persamaan (2.20) dan (2.21) di atas diberikan dalam unit kg/cm^2 untuk regangan geser kurang dari 10^{-4} . Namun, nilai G_{maks} dari persamaan (2.21) nilainya lebih rendah dari model empirik yang diusulkan oleh Whitman & Lawrence (1963) yang menguji tanah berdasarkan beban impuls. Iwasaki & Tatsuoka (1977) juga mengusulkan satu model empirik untuk pasir bersih dengan rentang e pada 0.61 hingga 0.86 dan σ'_m pada 0.2 hingga 5 (kg/cm^2) dengan amplitudo regangan geser sebesar 10^{-6} . Model tersebut dituliskan dalam hubungan:

$$G_{maks} = 900 \frac{(2.17 - e)^2}{1 + e} (\sigma'_m)^{0.38} \quad (2.22)$$

Stokoe et al. (1985) telah mengembangkan perangkat pengujian laboratorium tiga dimensi berskala besar yang mengukur tegangan nyata dalam tiga koordinat aksis pada bahan pasir padat berjenis SP menurut *Unified Soil Classification System* (USCS). Studi ini menghasilkan model empirik yang dikembangkan dari Hardin & Drnevich (1972) dan Hardin (1978) untuk mendapatkan G_{maks} yang ditulis dalam persamaan berikut:

$$G_{maks} = \frac{S}{(0.3 + 0.7e^2) \overline{\sigma}_a^{-ma} \overline{\sigma}_b^{-mb} \overline{\sigma}_c^{-mc} P_a^{1-ma-mb-mc}} \quad (2.23)$$

dengan,

S = konstanta kekakuan bahan,

e = rasio pori,

ma = slope hubungan $\log G_{maks} - \log \overline{\sigma}_a$,

mb = slope hubungan $\log G_{maks} - \log \overline{\sigma}_b$,

- mc = slope hubungan $\log G_{maks} - \log \bar{\sigma}_c$,
 Pa = tekanan atmosfer dalam unit tegangan terkekang.

Hasil G_{maks} dari Persamaan (2.23) di atas mempunyai korelasi lebih baik dibandingkan hasil pengukuran menggunakan RC dengan beban dua aksis pada jenis tanah yang sama (Stokoe & Ni, 1985).

Modulus geser tanah juga dapat dianalisis berdasarkan teori teknik perambatan gelombang, G_{maks} dari pengukuran lapangan berbasis metode seismik dapat dihitung menggunakan persamaan (Kramer, 1996):

$$G_{maks} = \rho V_s^2 \quad (2.24)$$

dengan,

$$\rho = \text{massa tanah, yang dihitung dari } \frac{\gamma_t}{g},$$

γ_t = berat unit bahan,

g = konstanta gravitasi,

V_s = kecepatan gelombang geser.

Modulus elastik bahan bahan seterusnya dapat dihitung berdasarkan teori elastik menggunakan kecepatan gelombang geser jika rasio *Poisson* bahan diketahui (Tabel 2.2), sebagai berikut:

$$E = 2 \rho V_s^2 (1 + \nu) \quad (2.25)$$

Selanjutnya pengukuran kecepatan gelombang geser (V_s) dapat ditentukan dengan hubungan antara panjang gelombang (λ) dan frekuensinya (f) yang dituliskan sebagai:

$$V = \lambda f \quad (2.26)$$

Kedua parameter gelombang tersebut (λ dan f) dapat digunakan bagi menentukan karakteristik suatu bahan berdasarkan kecepatan gelombang yang merambatnya.

Beberapa model empirik juga telah diterbitkan untuk mendapatkan hubungan kurva G kepada variasi nilai regangannya untuk berbagai jenis tanah. Salah satu model empirik yang populer adalah persamaan Vucetic & Dobry (1991) yang dinyatakan sebagai:

$$\frac{G}{G_{maks}} = \frac{1}{1 + \alpha \left\{ \frac{\gamma_a^\alpha}{\gamma_h} \right\}} \quad (2.27)$$

dengan nilai γ_h dan α dapat menggunakan nilai dari Tabel 2.3 berdasarkan indeks plastisitas tanah.

TABEL 2.3: BEBERAPA KONSTANTA K , γ_h DAN α NILAI INDEKS PLASTISITAS

INDEKS KEPLASTIKAN	K	γ_h	α
0	0	0.04	1.00
20	0.18	0.07	1.00
40	0.30	0.12	0.95
60	0.41	0.20	0.87
80	0.48	0.38	0.75
≥ 100	0.50	1.10	0.97

Sementara itu, Ishibashi & Zhang (1993) menyempurnakan persamaan kurva penurunan modulus geser Vucetic & Dobry (1991) dengan menambahkan pengaruh tekanan terkekang efektif, yang diekspresikan dalam persamaan:

$$\frac{G}{G_{maks}} = K(\gamma, I_p) (\sigma'_m)^{m(\gamma, I_p) - m_0} \quad (2.27)$$

dengan,

$$m(\gamma, I_p) - m_0 = 0.272 \left[1 - \tanh \left\{ \ln \left(\frac{0.000556}{\gamma} \right)^{0.4} \right\} \right] e^{-0.0145 I_p^{1.3}} \quad (2.28)$$

$$K(\gamma, I_p) = 0.5 \left[1 + \tanh \left\{ \ln \left(\frac{0.000102 + n(I_p)}{\gamma} \right)^{0.492} \right\} \right] \quad (2.29)$$

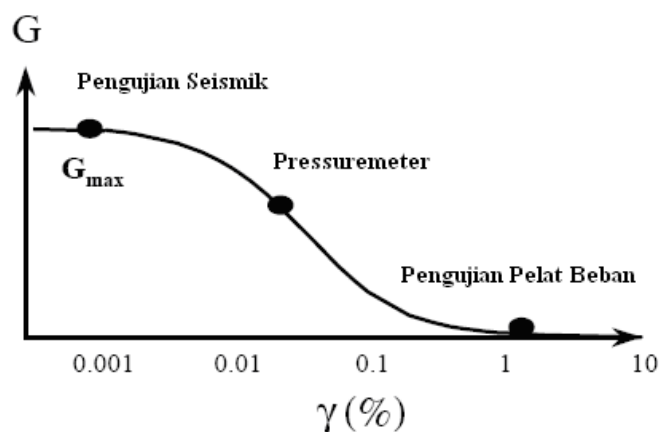
dan,

$$\begin{aligned} n(I_p) &= 0.0 && \text{untuk } I_p = 0 \text{ (tanah berpasir)} \\ n(I_p) &= 3.37 \times 10^{-6} I_p^{1.404} && \text{untuk } 0 < I_p \leq 15 \text{ (tanah plastisitas rendah)} \\ n(I_p) &= 7.0 \times 10^{-7} I_p^{1.976} && \text{untuk } 15 < I_p \leq 70 \text{ (tanah plastisitas sedang)} \\ n(I_p) &= 2.7 \times 10^{-5} I_p^{1.115} && \text{untuk } I_p > 70 \text{ (tanah plastisitas tinggi)} \end{aligned}$$

Beberapa penelitian telah dilakukan untuk membandingkan pengujian lapangan dan laboratorium untuk evaluasi G_{maks} tanah. Diawali oleh Cunny & Fry (1973), yang membandingkan G_{maks} antara pengujian RC dan metode seismik vibrasi tetap (*steady state*). Hasil studinya menunjukkan bahwa nilai G_{maks} laboratorium mempunyai perbedaan $\pm 50\%$ lebih konservatif dibandingkan pengujian lapangan. Meskipun demikian, seiring dengan perkembangan pengujian lapangan yang semakin maju oleh Stokoe & Richart (1973) dan Iwasaki & Tatsuoka (1977), mereka telah menemukan kesamaan hasil yang baik antara pengujian seismik lapangan dan RC untuk nilai G_{maks} .

Sementara itu, dalam kesimpulan studi Prakash & Puri (1980), dirumuskan bahwa adanya korelasi yang baik antara pengujian seismik lapangan, RC dan beban plat (*plate-load*) untuk menentukan nilai modulus geser tanah. Prakash (1981) juga menambahkan bahwa beberapa ujian lapangan dan laboratorium diantaranya *downhole*, *crosshole*, gelombang permukaan, pelat beban siklik, osilator sederhana, telah memberikan hasil yang akurat dalam mengukur nilai modulus geser tanah pada regangan yang sangat kecil.

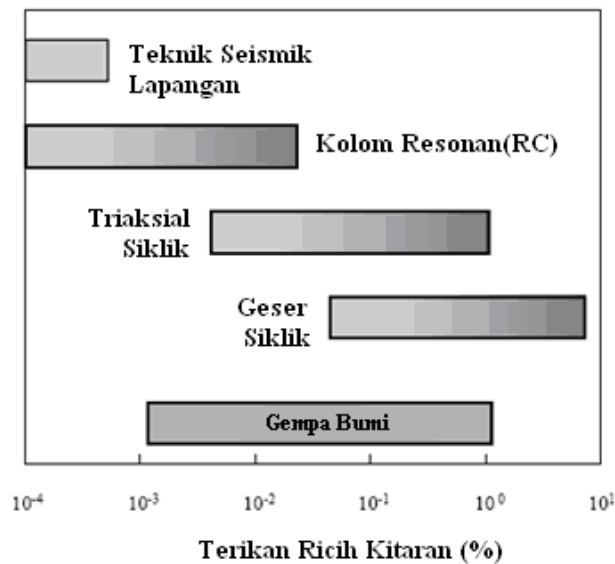
Sebagaimana telah dinyatakan sebelumnya bahwa parameter G dipengaruhi oleh nilai regangan dan keadaan tegangan yang digambarkan oleh kurva penurunan nilai G yang searah dengan kenaikan regangannya (Ishibashi & Zhang, 1993; Vucetic & Dobry, 1991). Kurva penurunan secara tipikal digambarkan oleh Jardine et al. (1986) dalam Gambar 2.11.



Gambar 2.11: Kurva tipikal variasi nilai modulus geser terhadap regangan geser yang dihasilkan oleh gabungan beberapa pengujian (Jardine et al., 1986).

Gambar 2.11 menunjukkan bahwa modulus geser yang diukur melalui pengujian seismik menghasilkan nilai modulus mewakili tingkat regangan sangat kecil atau nilainya lebih kecil dari regangan geser ambang linier. Pada tingkat regangan ini, kurva modulus bersifat linier yang ditunjukkan dengan sifat kekakuannya konstan terhadap modulus geser maksimum (G_{maks}) sehingga besaran modulus hampir tidak dipengaruhi oleh amplitudonya regangannya (Nazarian & Stokoe, 1984; Jardine et al., 1986; Gordon, 1997). Selain pengujian seismik, pengujian laboratorium

seperti TS dan RC juga dapat digunakan untuk mendapatkan G_{maks} , sedangkan pengujian triaksial dan geser siklik hanya dapat digunakan untuk mendapatkan nilai G pada tingkat regangan yang lebih besar. Pada keadaan regangan yang lebih besar, besaran modulus dipengaruhi oleh amplitudo regangan bahan. Gambar 2.12 memberikan rangkuman beberapa pengujian baik laboratorium maupun di lapangan yang bekerja secara spesifik level regangan bahan yang bisa diobservasi.



Gambar 2.12: Rentang nilai regangan geser yang bias dicakupi oleh beberapa pengujian laboratorium dan lapangan (Ishihara, 1996)

Secara umum, Lai & Rix (1998) menyimpulkan bahwa pengujian laboratorium menyediakan pengukuran yang lebih presisi dan detil dibandingkan pengujian lapangan. Hal ini disebabkan beberapa parameter tanah dapat diamati dengan lebih detil dan akurat. Meskipun demikian, pengujian laboratorium mempunyai kekurangan yang dapat diatasi dengan penggunaan pengujian di lapangan, diantaranya:

- pengambilan contoh tanah yang sepenuhnya tak terganggu
- menentukan nilai tegangan natural tanah sebagaimana keadaan tegangan di lapangan. Pengukuran tegangan efektif tanah natural hanya dapat dilakukan dengan pengujian lapangan yang sifatnya tidak merusak yang merupakan salah satu keunggulan yang dapat dilakukan oleh pengujian seismik.
- pengukuran tanah dalam kondisi drainasi natural
- keadaan kekakuan tanah yang menggambarkan ketakhomogenan media yang dapat diobservasi secara langsung dengan teknik seismik.

Tabel 2.4 secara jelas memberikan rangkuman mengenai keunggulan dan kekurangan pengujian laboratorium dan lapangan untuk menentukan modulus geser bahan dalam penyelidikan sub-permukaan.

TABEL 2.4: PENGUKURAN SIFAT DINAMIK TANAH PADA REGANGAN KECIL ANTARA
PENGUJIAN LABORATORIUM DAN LAPANGAN

JENIS UJIAN		KEUNGGULAN			KELEMAHAN	
Lapangan	Bekerja dalam skala luas	Dapat digunakan untuk semua jenis tanah	Keadaan tanah natural (tegangan sebenarnya)	Kesulitan dalam interpretasi hasil	Minimnya observasi pada keadaan batas	Belum dapat menyajikan parameter tanah yang lebih detail seperti pengujian laboratorium
Laboratorium	Pengukuran lebih terperinci	Dapat berulang (<i>repeatable</i>)	Keadaan batas (<i>boundary condition</i>) dapat diamati	Sangat sensitif kepada sampel tanah terganggu	Hasil pengujian berada dalam skala laboratorium	Kesulitan dalam pengukuran tanah berbutir kasar (<i>granular soils</i>)

2.2.5 Mekanisme dan Model Kepadatan Entropi

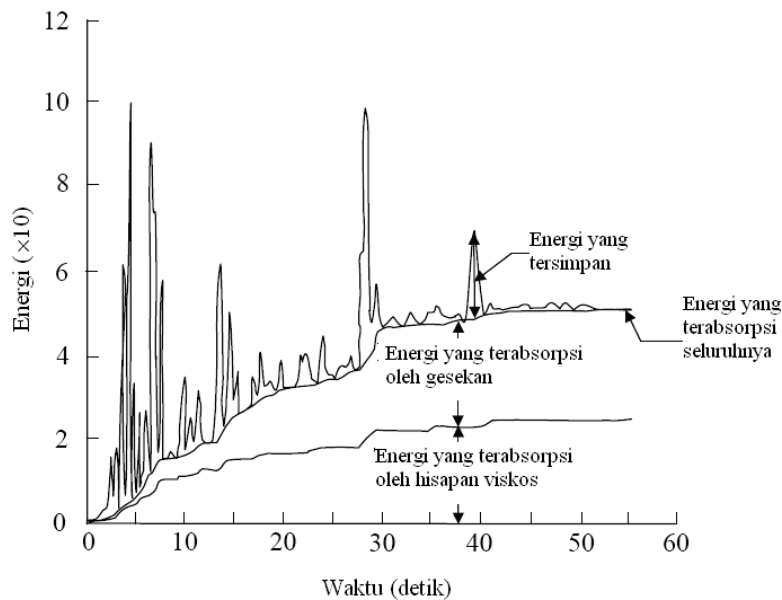
Jika suatu energi dari beban dinamik (misalnya, perambatan gelombang seismik) diberikan pada media tanah, maka sebagian energinya akan terabsorpsi (teredam) yang menghasilkan pengurangan terhadap amplitudo gelombangnya. Mekanisme absorpsi energi ini merupakan konsep dasar dalam analisis sifat pengurangan (*attenuation*) gelombang pada tanah. Perilaku pengurangan tersebut memberikan informasi mengenai nilai rasio redaman tanah (Richart et al., 1970), litologi, karakteristik fisik, derajat kejenuhan batuan (Xia et al., 2002) dan pengklasifikasian tanah (Rosyidi et al., 2008). Perilaku kepadatan entropi pada suatu waktu tanah dapat diwakili oleh parameter tanah koefisien pengurangan dan rasio redaman tanah.

1. Mekanisme Absorpsi Energi

Terdapat dua mekanisme dasar absorpsi energi yang menjadi pertimbangan dalam pengukuran nilai pengurangan dan redaman pada tanah (Parrales, 2004). Mekanisme pertama disebut sebagai *mekanisme absorpsi pada tingkat mikroskopi*, dan mekanisme kedua disebut sebagai *mekanisme penurunan amplitudo gelombang seismik*.

Mekanisme absorpsi mikroskopi merupakan gabungan dari beberapa mekanisme individu yang mengkaji fenomena absorpsi energi secara mikroskopis (Lai & Rix, 1998). Dalam mekanisme ini, redaman tanah dapat dihasilkan dari dua fenomena fisik yaitu absorpsi/kehilangan gesekan (*frictional losses*) antara partikel tanah dan hisapan viskos (*viscous drag*). Fenomena absorpsi energi akibat kehilangan gesekan pada permukaan butiran tanah merupakan mekanisme yang ditemui pada tanah tak kohesif (Whitman & Dobry, 1993). Namun, jika tanah dalam keadaan jenuh, energi secara dominannya diabsorpsi melalui hisapan viskos pada fluida dalam pori yang bergerak

dalam tanah. Yilmaz (1987) menambahkan bahwa pada kasus perambatan gelombang seismik, fluida dalam pori akan mengambil sebagian energi gelombang dan menyebabkan adanya penurunan frekuensi gelombangnya. Fenomena fisik lain yang berpengaruh dalam absorpsi mikroskopi adalah pecahan partikel yang nilainya tidak signifikan pengaruhnya dalam tanah dan dapat diabaikan, sedangkan fenomena kompleks elektromagnet antara molekul air dan partikel tanah mikroskopi hanya berlaku pada tanah dengan butiran halus, misalnya pada tanah lempung. Gambar 2.13 menunjukkan hubungan dan konsep antara energi yang terabsorpsi dalam tanah akibat fenomena geseran dan hisapan viskos dalam tanah.

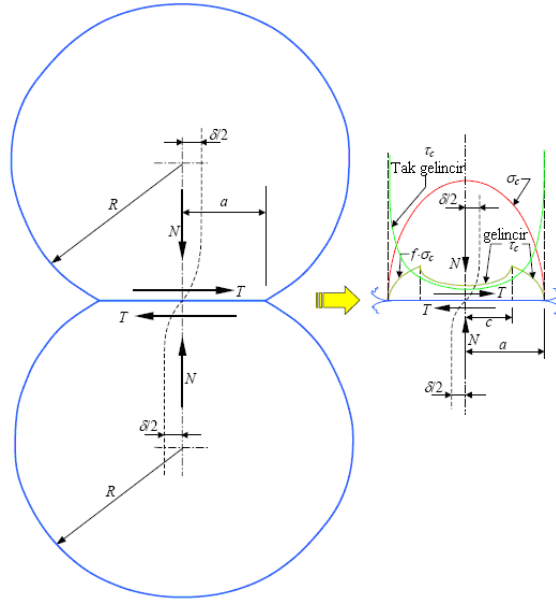


Gambar 2.13: Hubungan dan konsep energi yang terjadi pada tanah karena kejadian gempa dan bagian-bagian energi yang terabsorpsi oleh mekanisme gesekan dan viskos (Hall & McCabe, 1989; Green, 2001)

Energi yang tersimpan (Gambar 2.13) menunjukkan bagian energi yang merambat dalam tanah dan selanjutnya energi ini akan hilang searah dengan terbasorpsinya energi gelombang seismik di akhir periode getaran. Konsep fisika absorpsi energi oleh gesekan dapat dipelajari melalui respon dua model bola elastik yang menggambarkan hubungan antara partikel butiran tanah di bawah gaya normal dan geser. Pembahasan selengkapnya mengenai konsep fisika ini dapat ditemui dalam Mindlin (1949), Mindlin et al. (1951), Goodman & Brown (1962), Deresiewicz (1974) dan Dobry et al. (1982).

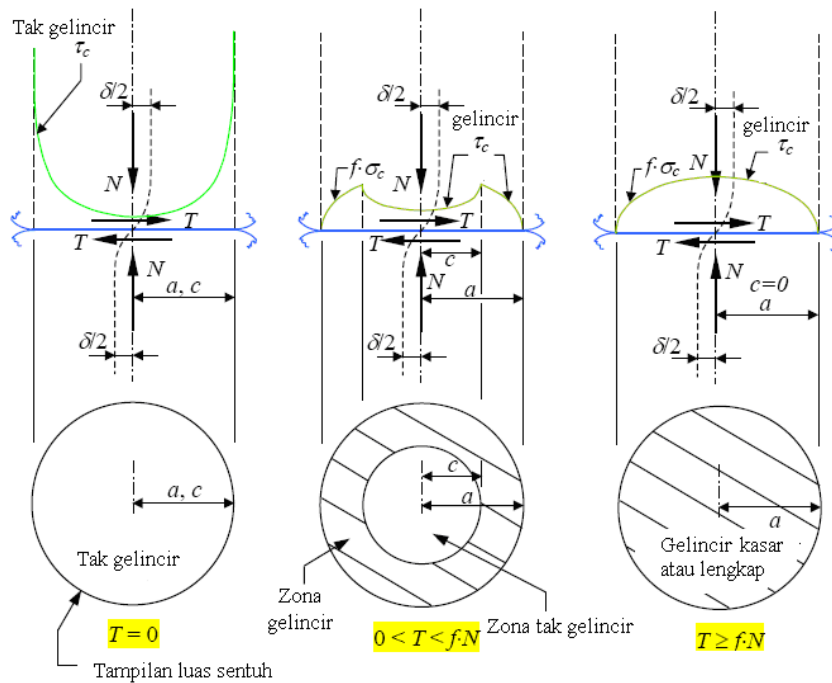
Secara umum, dalam Gambar 2.14, menjelaskan konsep fisika absorpsi energi oleh gesekan antar partikel tanah. Gaya kontak permukaan dan tegangan yang terlibat dalam dua bola elastik dan variasi tegangan normalnya (σ_c) yang melintang kepada luasan kontak permukaan ditunjukkan dalam Gambar 2.14a. Jika gaya tangen (T) meningkat, deformasi sisi (δ) akan meningkat di antara pusat sfera. Meskipun demikian, bidang gelincir kasar yang mencakup seluruh luas permukaan

partikel tanah tidak dapat terjadi hingga gaya tangen mencapai nilai $T = f N$ (Gambar 2.14b). Dalam Gambar tersebut juga ditunjukkan tahapan gelincir pada luasan permukaan partikel tanah.



(a)

Gambar 2.14: (a) Gaya sentuh dan tegangan antara dua bola dengan jari-jari R dan berbagai parameter tinjauannya dan (b) gelincir relatif mencakup luas permukaan bola dengan keadaan tak gelincir ($T = 0$), keadaan gelinciran dengan nilai tengah $0 < T < f N$ dan gelincir kasar atau lengkap ($T \geq f N$) (Green, 2001)



(b)

Keterangan Gambar:

R = jari-jari bola
 N = gaya normal

σ_c = tegangan normal antara bola
 τ_c = tegangan geser antara bola

T	= gaya tangen	a	= jari-jari luasan permukaan
δ	= deformasi sisi bola	c	= jari-jari luasan tak gelincir
f	= koefisien geseran bola	ν	= rasio <i>Poisson</i>
E	= modulus elastik		

Gambar 2.14: Lanjutan

Peristiwa gelincir (*slip*) dimulai pada jari-jari luar (*outer radius*) luasan permukaan, selanjutnya membentuk suatu *anulus gelinciran* yang mengelilingi zona tanpa gelincir (*no slippage zone*) untuk $0 < T < fN$ (Deresiewicz, 1974; Green, 2001). Ketika mekanisme gelincir ini terjadi, energi yang dialirkan dari gelombang seismik akan ikut diabsorpsi. Secara matematik, hubungan gaya tangen dan deformasi sisi dalam Gambar 2.14 dapat diturunkan sebagai berikut (Deresiewicz, 1974):

$$T = \left(1 - \left(\frac{c}{a} \right)^3 \right) f \cdot N \quad (2.30)$$

$$\delta = \frac{3(2-\nu)(1-\nu)fN}{4Ea} \left[1 - \left(1 - \frac{T}{fN} \right)^{\frac{2}{3}} \right] \quad (2.31)$$

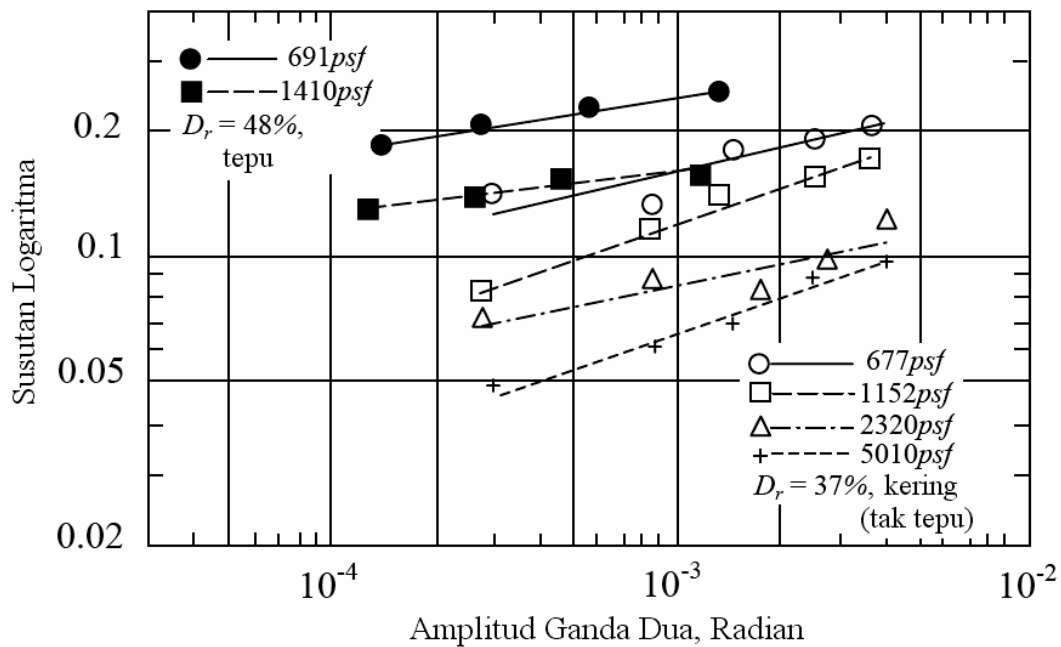
dengan,

$$a = \left[\frac{3(1-\nu)RN}{4E} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (2.32)$$

Green (2001) memberikan skenario energi terabsorpsi dan batas mekanisme gelincir yang terjadi terhadap peristiwa likuifaksi tanah. Ketika beban dinamik sementara (misalnya beban gempa) diberikan kepada tanah tak kohesif dan menghasilkan daya tangen sebesar $0 < T < fN$ maka absorpsi energi yang berlaku tidak menimbulkan kejadian likuifaksi tanah. Batas gaya tangen, $T = fN$, menghasilkan deformasi sisi yang diartikan sebagai batas regangan kejadian likuifaksi tanah. Diskusi terperinci mengenai hubungan likuifaksi terhadap mekanisme gesekan, bidang gelincir dan absorpsi energi dalam partikel tanah dapat dilihat dalam Green (2001).

Mekanisme selanjutnya adalah absorpsi energi oleh fenomena hisapan viskos. Hisapan viskos merupakan suatu gaya yang menghalangi gerak relatif suatu fluida dan padat. Teori yang digunakan untuk menjelaskan absorpsi energi oleh mekanisme viskos di dalam tanah telah diberikan dalam Biot (1956). Sementara itu, Hall (1962) dan Hall & Richart (1963) telah menjalankan pengujian laboratorium (menggunakan metode RC) untuk mengukur pengaruh beberapa

parameter tanah terhadap energi total yang terabsorpsi dalam bahan tanah berbutir, termasuk didalamnya adalah parameter viskos fluida pori. Mereka mendapatkan hasil bahwa pengaruh mekanisme gesekan dan hisapan viskos terhadap energi terabsorpsi melalui perbandingan hasil pengujian sampel kering kepada sampel yang jenuh. Gambar 2.15 menunjukkan salah satu hasil pengujian mereka untuk bahan pasir Ottawa. Sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 2.15, pengurangan logaritma (*logarithmic decrement*) untuk sampel jenuh cenderung konstan (sedikit variasi) terhadap amplitudo siklik berbanding sampel kering. Bagian energi yang terabsorpsi oleh mekanisme hisapan viskos akan meningkat jika amplitudo siklik meningkat.



Gambar 2.15: Variasi pengurangan logaritma terhadap amplitudo siklik untuk pasir Ottawa kering dan jenuh menggunakan RC (Hall & Richart, 1963)

Sebagai catatan, hasil kajian Hall & Richart (1963) ini melakukan pengujian pada deformasi tanah dengan tingkat regangan geser yang kecil yaitu sekitar 0,015 %. Untuk tingkat regangan yang lebih besar (akibat beban gempa), mekanisme geseran selanjutnya akan mendominasi perilaku absorpsi energi pada tanah (Whitman & Dobry, 1993). Bagian absorpsi energi akibat gesekan akan meningkat searah dengan peningkatan amplitudo siklik dan regangan gesernya.

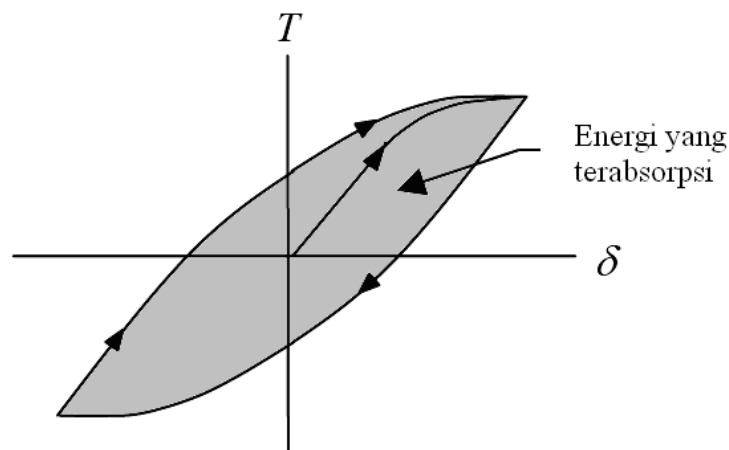
Mekanisme absorpsi energi yang terjadi pada tanah juga dapat diamati melalui penurunan amplitudo gelombang seismik yang merambat pada tanah. Penurunan amplitudo ini disebabkan oleh dua fenomena fisik yaitu redaman geometrik (*geometric damping*) dan penyebaran redaman (*radiation damping*). Sebaran energi yang dibangkitkan dari suatu sumber mekanik akan bergerak di sepanjang luas suatu media dan perambatan energi seismik yang menjauhi sumber mekaniknya menyebabkan amplitudo gelombang akan berkurang searah dengan jarak perambatan yang

dilaluinya. Kedua, ketika gelombang seismik merambat pada media yang berlapis dengan nilai kekakuan setiap lapisannya yang berbeda, maka akan menimbulkan beberapa perilaku fisik diantaranya gelombang seismik pantulan dan transmisi pada wilayah batas (*interface*), konversi mode (*mode conversion*) dan penyebaran mode gelombang. Fenomena fisik tersebut juga dapat menyebabkan amplitudo gelombang seismik berkurang (Rix et al., 2000). Mempertimbangkan kompleksitas fenomena kedua ini, sifat pengurangan dan redaman menggunakan metode seismik lapangan perlu mengambil beberapa asumsi yang penting yaitu bahwa kondisi tanah disifatkan homogen dan isotropik (Knopoff, 1964); sebagai konsekuensinya pengukuran lapangan perlu dijalankan dalam jarak yang pendek sehingga sifat bahan dapat dipertimbangkan sebagai homogen. Selanjutnya, mekanisme absorpsi energi gelombang seismik oleh pengaruh geometrik ini menjadi fokus dalam penyelidikan tanah berbasis rambatan gelombang seismik.

2. Model Absorpsi Energi dan Rasio Redaman

a. Model Kurva Histeresis

Hubungan antara gaya dan perpindahan sebagai suatu hasil gesekan antar partikel tanah akibat gaya tangensial siklik yang diberikan pada tanah dapat digambarkan dalam suatu kurva histeresis sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 2.16. Kurva histeresis ini dibentuk dari persamaan matematik gaya tangensial (T) dan deformasi sisi (δ) seperti telah dituliskan dalam Persamaan 2.30 dan 2.31 sebelumnya. Luasan yang dibatasi oleh kurva histeresis tersebut merupakan jumlah energi yang diabsorpsikan dalam sistem gesekan partikel. Corak kurva histeresis absorpsi energi ini bersesuaian dengan kurva histeretis tegangan dan regangan yang dihasilkan oleh model visko-elastik selama eksitasi harmonik yang ditunjukkan dalam Persamaan 2.17 dan Gambar 2.10. Untuk kurva hiteresis yang dihasilkan dari model visko-elastik, luasan yang dibatasi oleh kurva histeresis menunjukkan jumlah energi yang diabsorpsi setiap unit volumetrik bahan.



Gambar 2.16: Kurva histeresis hasil beban siklik gaya tangen pada tanah
(Green, 2001)

Kajian laboratorium yang dijalankan oleh Hardin (1965) pada sampel tanah pasir kering menunjukkan bahwa bentuk kurva histeresis tidak dipengaruhi oleh tingkat pembebanan yang diberlakukan. Hal ini berimplikasi pada jumlah energi yang diabsorpsi oleh mekanisme gesekan yang menjadi independen terhadap frekuensi amplitudo beban yang diberikan kepada tanah. Untuk mekanisme hisapan visko, energi yang diabsorpsi secara langsung adalah proporsional dengan frekuensi beban yang digunakan.

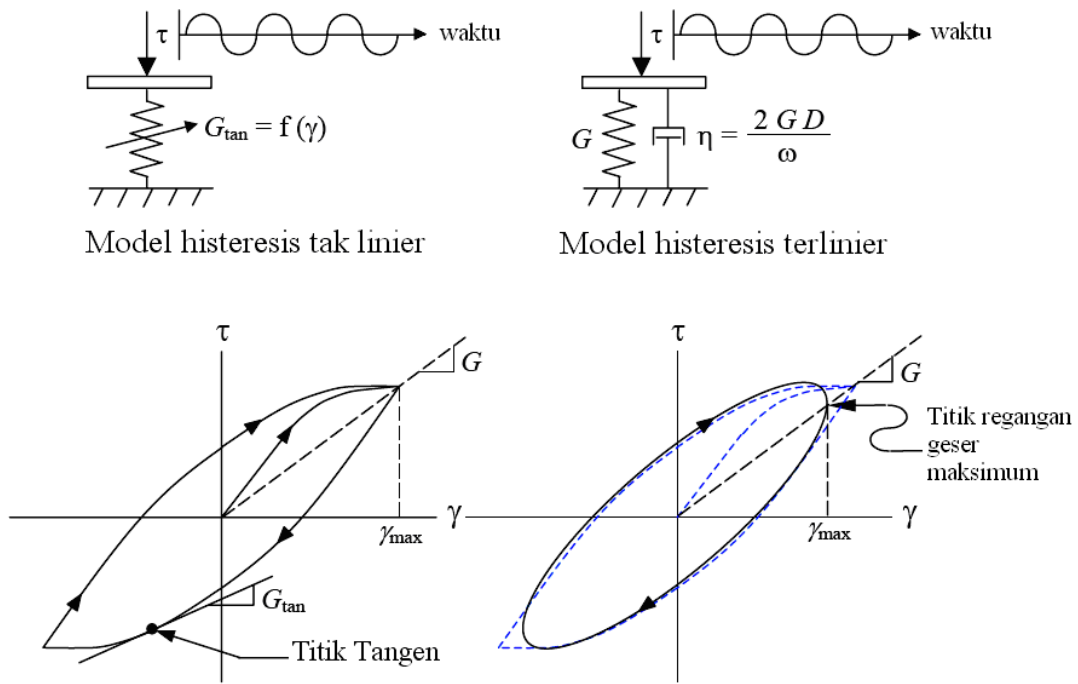
Beberapa model pendekatan yang telah digunakan untuk mempelajari hubungan antar parameter yang membentuk kurva histeresis diantaranya model bi-linier (Idriss & Seed, 1968), hiperbolik (Lee & Finn, 1978) dan Ramberg-Osgood (Streeter et al., 1973). Meskipun demikian, penggunaan model tersebut memerlukan turunan order kedua persamaan differensial tak-linier untuk menjelaskan fenomena absorpsi energi perambatan gelombang seismik. Turunan persamaan tersebut menjadi kompleks dan ketepatan hasil turunan tidak berdampak langsung kepada perolehan hasil analisis yang akurat. Suatu metode linierisasi berbasis kepada statistik adalah metode alternatif yang bisa digunakan. Dasar metode ini adalah menggantikan sistem tak-linier kepada perilaku sistem linier sebagaimana telah dijelaskan secara terperinci dalam Iwan dan Yang (1971), Dobry (1970) dan Dobry et al. (1971). Metode ini seterusnya dinamakan sebagai model linier ekuivalen (*equivalent linier model*) dan digunakan sebagai dasar program komputer dinamik perangkat lunak SHAKE (Schnabel et al., 1972).

Model reologi untuk sistem tak linier histeresis dan histeresis linierisasi terhadap kurva histeresisnya diberikan dalam Gambar 2.17. Sekalipun model linierisasi dibangun berdasarkan model visko-elastik, koefisien redaman visko (*viscous damping coefficient*) dapat disusun dalam hubungan inversi yang proporsional terhadap frekuensi sirkular (*circular frequency*) dan dituliskan sebagai (Hardin, 1965):

$$\eta = \frac{2GD}{\omega} \quad (2.33)$$

dengan,

- η = koefisien redaman (dalam unit tegangan \times waktu)
- G = modulus geser *secant* (dalam unit tegangan)
- D = rasio redaman (tak berdimensi)
- ω = frekuensi sirkular (rad/saat)

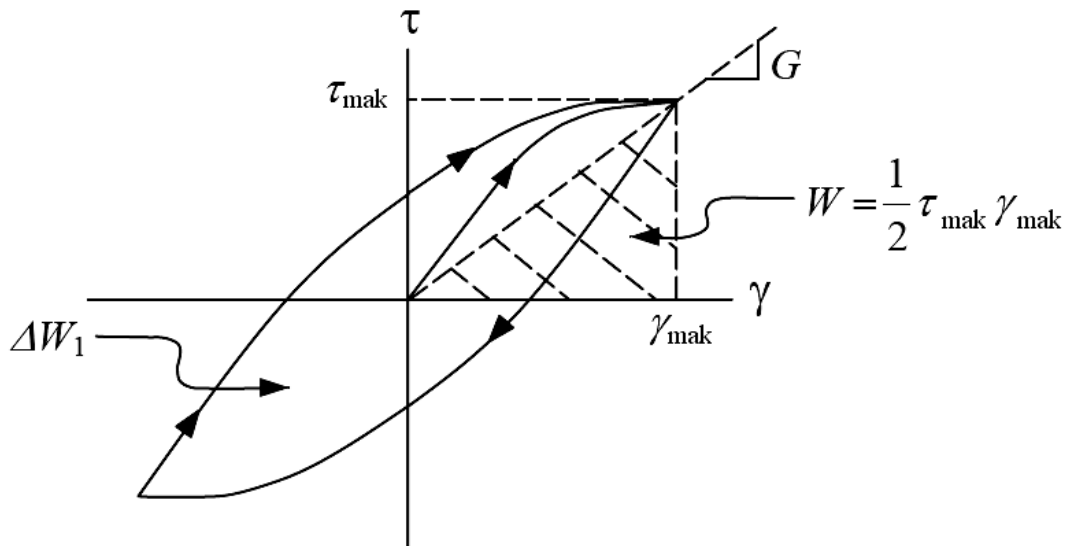


Gambar 2.17: Model reologi dan gelong histeresis untuk bahan dengan pendekatan histeresis tak linier dan terlinier (linierisasi)

Seterusnya, berdasarkan kurva histeresis (Gambar 2.17) dan mekanisme absorpsi energi (Jacobsen, 1960), rasio redaman (D) suatu bahan dapat dianalisis melalui persamaan berikut:

$$D = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta W_1}{W} \quad (2.34)$$

dengan ΔW_1 merupakan energi terabsorpsi (luasan kurva bagian dalam) setiap unit volumetrik dalam satu kurva histeresis dan W adalah energi tersimpan dalam bahan elastik yang memiliki G yang sama dengan bahan visko-elastik. Gambar 2.18 menjelaskan hubungan dan luas antara energi terabsorpsi dan energi tersimpan dalam satu kurva histeresis.



Gambar 2.18: Komponen energi terabsorpsi (ΔW_1) dan energi tersimpan (W) untuk penentuan rasio redaman

Rasio redaman dalam Persamaan 2.34 merupakan rasio redaman yang dipengaruhi oleh nilai frekuensi. Meskipun demikian, Lai & Rix (1998) menjelaskan bahwa dari banyak data pengujian yang diamati, redaman tanah merupakan fenomena redaman yang tidak dipengaruhi frekuensi terjadi pada tingkat regangan sangat kecil dengan rentang frekuensi 0.001 hingga 10 Hz. Dalam rentang frekuensi tersebut, rasio redaman dapat disebutkan dalam keadaan konstan.

b. Model Faktor Absorpsi

Para pakar geofisika dan seismologi memberikan istilah absorpsi energi tak berdimensi dan sifat pengurangan pada suatu bahan adalah sama dengan *faktor kualitas* (Q). Faktor absorpsi atau kualitas juga dinamakan sebagai faktor pengurangan spesifik (*specific attenuation factor*) oleh Knopoff (1964) atau fungsi absorpsi spesifik (*specific dissipation function*) oleh Richart et al. (1970), yang dapat dituliskan dalam hubungan:

$$Q^{-1} = \frac{\Delta W_1}{2\pi W} = 2D \quad (2.35)$$

Jika suatu Q pada suatu bahan bernilai tak terhingga berarti tidak terdapat pengurangan pada bahan tersebut (Yilmaz, 1987). Herrmann (1986) menambahkan bahwa kedua nilai D dan Q harus dibedakan masing-masing sebagai respon bahan gelombang geser dan longitudinal. Rasio redaman geser (D) biasanya memiliki nilai yang lebih tinggi berbanding rasio redaman longitudinal (Q).

c. Model *Bandwidth* Setengah-Daya

Metode *Bandwidth Setengah-Daya* (*half-power bandwidth*) dapat digunakan untuk menentukan rasio redaman tanah dalam pengujian kolom resonan (*RC*). Metode ini berasaskan pengukuran lebar kurva respon dinamik tanah yang berdekatan dengan sumber responnya. Stokoe et al. (1999) memberikan persamaan matematika untuk faktor kualitas berdasarkan *bandwidth* melalui persamaan:

$$Q = \frac{f_r}{(f_2 - f_1)} \quad (2.36)$$

dengan *bandwidth* merupakan beda frekuensi antara batas frekuensi teratas (f_2) dan terbawah (f_1) untuk suatu nilai amplitudo yang bernilai 0.707 atau ($\frac{1}{\sqrt{2}}$) kali amplitudo respon sumber pada frekuensi resonan (f_r). Rasio redaman selanjutnya dapat ditentukan melalui:

$$D = \frac{(f_2 - f_1)}{2f_r} \quad (2.37)$$

d. Model Pengurangan Logaritma

Pengukuran sifat pengurangan bahan juga dapat dilakukan menggunakan pengurangan logaritma (δ). Untuk beban dinamik dengan regangan geser bahan kecil (misalnya kurang dari 10^{-5}), sifat pengurangan dapat disusun dalam persamaan eksponensial dan magnitudo respon bahannya yang dapat ditunjukkan dalam pengurangan kadar eksponensial atau logaritma (Knopoff 1964). Pengurangan amplitudo suatu getaran adalah identik dengan respon getaran bebas pada sistem teredam viskos. Teori sistem berderajat kebebasan tunggal (*single-degree-of-freedom*, *SDOF*) dengan redaman viskos dapat digunakan untuk menjelaskan fenomena susutan logaritma ini sebagai berikut:

$$\delta = \ln \frac{z_1}{z_2} = \frac{2\pi D}{\sqrt{1 - D^2}} \quad (2.38)$$

dengan z_1 dan z_2 merupakan amplitudo respon getaran. Rasio redaman bahan selanjutnya dapat ditentukan menggunakan hubungan (Chopra, 1995; Stokoe et al., 1999):

$$D = \left[\frac{\delta^2}{4\pi^2 + \delta^2} \right]^{1/2} \quad (2.39)$$

e. Model Koefisien Pengurangan

Koefisien pengurangan (*coefficient of attenuation*, α) adalah suatu parameter yang terkait dengan susutan logaritma yang dituliskan sebagai (Richart et al., 1970):

$$\delta = \frac{2\pi V\alpha}{\omega} = L\alpha \quad (2.40)$$

dengan V dan L masing-masing adalah kecepatan dan panjang gelombang seismik. Faktor absorpsi terkait dengan koefisien pengurangan dapat disusun melalui hubungan:

$$Q^{-1} = \frac{2V\alpha}{\omega} \quad (2.41)$$

dan rasio redamannya dapat ditentukan sebagai:

$$D = \frac{\alpha V}{\omega} \quad (2.42)$$

f. Model Bornitz

Untuk menentukan koefisien pengurangan dan rasio redaman, model Bornitz dapat dikembangkan dari hubungan absorpsi energi dalam Persamaan 2.34 dengan mengasumsikan bahwa bahan berperilaku linier dan amplitudo gelombang merupakan akar dua dari energi (Rosyidi, 2004, Rosyidi et al., 2008). Energi elastik gelombang seismik berkurang searah jarak rambatan gelombangnya yang disebabkan oleh pengurangan amplitudo gelombang. Nilai gelombang yang berkurang ini dapat terjadi dalam perambatannya di permukaan ataupun dalam suatu media. Fenomena ini dapat digunakan untuk mempelajari sifat redaman suatu bahan berdasarkan jarak diantara sensor gelombang (r). Das (1993) menulis persamaan koefisien pengurangan yang dinyatakan dalam persamaan *Bornitz*:

$$\frac{w_2}{w_1} = \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^n \exp^{-\alpha(r_1-r_2)} \quad (2.43)$$

dimana,

- w_1 = amplitudo getaran pada jarak r_1 dari sumber
 w_2 = amplitudo getaran pada jarak r_2 dari sumber
 n = faktor pengurangan yang tergantung jenis gelombang
 a = koefisien pengurangan

Selanjutnya, nilai rasio redaman tanah dapat ditentukan melalui hubungan koefisien pengurangan dan kecepatan gelombang seismik menggunakan Persamaan 2.42.

g. Model Rasio Spektrum

Metode rasio spektrum digunakan untuk mengukur nilai pengurangan gelombang seismik di lapangan (Campanella et al., 1994). Rasio redaman dari rasio spektrum dapat ditentukan menggunakan persamaan (Wang et al., 2004):

$$\ln\left(\frac{A_1(f)}{A_2(f)}\right) = -\ln\left(\frac{C_1}{C_2}\right) - \ln\left[\left(\frac{r_1}{r_2}\right)^n \cdot T\right] + \frac{2\pi D}{V} \cdot (r_2 - r_1) \cdot f \quad (2.44)$$

disini, A_1 and A_2 merupakan amplitudo Fourier untuk frekuensi yang berbeda (f), C_1 and C_2 masing-masing adalah koefisien tidak dipengaruhi oleh frekuensi dan respon transduser (*transducer response*), V adalah kecepatan gelombang seismik, T adalah koefisien transmisi (*transmission coefficient*), dan n merupakan faktor pengurangan. Dari Persamaan 2.44, dapat dilihat bahwa sifat pengurangan akibat pengaruh geometrik, pantulan dan gandingan telah disebutkan sebagai bentuk intersep dalam persamaan tersebut. Hal tersebut tidak berpengaruh terhadap rasio bahan yang dihitung jika parameter D , V dan T tetap diasumsikan sebagai parameter yang independen terhadap frekuensi (Wang et al., 2004). Rasio redaman dapat dituliskan kembali dalam turunan tingkat dua dari Persamaan 2.44 sebagai berikut:

$$D = \frac{\partial^2}{\partial r \cdot \partial f} \left(\frac{A_1(f)}{A_2(f)} \right) \cdot \frac{V}{2\pi} \quad (2.45)$$

h. Model Fungsi Perpindahan Gelombang Permukaan

Kurva pengurangan amplitudo gelombang berurutan dapat secara bersamaan diperoleh dari data seismik melalui pengukuran menggunakan multi sensor (*multi-channel measurements*). Selanjutnya, data dianalisis menggunakan metode fungsi perpindahan (*transfer function*) dan kurva dispersi kecepatan gelombang fase. Teknik ini dikenalkan pertama kalinya oleh Lai & Rix

(1998), Rix et al. (2001) dan Foti (2004). Teknik pengukuran simultan ini dapat menyediakan informasi rasio redaman tanah secara lebih konsisten dan efektif (Lai, 1998). Teknik fungsi perpindahan dilakukan dengan menggunakan dekonvolusi (*deconvolution*) gelombang seismik permukaan tanpa memerlukan sumber seismik yang spesifik. Dekonvolusi sinyal $f_2(t)$ terhadap sinyal dari sensor lain $f_1(t)$ dalam domain frekuensi merupakan rasio spektrum Fourier kedua sinyal $F_2(\omega)$ dan $F_1(\omega)$ yang dapat dinyatakan dalam hubungan matematisnya sebagai berikut:

$$F_{21}(\omega) = \frac{F_2(\omega)}{F_1(\omega)} = \frac{F_2(\omega) \cdot \overline{F_1(\omega)}}{|F_1(\omega)|^2} \quad (2.46)$$

dengan, ω adalah frekuensi sirkular (*circular frequency*) dan F_{21} adalah sistem fungsi perpindahan (Foti, 2003). Mempertimbangkan seri pengukuran multi-sensor dengan kecepatan partikel gelombang yang merambat sepanjang satu garis lurus di permukaan tanah, maka fungsi pindahan pengujian $\tilde{F}(r, \omega)$ dapat ditentukan dengan menggunakan:

$$\tilde{F}(r, \omega) = F_{ii}(\omega) = \frac{F_i(\omega)}{F_1(\omega)} \quad (2.47)$$

dengan $F_i(\omega)$ adalah transformasi Fourier sinyal ke- i yang diterima pada jarak r dari sumber gelombang, $F_1(\omega)$ merupakan transformasi Fourier sinyal yang diterima oleh sensor terdekat dan $F_{ii}(\omega)$ menjelaskan dekonvolusi sinyal ke- i .

Analisis regresi selanjutnya dapat digunakan dalam analisis kurva fungsi perpindahan untuk menentukan kurva pengurangan gelombang permukaan. Ekspresi analitik fungsi perpindahan yang digunakan dalam regresi ditentukan dari model visko-elastik dengan asumsi bahwa lapisan tanah yang homogen. Dengan memasukkan ekspresi sudut fase kompleks, $\psi(r, \omega)$ yang diasumsikan sebagai $K(\omega) \cdot r$ dan fungsi geometrik radiasi, $G(r, \omega)$, maka Persamaan 2.47 dapat dinyatakan kembali sebagai (Lai, 1998):

$$\tilde{F}(r, \omega) = \frac{G(r, \omega)}{G(r_1, \omega)} e^{-iK(\omega)(r-r_1)} \quad (2.48)$$

disini, $K(\omega) = \{[\omega/V_R(\omega)] + i\alpha_R(\omega)\}$ merupakan nomor gelombang kompleks dengan $V_R(\omega)$ adalah kecepatan fase dan $\alpha_R(\omega)$ sebagai koefisien pengurangan gelombang *Rayleigh*. Perlu diambil asumsi bahwa $\psi(r, \omega) = K(\omega) \cdot r$ merupakan nilai yang setara dengan sudut fase $\psi(r, \omega)$ yang dihasilkan dari mode dasar perambatan gelombang permukaan (Rix et al., 2001).

Persamaan 2.48 digunakan dalam analisis regresi tak linier untuk mendapatkan nilai nomor gelombang kompleks $K(\omega)$ fungsi pindahan. Nilai nomor gelombang kompleks ini mempunyai informasi penting mengenai sifat pengurangan gelombang. Nilai ini juga dapat digunakan dalam prosedur inversi kompleks guna menentukan profil rasio redaman. Perbincangan terperinci mengenai metode ini dilihat dalam Rix & Lai (1998) dan Foti (2003).

3. Hubungan Rasio Redaman terhadap Modulus Geser Tanah

Sebagaimana kurva penurunan modulus geser, kurva rasio redaman tanah pengujian terhadap nilai regangan gesernya dapat diturunkan dengan menggunakan parameter indeks plastisitas dan tekanan terkekang. Model empirik Ishibashi & Zhang (1993) menuliskan hubungan kurva rasio redaman terhadap kedua parameter tersebut sebagai berikut:

$$D(\gamma, I_p) = \frac{0.33(1 + e^{-0.015I_p^{1.3}})}{2} \left\{ 0.59 \left(\frac{G}{G_{maks}} \right)_{(\gamma, I_p)}^2 - 1.55 \left(\frac{G}{G_{maks}} \right)_{(\gamma, I_p)} + 1 \right\} \quad (2.49)$$

2.3 | Ringkasan

Dalam bab ini, beberapa faktor utama yang mempengaruhi perilaku respon dinamik yaitu parameter modulus geser dan rasio redaman tanah telah dipresentasikan. Faktor magnitudo regangan geser hasil merupakan salah satu faktor dominan yang berpengaruh sebagai akibat dari eksitasi dinamik pada tanah. Selain faktor amplitudo regangan, beberapa faktor lainnya seperti tekanan terkekang isotropik efektif, frekuensi eksitasi, waktu terkekang (*time of confinement*) pada tekanan konstan dan jumlah siklik juga berpengaruh.

Dua pendekatan mekanik yaitu model elastik linier dan visko-elastik linier dapat digunakan untuk mempelajari respon dinamik tanah berdasarkan frekuensi respon yang dibangkitkan. Perkembangan ilmu (*the-state-of-the-art*) mengenai model empirik modulus geser dan rasio redaman tanah dari pengujian laboratorium maupun lapangan pada tingkat regangan geser kecil juga disampaikan. Nilai kedua parameter, G dan D tanah tersebut sangat penting khususnya berkaitan dengan perilaku dinamik tanah yang dihasilkan dari pengujian seismik di lapangan.

bab 3

Teori Perambatan Gelombang Permukaan

3.1 | Pendahuluan

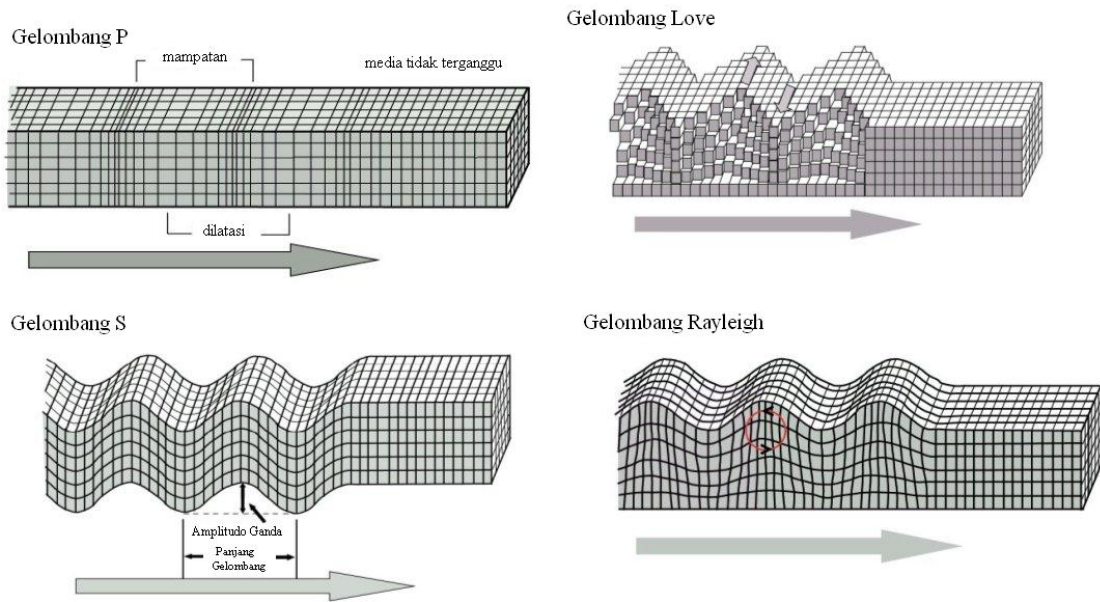
Dalam bab ini, diuraikan teori, pendekatan analitik dan simulasi perambatan gelombang permukaan *Rayleigh* (R) dalam media tanah yang homogen dan heterogen (berlapis). Tinjauan kepada turunan persamaan analitik dan simulasi untuk menyelesaikan masalah inversi perambatan gelombang seismik menjadi fokus dalam bab ini. Diskusi bab ini dimulai dari teori dan persamaan matematis yang menjadi dasar membangun teori perambatan gelombang seismik, dilanjutkan dengan ilustrasi corak perambatan gelombang melalui media homogen. Konsep dispersi gelombang permukaan R pada media heterogen vertikal yang menjadi dasar dan sifat gelombang permukaan yang spesifik. Karakteristik kurva superposisi mode gelombang, perpindahan partikel dan tegangan gelombang permukaan ditunjukkan melalui hasil simulasi numerik di akhir bab ini.

3.2 | Gelombang Seismik

Dalam suatu media yang bersifat homogen dan isotropi, perambatan gelombang dari sumber energi mekanik dipengaruhi oleh sifat keelastikan yang ada di dalam dan di atas permukaan media tersebut. Jika suatu energi dibangkitkan oleh sumber mekanik di permukaan suatu media homogen dan elastik, maka terdapat dua jenis gelombang yang terbentuk untuk menyalurkan energi mekanik tersebut di media yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*) seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 3.1.

Gelombang badan dapat dibagi menurut gerak partikel gelombangnya yaitu:

- Gelombang badan utama yang juga dikenali sebagai gelombang mampatan, kompresi, dilatasi, tak berputar atau primer (P). Gelombang P dapat bergerak melalui lapisan batuan dan fluida dimana perubahan partikel-partikelnya bergerak searah dengan arah rambatannya.
- Gelombang badan sekunder (S) yang disebut juga dalam istilah gelombang geser dan equivoluminal. Gelombang S dalam perambatan partikel-partikelnya berpindah secara tegak lurus dengan arah perambatan gelombang.

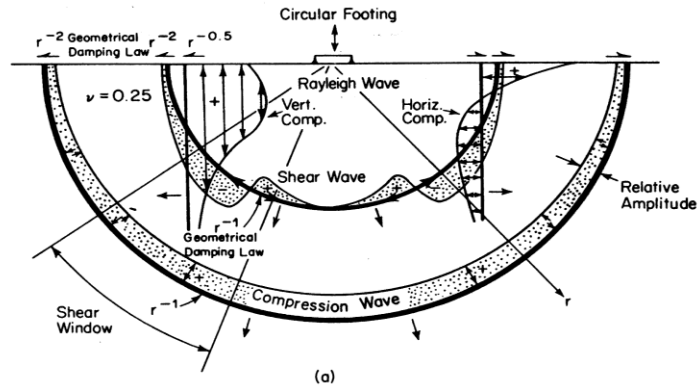


Gambar 3.1: Pembagian gelombang seismik pada media padat menurut arah perambatannya: gelombang tubuh P, gelombang tubuh S, gelombang permukaan *Love* dan gelombang permukaan *Rayleigh* (Bolt, 1970)

Gelombang permukaan juga dikelaskan dalam dua jenis, yaitu:

- Gelombang permukaan *Love* (gelombang *L*), dimana gelombang ini hanya merambat di bagian permukaan saja dan kecepatannya sangat lambat apabila dibandingkan dengan gelombang *S* dan gelombang *P*. Partikel-partikel bergerak tegak lurus ke arah perambatan secara horisontal terhadap gelombang tersebut.
- Gelombang permukaan *Rayleigh* (gelombang *R*). Partikel-partikel bergerak ke arah perambatan secara horisontal terhadap pergerakan gelombang dan terdapat pola gerakan berputar (elips) dalam permukaan vertikal yang tegak lurus terhadap arah perambatannya. Energi dari sumber gelombang permukaan *R* akan bergerak sepanjang permukaan dan amplitudonya akan berkurang secara cepat sesuai kedalamannya.

Dari keempat gelombang seismik yang dibangkitkan oleh energi mekanik di atas permukaan media, perambatan gelombang *R* mempunyai peran terbesar untuk menyalurkan energi mekanik yaitu sekitar 67 % dari keseluruhan energi yang dihasilkan (Gambar 3.2).



(a)

Wave Type	Per Cent of Total Energy
Rayleigh	67
Shear	26
Compression	7

(b)

Gambar 3.2: Sebaran perpindahan gelombang mekanik beban berbentuk lingkaran di atas permukaan media yang homogen, isotropik dan elastic (Richart et al., 1970)

Gelombang permukaan L sendiri hanya dapat dihasilkan dalam suatu bahan dengan lapisan permukaan yang lunak dan dangkal di atas lapisan yang lebih kaku dibawahnya. Partikel gelombang L dihasilkan dari energi yang terperangkap dalam lapisan permukaan lunak akibat pantulan berganda (Foti, 2000). Berbeda dengan gelombang R , partikel gelombangnya selalu dihasilkan dari suatu sumber mekanik jika merambat permukaan bebas pada setiap media padat. Dalam buku ini, hanya gelombang permukaan R saja yang menjadi fokus utama pembahasan. Karena dalam metode seismik gelombang permukaan, sebagian besarnya memanfaatkan energi gelombang R dalam analisisnya.

3.3 | Perambatan Gelombang Badan dalam Tanah

3.3.1 Perambatan Gelombang Badan pada Media Elastik

Dalam bagian ini hanya rumusan umum persamaan perambatan gelombang seismik dalam tiga dimensi (3-D) saja yang dipresentasikan. Penjelasan yang lebih terperinci mengenai dasar-dasar teori perambatan gelombang dapat dilihat dalam Lamb (1904), Klosky (1963), Norwood (1979), Timonshenko & Goodier (1982) untuk kajian teori mekanik bahan elastik sedangkan turunan persamaan gelombangnya dapat merujuk literasi: Ewing et al. (1957), Richart et al. (1970), Aki & Richards (1980), Ben-Menahem & Singh (1981), Das (1993) dan Kramer (1996).

Aki & Richards (1980) memberikan persamaan dasar perambatan gelombang dalam media homogen, isotropik dan elastik yang diturunkan dari hukum Newton untuk *keseimbangan dinamik suatu elemen berbentuk kubus infinitesimal (kecil tak terhingga)* yang dituliskan dalam notasi:

$$\sigma_{ij,j} + \rho \cdot f_i = \rho \cdot \ddot{u}_i \quad (3.1)$$

dengan, σ_{ij} merupakan tensor tegangan, \ddot{u} adalah vektor perpindahan pada titik elemen, ρ adalah kepadatan volumetrik dan f_i adalah gaya volumetrik yang bekerja. Persamaan mekanik bahan di atas menunjukkan pergerakan dalam tiga arah (sumbu). Dengan memasukkan hubungan parameter *Lame* untuk menjelaskan perilaku hubungan tegangan dan regangan dalam media elastik linier yang telah dijelaskan sebelumnya dalam bab dua, persamaan perpindahan untuk gelombang seismik dari persamaan 3.1 dapat dituliskan kembali dalam persamaan *Navier* bernotasi vektor sebagai berikut:

$$(\lambda + \mu)\nabla\nabla u + \mu\nabla^2 u + \rho f = \rho \ddot{u} \quad (3.2)$$

Persamaan *Navier* terlihat kompleks untuk digunakan sebagai persamaan perambatan gelombang badan karena memerlukan suatu penyelesaian turunan vektor perpindahan. Teorema *Helmholtz* dapat digunakan untuk menggantikan fungsi perpindahan dengan menggunakan komponen potensial skalar (Φ) dan vektor (Ψ). Persamaan 3.2 selanjutnya dapat disusun kembali menggunakan operasi *Laplace* dan komponen potensialnya yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu)\nabla^2 \Phi - \rho \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \right) \right] + \nabla \times \left[\mu\nabla^2 \Psi - \rho \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \right) \right] = 0 \quad (3.3)$$

Persamaan 3.3 dapat diselesaikan secara terpisah dengan memberikan nilai turunan parsial order kedua dari kedua komponen potensial sebagai nilai konstan. Persamaan umum gelombang badan selanjutnya diberikan dalam bentuk:

$$\begin{aligned} (\lambda + 2\mu)\nabla^2 \Phi &= \rho \ddot{\Phi} \\ \mu\nabla^2 \Psi &= \rho \ddot{\Psi} \end{aligned} \quad (3.4)$$

Potensial skalar dalam persamaan 3.4 ini merupakan bentuk perambatan gelombang badan longitudinal atau gelombang *P*. Untuk komponen vektor dalam persamaan di atas merupakan bentuk perambatan gelombang geser atau gelombang *S*. Fungsi potensial dalam persamaan 3.4 juga memuat informasi mengenai perpindahan partikel gelombang *P* dan *S* dengan kecepatan yang berbeda. Kecepatan perpindahan gelombang tersebut yang diturunkan dari persamaan 3.4 dalam dituliskan dalam hubungan:

$$V_P = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{(\lambda + 2G)}{\rho}} \quad (3.5)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2(1+\nu)\rho}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (3.6)$$

Dalam suatu media padat dengan rasio *Poisson* antara 0 hingga 0,5, gelombang *P* bergerak lebih cepat berbanding gelombang *S* atau ($V_P > V_S$). Oleh karena itu, dalam rekaman seismik, gelombang *P* diidentifikasi sebagai gelombang yang datang pertama kali dan selanjutnya diikuti oleh gelombang *S*; dan terakhir merupakan rangkaian gelombang permukaan.

Sifat perambatan kedua gelombang badan ini sangat dipengaruhi oleh sifat dan kekakuan media. Hal ini dapat dilihat persamaan 3.5 dan persamaan 3.6; dimana nilai modulus dan kepadatan bahan dapat menentukan besaran kecepatan gelombang badan. Selain itu, pada struktur media yang berlapis dimana terdapat perbedaan kekakuan yang ekstrim antara lapisan satu dengan lapisan lainnya, fenomena pantulan dan pembiasan berganda gelombang badan dapat terjadi. Keadaan ini dapat menyebabkan kesulitan dalam interpretasi rekaman seismik untuk membedakan kumpulan gelombang yang merambat secara langsung dan yang dipantulkan pada profil media yang berlapis.

3.3.2 Perambatan Gelombang Badan pada Media Visko-Elastik

Penyelesaian umum untuk perambatan gelombang badan pada media visko-elastik dilakukan dengan menggantikan kecepatan fase menjadi bernilai kompleks (*complex valued phase velocity*) dan modulus visko-elastik kompleks dari persamaan 3.5 dan persamaan 3.6, dengan menggunakan prinsip kesepadanan elastik-visko elastik (*elastic-viscoelastic correspondence principle*) sebagaimana telah dikaji dalam Read (1950), Fung (1965), Christensen (1971) dan Achenbach (1984).

Kecepatan gelombang *P* dan *S* kompleks yang menyusun kecepatan fase dan pengurangan gelombang badan yang merambat pada media visko elastik dituliskan dalam ekspresi (Lai & Rix, 1998):

$$V_P^*(\omega) = \sqrt{\frac{G_B^*(\omega) + \frac{4}{3}G_S^*(\omega)}{\rho}} \quad (3.7)$$

$$V_S^*(\omega) = \sqrt{\frac{G_S^*(\omega)}{\rho}} \quad (3.8)$$

dengan, $G_S^*(\omega)$ dan $G_B^*(\omega)$ masing-masing merupakan modulus geser dan bulk kompleks yang dihasilkan dari hubungan tegangan dan regangan dalam media visko elastik linier yang isotropik (seperti dinyatakan dalam persamaan 2.3 dan 2.12).

Percobaan eksperimen modulus kompleks sendiri dapat dilakukan dengan melakukan pengamatan langsung kepada hubungan fase dan amplitudo tegangan dan regangan suatu bahan tanah di bawah kondisi eksitasi siklik (Ferry, 1980). Menggunakan transformasi *Hilbert*, persamaan kecepatan fase gelombang badan dan fungsi pengurangan dapat kembali dituliskan dalam bentuk (Aki & Richards 1980):

$$V_P^*(\omega) = \left| \Re \sqrt{\frac{\rho}{G_B^* + \frac{4}{3}G_S^*}} \right|^{-1} \quad (3.9)$$

$$\alpha_P^*(\omega) = \omega \Im \left(\sqrt{\frac{\rho}{G_B^* + \frac{4}{3}G_S^*}} \right) \quad (3.10)$$

$$V_S^*(\omega) = \left| \Re \left(\sqrt{\frac{\rho}{G_S^*}} \right) \right|^{-1} \quad (3.11)$$

$$\alpha_S^*(\omega) = \omega \Im \left(\sqrt{\frac{\rho}{G_S^*}} \right) \quad (3.12)$$

dengan, $\Re(\cdot)$ dan $\Im(\cdot)$ melambangkan bagian riil (nyata) dan imajiner nomor kompleks. Kecepatan fase gelombang badan dan pengkali pengurangan dalam keempat persamaan di atas merupakan suatu fungsi yang dependen (terikat) terhadap frekuensi. Disini, dari persamaan tersebut terlihat bahwa perambatan gelombang seismik dalam media visko-elastik menunjukkan adanya fenomena dispersi bahan (Aki & Richards, 1980).

3.4 | Perambatan Gelombang Rayleigh dalam Tanah

3.4.1 Perambatan Gelombang pada Media Homogen

1. Media Elastik Linier

Gelombang R diidentifikasi dan dikarakteristikan sebagai mode natural yang perambatannya pada permukaan sesuatu media dihasilkan oleh penggabungan gelombang P dan komponen tegak gelombang S (gelombang SV). Perpindahan gelombang R merupakan fungsi perpindahan dan kecepatan gelombang P yang bergerak searah dengan perambatan gelombang (atau tegak lurus kepada muka gelombang). Gelombang R juga merupakan fungsi perpindahan partikel gelombang S

yang bergerak tegak lurus kepada arah perambatan gelombang (atau searah dengan satah gelombang). Penurunan persamaan kecepatan dan perpindahan gelombang R pada media yang homogen, elastik dan isotropi secara terperinci dapat dilihat dalam Richart et al. (1970), Nazarian (1984) dan Das (1993).

Secara umum, penyelesaian kecepatan gelombang permukaan R yang merambat sepanjang permukaan setengah ruang yang homogen dapat dituliskan sebagai:

$$K^6 - 8K^4 + (24 - 16\gamma^2)K^2 + 16(\gamma^2 - 1) = 0 \quad (3.13)$$

dengan,

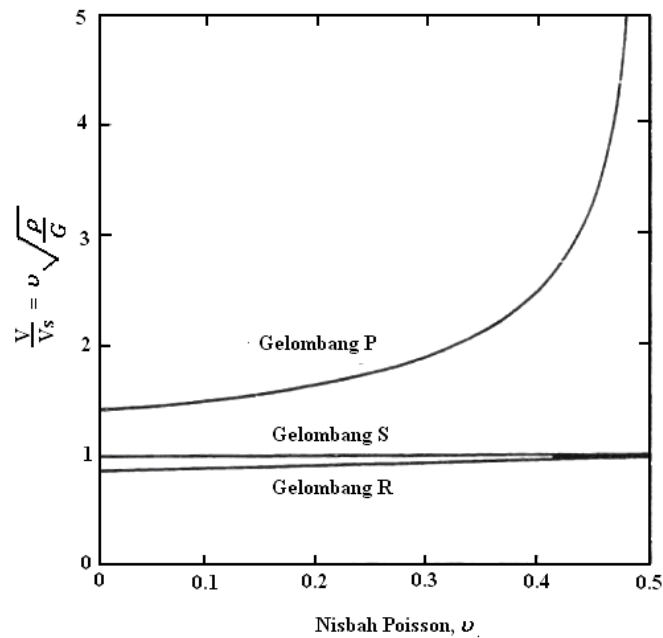
$$K = \frac{V_R}{V_S} \quad (3.14)$$

$$\gamma = \frac{V_S}{V_P}$$

Koefisien K merupakan fungsi kecepatan gelombang R dan S kepada rasio *Poisson* (ν) dan pendekatan penyelesaiannya diberikan oleh Viktorov (1967) sebagai:

$$K = \frac{0.87 + 1.12\nu}{1 + \nu} \quad (3.15)$$

Hubungan variasi rasio *Poisson* kepada kecepatan gelombang R dan S diberikan Gambar 3.3. Berkaitan hubungan antara kecepatan gelombang dan angka Poisson pada Gambar 3.3, Foti (2000) menambahkan bahwa perbedaan kecepatan gelombang R dan S yang merambat dalam media elastik dan homogen adalah sangat kecil ($V_R = 86 - 95 \% V_S$) dalam rasio *Poisson* 0 hingga 0,5. Dengan demikian, pengaruh variasi rasio *Poisson* terhadap kecepatan gelombang R dapat diabaikan.



Gambar 3.3: Hubungan antara rasio *Poisson* dan kecepatan perambatan gelombang *P*, *S* dan *R* dalam media yang elastik dan homogen (Richart, 1962)

Perpindahan partikel gelombang *R* terdiri dari dua komponen yaitu perpindahan horisontal dan perpindahan vertikal (Das, 1993). Komponen vertikal memiliki amplitudo yang lebih besar dibandingkan dengan komponen perpindahan horisontal. Kedua komponen tersebut menyusun pergerakan partikel dalam bentuk elips. Pada permukaan media, bentuk pergerakan partikel adalah inversif *retrograde* dengan semakin bertambahnya kedalaman, maka bentuk partikel rambatannya berubah kepada kebalikannya (*prograde*).

Catatan 1:

Jika merambat pada media yang homogen, kecepatan partikel gelombang *R* **tidak bersifat dispersif** dan **tidak dipengaruhi oleh nilai frekuensinya**.

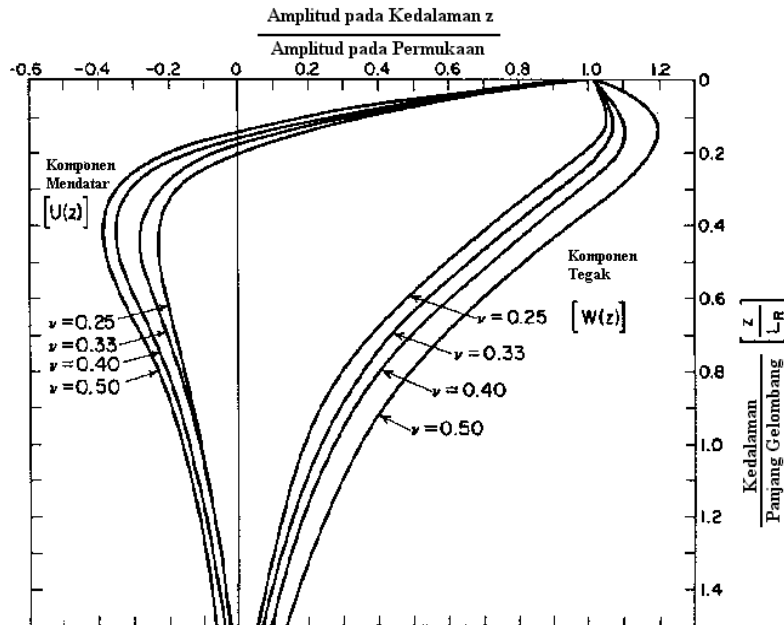
Pada media yang homogen dan isotropik, pengaruh variasi rasio *Poisson* terhadap kecepatan gelombang *R* dapat diabaikan

Aspek penting lainnya adalah amplitudo gerak partikel gelombang, dimana besarnya akan berkurang secara cepat searah dengan kedalaman penetrasi energi gelombang di media. Gambar 3.4 menunjukkan amplitudo ternormal perpindahan gelombang *R* sepanjang kedalaman dalam variasi nilai rasio *Poisson* bahan. Dari gambar tersebut dapat ditarik kesimpulan bahwa perambatan gelombang *R* semakin lemah untuk lapisan yang lebih dalam dari penetrasi satu panjang gelombangnya. Selain itu, absorpsi gelombang yang

diukur dari nilai amplitudonya, ditentukan oleh formasi eksponensial panjang gelombangnya (Al-Shayea, 1994).

Gelombang *R* dengan nilai panjang gelombang (λ) yang lebih besar dapat berpenetrasi pada media yang lebih dalam dibandingkan dengan panjang gelombang yang lebih pendek. Meskipun demikian, perilaku penetrasi gelombang *R* dalam media homogen **tidak bersifat** dan **tidak**

tergantung dari nilai frekuensinya. Karakteristik panjang gelombang R ini selanjutnya digunakan sebagai dasar penentuan konfigurasi pengukuran gelombang seismik di lapangan.



Gambar 3.4: Rasio amplitudo gelombang R terhadap kedalaman tak berdimensi dalam media elastik dan homogen (Richart et al., 1970)

Terkait kepada faktor radiasi geometrik, absorpsi energi gelombang R akan berkurang secara proporsional mengikut perambatan gelombangnya yang menjauhi sumber gelombang. Redaman geometrik gelombang R bernilai proporsional terbalik kepada akar kuadrat jarak perambatan dari sumber gelombangnya. Oleh itu, energi yang dirambatkan dalam gelombang R akan lebih lambat dibandingkan gelombang badan. Hal ini merupakan satu keunggulan gelombang R untuk digunakan dalam dasar pengujian seismik gelombang permukaan di lapangan.

2. Media Visko Elastik Linier

Untuk perambatan gelombang R dalam media visko-elastik, *model visko elastik linier ekuivalen* dapat digunakan untuk tingkat regangan yang kecil. Kecepatan gelombang R dalam media visko-elastik dapat dicari dengan menggantikan kecepatan gelombang badan dalam persamaan 3.13 dengan kecepatan fase kompleks dari persamaan 3.9 dan persamaan 3.11 (sebagaimana telah dijelaskan dalam bagian 3.3.2). Kecepatan fase gelombang R kompleks yang dihasilkan merupakan nilai pengurangan gelombang R yang dapat diekspresikan dalam kombinasi linier antara pengurangan gelombang P dan S (Viktorov, 1967).

Untuk perpindahan vertikal gelombang R dalam media visko-elastik, penyelesaian *Lamb* dapat digunakan dengan mengasumsikan bahwa perpindahan dihasilkan dari gaya harmonik vertikal (*vertical harmonic force*); selanjutnya hubungan matematikanya dapat dituliskan sebagai berikut:

$$u_z = F_z \frac{b_z^*}{\sqrt{r}} e^{-\alpha r} e^{i\left(\omega t - kr \frac{\pi}{4}\right)} \quad (3.16)$$

disini,

$F_z e^{i\omega t}$ = gaya harmonik,

b_z^* = fungsi parameter mekanik dalam media visko-elastik,

α = koefisien pengurangan bahan untuk gelombang permukaan,

k = nomor gelombang dan r adalah jarak dari sumber gelombang.

Hubungan eksponensial $\frac{e^{-\alpha r}}{\sqrt{r}}$ dalam Persamaan 3.16 di atas menunjukkan kombinasi pengaruh pengurangan bahan dan geometrik ketika gelombang bergerak menjauhi sumber.

3.4.2 Perambatan Gelombang pada Media Heterogen Elastik Linier

1. Persamaan Dispersi Gelombang

Dalam suatu media tanah yang kompleks dengan variasi sifat material (λ , G dan ρ) secara vertikal, tegangan dan perpindahan harus bersifat menerus pada setiap wilayah batas antar lapisan (*layer interface*); dengan persamaan *Navier* untuk gerak gelombang yang, persamaan matematikanya dapat dituliskan dalam :

$$G\nabla^2 u + (\lambda + G)\text{grad}(\text{div } u) + e_y \frac{d\lambda}{dy} \text{div } u + \frac{dG}{dy} \left(e_y \times \text{curl } u + 2 \frac{du}{dy} \right) = \rho \frac{d^2 u}{dt^2} \quad (3.17)$$

dengan,

e_y = vektor dasar untuk tegak lurus kepada permukaan bebas (*free surface*),

$u(r, y^+) = u(r, y^-)$,

$\sigma(r, y^+) = \sigma(r, y^-)$,

Persamaan *Navier* di atas dikembangkan dari persamaan 3.2 yang merupakan suatu pendekatan penyelesaian bagi perilaku dinamik pada media yang heterogen vertikal yang telah dikaji secara mendalam oleh banyak peneliti (Aki & Richards, 1980; Ben-Menahem & Singh, 1981; Achenbach 1984).

Untuk mendapatkan penyelesaian persamaan 3.17, beberapa asumsi yang perlu digunakan adalah:

1. Gelombang *Rayleigh* merambat dalam bentuk regangan bidang/*plate* dua dimensi. Dengan demikian, perpindahan, $u(x,t)$ dan tegangan geser, $\tau(x,t)$ mengikuti ketentuan (Aki & Richards, 1980):

$$u = \{u_1 = r_1(y, k, \omega)e^{i(\omega t - kr)}, u_2 = 0, u_3 = ir_2(y, k, \omega)e^{i(\omega t - kr)}\}$$

$$\tau = \{\tau_{yx} = r_3(y, k, \omega)e^{i(\omega t - kr)}, \tau_{yy} = ir_4(y, k, \omega)e^{i(\omega t - kr)}\}$$

2. Kondisi batas (*boundary condition*) yang ditetapkan adalah tidak ada tegangan pada permukaan bebas (*free surface*) dalam ruang bebas/tak terhingga dan juga tidak ada tegangan dan perpindahan pada kedalaman tak terhingga (*infinity*) yang dinyatakan dalam (Lai & Rix, 1998):

$$\sigma(r, y) \cdot n = 0 \text{ jika } y = 0$$

$$u(r, y) \rightarrow 0, \sigma(r, y) \cdot n \rightarrow 0 \text{ jika } y \rightarrow \infty$$

dengan $\sigma(r, y)$ merupakan tensor tegangan *Cauchy* dan n adalah suatu vektor normal unit.

Dengan memasukkan asumsi-asumsi di atas, penyelesaian analitik persamaan 3.17 dapat ditulis dalam formulasi matrik sebagai berikut (Lai & Rix, 1998):

$$\frac{d}{dy} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & k(\omega) & G^{-1}(y) & 0 \\ -k(\omega)\lambda(y) \cdot [\lambda(y) + 2G(y)]^{-1} & 0 & 0 & [\lambda(y) + 2G(y)]^{-1} \\ [k(\omega)]^2 \zeta(y) - \omega^2 \rho(y) & 0 & 0 & k(\omega)\lambda(y) \cdot [\lambda(y) + 2G(y)]^{-1} \\ 0 & -\omega^2 \rho(y) & -k(\omega) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} \quad (3.18)$$

Persamaan 3.18 dapat disusun kembali dalam persamaan yang lebih sederhana menjadi:

$$\frac{d\mathbf{f}(y)}{dy} = \mathbf{A}(y) \cdot \mathbf{f}(y) \quad (3.19)$$

dengan, vektor $\mathbf{f}(y) = [r_1 \ r_2 \ r_3 \ r_4]^T$ dan matrik $\mathbf{A}(y)$ merupakan matrik fungsi $\lambda(y)$, $G(y)$, k dan ω .

Persamaan 3.19 memperlihatkan suatu *masalah nilai eigen* beda linier dengan *fungsi eigen perpindahan* adalah $r_1(y, k, \omega)$ dan $r_2(y, k, \omega)$, dan $r_3(y, k, \omega)$ dan $r_4(y, k, \omega)$. Syarat batas yang terkait dengan masalah eigen ini dapat diturunkan dalam hubungan:

$$r_3(y, k, \omega) = 0, r_4(y, k, \omega) = 0 \text{ pada } y = 0$$

$$\mathbf{f}(y, k, \omega) \rightarrow 0 \text{ jika } y \rightarrow \infty$$

Untuk suatu frekuensi yang diberikan (ω), *penyelesaian non-trivial masalah eigen linier* yang memenuhi syarat batas di atas adalah hanya ada untuk nomor gelombang tertentu ($k_i = k_i(\omega)$, $j = 1, \dots, M$). Nomor gelombang khusus ini merupakan nilai eigen dari masalah eigen dengan $r_i(y, k, \omega)$, ($i = 1, 4$) yang merupakan fungsi eigen (Keilis-Borok, 1989). Selanjutnya, hubungan $k_i = k_i(\omega)$ hanya ditentukan jika bentuk :

$$F_R[\lambda(y), G(y), \rho(y), k_j, \omega] = 0 \quad (3.20)$$

dengan $F_R[\cdot]$ adalah fungsi kompleks parameter *Lame*. Fungsi $F_R[\cdot]$ disebut sebagai persamaan dispersi *Rayleigh* (Aki & Richards, 1980).

Setiap pasangan $\{k_j, r_i(y, k_j, \omega)\}$ menjelaskan suatu mode perambatan gelombang. Dalam media yang berlapis, perambatan gelombang R dibangkitkan dalam multi- frekuensi dan akan mewujudkan sejumlah mode normal M perambatan gelombang pada setiap frekuensi yang diberikan. Jumlah M dapat terhingga atau tak terhingga yang sepenuhnya tergantung sistem media berlapis dan frekuensi eksitasinya.

Pada sistem (media) belapis dapat dijelaskan bahwa sifat elastik bahan berubah sesuai kedalamannya, sehingga nilai kecepatan gelombang R menjadi tergantung pada frekuensi. Dalam media yang disusun dalam beberapa jumlah lapisan homogen terhingga di atas suatu lapisan setengah ruang, maka jumlah nomor mode perambatan gelombang *Rayleigh* akan selalu terhingga (Ewing et al., 1957; Aki & Richards, 1980).

2. Formulasi Matematik untuk Media Berlapis

Beberapa pendekatan teknik penyelesaian telah digunakan untuk masalah nilai eigen linier ini dengan nilai konstanta yang bervariasi diantaranya teknik integral numerik, beda terhingga, elemen hingga, elemen batas dan elemen spektra. Meskipun demikian, Kennett (1983) dan Lai & Rix (1998) menjelaskan bahwa teknik integral numerik dan elemen hingga dalam formulasinya menggunakan pendekatan matrik-rambatan (*propagator-matrix*) yang lebih banyak digunakan untuk menyelesaikan masalah nilai eigen. Hal tersebut dinilai kurang efektif dalam menyelesaikan formulasi matematik yang lebih sederhana.

Thomson (1950) dan Haskell (1953) mulai mengusulkan satu teknik penyelesaian menggunakan metode matrik perpindahan yang disebut sebagai *algoritma Thomson-Haskell*. Dalam algoritmanya, penyelesaian non-trivial masalah eigen linier dihasilkan dengan mencari akar-akar persamaan dispersi *Rayleigh* (persamaan 3.20). Akar persamaan ini merupakan nomor gelombang yang sama dengan mode perambatan gelombang R pada setiap frekuensi. Namun, pendekatan ini

hanya mampu menyelesaikan persamaan perambatan gelombang R jika analisis numerik persamaan dispersi gelombang dapat dilakukan dengan rentang frekuensi rendah (Knopoff, 1964; Gucunski, 1991). Selain itu, penggunaan metode matrik pindahan menurut beberapa peneliti lebih sesuai digunakan untuk analisis perambatan gelombang pada profil media berlapis dengan karakteristik kekakuan lapisan-lapisannya tidak terlalu jauh berbeda (cenderung relatif sama, misalnya profil reguler untuk yang tidak kompleks). Penjelasan lebih terperinci dapat dilihat dalam Bath (1968), Schwab & Knopoff (1970), Abo-Zena (1979), Harvey (1981) Nazarian (1984), Gucunski (1991) dan Mera et al. (1991).

Kausel & Rössset (1981) telah menerbitkan formulasi elemen hingga untuk algoritma *Thomson-Hankell* yang disebut sebagai matrik kekakuan dinamik (*dynamic stiffness matrix*). Keunggulan formulasi ini dibandingkan bentuk penyelesaian lainnya adalah kemampuannya untuk menggunakan analisis struktur seperti kondensasi dan sub-struktur antar lapisan untuk menyelesaikan masalah eigen dan masalah elastodinamik tidak homogen pada media berlapis akibat beban dinamik (Kausel, 1981). Dalam metode ini, persamaan dispersi gelombang R diturunkan melalui pendekatan matrik dengan mengubah bentuk perpindahan gelombang pada hubungan vektor. Matrik kekakuan dinamik memasukkan fungsi perpindahan dan gaya dalam domain frekuensi dan nomor gelombang menggunakan parameter kekakuan bahan pada permukaan atas dan bawah suatu lapisan media.

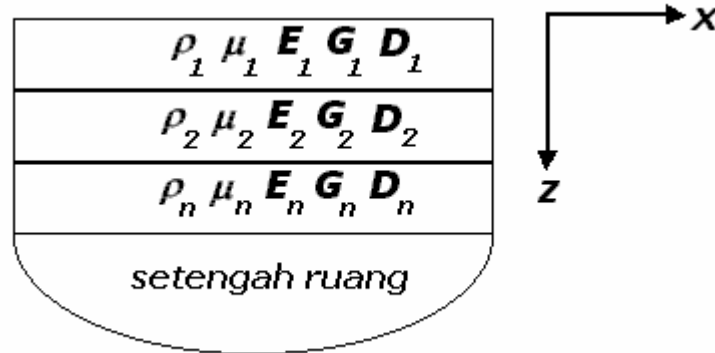
Metode lain yang dapat digunakan dalam penyelesaian masalah nilai eigen adalah metode koefisien pantulan dan pancaran (*reflection and transmission coefficient*) yang dikembangkan oleh Kennett (1974), Kennett & Kerry (1979) dan telah disempurnakan oleh Luco & Aspel (1983), Chen (1993), Hisada (1994), dan Hisada (1995). Metode ini menggunakan koefisien pantulan dan pancaran untuk membangun matrik pantulan dan pancaran untuk media yang berlapis. Meskipun demikian, secara numerik penerapan algoritma ini untuk frekuensi tinggi adalah tidak stabil disebabkan beberapa hasil analisis dalam rentang frekuensi tertentu tidak terdeteksi dengan baik ketika menjalankan algoritma tersebut (Chen, 1993).

Berdasarkan pertimbangan di atas, algoritma matrik kekakuan dinamik dinilai lebih sesuai untuk digunakan dalam menyelesaikan mode perambatan gelombang R dalam kurva dispersi fase dan proses inversi bagi mendapatkan profil kecepatan gelombang geser. Persamaan dasar matrik kekakuan dinamik dijelaskan pada bagian di bawah ini dan simulasi analisis numerik akan dipaparkan pada akhir bab ini untuk menunjukkan contoh penyelesaian masalah eigen persamaan gelombang R .

a. Perambatan Gelombang Rayleigh dalam Bidang Pelat Gelombang

1. Pendekatan Matrik Perpindahan

Penyelesaian perambatan gelombang Rayleigh pada media yang berlapis (heterogen secara vertikal), sebagaimana profil secara skematik ditunjukkan pada Gambar 3.5, dianggap bahwa setiap lapisan bersifat homogen dan isotropis, sedangkan beberapa parameter bahan yang juga dianggap sama meliputi massa padat (ρ), rasio *Poisson* (μ), nilai modulus elastik (E) atau modulus geser (G) dan rasio redaman (D).



Gambar 3.5: Profil media berlapis vertikal dan homogen mendatar

Catatan 2:

Kecepatan rambat partikel gelombang R bersifat dispersif dan dipengaruhi oleh nilai frekuensinya, jika merambat pada media yang berlapis searah vertikal dengan sifat setiap lapisan mendataranya yang homogen.

Pada sistem yang berlapis dengan sifat elastik yang berubah terhadap kedalaman, kecepatan gelombang R bergantung kepada nilai frekuensi. Fenomena ini yang disebut sebagai dispersif (*dispersion*) yang telah banyak dianalisis selama akhir tahun 1940an sebagaimana disimpulkan secara terperinci oleh Ewing et al. (1957) dan Ben-Menahem et al.

(1981). Suatu studi yang dilakukan oleh Kausel & Roesset (1981) menghasilkan suatu persamaan simpangan gelombang pada media tanah yang diturunkan menggunakan pendekatan matrik dengan mengubah bentuk simpangan gelombang kepada hubungan vektor. Gerak harmonik partikel gelombang tubuh dengan frekuensi ω , fungsi dilatasi dan perputaran dapat dituliskan dalam unit vektor untuk gerak harmonik keadaan tetap (*steady-state*) sebagai berikut (Mera et al., 1991):

$$\bar{\epsilon} = A \exp \left[\frac{i \omega}{V_P} (V_P t - l x - m y - n z) \right] \quad (3.21)$$

$$\bar{\omega} = B \exp \left[\frac{i \omega}{V_S} (V_S t - l' x - m' y - n' z) \right] \quad (3.22)$$

dimana A dan B merupakan nilai variabel acak yang mewakili besaran amplitudo sedangkan nilai eksponensialnya merupakan fungsi dari kondisi keadaan tetap pada gerak harmonik gelombang dalam frekuensi (ω) (Aki & Richards, 1980).

Selanjutnya, suatu vektor (λ, m, n) dan vektor (λ', m', n') disusun untuk mewakili unit vektor yang menjelaskan perambatan gelombang P dan S (Gambar 3.6 dan 3.7) pada koordinat kartesian. Mera et al. (1991) merumuskan bentuk simpangan gelombang P dan S dalam unit vektor sebagai berikut:

$$\begin{aligned} u_p &= A_p \ell \text{ fp} \\ v_p &= A_p m \text{ fp} \\ w_p &= A_p n \text{ fp} \end{aligned} \tag{3.23}$$

dan

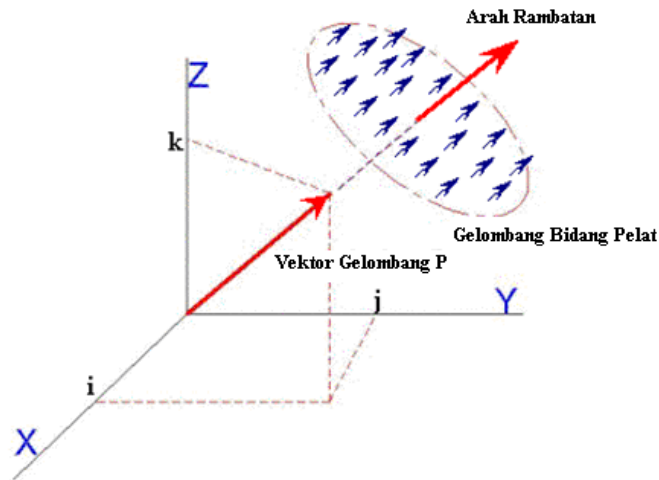
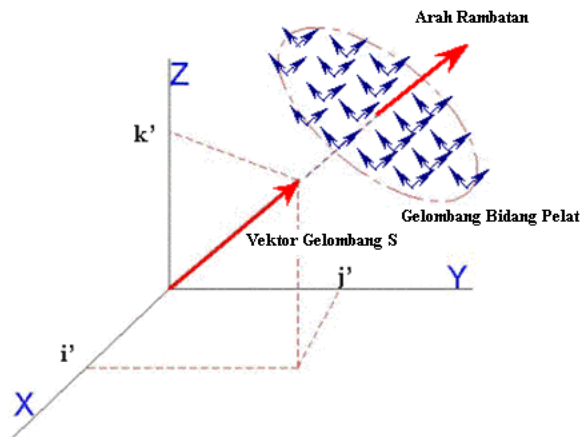
$$\begin{aligned} u_s &= (n' B_{ys} - m' B_{zs}) \text{ fs} \\ v_s &= (\ell' B_{zs} - n' B_{xs}) \text{ fs} \\ w_s &= (m' B_{xs} - \ell' B_{ys}) \text{ fs} \end{aligned} \tag{3.24}$$

dimana,

$$\text{fp} = \exp \left[\frac{i \omega}{V_p} (V_p t - \ell x - m y - n z) \right] \text{ dan } A_p = A \frac{i V_p}{\omega} \tag{3.25}$$

$$\text{fs} = \exp \left[\frac{i \omega}{V_s} (V_s t - \ell' x - m' y - n' z) \right] \tag{3.26}$$

Persamaan 3.23 tersebut menunjukkan bahwa perambatan komponen gelombang P bergerak sepanjang arah perambatan gelombang luasan dengan amplitudo A_p dan kecepatan V_p . Vektor simpangan gelombang S selanjutnya disusun dengan komponen tegak lurus kepada sumbu z , yang merupakan sebuah komponen luasan (*plane*) yang tegak terhadap aksis/sumbu z dan arah perambatan gelombangnya. Persamaan 3.24 menjelaskan bahwa perambatan komponen gelombang S adalah tegak lurus terhadap pergerakan gelombang bentuk luasan (*plane*). Kedua perambatan ini secara skematik vektor dijelaskan dalam Gambar 3.6 dan 3.7.

Gambar 3.6: Analisis bentuk vektor gelombang P Gambar 3.7: Analisis bentuk vektor gelombang S

Selanjutnya Mera et al. (1991) menyatakan kedua hubungan komponen tersebut dalam bentuk vektor A_{SH} dan A_{SV} sebagai :

$$A_{SH} = \frac{B_{ZS}}{\sqrt{l'^2 + m'^2}} \quad \text{dan} \quad A_{SV} = \frac{l' B_{ZS} - m' B_{XS}}{\sqrt{l'^2 + m'^2}} \quad (3.27)$$

Bentuk gabungan simpangan komponen gelombang P dan S pada arah perambatannya yang bergerak dalam bentuk luasan (arah xz), merupakan bentuk perpindahan u dan w yang hanya bergantung kepada A_P dan A_{SV} saja dalam gerak harmonik dapat dituliskan sebagai Persamaan 3.28 dan 3.29 (Mera et al., 1991; Gucunski, 1991). Perpindahan v sendiri hanya bergantung kepada A_{SH} saja dan yang mengarah pergerakan di luar gerak luasan.

$$u = \left[\ell A'p \exp\left(-\frac{i\omega}{V_p} nz\right) + \ell A_p \exp\left(\frac{i\omega}{V_p} nz\right) + n'A'sv \exp\left(-\frac{i\omega}{V_s} n'z\right) - n' Asv \exp\left(\frac{i\omega}{V_p} n'z\right) \right] F(x,t) \quad (3.28)$$

$$w = \left[n A'p \exp\left(-\frac{i\omega}{V_p} nz\right) - n A_p \exp\left(\frac{i\omega}{V_p} nz\right) - \ell'A'sv \exp\left(-\frac{i\omega}{V_s} n'z\right) - \ell' Asv \exp\left(\frac{i\omega}{V_s} n'z\right) \right] F(x,t) \quad (3.29)$$

dimana

$A'p$ dan $A'sv$ = amplitudo gelombang P dan SV yang merambat kepada arah positif sumbu z (vertical)

$F(x,t)$ = nilai gerak harmonik gelombang dalam keadaan mantap serta beberapa anggapan parameter gelombang untuk media yang tiap

lapisannya bersifat homogen dan isotropis, dimana $\frac{\omega l}{V_p} = \frac{\omega l'}{V_s} = k$ dengan l'

$$= \frac{V_s}{V_p} \ell.$$

n dan l = unit vektor perambatan gelombang P

n' dan l' = unit vektor perambatan gelombang S

Pada kondisi di permukaan media, pada $z = 0$, tegangan yang bekerja adalah σ_z dan τ_{xz} dan berreferensi kepada asumsi bahwa nilai λ adalah tetap dan ω , A_p , $A'p$, A_{sv} dan $A'sv$ dianggap sebagai konstanta serta diketahui bahwa :

$$r = \frac{in}{l} = \sqrt{1 - \left(\frac{\omega}{kV_p}\right)^2} = \sqrt{1 - \left(\frac{V}{V_p}\right)^2}$$

dan (3.30)

$$s = \frac{in'}{l'} = \sqrt{1 - \left(\frac{\omega}{kV_s}\right)^2} = \sqrt{1 - \left(\frac{V}{V_s}\right)^2}$$

Mera et al. (1991) meringkaskan hubungan parameter perpindahan dan tegangan kedua gelombang untuk suatu lapisan dalam struktur lapisan di suatu media, menjadi suatu penyelesaian matrik sebagai berikut :

$$\begin{bmatrix} U \\ S \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u \\ iw \\ \tau_{xz} \\ i\sigma_z \end{bmatrix} = T E_{(z)} A e^{i(\omega t - kz)} \quad (3.31)$$

disini,

- U = perpindahan perambatan gelombang
- S = tegangan gelombang
- u dan w = perpindahan masing-masing searah dan tegak lurus perambatan gelombang
- τ dan σ = tegangan normal dan geser gelombang

$$T = \begin{bmatrix} 1 & s & 1 & -s \\ -r & -1 & r & -1 \\ 2kGr & kG(1+s^2) & -2kGr & kG(1+s^2) \\ -kG(1+s^2) & -2kGs & -kG(1+s^2) & 2kGs \end{bmatrix} \quad (3.32)$$

$$E_{(z)} = \text{Diag} [e^{krz}, e^{ksz}, e^{-krz}, e^{-ksz}] \quad (3.33)$$

$$A = \left[\frac{kV_p}{\omega} A_p, \frac{ikV_s}{\omega} A_{sv}, \frac{kV_p}{\omega} A'_p, \frac{ikV_s}{\omega} A'_{sv} \right]^T \quad (3.34)$$

disini, A_p dan A'_p adalah amplitudo gelombang P yang merambat pada unit vektor horisontal dan vertikal sedangkan A_s dan A'_s merupakan amplitudo gelombang S yang merambat pada unit vektor horisontal dan vertikal.

Apabila pada sesuatu permukaan lapisan $j(z=0)$, nilai $E_{(0)}$ dianggap sebagai matrik identitas tanpa melibatkan fungsi harmonik dan fungsi perpindahan dan tegangan di bawah lapisan, $z=h$, maka hubungan nilai amplitudo gelombang R terhadap tegangan dan perpindahan dapat dirumuskan sebagai :

$$\begin{bmatrix} U_h \\ S_h \end{bmatrix}_j = H_j \begin{bmatrix} U_o \\ S_o \end{bmatrix}_j \quad (3.35)$$

dimana H_j disebut sebagai matrik perpindahan (*transfer matrix*) (Haskell, 1953; Thompson, 1950).
Penyelesaian hubungan di atas dapat dituliskan sebagai matrik R (4 x 4) :

$$\begin{bmatrix} A_p \\ A_{SV} \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = R \begin{bmatrix} u_1^0 \\ w_1^0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \text{ dan } \det [R_{21}] = 0 \quad (3.36)$$

2. Pendekatan Matrik Kekakuan

Pendekatan penyelesaian menggunakan analisis matrik kekakuan ini direkomendasikan oleh Kausel & Rössset (1981); dengan penyelesaian yang diturunkan dari inversi parsial matrik perpindahan (persamaan 3.35) yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} S_o \\ S_h \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -H_{11} \cdot H_{12}^{-1} & H_{12}^{-1} \\ H_{22} \cdot H_{12}^{-1} \cdot H_{11} \cdot -H_{21} & -H_{22} \cdot H_{12}^{-1} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_o \\ U_h \end{bmatrix} \quad (3.37)$$

Jika tegangan di atas (S_o) dan di bawah (S_h) lapisan adalah fungsi vektor dari beban luar atas (P_1) dan bawah (P_2) sedangkan hasil inversi matrik perpindahan disebut sebagai nilai \mathbf{K} dan perpindahan $U_o = U_1$ serta $U_h = U_2$, maka secara lebih sederhana persamaan matrik kekakuan dapat dituliskan kembali sebagai:

$$\mathbf{P} = \mathbf{K} \mathbf{U} \quad (3.38)$$

dengan \mathbf{K} = matrik kekakuan dinamik lapisan dalam frekuensi dan nomor gelombang tertentu. Penyelesaian bentuk matrik kekakuan dalam bentuk eksak (*exact*) dan diskrit (*discrete*) gelombang P dan SV untuk analisis perpindahan tanah dapat dihitung berdasarkan kepada perubahan perpindahan dalam bentuk fungsi transenden, untuk nilai-nilai $\omega > 0$ dan $k > 0$ yang dinyatakan dalam (Kausel & Rössset, 1981; Mera et al., 1991):

$$\mathbf{K} = 2 k G \begin{bmatrix} \mathbf{K}_{11} & \mathbf{K}_{12} \\ \mathbf{K}_{21} & \mathbf{K}_{22} \end{bmatrix} \quad (3.39)$$

$$K_{11} = \frac{1-s^2}{2D} \begin{bmatrix} \frac{1}{s}(C^r S^s - rsC^s S^r) & -(1-C^r S^s + rsS^r S^s) \\ -(1-C^r S^s + rsS^r S^s) & \frac{1}{r}(C^s S^r - rsC^r S^s) \end{bmatrix} - \frac{1+S^2}{2} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (3.40)$$

$$K_{12} = \frac{1-s^2}{2D} \begin{bmatrix} \frac{1}{s}(rsS^r - S^s) & -(C^r - C^s) \\ C^r - C^s & \frac{1}{r}(rsS^2 - S^r) \end{bmatrix} \quad (3.41)$$

K_{22} = sama sebagaimana matrik K_{11} dengan tanda diagonal tertutupnya dirubah

$$K_{21} = \mathbf{K}_{12}^T$$

Untuk matrik kekakuan bentuk setengah ruang diturunkan sebagai:

$$K = 2 \text{ k G} \left[\frac{1-s^2}{2(1-rs)} \begin{Bmatrix} r & 1 \\ 1 & s \end{Bmatrix} - \begin{Bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{Bmatrix} \right] \quad (3.42)$$

disini,

$$C^r = \cosh krh \quad S^r = \sinh krh$$

$$C^s = \cosh ksh \quad S^s = \sinh ksh$$

$$D = 2(1 - C^r C^s) + \left(\frac{1}{rs} + rs \right) S^r S^s \quad (3.43)$$

h = tebal lapisan

r dan s sebagaimana yang disebutkan dalam persamaan 3.30.

Jika tebal lapisan adalah kecil secara relatif berbanding panjang gelombang, maka adalah mungkin untuk melinearkan fungsi-fungsi transendennya dengan mentransformasikan perpindahan dalam arah tegak. Selanjutnya penyelesaian perpindahan dan tegangan gelombang dapat ditulis dalam bentuk analitik eksak pada arah horisontal dan bentuk polinomial ringkas dalam arah vertikal (Kausel & Rössset, 1981; Mera et al., 1991). Matrik kekakuan untuk penyelesaian diskrit bagi suatu lapisan dan bentuk setengah ruang dapat dinyatakan dalam susunan :

$$K_m = A_m k^2 + B_m k + G_m - \omega^2 M_m \quad (3.44)$$

disini,

$$A = \frac{h}{6} \begin{Bmatrix} 2(\lambda + 2G) & \cdot & \cdot & \lambda + 2G & \cdot & \cdot \\ \cdot & 2G & \cdot & \cdot & G & \cdot \\ \cdot & \cdot & 2G & \cdot & \cdot & G \\ \lambda + 2G & \cdot & \cdot & 2(\lambda + 2G) & \cdot & \cdot \\ \cdot & G & \cdot & \cdot & 2G & \cdot \\ \cdot & \cdot & G & \cdot & \cdot & 2G \end{Bmatrix} \quad (3.45)$$

$$B = \frac{1}{2} \begin{Bmatrix} \cdot & \cdot & \lambda - G & \cdot & \cdot & -(\lambda + G) \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \lambda - G & \cdot & \cdot & \lambda + G & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \lambda + G & \cdot & \cdot & -(\lambda - G) \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ -(\lambda + G) & \cdot & \cdot & -(\lambda - G) & \cdot & \cdot \end{Bmatrix} \quad (3.46)$$

$$G = \frac{1}{h} \begin{Bmatrix} G & \cdot & \cdot & -G & \cdot & \cdot \\ \cdot & G & \cdot & \cdot & -G & \cdot \\ \cdot & \cdot & \lambda + 2G & \cdot & \cdot & -(\lambda + 2G) \\ -G & \cdot & \cdot & G & \cdot & \cdot \\ \cdot & -G & \cdot & \cdot & G & \cdot \\ \cdot & \cdot & -(\lambda + 2G) & \cdot & \cdot & \lambda + 2G \end{Bmatrix} \quad (3.47)$$

$$M = \frac{\rho h}{6} \begin{Bmatrix} 2 & \cdot & \cdot & 1 & \cdot & \cdot \\ \cdot & 2 & \cdot & \cdot & 1 & \cdot \\ \cdot & \cdot & 2 & \cdot & \cdot & 1 \\ 1 & \cdot & \cdot & 2 & \cdot & \cdot \\ \cdot & 1 & \cdot & \cdot & 2 & \cdot \\ \cdot & \cdot & 1 & \cdot & \cdot & 2 \end{Bmatrix} \quad (3.48)$$

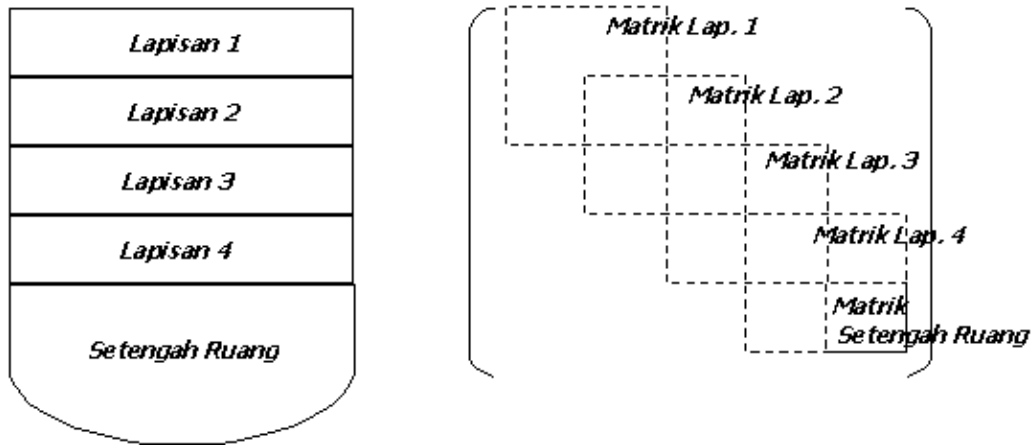
dengan:

λ = konstanta Lamé

ρ = kepadatan massa (*mass density*)

Apabila metode ini diterapkan kepada sistem yang lebih dari satu jenis lapisan, maka perlu disusun suatu matrik global. Matrik global kekakuan disusun saling bertindihan pada setiap node di permukaan lapisan satu kepada lapisan lainnya sehingga kepada lapisan setengah ruang/tidak

terhingga (Rosyidi, 2004). Gambar 3.8 menampilkan contoh susunan matrik global profil media berlapis dengan masing-masing lapisan merupakan matrik kekakuan 4×4 .



Gambar 3.8: Model matrik global kekakuan untuk profil berlapis

Untuk mendapatkan nilai perpindahan vektor beban luar $P(x,z,t)$ bagi sistem berlapis, komponen-komponennya diuraikan dalam transformasi Fourier seperti berikut:

$$\bar{P}(x, z, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} P(x, z, t) e^{-i\omega t} dt \quad (3.49)$$

$$\bar{\bar{P}}(k, z, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \bar{P}(x, z, \omega) e^{-ikx} dx \quad (3.50)$$

Seterusnya perpindahan pada domain $k-\omega$ dapat diselesaikan menggunakan persamaan:

$$\bar{\bar{U}}(k, z, \omega) = \mathbf{K}^{-1} \bar{\bar{P}}(k, z, \omega) \quad (3.51)$$

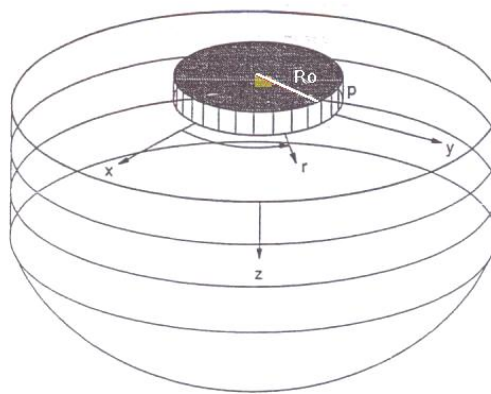
Perpindahan dalam domain frekuensi-ruang, $\bar{\bar{U}}(x, z, \omega)$, dan perpindahan nyata dalam domain waktu-ruang, $U(x, z, t)$, dapat dihitung menggunakan inversi transformasi Fourier sebagai berikut:

$$\bar{U}(x, z, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \bar{\bar{U}}(k, z, \omega) e^{-ikx} dk \quad (3.52)$$

$$U(x, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \bar{U}(x, z, \omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (3.53)$$

b. Perambatan Gelombang Rayleigh dalam Ruang Setengah Bulatan

Kausel & Peak (1982) mengusulkan penyelesaian analitik untuk respon sensor yang diletakkan pada jarak yang berubah-ubah dengan sumber gelombang vertikal. Dalam kajiannya, dimodelkan sebuah sumber beban dengan permukaan bulat yang membangkitkan energi gelombang permukaan berbentuk silinder dan gelombang tubuh berbentuk hemisfera. Sistem yang disusun adalah berdasarkan ruang setengah bulatan dengan permukaan lapisan teratas berbentuk lingkaran berkoordinat silinder (Gambar 3.9).



Gambar 3.9: Model penyelesaian analisis 3 Dimensi untuk media berlapis

Keunggulan penyelesaian sistem ini adalah kemampuannya untuk menggabungkan seluruh komponen gelombang tegangan dalam bentuk penyelesaian 3 D. Susunan perpindahan gelombang dan tegangan model 3 D pada lapisan permukaan suatu media dalam sistem koordinat silinder dinyatakan sebagai (Mera et al., 1991):

$$\begin{bmatrix} \bar{U} \\ \bar{S} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Cn & \cdot \\ \cdot & Cn \end{bmatrix} T E_{(z)} A e^{(i\omega t)} \quad (3.54)$$

dengan, T , $E_{(z)}$ dan A adalah susunan matrik sama seperti disebutkan dalam persamaan 3.32, 3.33 dan 3.34; $Cn = Cn(kr)$, adalah merupakan fungsi silinder pada tingkat n dan juga adalah jenis (*kind*) pertama, kedua atau ketiga dari perpindahan *Bessel* atau *Neumann* atau *Hankel*, yang dinyatakan dalam bentuk matrik pada nomor gelombang dan nilai jari-jari sebagai (Kausel & Peak, 1982) :

$$Cn_{(kr)} = \begin{bmatrix} \frac{\partial Cn}{\partial kr} & \frac{n}{kr} Cn & \cdot \\ \frac{n}{kr} Cn & \frac{\partial Cn}{\partial kr} & \cdot \\ \cdot & \cdot & -Cn \end{bmatrix} \quad (3.55)$$

Menurut Gucunski (1991), penyelesaian model 3 D bentuk asimetrik (*axisymmetric*) dapat dinyatakan dalam silinder koordinat yang nilai tegangan dan perpindahan pada permukaan horisontal dirumuskan dalam seri Fourier pada arah putaran (θ) dan fungsi silinder pada arah radian (r). Seterusnya vektor beban (mewakili fungsi tegangan) pada permukaan media dinyatakan dalam domain frekuensi-nomor gelombang yang dipindahkan dari domain ruang, dan dituliskan sebagai berikut:

$$\overline{PS}_{(k,n)} = a_n \int_{r=0}^{\infty} r \cdot Cn \int_{\theta=0}^{2\pi} Dn Ps_{(r,\theta)} d\theta dr \quad (3.56)$$

disini,

$\overline{PS}_{(k,n)}$ = vektor beban dalam domain frekuensi dan nomor gelombang.

$Ps_{(r,\theta)}$ = vektor beban dalam domain ruang yang komponennya dinyatakan dalam arah radian, tangen dan tegak

Faktor a_n bernilai $\frac{1}{2\pi}$ untuk $n = 0$ dan $\frac{1}{\pi}$ untuk $n \neq 0$,

$Dn_{(n,\theta)}$ dinyatakan sebagai matrik $[\cos n\theta, -\sin n\theta, \cos n\theta]^T$ untuk susunan simetri dan $[\sin n\theta, \cos n\theta, \sin n\theta]$ untuk susunan anti simetri.

Bentuk fungsi Bessel (Jn) perpindahan Hankel untuk menyatakan parameter Cn , dapat dituliskan bentuk matriknya dituliskan sebagai :

$$Cn_{(kr)} = \begin{bmatrix} \frac{1}{k} \left[\frac{\partial Jn_{(kr)}}{\partial r} \right] & \frac{n}{kr} Jn_{(kr)} & \cdot \\ \frac{n}{kr} Jn_{(kr)} & \frac{1}{k} \left[\frac{\partial Jn_{(kr)}}{\partial r} \right] & \cdot \\ \cdot & \cdot & -Jn_{(kr)} \end{bmatrix} \quad (3.57)$$

Jenis pertama fungsi *Hankel* (H^k) tingkat n digunakan untuk memodelkan perambatan gelombang dari ruang tak terhingga (*infinite*) menuju permukaan asal. Untuk jenis kedua fungsi *Hankel*

tingkat n digunakan untuk menganalisis pergerakan gelombang dari pusat kawasan (*center region*) yang bergerak ke medan yang jauh (*far field*). Jika diambil asumsi bahwa beban, $P_s(r,\theta)$, yang terjadi di permukaan sebagai beban tegak seragam (P_o) yang membentuk luasan bulat dengan jari-jari (R_o) dan hanya bagian Fourier yang simetri bernilai nol ($n = 0$), maka bentuk beban dalam nomor gelombang dinyatakan sebagai:

$$\overline{P_s} = -P_o \int_{r=0}^{r=R_o} r \cdot J_0(kr) dr = -\frac{P_o \cdot R_o}{k} J_1(kR_o) \quad (3.58)$$

disini, P_o = beban tegak seragam membentuk luasan bulatan pada sistem.

Perpindahan partikel gelombang horisontal $u(k)$ dan vertikal $w(k)$ dapat ditentukan menggunakan hubungan persamaan beban dan matrik kekakuan :

$$\overline{U_s} = \mathbf{K}^{-1} \overline{P_s} \quad (3.59)$$

Dalam domain ruang, inversi perpindahan *Hankel* diperlukan untuk menyusun perpindahan berdomain nomor gelombang pada arah putaran. Persamaan umumnya dapat dinyatakan sebagai berikut (Mera et al., 1991) :

$$U_{s(r,\theta)} = \sum_{n=0}^{\infty} D_{(n\theta)} \int_{k=0}^{\infty} k Cn_{(kr)} \overline{U_{s(k,n)}} dk \quad (3.60)$$

dimana $U_{s(r,\theta)}$

mewakili perpindahan pada domain ruang dan $\overline{U_{s(k,n)}}$ merupakan nilai perpindahan untuk domain nomor gelombang. Tambahan lagi, Gucunski (1991) menjelaskan bahwa hanya komponen perpindahan u dan w saja yang tetap eksis dalam kasus asimetrik. Oleh karena itu, baris dan kolom kedua dalam matrik D dan Cn dapat langsung diabaikan. Perpindahan pada permukaan media dirumuskan dalam:

$$\begin{bmatrix} u_{so(r)} \\ w_{so(r)} \end{bmatrix} = \int_{k=0}^{\infty} \begin{bmatrix} \frac{\partial J_0(kr)}{\partial r} & 0 \\ 0 & -kJ_0(kr) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_{o(k)} \\ w_{o(k)} \end{bmatrix} dk \quad (3.61)$$

Karena hanya paramater perpindahan vertikal saja yang menjadi fokus dalam pendekatan ini untuk analisis gelombang permukaan, maka persamaan di atas hanya dituliskan sebagai:

$$w_{so}(r) = - \int_{k=0}^{\infty} k J_0(kr) w_o(k) dk = -P_o R_o \int_{k=0}^{\infty} J_1(kR_o) J_0(kr) w_o(k) dk \quad (3.62)$$

dan bentuk diskritnya dituliskan dalam :

$$w_{so}(r) = -\frac{i\pi qR}{2} \sum_{l=1}^{2N} \frac{(\phi_z^{ll})^2 J_1(k_l R_l) H_0^{(2)}(k_l r)}{k_l} \quad (3.63)$$

3. Fenomena Fisik Dispersi Gelombang R

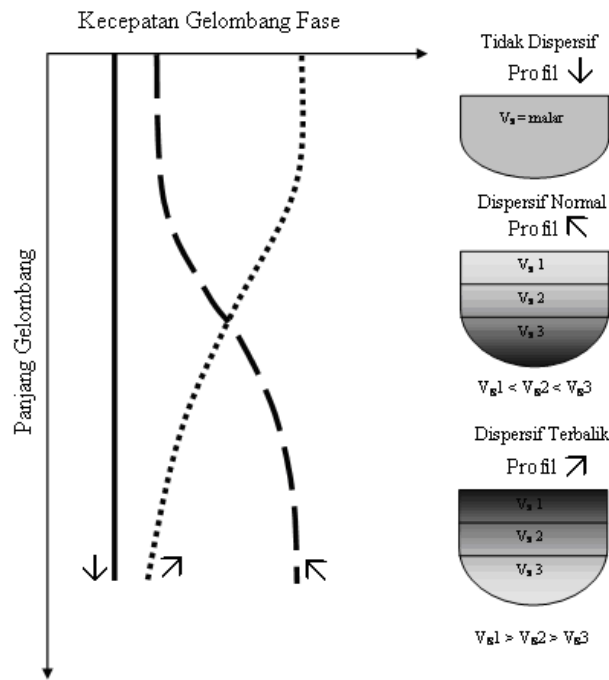
Selain turunan formulasi matematik, karakteristik dispersi gelombang R dapat diamati melalui beberapa fenomena fisik. Pertama, fenomena yang disebut sebagai karakteristik dispersi geometrik gelombang R yang diturunkan dari hubungan antara panjang dan frekuensi gelombang yang dinyatakan dalam:

$$\lambda_R = \frac{V_R}{f} \quad (3.64)$$

Berdasarkan persamaan di atas, pada media tanah yang homogen, gelombang berfrekuensi rendah dapat berpenetrasi dengan panjang gelombang yang lebih dalam dibandingkan gelombang berfrekuensi tinggi. Untuk pada media yang heterogen, gelombang permukaan merambat dengan frekuensi yang bervariasi dan kecepatan fase menjadi fungsi dari frekuensi gelombang. Fenomena fisik kedua adalah bentuk kurva dispersi yang dihubungkan variasi kekakuan bahan pada media tanah. Rix (1988) menjelaskan bahwa terdapat tiga bentuk kurva dispersi, yaitu:

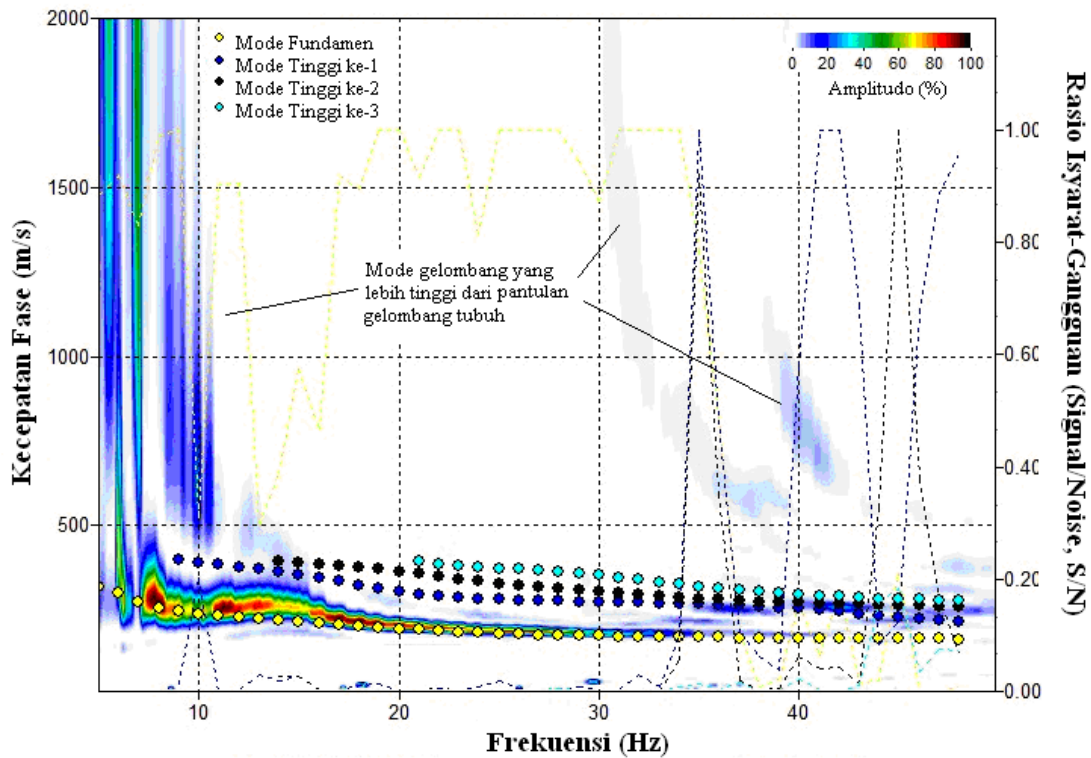
- i. bentuk tak berdispersi yang terjadi pada media homogen,
- ii. bentuk dispersi normal dan
- iii. dispersi terbalik yang terjadi pada media heterogen (Gambar 3.4).

Bentuk dispersi normal biasa ditemui pada media tanah dengan struktur geologi reguler dan sederhana (*regular geological structure*) sedangkan bentuk dispersi terbalik sering didapati pada pengukuran pada perkerasan jalan atau kondisi tanah dengan struktur geologi kompleks.



Gambar 3.10: Bentuk kurva dispersi fase tak berdispersi, dispersi normal dan dispersi terbalik

Sifat fisik penting lainnya adalah fenomena wujudnya beberapa mode gelombang permukaan jika merambat pada media yang berlapis. Munculnya mode ini disebabkan adanya penggabungan antara gelombang yang dirambatkan secara langsung dan yang dipantulkan dari media yang berlapis (Achenbach, 1984). Penggabungan ini menyebabkan terjadinya superposisi (Rosyidi, 2004) dan tidak memungkinkan untuk membedakan mode dominan terhadap mode gelombang lainnya hanya berasaskan nilai frekuensinya saja (Gucunski & Woods, 1992). Namun, pada media dengan beda kekakuan antar lapisan yang tidak kontras, mode fundamen (*fundamental mode*) akan mendominasi bentuk rambatan gelombang (Foti, 2000). Gambar 3.11 menjelaskan analisis tomografi kurva dispersi gelombang yang dari rekaman gelombang menggunakan 24 sensor geophon (*geophone*). Pengukuran gelombang dilakukan di atas media tanah dengan beda kekakuan lapisan tanah tidak terlalu ekstrim.



Gambar 3.11: Analisis tomografi kurva dispersi kecepatan fase dan perbandingan terhadap analisis mode gelombang teori

Data empirik yang ditunjukkan dari Gambar 3.11 di atas membuktikan bahwa adanya *mode fundamen* gelombang dalam kurva dispersi kecepatan fase gelombang permukaan yang dihasilkan. Dominasi ini ditunjukkan dengan nilai amplitudo yang tinggi pada kurva dispersi. Kurva kecepatan fase untuk *mode tinggi (higher mode)* terjadi pada frekuensi yang lebih tinggi (> 35 Hz). Mode gelombang tinggi ini berasal dari pantulan gelombang badan dengan energi rambatan gelombang yang lebih rendah yang ditunjukkan dalam nilai amplitudo yang rendah. Oleh karena itu, analisis mode perambatan gelombang perlu dilakukan dengan cermat supaya dapat memahami sejauhmana *pengaruh superposisi mode* antara mode fundamen gelombang permukaan dan gangguan mode tinggi gelombang badan. Simulasi dan bahasan teori analisis mode pada kurva dispersi kecepatan fase untuk berbagai konfigurasi profil media yang homogen dan heterogen, diberikan secara jelas pada bagian berikut ini.

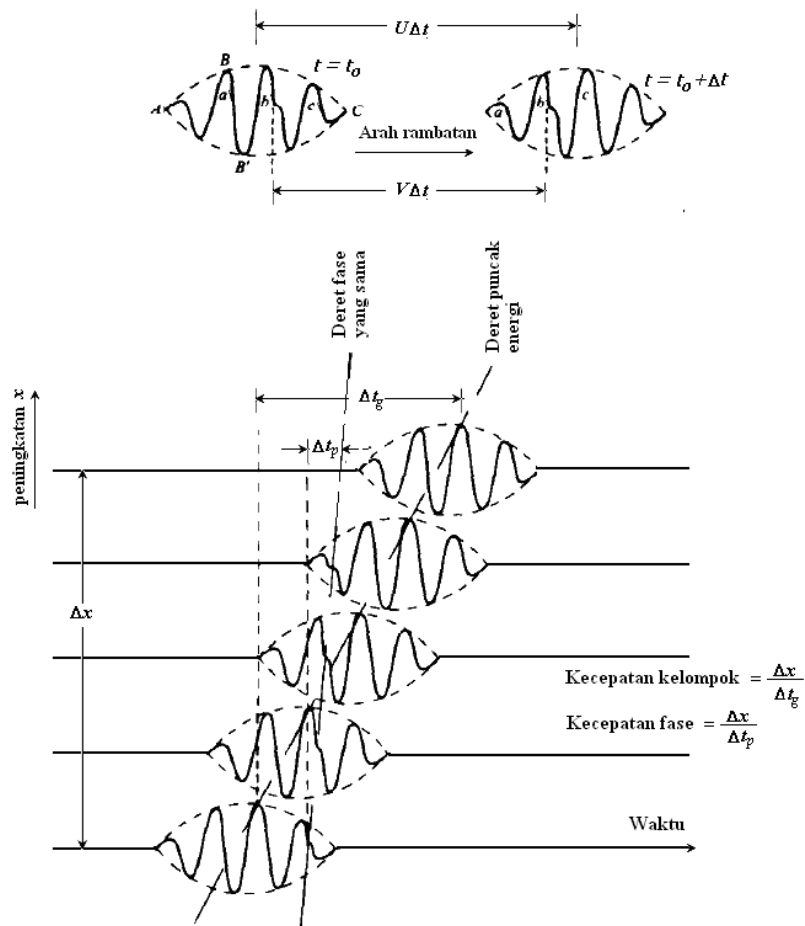
Fenomena fisik dispersi gelombang permukaan yang perlu dipertimbangkan lainnya adalah adanya kecepatan fase dan kecepatan kelompok. Dalam analisis Fourier, sinyal yang dihasilkan dari sumber gelombang akan ditransformasikan dalam spektrum frekuensi dalam setiap irisan gelombang harmonik (*harmonic wave*). Gelombang dengan berbagai frekuensi tersebut dapat saling interferensi dalam satu paket gelombang (*wave packet*) atau deret gelombang (*wave train*) yang merambat dalam kecepatan yang berkelompok yang dikenali sebagai kecepatan kelompok (*group velocity*). Kecepatan gelombang fase sendiri merupakan kecepatan dari setiap

gelombang harmonik. Sheriff & Geldart (1995) memberikan ilustrasi untuk membedakan kecepatan fase dan kelompok secara lebih yang jelas (Gambar 3.12).

Selanjutnya, hubungan antara kecepatan kelompok (U) dan kecepatan fase (V) dapat dituliskan dalam ekspresi matematik (Sheriff & Geldart, 1995):

$$U = \frac{d\omega}{dk(\omega)} = V + f \frac{dV}{df} = V - \lambda \frac{dV}{d\lambda} \quad (3.65)$$

Daripada persamaan 3.65 dapat dijelaskan bahwa pada sifat dispersi gelombang permukaan yang normal (ditunjukkan pada profil 2 dalam Gambar 3.12 dimana kecepatan fase merupakan fungsi berkurangan terhadap frekuensi), kecepatan fase merambat lebih cepat berbanding kecepatan kelompok. Pada kurva kecepatan fase yang tidak berdispersi (media homogen), kecepatan fase dan kelompok adalah bernilai sama dan bersifat konstan.



Gambar 3.12: Kecepatan gelombang kumpulan dan fase dari kedatangan gelombang dispersi pada geofon yang berbeda (Sheriff & Geldart, 1995)

3.5 | Simulasi Numerik Untuk Analisis Mode & Dispersi Gelombang Rayleigh

Satu analisis numerik dan simulasi perlu dilakukan untuk memastikan algoritma matrik kekakuan dinamik seperti yang dijelaskan sebelumnya, dapat digunakan untuk memodelkan karakteristik dispersi gelombang permukaan pada media tanah berlapis. Kode komputasi dari algoritma analisis mode dan simulasi kurva dispersi ini telah dikembangkan oleh penulis menggunakan *MATLAB* dari program analisis mode Hisada (1994, 1995), Lai dan Rix (1998) dan Strobbia (2006), termasuk didalamnya algoritma matrik kekakuan dinamik 2 D dan 3 D. Penjelasan konsep simulasi mode gelombang dan skrip pemrograman dapat ditemui dalam Rosyidi (2009).

Dalam simulasi perambatan gelombang permukaan ini, digunakan tiga profil buatan yang mewakili media dengan sifat dispersi normal (misalnya profil tanah yang dengan sifat kekakuan setiap lapisannya berubah secara reguler/teratur) dan sifat dispersi kompleks (misalnya profil tanah dengan salah satu lapisannya memiliki perbedaan nilai kekakuan yang ekstrim misalnya pada struktur perkerasan jalan). Beberapa hasil simulasi ini selanjutnya dibandingkan dengan hasil simulasi dan kajian empirik yang dilakukan oleh Foti (2000) yang menggunakan teknik analisis multi-sensor gelombang permukaan.

3.5.1 Simulasi Profil A

Profil A disusun dari sistem dua lapisan tanah yang diletakkan di atas ruang tak terhingga (Tabel 3.1 dan Gambar 3.13). Profil ini mewakili kasus media tanah dengan sifat dispersi yang normal.

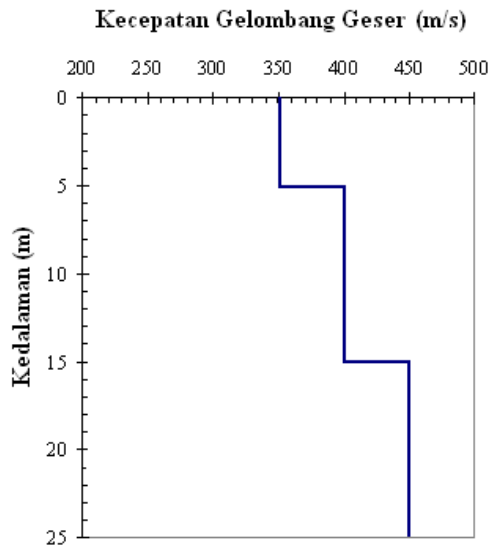
TABEL 3.1: SIFAT LAPISAN PADA PROFIL A UNTUK MEDIA DENGAN DISPERSI NORMAL

	Tebal (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)	ν	D
Lapisan 1	5	694.83	350	1800	0.33	0.02
Lapisan 2	10	794.10	400	1800	0.33	0.02
Ruang Tak Terhingga	300	893.36	450	1800	0.33	0.02

Superposisi mode gelombang R pada domain kurva kecepatan fase dihasilkan melalui simulasi program komputer dan digrafiskan dalam Gambar 3.14. Kurva kecepatan fase dimodelkan dari persamaan dispersi *Rayleigh* dengan menyusun matrik global dari profil A. Masalahaigen persamaan *Rayleigh* selanjutnya diselesaikan dengan mencari nilai eigen nomor gelombang yang sama dengan mode perambatan untuk setiap frekuensi gelombangnya. Artinya, dalam simulasi kurva dispersi gelombang R , untuk setiap frekuensi gelombang yang dirambatkan dapat mempunyai lebih dari satu mode gelombang selain mode fundamen. Hal ini terjadi karena nilai

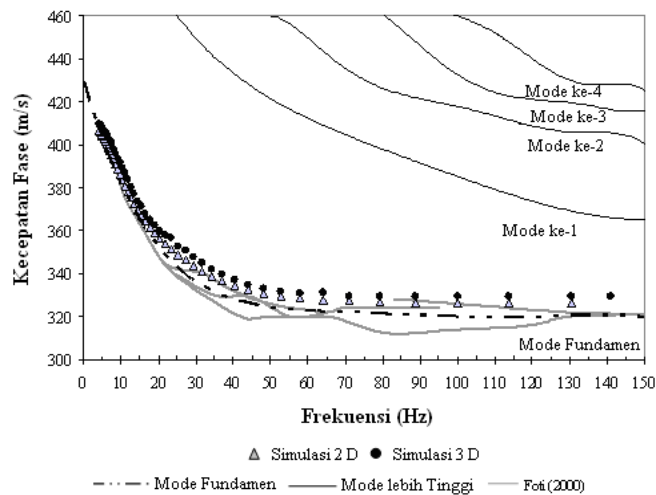
frekuensi dipengaruhi oleh nilai nomor gelombang yang dihasilkan. Dari nomor gelombang (k) ini, kecepatan fase (V_R) dapat ditentukan melalui hubungan:

$$V_R = \frac{\omega}{k} \tag{3.56}$$



Gambar 3.13: Profil A untuk simulasi rambatan gelombang R pada media dengan karakteristik dispersi normal

Dalam Gambar 3.14, ditunjukkan bahwa mode fundamen dan mode tinggi gelombang mempunyai pola dispersi normal dengan kecepatan fase semakin rendah sesuai dengan peningkatan nilai frekuensinya. Mode fundamen yang dihasilkan berada dalam rentang frekuensi rendah dan hanya satu mode *Rayleigh* saja yang muncul. Semakin nilai frekuensinya meningkat, maka mode tinggi selanjutnya dihasilkan dan berperan dominan. Pada kasus A ini, mode tinggi dihasilkan pada frekuensi di atas 25 Hz.

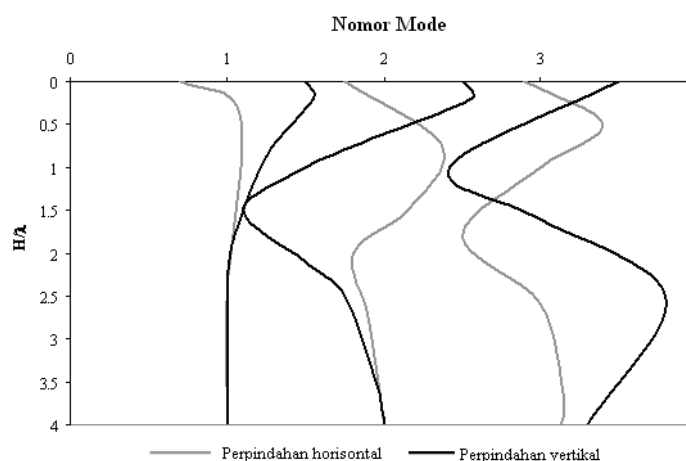


Gambar 3.14: Superposisi mode gelombang R , simulasi f-k (Foti, 2000) dan hasil simulasi kurva dispersi model 2 D dan 3 D matrik kekakuan pada profil A

Terkait dengan analisis mode gelombang ini, penggantian nilai eigen dalam matrik global profil pada setiap frekuensi menghasilkan fungsi eigen yang tergantung pada hubungan mode *Rayleigh* terhadap rasio kedalaman-panjang gelombang dan perpindahan gelombang pada arah vertikal maupun horisontal. Gambar 3.15 menunjukkan hasil simulasi fungsi eigen perpindahan pada frekuensi 40 Hz profil A.

Terdapat dua hal yang dicermati dalam hasil simulasi fungsi eigen perpindahan ini terkait dengan analisis mode gelombang permukaan. Pertama, fungsi eigen mode fundamen yang ditunjukkan dalam Gambar 3.15 memiliki corak yang sama untuk kes profil homogen. Ketika mode fundamen ini muncul, perpindahan gelombang tidak dapat berpenetrasi ke lapisan media yang lebih dalam. Kedua nilai perpindahan horisontal maupun vertikal ditunjukkan bernilai *nol* pada rasio dua kali panjang gelombangnya. Oleh karena itu, mode fundamen *Rayleigh* hanya terjadi secara efektif pada penetrasi media yang nilai maksimumnya sebesar dua kali panjang gelombang R . Fenomena ini sesuai dengan kriteria konfigurasi empirik untuk pengukuran gelombang permukaan pada media homogen sebagaimana telah dikaji oleh Heisey et al. (1982b) dan Gucunski & Woods (1992).

Kedua, untuk mode yang lebih tinggi, corak fungsi eigen perpindahan berubah secara jelas dan nilai kedua perpindahan gelombang melibatkan fungsi penetrasi pada zona media yang lebih dalam. Hal ini dapat berlangsung karena mode lebih tinggi didominasi oleh mode pembiasan dan pantulan gelombang P dan S yang ada dalam media yang berlapis.



Gambar 3.15: Hasil simulasi fungsi eigen perpindahan gelombang R untuk frekuensi 40 Hz

Seterusnya, simulasi kurva dispersi kecepatan fase menggunakan model 2 D dan 3 D dilakukan berdasarkan profil A. Hasil analisis penyelesaian kurva dispersi teori 2 D dan 3 D ditampilkan dalam Gambar 3.14. Meskipun nilai kecepatan kurva model 3 D terlihat sedikit lebih tinggi, namun secara umumnya, kedua simulasi kurva model menunjukkan satu corak kesamaan yang jelas. Gambar 3.14 juga menunjukkan perbandingan nilai kecepatan fase efektif (kurva teori model 2 D dan 3 D) terhadap analisis mode gelombang permukaan. Hasil perbandingan ini menunjukkan

bahwa pada profil A dimana media memiliki lapisan yang reguler dan perbedaan kekakuan antar lapisan tidak ekstrim, mode lebih tinggi tidak berpengaruh dalam menentukan karakteristik dispersi kecepatan efektif. Disini, dari hasil simulasi juga membuktikan bahwa dispersi kecepatan gelombang permukaan merupakan dominasi kecepatan fase mode fundamen *Rayleigh*.

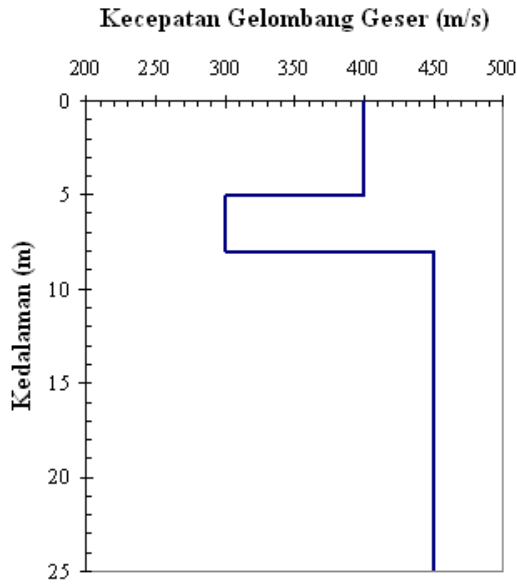
Kurva model 2 D dan 3 D yang didapatkan dari simulasi ini selanjutnya dibandingkan dengan hasil simulasi dan pendekatan empirik dari Foti (2000) yang menggunakan 256 rekaman seismograf multi-sensor artifisial (dari pemodelan) untuk bentuk dan susunan profil yang sama (profil A). Simulasi kurva dispersi Foti (2000) dianalisis menggunakan pendekatan analisis domain frekuensi-nomor gelombang (*f-k analysis*). Kurva dispersi dari simulasi Foti (2000) juga ditunjukkan dalam Gambar 3.14. Kurva hasil simulasi multi-sensor terdiri dari beberapa kurva dispersi yang saling superposisi dan berfluktuasi. Namun, trend umum kurva dispersi multi-sensor ini terlihat bersesuaian dengan corak mode fundamen *Rayleigh*. Kurva dispersi dari Foti (2000) menunjukkan corak kurva yang sama dengan hasil simulasi ini menggunakan persamaan matrik kekakuan dinamik 2 D dan 3 D. Hasil ini membuktikan bahwa pengaruh mode fundamen *Rayleigh* adalah dominan pada kurva dispersi kecepatan fase untuk profil media yang reguler sebagaimana dicontohkan dalam profil A.

3.5.2 Simulasi Profil B

Profil B merupakan contoh kasus media tanah dengan karakteristik kompleks. Profil tanah kompleks dimaksudkan terdiri dari lapisan tanah lunak (*soft soil*) yang terperangkap di antara dua lapisan dengan kekakuan yang lebih besar yang tersusun di atas ruang tak terhingga (Tabel 3.2 dan Gambar 3.16). Profil ini digunakan dalam simulasi untuk mewakili media tanah dengan sifat dispersi yang kompleks.

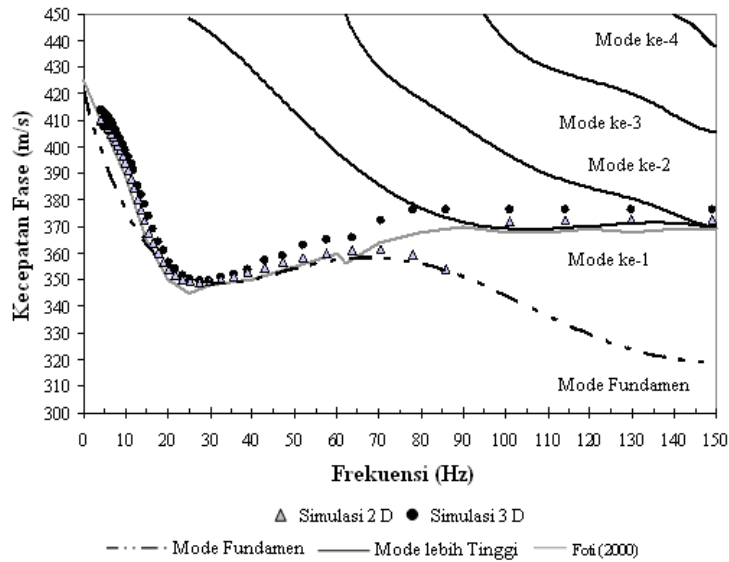
TABEL 3.2: SIFAT LAPISAN PADA PROFIL KES B UNTUK MEDIA DENGAN DISPERSI KOMPLEKS

	Tebal (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)	ν	D
Lapisan 1	5	794.10	400	1800	0.33	0.02
Lapisan 2	3	595.57	300	1800	0.33	0.02
Ruang Tak Terhingga	300	893.36	450	1800	0.33	0.02



Gambar 3.16: Profil B untuk simulasi rambatan gelombang R pada media dengan karakteristik dispersi kompleks

Gambar 3.17 menunjukkan hasil superposisi mode fundamen dan mode tinggi gelombang yang mempunyai pola dispersi kompleks. Terdapat corak kurva dispersi kecepatan gelombang yang berfluktuasi pada mode fundamen khususnya pada frekuensi di atas 60 Hz. Hal ini disebabkan oleh pengaruh lapisan yang tidak regular (lihat Profil B). Mode fundamen tidak mendominasi pada seluruh rentang frekuensi rambatan gelombang (Gambar 3.17). Dari hasil simulasi kurva model 2 D dan 3 D, dapat ditunjukkan bahwa kecepatan fase efektif merupakan penggabungan beberapa mode yaitu antara mode fundamen *Rayleigh* dan mode tinggi order pertama.

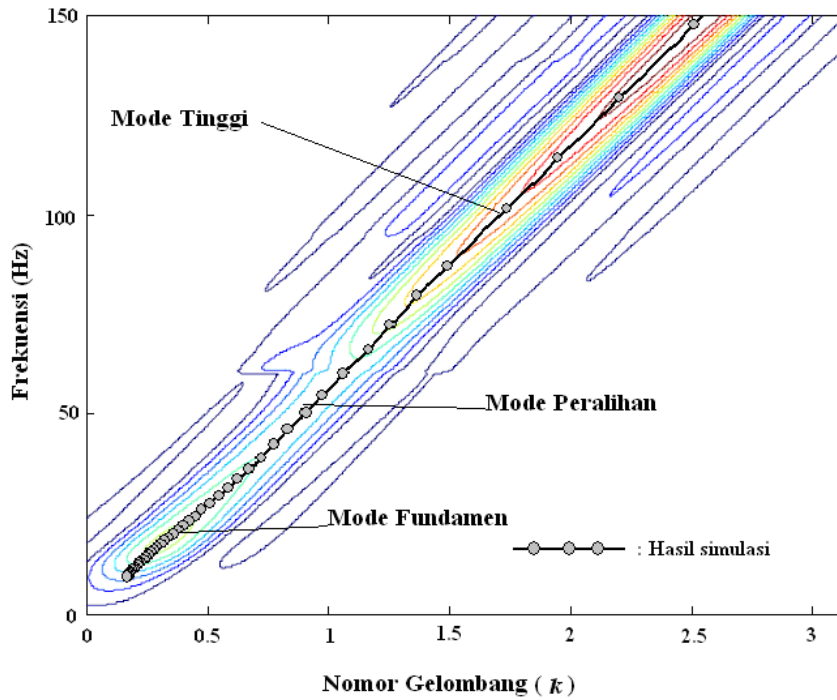


Gambar 3.17: Bentuk superposisi mode gelombang R , dibandingkan dengan hasil simulasi $f-k$ (Foti, 2000) dan hasil simulasi kurva dispersi model 2 D dan 3 D menggunakan matrik kekakuan pada profil B

Pada kasus B ini, kecepatan fase efektif yang berada pada wilayah mode fundamen berada pada rentang frekuensi di bawah 50 Hz. Gambar 3.17 juga dapat dicermati bahwa ketiga kurva kecepatan fase efektif dari hasil simulasi model 2 D, 3 D dan hasil kajian Foti (2000) menunjukkan kesamaan yang baik pada frekuensi mode fundamen. Namun, perbedaan mulai terlihat pada rentang frekuensi antara 50 hingga 90 Hz yaitu pada wilayah perpindahan dari wilayah mode fundamen kepada mode yang lebih tinggi. Wilayah frekuensi ini disebut sebagai zona peralihan mode. Seterusnya, mengikut peningkatan frekuensi, kecepatan fase efektif gelombang permukaan secara dominan dipengaruhi oleh mode yang lebih tinggi. Dengan kata lain, hasil simulasi di atas menjelaskan bahwa dalam profil yang kompleks (*non-regular*), kecepatan gelombang permukaan tidak hanya dipengaruhi oleh mode fundamen saja, melainkan juga adanya interefensi mode yang lebih tinggi (akibat adanya pembiasan atau pantulan gelombang tubuh).

Selain itu, dari Gambar 3.17, dapat dilihat kekonsistenan antara hasil simulasi kurva 2 D dan 3 D. Hasil perbandingan kedua kurva tersebut menunjukkan bahwa pada zona peralihan (rentang frekuensi 50 hingga 90 Hz), sebaran data kurva kecepatan terlihat mengikut mode fundamen selanjutnya melompat (*jump*) pada mode yang lebih tinggi. Keadaan ini menjelaskan adanya kelemahan algoritma matrik kekakuan 2 D dalam memodelkan rambatan gelombang fase (permukaan) pada zona peralihan. Berbeda dengan model 3D, sebaran data kurva dispersi kecepatan fase dari hasil simulasi 3 D menunjukkan kurva peralihan baik (tidak menunjukkan adanya lompatan data yang ekstrim).

Hasil simulasi ini sesuai dengan hasil analisis domain $f-k$ oleh Foti (2000) pada profil simulasi yang sama. Gambar 3.18 menunjukkan spektrum $f-k$ dari hasil simulasi kecepatan fase menggunakan 24 sensor. Mode fundamen ditunjukkan dengan spektrum nomor gelombang yang rendah (frekuensi < 50 Hz) dan mode tinggi ditunjukkan pada spektrum $f-k$ di atas nomor gelombang 1,5 (frekuensi > 80 Hz).



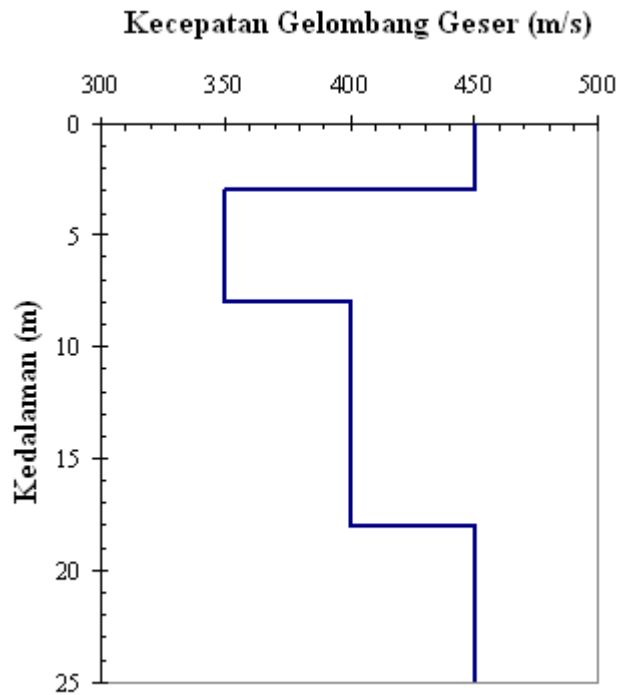
Gambar 3.18: Perbandingan hasil simulasi spektrum $f-k$ dari 24 sensor dari Foti (2000) terhadap kurva $f-k$ simulasi 3 D untuk profil B

3.5.3 Simulasi Profil C

Profil untuk simulasi berikut ini (profil C) merupakan contoh kasus untuk media yang kompleks dengan kurva dispersi terbalik. Profil ini disusun dari satu lapisan permukaan kaku diletakkan di atas lapisan dengan nilai kekakuan yang lebih rendah. Profil dengan susunan ini banyak ditemui di lapangan, misalnya struktur perkerasan jalan yang diletakkan di atas lapisan tanah dasar. Sifat bahan dan lapisan penyusun profil dijelaskan dalam Tabel 3.3 dan Gambar 3.19.

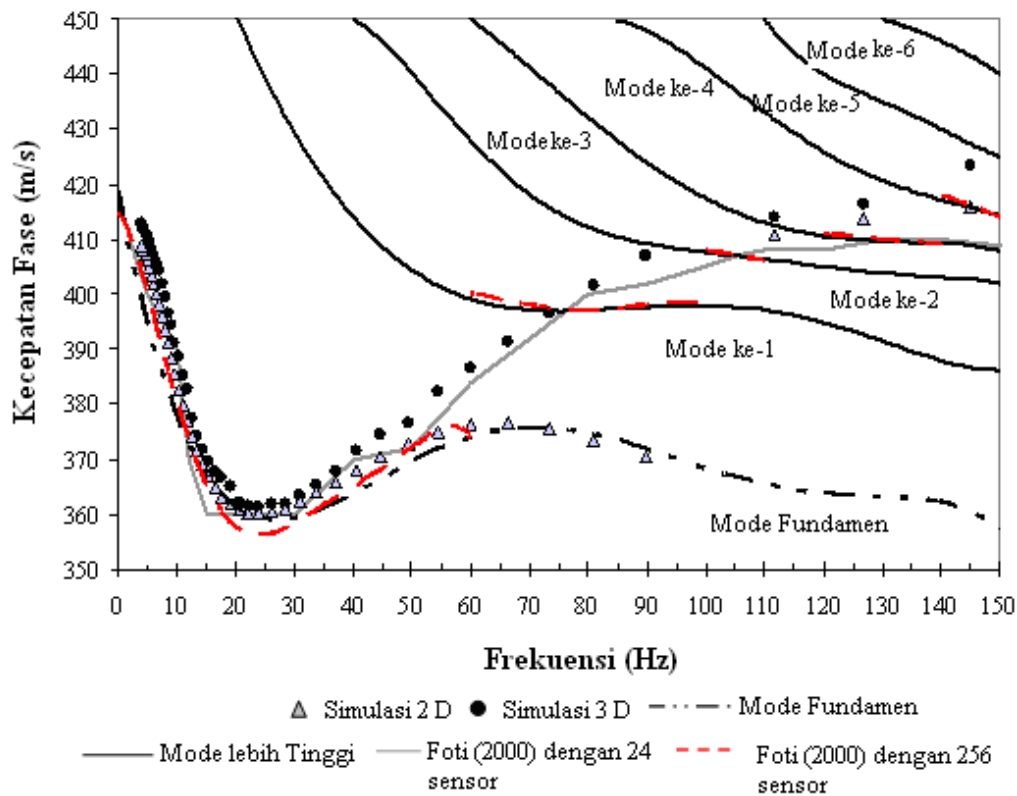
TABEL 3.3: SIFAT LAPISAN PADA PROFIL KES C UNTUK MEDIA DENGAN DISPERSI TERBALIK

	Tebal (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)	ν	D
Lapisan 1	3	893.36	450	1800	0.33	0.02
Lapisan 2	5	694.84	350	1800	0.33	0.02
Lapisan 3	10	794.10	400	1800	0.33	0.02
Ruang Tak Terhingga	300	893.36	450	1800	0.33	0.02



Gambar 3.19: Profil C untuk simulasi rambatan gelombang R pada media dengan karakteristik dispersi terbalik

Perbandingan kurva kecepatan fase efektif hasil simulasi 2 D dan 3 D terhadap superposisi mode Rayleigh ditunjukkan dalam Gambar 3.20. Untuk profil C ini, superposisi beberapa mode perambatan sangat mempengaruhi nilai kecepatan fase efektif gelombang permukaan. Mode fundamen hanya berpengaruh pada kurva kecepatan fase hingga nilai frekuensi 50 Hz saja dan selebihnya, kecepatan efektif lebih banyak dipengaruhi oleh mode yang lebih tinggi.



Gambar 3.20: Hasil simulasi superposisi mode gelombang R , simulasi $f-k$ (Foti, 2000) dan hasil simulasi kurva dispersi dari model 2 D dan 3 D matrik kekakuan pada profil C

Dari Gambar 3.20, dapat diamati bahwa kurva dispersi kecepatan hasil simulasi model 2 D tidak dapat memodelkan perilaku dispersif gelombang permukaan khususnya pada zona peralihan (ditunjukkan dalam frekuensi 50 hingga 110 Hz). Kurva 2 D hanya mampu mendeteksi rambatan gelombang pada mode fundamen *Rayleigh* saja. Lain halnya dengan kurva model 3 D, sebaran data hasil simulasi mengikuti *trend* yang baik, khususnya untuk mendeteksi perilaku rambatan gelombang zona pada peralihan mode fundamen ke mode tinggi.

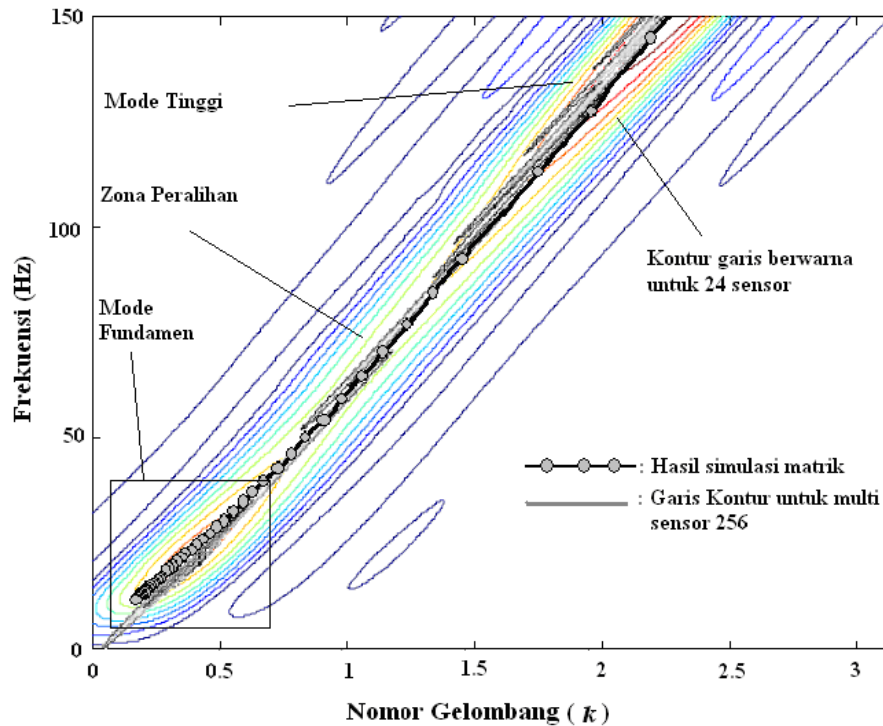
Secara teori, hasil simulasi model 3 D dapat dijelaskan sebagai berikut. Jika beban impuls vertikal diberikan di atas media yang berlapis, gelombang seismik yang dibangkitkan adalah gelombang permukaan dan badan. Kedua gelombang ini akan merambat secara radial dan masing-masing akan membentuk gelombang silinder dan hemisfera. Dalam model 3 D, pemindahan beban impuls dalam seri fungsi silinder (*fungsi Bessel*) difungsikan untuk menganalisis sifat perambatan kedua perambatan gelombang di atas. Selanjutnya, jumlah perpindahan dan tegangan dihasilkan dari analisis penguraian beban dalam fungsi vektor melalui seri *fungsi Fourier* (n) arah sirkumferensial dan seri *fungsi silinder* arah radial. Fungsi *Green* pada persamaan 3 D, mewakili matrik kekakuan global untuk nilai frekuensi dan nomor gelombang yang ditetapkan. Penyelesaian persamaan model 3 D menunjukkan bahwa analisis yang digunakan memperhitungkan peran gelombang permukaan dan tubuh dalam algoritmanya. Fungsi *Bessel* digunakan untuk memasukkan pengaruh sumber

gelombang sedangkan fungsi *Hankel* digunakan memperhitungkan rambatan gelombang yang bersifat asimtotik (*asymptotic*) seperti eksponensial kompleks. Order kedua fungsi *Hankel* tingkat n digunakan untuk analisis pergerakan gelombang dari pusat media menuju ke titik media yang terjauh.

Untuk analisis 2 D sendiri merupakan suatu model yang lebih sesuai untuk digunakan pada profil tanah reguler dimana karakteristik kekakuan masing-masing lapisan-lapisannya teratur dan tidak jauh berbeda (perbedaannya tidak ekstrim). Secara teori, model 2 D menggunakan beban impuls vertikal dalam seri waktu dan diuraikan dalam bentuk komponen frekuensi menggunakan transformasi *Fourier*. Hasil akhir perpindahan partikel gelombang dihasilkan dengan memperhitungkan pengaruh beban impuls untuk setiap frekuensinya menggunakan perhitungan matrik kekakuan. Kemudian, hasil perpindahan partikel ini kembali ditransformasikan dalam domain ruang dan waktu. Model 2 D tidak memasukkan interferensi gelombang badan dalam analisisnya karena model ini dikembangkan berdasarkan rambatan gelombang dalam bentuk bidang dan satu arah saja (koordinat kartesian).

Untuk membuktikan kembali ketepatan model 3 D, hasil simulasi di atas dibandingkan dengan studi teori-empirik dari Foti (2000). Foti (2000) menggunakan metode multi-sensor dengan keunggulan metode ini adalah dapat mendeteksi superposisi mode secara lebih baik dari hanya menggunakan dua atau empat sensor saja. Gambar 3.20 juga menunjukkan hasil simulasi multi-sensor yang menggunakan 24 dan 256 sensor dari studi Foti (2000). Dalam perbandingannya, *trend* kurva kecepatan efektif hasil simulasi 3 D terlihat sama dan berada dalam rentang deviasi kurang dari 5 % dibandingkan dengan kurva kecepatan hasil simulasi multi-sensor baik 24 maupun 256 sensor.

Gambar 3.21 menunjukkan simulasi spektrum dalam domain frekuensi dan nomor gelombang (*f-k analysis*) kurva simulasi kecepatan fase model 3 D dari kajian ini dan kurva kecepatan fase multi-sensor dari Foti (2000) untuk 24 dan 256 sensor (pengembangan dari hasil simulasi dalam domain frekuensi dan kecepatan fase dalam Gambar 3.20). Hasil perbandingan menunjukkan secara jelas bahwa simulasi model 3 D dapat mendeteksi mode perambatan gelombang baik mode fundamen maupun mode tinggi pada profil kompleks.



Gambar 3.21: Perbandingan hasil simulasi spektrum $f-k$ dari 24 dan 256 sensor dari studi Foti (2000) terhadap kurva $f-k$ simulasi 3 D untuk profil kompleks C

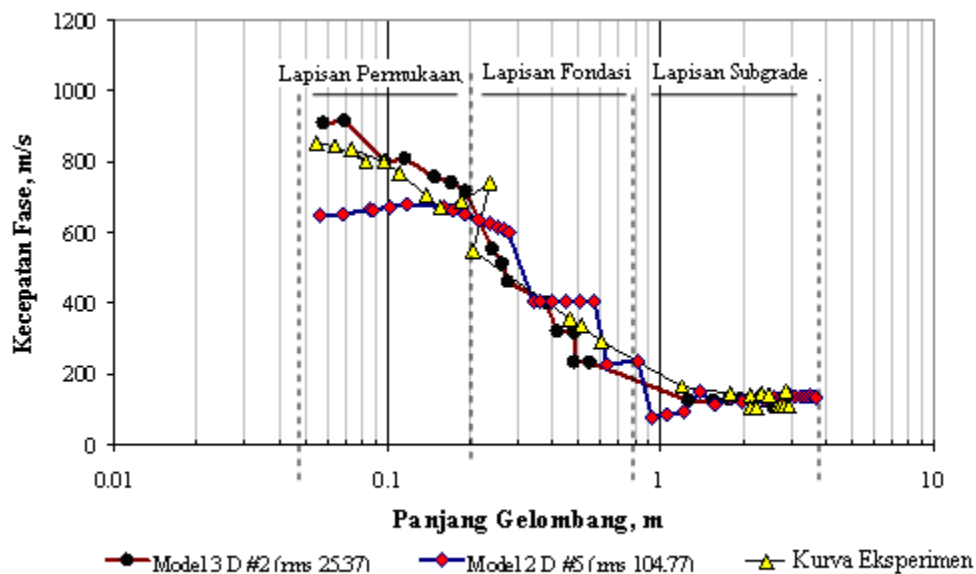
3.6 | Perbandingan Hasil Simulasi & Eksperimen Kurva Dispersi Kecepatan Fase

Beberapa kajian empirik mengenai teknik gelombang seismik permukaan di lapangan terhadap profil kompleks telah dilakukan oleh Rosyidi et al. (2004, 2005, 2006, 2008). Salah satunya, adalah pengujian di perkerasan jalan yang dapat digunakan untuk mewakili profil kompleks. Widodo & Rosyidi (2007) melakukan pengujian seismik di beberapa lokasi jalan di Jalan Propinsi Prambanan – Pakem, Yogyakarta, Indonesia.

Profil untuk simulasi model 2 D dan 3 D dimodelkan sesuai dengan profil struktur perkerasan. Profil perkerasan yang dibagi dalam tiga lapisan utama yaitu lapisan permukaan, lapisan fondasi atas dan bawah yang terletak di atas lapisan tanah dasar. Parameter model permulaan (*starting model parameter*), berupa jumlah lapisan yang digunakan, ketebalan masing-masing lapisan, kecepatan gelombang P dan S , rasio *Poisson* dan rasio redaman internal, yang digunakan dalam simulasi ditunjukkan dalam Tabel 3.4. Hasil simulasi model diberikan dalam Gambar 3.22.

TABEL 3.4: PROFIL MODEL MULTI-LAPISAN MATRIK KEKAKUAN 2 D DAN 3 D UNTUK PERBANDINGAN HASIL SIMULASI DAN DATA EMPIRIK PROFIL STRUKTUR PERKERASAN

Nomor Lapisan	Ketebalan m	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)	ν	D
1	0.02	1870.00	941.95	2100	0.33	0.02
2	0.03	1746.12	879.55	2100	0.33	0.02
3	0.03	1529.10	770.24	2100	0.33	0.02
4	0.05	551.14	277.62	2000	0.33	0.02
5	0.05	237.42	119.60	2000	0.33	0.02
6	0.1	237.42	119.60	2000	0.33	0.02
7	0.1	237.42	119.60	2000	0.33	0.02
8	0.5	237.42	119.60	1900	0.33	0.02
9	0.5	237.42	119.60	1900	0.33	0.02
10	1	135.05	68.03	1900	0.33	0.02
11	238	118.71	59.80	1900	0.33	0.02



Gambar 3.22: Kurva dispersi hasil simulasi model 2 D dan 3 D terhadap kurva eksperimen dari pengukuran Jalan Prambanan – Pakem

Dari Gambar 3.22 dapat diketahui bahwa deviasi kurva kecepatan fase 2 D yang dihasilkan terhadap kurva eksperimen terlihat pada zona lapisan permukaan jalan. Kecepatan fase dari hasil simulasi 2 D diperoleh dalam rentang 630 hingga 680 m/s (panjang gelombang 0,06 hingga 0,2 m) terlihat ekstrem berbeda dengan hasil eksperimen yaitu dalam rentang 670 hingga 850 m/s. Selain itu, kurva model 2 D yang dihasilkan juga terlihat tersegmentasi pada kumpulan-kumpulan data dan *trend grafik* tidak kontinu. Secara khusus dapat diamati, beberapa segmen data terlihat seragam misalnya pada panjang gelombang 0,3 hingga 0,6 m. Hal ini disebabkan algoritma model 2 D tidak mampu secara sempurna melakukan distribusi data perambatan gelombang fase pada wilayah zona peralihan antara lapisan permukaan kepada lapisan fondasi. Jika diukur simpangan (deviasi)

datanya terhadap kurva eksperimen melalui nilai ralat RMA (*root-mean-square*) diperoleh sebesar 104,77 m/s. Nilai kesalahan model ini tergolong tinggi untuk rentang kecepatan fase untuk perkerasan jalan.

Simulasi model 3 D terhadap kurva eksperimen menghasilkan kurva kecepatan fase dengan nilai kesalahan RMS sebesar 25,37 m/s. Dengan demikian, dibandingkan dengan model 2 D, hasil simulasi model 3 D lebih baik dan bersesuaian dengan data eksperimen untuk analisis rambatan gelombang pada profil kompleks.

3.7 | Ringkasan

Dalam bab ini, telah dijelaskan teori dan hasil simulasi untuk mempelajari karakteristik perambatan gelombang permukaan pada media yang homogen dan heterogen. Sifat dispersi gelombang permukaan dapat diturunkan dari pendekatan model konstitutif elastik maupun visko-elastik. Pada media yang homogen, kecepatan perambatan gelombang permukaan R hampir sama dengan kecepatan gelombang badan S dengan nilai rasio 0,86 hingga 0,96 kalinya untuk angka *Poisson* antara 0 hingga 0,5. Sifat perambatannya adalah konstan dan tidak tergantung nilai frekuensinya.

Lain halnya, ketika gelombang permukaan merambat pada media yang berlapis, kecepatan fasenya tergantung dari nilai frekuensi; yang selanjutnya, perilaku ini disebut sebagai sifat dispersi. Untuk setiap nilai frekuensi yang diberikan, terdapat beberapa mode perambatan gelombang permukaan R yang terbentuk. Beda mode perambatan ini melibatkan perbedaan tegangan dan perpindahan partikel gelombang terhadap fungsi penetrasi dalam media. Untuk menyelesaikan persamaan dispersi kecepatan gelombang R , model matrik kekakuan dinamik 2 dan 3 D dapat digunakan untuk menghasilkan analisis kecepatan fase pada profil berlapis yang normal maupun kompleks.

Untuk profil dengan kurva dispersi normal, kecepatan efektif media dipengaruhi secara dominan oleh mode fundamen gelombang, sedangkan untuk profil yang kompleks (misalnya struktur perkerasan jalan), superposisi mode tinggi lebih banyak mendominasi khususnya untuk wilayah frekuensi tinggi. Hasil kajian simulasi dan perbandingannya dengan kurva empirik menunjukkan bahwa pada profil yang kompleks model 3 D lebih efektif dan mampu menghasilkan kurva dispersi kecepatan fase secara lebih baik dibandingkan dengan model 2 D.

Bab 4

Konsep Metode Seismik Gelombang Permukaan

4.1 | Pendahuluan

Pengukuran gelombang permukaan merupakan salah satu teknik seismik yang digunakan untuk mengevaluasi profil kekakuan tanah dalam penyelidikan sub-permukaan. Metode pengukuran gelombang seismik permukaan secara umum terdiri dari tiga tahapan, yaitu:

1. Tahapan pengukuran di lapangan,
2. Tahapan pemrosesan sinyal dan analisis spektrum hingga mendapatkan kurva dispersi empirik,
3. Tahapan inversi kurva dispersi empirik untuk mendapatkan profil tanah,

Dalam bab ini, diuraikan perkembangan metode dan teknologi pengukuran gelombang permukaan dari metode getaran tetap (*steady-state*) hingga metode analisis spektrum gelombang permukaan (*spectral analysis of surface wave, SASW*), metode gelombang permukaan menerus (*continuous surface wave, CSW*) dan metode multi-sensor gelombang permukaan (*multi-channel analysis of surface wave, MASW*) untuk penyelidikan sub-permukaan.

Konsep umum dan konfigurasi pengukuran diantaranya peralatan yang diperlukan dan pemrosesan sinyal dan analisis spektrum termasuk dipresentasikan dalam bab ini. Adapun pembahasan secara khusus masing-masing metode gelombang permukaan: SASW, CSW dan MASW didiskusikan dalam bab-bab selanjutnya.

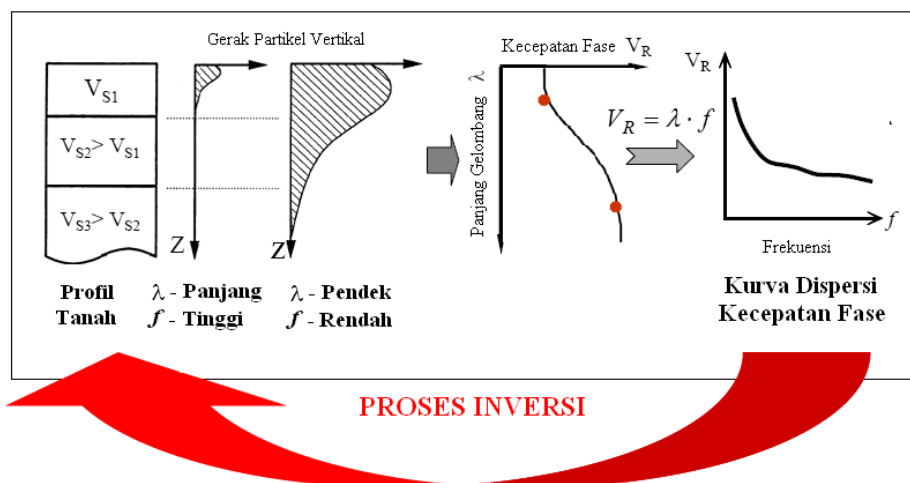
4.2 | Konsep Utama Metode Gelombang Permukaan

Konsep utama dalam metode pengukuran dan analisis gelombang seismik permukaan adalah karakteristik dispersi geometrik kecepatan gelombang fase (gelombang R) yang digunakan untuk menentukan profil tanah atau media dalam penyelidikan sub-permukaan. Fenomena ini yang disebut sebagai dispersi yang telah banyak dianalisis pada akhir tahun 1940an sebagaimana dijelaskan secara terperinci oleh Ewing et al. (1957) dan Kramer (1994). Berdasarkan sifat dispersi inilah gelombang R 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 kemudahan gelombangnya untuk dihasilkan dan dideteksi pada permukaan bumi atau suatu media solid. Bahkan, gelombang R pada frekuensi ultrasonik telah digunakan untuk mendeteksi lokasi retak dan bentuk kerusakan lain (*imperfections*) pada struktur aluminum dan komposit lamina (Kim et al., 2007), struktur beton terbakar (Colombo & Felicetti, 2007) dan pengamatan terhadap kondisi struktur pada kabel yang digunakan untuk struktur beton pre-stress dan struktur jembatan kabel gantung (*cable-stayed*) dan kabel suspensi (Rizo et al., 2007).

Gelombang R berfrekuensi rendah dihasilkan dari peristiwa seismik yang digunakan oleh seismologi untuk pencitraan interior bumi (Yoshizawa & Kennett, 2002; Spetzler et al., 2002). Pada wilayah frekuensi menengah, gelombang R berguna dalam teknik geofisik dan geoteknik untuk karakteristik tanah. Metode seismik yang digunakan berbasis dispersi geometrik gelombang R dan penyelesaiannya menggunakan solusi inversi berbasis data seismik yang direkam melalui sumber gelombang aktif maupun pasif. Bahkan, beberapa peneliti telah menggunakan mikrotremor (Trifunac et al., 1999; Ulusay et al., 2004). Karakteristik dispersi secara teoritik dan pendekatan modelnya telah dijelaskan dengan terperinci dalam Bab 3 sebelum ini.

Dalam pembahasan ini, dikaitkan konsep antara sifat dispersi kecepatan fase dengan konfigurasi pengukuran dan analisis yang digunakan dalam metode gelombang permukaan. Bagi menjelaskan konsep ini, dimulai dengan menggambarkan profil media tanah berlapis seperti ditunjukkan dalam Gambar 4.1. Profil berlapis tersebut dikarakteristikan secara reguler dengan meningkatnya nilai kekakuan lapisan searah dengan kedalamannya, yang ditunjukkan dengan peningkatan nilai kecepatan gelombang geser.



Gambar 4.1: Identifikasi parameter pada dispersi geometrik gelombang permukaan

Konsep dispersi kecepatan fase menjelaskan fenomena fisika yang merambat pada media berlapis (Gambar 4.1) bahwa pergerakan gelombang R 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.

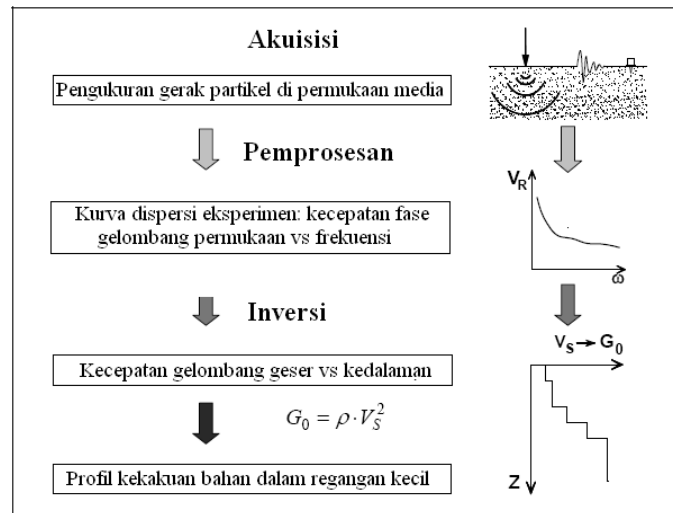
Di sisi lain, gelombang R berfrekuensi rendah (dengan gelombang yang lebih panjang) akan merambat pada kecepatan fase yang lebih tinggi dan berpenetrasi lebih dalam karena dipengaruhi oleh lapisan yang lebih kaku di bawah lapisan permukaan. Fenomena ini dapat terus diamati pada beberapa rentang frekuensi 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 (*phase velocity dispersion curve*). Gambar 4.1 juga menunjukkan kurva dispersi kecepatan fase untuk media berlapis dimana kecepatan fasenya semakin meningkat searah dengan panjang gelombangnya. Informasi dispersi gelombang permukaan juga dapat direpresentasikan dalam hubungan antara kecepatan fase dan frekuensinya.

Dalam contoh ini juga dapat ditunjukkan bahwa dalam media berlapis, kurva dispersi kecepatan fase akan dipengaruhi oleh variasi parameter (sifat) media terhadap kedalamannya dan pengaruh mode fundamen serta mode tinggi. Pengaruh ini selanjutnya disebut sebagai masalah susulan (*forward problem*). Jika kurva dispersi ditentukan dari basis data eksperimental melalui pengukuran data rambatan gelombang di lapangan, maka adalah dimungkinkan untuk menyelesaikan masalah inversi (*inversion problem*) yaitu dengan mengidentifikasi parameter model profil tanah berdasarkan data eksperimen kurva dispersi pada daerah batas lapisan pada profil media. Menggunakan teori dan model perambatan gelombang permukaan, kurva dispersi kecepatan fase teori (*theoretical dispersion curve*) dapat dihasilkan. Selanjutnya, proses penyesuaian (iterasi) parameter model dilakukan hingga distribusi data kurva teori tepat sama atau mendekati kepada kurva eksperimennya. Konsep tersebut di atas merupakan esensi dasar pengukuran dan analisis gelombang permukaan yang selanjutnya didetilkan dalam konfigurasi geometrik lapangan, modifikasi peralatan dan analisis spektrum sinyal gelombang; yang memunculkan berbagai jenis dan metode pengukuran gelombang permukaan.

Gambar 4.2 menunjukkan outline prosedur standar metode pengukuran gelombang permukaan yang dapat dibagi dalam tiga tahapan utama, yaitu:

1. pengukuran dan akuisisi data eksperimen,
2. pemrosesan sinyal untuk menghasilkan kurva dispersi eksperimen,
3. proses inversi untuk mengestimasi profil kecepatan gelombang geser.

Perlu dicatat di sini, bahwa tahapan-tahapan di atas merupakan tahapan yang saling berhubungan satu dengan lainnya dan interaksi pada masing-masing tahapan perlu mendapatkan perhatian dalam intepretasi pengukuran gelombang permukaan secara keseluruhan.

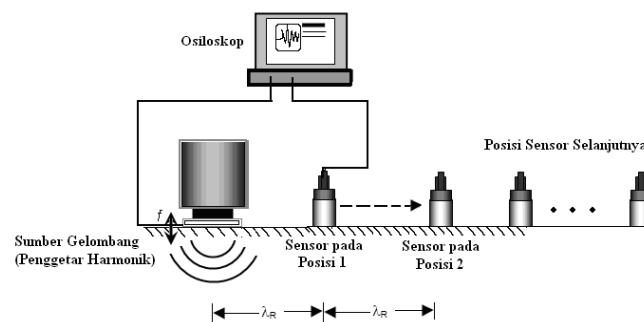


Gambar 4.2: Bagan alir tahapan dalam pengukuran dan analisis gelombang permukaan

4.2 | Perkembangan Metode Gelombang Permukaan

4.2.1 Metode Getaran Tetap

Jones (1958, 1962) memberikan sumbangan terbesar dalam aspek teori dimana telah memperkenalkan potensi gelombang permukaan untuk karakteristik tanah dan jalan berdasarkan pendekatan sifat bahan isotropi elastik linier. Analisis teori dispersi kecepatan fase terhadap frekuensi dan panjang gelombang telah mulai diperkenalkan. Jones (1962) menggunakan konfigurasi penggetar mekanik dan sensor tunggal di atas permukaan tanah untuk mendapatkan sifat rambatan gelombang *Rayleigh* (R) dan *Love* (L) sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 4.3.



Gambar 4.3: Konfigurasi metode getaran tetap untuk mendeteksi pergerakan gelombang R

Kurva dispersi kecepatan fase gelombang dihasilkan dengan memindahkan sensor mengikuti garis lurus yang dimulai dari jarak terdekat dengan sumber gelombang berupa penggetar harmonik vertikal yang menghasilkan gelombang sinus. Perubahan jarak ini selanjutnya diatur semakin melebar untuk mendapatkan posisi yang tepat antara penggetar dan sensor supaya berada dalam satu fase gelombang. Pengukuran ini dijalankan secara berulang dengan mengubah frekuensi

getaran untuk mendapatkan kurva dispersi yang lengkap (penetrasi ke dalam media). Panjang gelombang didapatkan dari jarak antara sensor untuk frekuensi gelombang tertentu. Kecepatan fase gelombang R (V_R) dihitung dari hubungan antara frekuensi (f) dan panjang gelombang (λ_R) yang dinyatakan menurut persamaan:

$$V_R = f \cdot \lambda_R \quad (4.1)$$

Selanjutnya, profil kecepatan gelombang geser (V_S) tanah dapat ditentukan dengan menggunakan hubungan:

$$V_S \approx 1.1 \cdot V_R \quad (4.2)$$

$$H = k \cdot \lambda_R \quad (4.3)$$

dengan, H adalah kedalaman tanah dan k adalah konstanta yang bernilai 0,33 (Heisey et al., 1982a), 0,5 (Abbiss, 1983; Heukelom & Foster, 1960) atau 1 (Ballard, 1964).

4.2.2 Metode SASW

Penggunaan metode analisis spektrum gelombang permukaan (SASW) pertama kalinya telah dilakukan oleh Heisey et al. (1982a, 1982b), Nazarian & Stokoe (1984) dan Stokoe et al. (1988) di University of Texas di Austin, Amerika Serikat yang menggunakan metode SASW untuk menganalisis kekakuan tanah bagi struktur timbunan jalan. Dalam studi yang dilakukan oleh mereka, hasil pengukuran SASW juga telah dibandingkan dengan pengujian lubang silang (*cross hole*) dan diperoleh hasil pengujian bahwa metode SASW memiliki ketepatan yang tinggi. Pengujian yang sama juga telah dilakukan oleh Hiltunen & Woods (1988) yang menghasilkan korelasi yang memuaskan dari kedua metode pengujian tersebut.

Seterusnya, metode ini dikembangkan baik dari sisi penguatan teori, prosedur analisis maupun eksperimennya. Diantaranya, beberapa hasil pengembangan studi dari pemanfaatan metode SASW adalah studi fondasi bangunan (Madshus & Westerdhal, 1990; Stokoe et al., 1994a), pengukuran kekakuan tanah (Heisey et al., 1982a; Hiltunen & Woods, 1988; Matthews et al., 1996), penentuan sifat tanah dinamik (Jongmans & Demanet, 1993), evaluasi struktur beton (Nazarian, 1984; Rix et al. 1990; Krstulovic-Opara et al., 1994; Cho, 2002; Rosyidi, 2012), evaluasi lapisan struktur motar semen (Cho et al., 2001), penilaian kepadatan timbunan tanah (Kim et al., 2001), evaluasi lapisan fondasi landasan kereta api (Zagyapan & Fairfield, 2002), pengukuran anomali (contohnya pengaruh keretakan dan lubang dalam struktur yang tidak homogen) pada suatu media (Haupt, 1977; Dravinsky, 1983; Curro, 1983; Gucunski et al., 1996; 2000) dan karakterisasi rasio redaman tanah (Lai, 1998; Rix et al., 2001; Rosyidi & Taha, 2012).

Penggunaan gelombang permukaan untuk karakterisasi tanah menggunakan metode pasif getaran mikro dengan basis konsep metode SASW dilakukan oleh Horike (1985), Tokimatsu et al. (1992b) dan Zwicky & Rix (1999). Sementara itu, studi perbandingan efektifitas dan ketepatan metode SASW terhadap metode geofisika lainnya dilakukan oleh Abbiss (1981), Hiltunen & Woods (1988), Shtievelman (1999) dan Foti et al. (2002). Tambah lagi, penggunaan metode SASW untuk evaluasi sifat dinamik tanah residu dan struktur jalan di wilayah tropis dilakukan oleh Nayan et al. (2001) dan secara berkelanjutan diteruskan oleh Rosyidi et al. (2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2008), Rosyidi (2009, 2012), Rosyidi & Taha (2004, 2012), Rosyidi & Siegfried (2009). Hasil penelitian dan studi-studi yang dilakukan di atas menunjukkan potensi penggunaan SASW yang cukup luas untuk evaluasi pada struktur tanah, perkerasan jalan maupun struktur bangunan. Contoh aplikasi dan beberapa uraian hasil studi metode SASW pada beberapa tanah dan bangunan secara lebih lengkapnya diberikan dalam bab selanjutnya.

Meskipun demikian, dari sisi prosedur analisisnya, metode SASW konvensional masih menggunakan dua sensor saja dan proses data dalam analisis spektrum masih berasaskan *Fourier* masih mempunyai beberapa kelemahan. Kelemahan penggunaan transformasi *Fourier*, diantaranya adalah (i) tidak efektif untuk digunakan dalam analisis mode rambatan gelombang secara terpisah, (ii) kesulitan untuk melakukan *filtering* terhadap sinyal derau pada data lapangan secara langsung, (iii) ketidakmampuan untuk mengukur rentang frekuensi yang lebih lebar secara bersamaan, (iv) resolusi yang masih terbatas untuk analisis gelombang berfrekuensi rendah, (v) efek pengaruh medan terdekat (*near field effect*) sumber gelombang dan analisis fase gelombang masih dilakukan secara manual (Zywicki, 1999). Untuk menyelesaikan beberapa kelemahan tersebut, beberapa pendekatan dan penyelesaian telah diberikan oleh peneliti dalam bidang SASW, antara lain: (i) penggunaan teknik pemrosesan sinyal yang lebih baik dengan metode *filtering* respon implus (Joh, 1996; Rosyidi et al., 2005; Rosyidi, 2009) dan analisis frekuensi-nomor gelombang (Horike, 1985; Tokimatsu et al., 1992a, 1992b; Okada et al., 1987; Tokimatsu, 1995; Zywicki, 1999; Foti, 2000; Liu et al., 2000; Hebler, 2001; Roma, 2001; Yoon & Rix, 2004), (ii) penggunaan metode pemrosesan inversi yang lebih baik (Yuan & Nazarian, 1993; Lai, 1998; Ganji et al., 1998; Zomorodian & Hunaidi, 2006), (iii) penggunaan multi-sensor untuk mendapatkan data gelombang seismik yang lebih banyak bagi mendeteksi dan menganalisis mode gelombang (McMechan & Yedlin, 1981; Gabriels et al., 1987; Tokimatsu, 1995; Tselentis & Delis, 1990; Park et al., 1999; Xia et al., 2002; Foti, 2000; Rosyidi, 2009); (iv) penggunaan analisis spektrogram wavelet untuk gelombang permukaan (Rosyidi, 2009; Rosyidi & Taha, 2012).

4.2.3 Metode MASW

Salah satu metode analisis yang dikembangkan dari teknik SASW adalah penggunaan multi-sensor dalam pengukuran gelombang permukaan. Teknik ini selanjutnya dikenal sebagai analisis multi-sensor gelombang permukaan (*multi-channel analysis of surface wave*) atau MASW. Teknik MASW

ini masih relatif baru dan dikembangkan pertama kali oleh Park et al. (1999a,b,c) dari Kansas Geological Survey (KGS). Penggunaannya dalam investigasi geoteknik telah dilakukan oleh beberapa penelitian seperti Miller et al. (1999) untuk pemetaan batuan bawah tanah (*bedrock*), Xia et al. (1999a) untuk mengestimasi profil sub-permukaan dengan inversi gelombang Rayleigh, Xia et al. (1999b) untuk menginvestigasi sedimen tak terkonsolidasi, Foti (2004) untuk menentukan rasio redaman tanah, Ryden et al. (2004) untuk menentukan profil kekakuan perkerasan jalan, Kaufmann et al. (2005) untuk menginvestigasi stratifikasi dasar perairan laut yang dangkal, dan Xia et al. (2006) untuk menentukan gelombang permukaan berfrekuensi tinggi dalam analisis spektrum profil tak beratur, Rosyidi (2010) untuk menentukan profil deposit tanah yang kompleks dan Lesmana et al. (2009) untuk investigasi potensi likuifaksi.

Terdapat beberapa kelebihan teknik MASW dibandingkan dengan teknik SASW untuk investigasi profil kekakuan tanah secara simultan. Dalam teknik SASW, gelombang permukaan hanya direkam menggunakan sepasang sensor vertikal saja. Dengan demikian, derau (*noises*) hanya dapat dieliminasi dengan pendekatan kriteria empirik (Gucunski & Woods, 1991) dan pasca-pemrosesan data menggunakan teknik penyaringan respon impuls (Joh, 1996) dan wavelet (Rosyidi, 2009). Optimasi teknik penyaringan derau ini tidak bisa langsung diimplementasikan kepada seluruh material tanah yang sangat beragam. Kriteria dan parameter ukur dalam teknik penyaringan perlu diterapkan dan dimodifikasi supaya dapat disesuaikan dengan kondisi profil yang sebenarnya. Selain itu, teknik SASW jika menggunakan dua sensor dan satu konfigurasi; hanya dapat menghasilkan profil satu dimensional saja (1-D) sehingga untuk wilayah kajian yang luas memerlukan beberapa titik pengukuran. Teknik MASW digunakan untuk menjawab beberapa kelemahan implementasi teknik SASW di atas.

Dalam perambatannya, gelombang R secara ideal akan diukur dalam satu mode tunggal yang disebut sebagai mode dasar (*fundamental mode*). Namun, kondisi ini tidak dapat ditemui untuk kondisi media yang nyata. Transmisi dan interfensi gelombang tubuh akan mempengaruhi hasil perekaman gelombang permukaan. Setiap gelombang baik permukaan maupun interfensi gelombang tubuh dan derau memiliki properti kecepatan dan pengurangan (*attenuation*) yang berbeda yang direkam atau diidentifikasi melalui corak kekoherenan, waktu kedatangan dan amplitudoo relatifnya. Dalam hal ini, konfigurasi multi-sensor dalam teknik MASW dapat merekam properti berbagai gelombang seismik yang terekam dan melakukan identifikasi dengan baik (Park et al., 1999a).

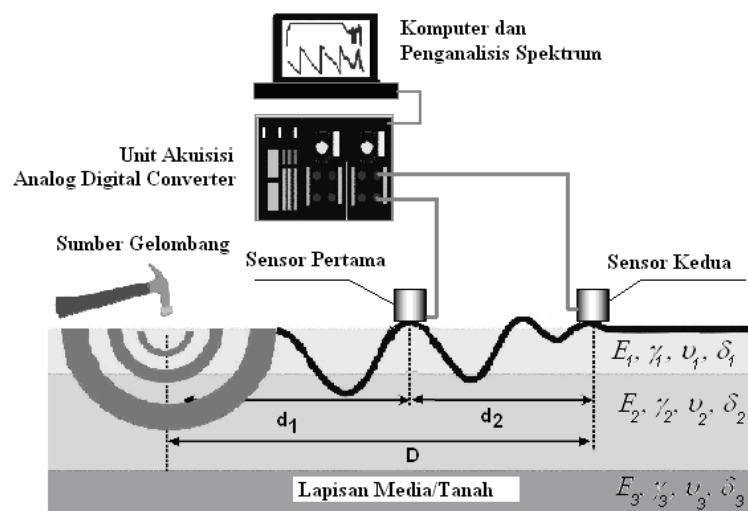
4.3 | Peralatan Pengujian Lapangan

Tujuan utama pengujian lapangan dalam metode gelombang permukaan adalah untuk mendapatkan data energi gelombang permukaan yang merambat melalui dua atau lebih sensor. Konfigurasi secara umum untuk pengukuran di lapangan menggunakan dua sensor ditunjukkan

dalam Gambar 4.4. Pengujian lapangan metode gelombang permukaan dilakukan dengan menggunakan peralatan:

1. peralatan sumber gelombang,
2. sensor, dan
3. unit akuisisi data dan sistem penganalisis spektrum.

Sensor diletakkan di atas permukaan media, yang disambung kepada unit akuisisi data untuk merekam perambatan gelombang yang dihasilkan dari sumber gelombang mekanik. Data yang masuk ke dalam unit akuisisi dipindahkan ke unit komputer untuk pemrosesan sinyal dan analisis spektrumnya. Penjelasan mengenai spesifikasi peralatan yang diperlukan untuk melakukan pengujian lapangan metode gelombang permukaan diberikan berikut ini.



Gambar 4.4: Konfigurasi pengukuran dan peralatan dalam pengujian lapangan metode gelombang permukaan menggunakan dua sensor

4.2.4 Sumber Gelombang

Sumber mekanik pembangkit gelombang yang digunakan dalam pengujian metode gelombang permukaan di lapangan adalah sumber yang mampu menghasilkan energi gelombang permukaan *Rayleigh* pada rentang frekuensi yang diperlukan dalam pengukuran. Terdapat tiga jenis sumber gelombang yang dapat digunakan diantaranya: (i) sumber transien aktif (*active transient source*) yang serupa dengan sumber pukulan mekanik seperti bola baja, pemukul/palu ringan dan palu besar; (ii) sumber harmonik aktif (*active harmonic source*) dengan pembangkit gelombang menerus terkontrol (*controlled continuous source*) dan (iii) sumber gelombang pasif (*passive source*), misalnya mikrotremor atau getaran dari kendaraan lalu lintas.

Keunggulan penggunaan berbagai jenis sumber gelombang di atas adalah kemudahan dalam mobilitas dan pengukuran di lapangan. Sebagai tambahan, sumber ini dapat untuk menghasilkan pengukuran domain waktu bagi peningkatan kualitas sinyal terhadap gangguan (*signal to noise ratio*); dan dapat menghasilkan rentang frekuensi (*bandwidth*) yang lebar secara bersamaan. Meskipun demikian, frekuensi yang dihasilkan oleh suatu sumber gelombang transien adalah sangat terbatas dan rentang frekuensinya sukar dimonitor. Oleh karena itu, dalam penggunaan sumber aktif transien memerlukan satu set sumber mekanik yang dapat berupa beberapa jenis palu untuk menghasilkan energi gelombang dalam rentang frekuensi yang berbeda.

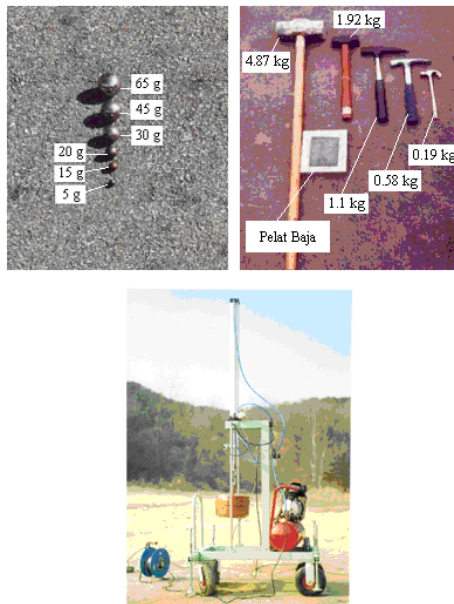
Dalam penggunaan sumber gelombang transien, studi yang dilakukan oleh Rosyidi (2004), penggunaan sumber transien yang sama belum tentu dapat menghasilkan frekuensi dominan yang sama pada lokasi yang berbeda. Hal ini dipengaruhi oleh bahan dan berat palu yang digunakan serta kekakuan profil bahan pada lokasi pengujian. Oleh sebab itu, sebelum dilakukan pengujian gelombang permukaan, *pilot study* (pengujian percobaan) perlu dilakukan dengan menggunakan berbagai jenis dan berat sumber yang berbeda. Pengujian percobaan ini dilakukan untuk memastikan bahwa seluruh rentang frekuensi dan kecepatan fase yang dikehendaki dapat diperoleh dalam pengukuran.

Untuk mendapatkan sampel gelombang pada kedalaman yang dangkal, penggunaan sumber berfrekuensi tinggi dapat menghasilkan data yang baik. Bagi pedeteksian lapisan dangkal, energi yang perlu disalurkan oleh sumber gelombang adalah jumlah energi yang kecil. Ini karena untuk jarak antara sensor yang pendek pada konfigurasi dua hingga enam sensor, energi gelombang R masih dapat dideteksi dengan baik oleh kedua sensor, sedangkan untuk konfigurasi multi-sensor (misalnya lebih dari 6 sensor), diperlukan energi gelombang yang lebih besar bagi memastikan energi dapat merambat hingga sensor yang ditempatkan di posisi paling akhir.

Pengambilan data sinyal pada lapisan yang dalam sangat dipengaruhi oleh frekuensi gelombang yang rendah dan besarnya energi yang dihasilkan pada permukaan media. Dalam hal ini, hanya gelombang berfrekuensi rendah dengan amplitudo yang cukup tinggi dapat diterima oleh sensor karena gelombang yang dihasilkan merambat lebih dalam dan jauh. Untuk menghasilkan gelombang dengan frekuensi yang rendah, diperlukan sumber gelombang yang dapat menghasilkan impuls dengan periode yang lebih lama. Sumber yang berat dengan ukuran yang besar seperti *drop weight* atau pemukul (palu) berat dapat menghasilkan rentang frekuensi ini.

Untuk sumber gelombang berfrekuensi yang tinggi sebagai sumber transien-aktif seperti palu dengan frekuensi tinggi terkontrol atau bola baja misalnya dengan ukuran diameter 12 hingga 50 mm dengan berat 5, 15, 20, 30, 45 dan 65 g. Untuk frekuensi yang lebih rendah, dapat digunakan pemukul (palu) mulai dari berat 0.2 hingga 8 kg; dan *drop weight* dari 10 hingga 50 kg yang dalam

penggunaannya memerlukan satu set katrol dan/atau kompresor untuk memudahkan pengoperasiannya. Dalam penggunaan sumber gelombang frekuensi rendah dalam pengukuran di atas tanah dan perkerasan jalan; biasanya digunakan pelat baja atau alumunium. Selain digunakan untuk menghasilkan kontak yang lebih lebar dengan media sehingga dapat menghasilkan getaran berfrekuensi rendah, pelat ini juga digunakan untuk menghindari tumbukan langsung yang dapat merusak permukaan media, misalnya pengujian di atas perkerasan jalan. Gambar 4.5 menunjukkan beberapa contoh sumber gelombang transien aktif yang dapat digunakan dalam pengujian metode pengukuran gelombang permukaan.



Gambar 4.5: Beberapa contoh sumber gelombang transien-aktif: bola

baja; pemukul (palu) dan *drop weight* untuk menghasilkan energi gelombang R dengan rentang frekuensi yang berbeda. Seperti disampaikan sebelumnya, bahwa pengujian percobaan terhadap sumber gelombang transien aktif diperlukan untuk mengetahui respon frekuensi masing-masing sumber gelombang yang digunakan. Rosyidi (2004) mempelajari pola distribusi frekuensi untuk masing-masing sumber gelombang bola baja dan palu yang berbeda. Hasil studinya ditunjukkan dalam Tabel 4.1. Sumber gelombang berupa bola baja (*steel ball bearing*) dengan variasi berat 5 hingga 360 g digunakan untuk mengukur pergerakan gelombang dengan frekuensi tinggi dengan respon frekuensi dari 0,6 hingga 20 kHz, sedangkan palu yang digunakan dengan berat 0.19 hingga 4.87 dapat menghasilkan frekuensi pada wilayah antara 194 hingga 962 Hz.

TABEL 4.1: WILAYAH FREKUENSI UNTUK BEBERAPA SUMBER GELOMBANG YANG DIGUNAKAN

Berat Bola Baja (g)	Wilayah Frekuensi (kHz)		Berat Palu (kg)	Wilayah Frekuensi (kHz)	
	Terendah	Tertinggi		Terendah	Highest
5	9.8	20	0.19	962.5	2575
15	8	18	0.58	556.25	1718.75
30	4	12	1.1	487.5	1575
45	2	8	1.92	406.25	1087.5
65	1	3	4.87	194	580
130	0.813	2.26			

225	0.775	2.17
360	0.663	1.781

Pengujian gelombang permukaan menggunakan sumber aktif-harmonik, seperti penggetar vertikal memerlukan waktu pengujian yang lebih lama karena pengujian dilakukan satu per satu pada setiap frekuensi tunggal dalam suatu rentang frekuensi yang diamati. Kelebihan sumber gelombang ini adalah frekuensi sumber gelombang dapat dikawal (Tokimatsu et al., 1991). Tambahan lagi, sumber harmonik dapat menghasilkan energi gelombang secara berulang (sinus harmonik) dalam frekuensi yang lebih rendah berbanding sumber transien (Spang, 1995). Meskipun demikian, sumber jenis ini mempunyai kelemahan jika digunakan untuk mendapatkan sampel respon tanah yang dalam. Ini karena diperlukannya level energi yang besar untuk mendapatkan respon frekuensi yang sangat rendah pada lapisan yang dalam (misalnya 1 hingga 2 Hz) dan energi gelombang dari sumber harmonik aktif ini tidak dapat mencapai level tersebut. Tambah lagi, penggunaan sumber harmonik aktif, biasanya terbatas pada frekuensi rendah ke menengah. Oleh itu, untuk penggunaan sumber harmonik ini pada media dengan kekakuan yang tinggi (misalnya lapisan aspal dan lapisan beton) adalah tidak dianjurkan. Contoh sumber gelombang harmonik aktif yang digunakan dalam pengukuran gelombang permukaan dapat dilihat pada Gambar 4.6. Gambar tersebut menunjukkan sebuah penggetar elektromagnet *Ling Dynamics* model 400 yang diletakkan di atas sebuah pelat dasar berdiameter 200 mm. Peralatan ini digunakan beserta seperangkat pengatur sumber harmonik dan amplifier sehingga dapat membangkitkan frekuensi gelombang pada rentang 5 hingga 100 Hz.



Gambar 4.6: Sumber harmonik-aktif electromagnet *Ling Dynamics* model 400

Untuk mendapatkan sampel respon tanah yang dalam, Tokimatsu (1995) mengusulkan penggunaan sumber pasif berupa getaran mikro (*microtremors*) atau gelombang derau natural. Sumber pasif merupakan suatu penyelesaian alternatif terhadap kelemahan sumber aktif. Sumber pasif ini biasanya mempunyai level energi yang besar pada rentang frekuensi yang sangat rendah dimana sumber aktif baik transien maupun harmonik sukar untuk mencapai rentang frekuensi ini. Meskipun demikian, pengujian gelombang permukaan menggunakan sumber pasif adalah tidak

praktis digunakan karena hanya dapat dilakukan pada lokasi pengujian dengan sumber getaran mikro yang memadai (Yoon, 2005). Disamping itu, kesuksesan pengukuran hingga mendapatkan profil tanah, diperlukan suatu geometri pengukuran yang tepat supaya gelombang yang diterima dapat dianalisis dengan baik (Zywicki, 1991). Selain itu, perpindahan partikel vertikal yang dapat dideteksi hanya bersumber dari rambatan energi gelombang R (Tokimatsu, 1995) sehingga hanya mode fundamen saja yang bekerja dalam analisis gelombang menggunakan sumber pasif.

4.2.5 Sensor Gelombang

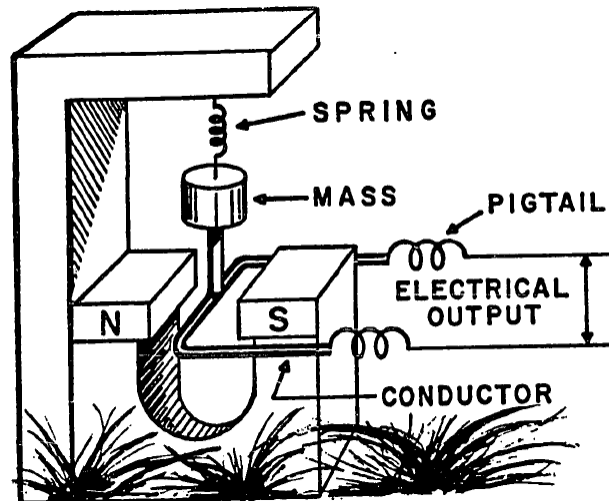
Gucunski (1991) menjelaskan bahwa terdapat tiga faktor dalam penggunaan sensor yang dapat mempengaruhi pengukuran gelombang permukaan yaitu rentang frekuensi sensor yang digunakan, faktor kepekaan sensor dan kontak (*coupling*) antara sensor dan permukaan media. Frekuensi yang biasa diamati untuk karakterisasi sub-permukaan pada media tanah adalah dalam rentang 2 hingga 100 Hz untuk kedalaman profil tanah dari 0 hingga 200 m (Yoon, 2005). Sementara itu, bahan yang lebih kaku seperti perkerasan lentur jalan memerlukan frekuensi yang lebih tinggi yaitu antara 6 hingga 12 kHz dan perkerasan kaku dalam rentang antara 10 hingga 18 kHz (Nazarian, 1984; Rosyidi, 2004). Dengan demikian, jenis sensor perlu digunakan dalam pengukuran harus dipilih dengan tepat dan disesuaikan dengan rentang frekuensi yang diamati.

Selain rentang frekuensi, sensor yang mempunyai kepekaan yang tinggi dan resolusi yang baik menjadi pertimbangan dalam pemilihan sensor. Terdapat dua jenis sensor yang biasa digunakan dalam pengujian gelombang permukaan yaitu transduser kecepatan tegak atau juga dikenali sebagai geofon dan transduser akselerasi atau yang dikenali sebagai akselerometer.

1. Geofon

Sensor geofon biasanya digunakan untuk mengukur gelombang R yang merambat dengan frekuensi rendah. Geofon merupakan sistem magnet-kumparan terdiri dari bagian pemberat (massa), pegas dan kumparan (*coil*) yang dililitkan pada massa. Kumparan diletakkan pada posisi yang memotong medan magnet. Gambar 4.7 menunjukkan skema sistem geofon sebagai sensor pengukuran gelombang permukaan.

Sistem kerja geofon dapat dijelaskan sebagai berikut. Jika suatu gelombang mekanik dirambatkan melalui geofon ini, maka komponen magnet akan bergerak akibat getaran, namun massa (pemberat) akan tetap pada tempatnya dengan sedikit pergerakan yang selanjutnya menimbulkan pergerakan relatif yang terjadi pada kumparan dan magnet. Pergerakan ini membangkitkan suatu voltase elektrik dalam kumparan yang nilai proporsional terhadap kecepatan antara kumparan dan magnet.



Gambar 4.7: Komponen dan sistem dalam geofon (Nazarian, 1984)

Sistem geofon dapat dipelajari sebagai sistem mekanik dengan derajat kebebasan tunggal (*one-degree-of-freedom*). Untuk mendisain sebuah geofon, parameter frekuensi natural, transduktivitas (*transducitivity*) dan redaman harus dipertimbangkan. Frekuensi natural merupakan frekuensi yang tidak teredam dari sebuah sistem. Transduktivitas sendiri merupakan faktor yang secara proporsional menggambarkan nilai konversi antara kecepatan aktual dan voltase elektrik yang dikeluarkan oleh geofon, yang dapat dipertimbangkan sebagai faktor kalibrasi, sedangkan redaman dalam sistem adalah pengurangan amplitudo getaran yang direkam terhadap waktu.

Contoh geofon diberikan dalam Gambar 4.8a, yang merupakan geofon model L-4 Seismometer dengan frekuensi natural 2,8 Hz dan konstanta kepekaan sinyal geofon 7.33 V/In/s dengan nilai redaman minimal 0,28. Geofon ini dapat mengesan frekuensi gelombang R secara efektif sehingga 200 Hz. Contoh lainnya adalah geofon yang berfrekuensi natural yang lebih tinggi, yaitu 4,5 Hz yang dilengkapi *spike* atau paku untuk memudahkan instalasi geofon di atas permukaan media tanah (Gambar 4.8b).



(a)



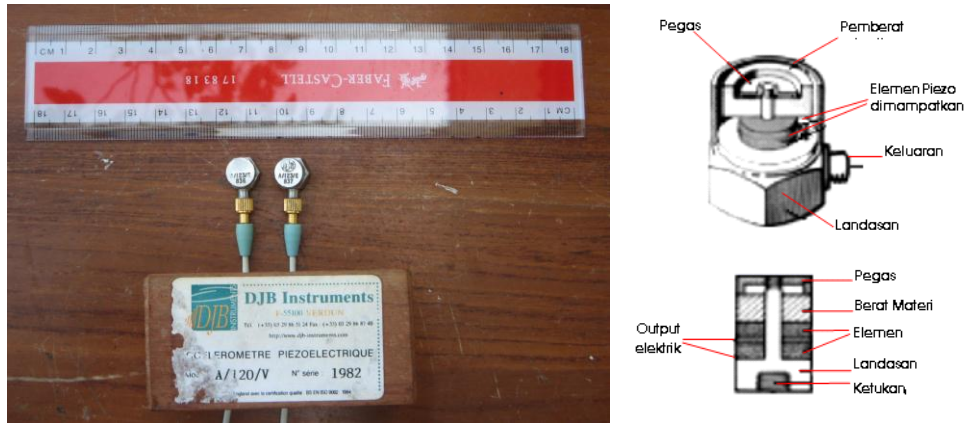
(b)

Gambar 4.8: (a) Geofon model L-4 Seismometer; (b) geofon yang dilengkapi dengan *spike* (paku)

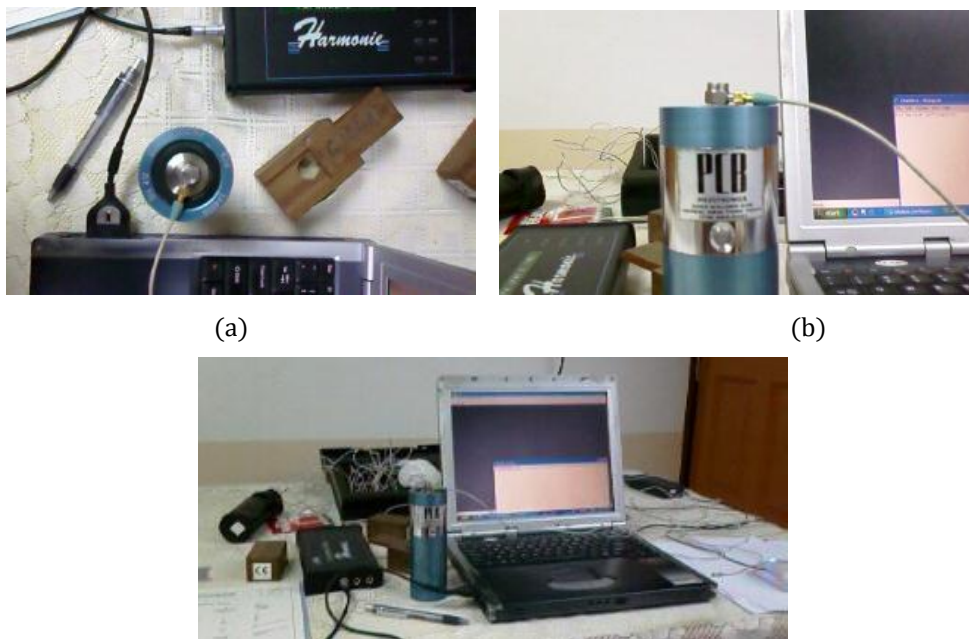
2. Akselerometer

Akselerometer yang biasa digunakan dalam pengukuran gelombang permukaan adalah jenis piezoelektrik. Contohnya adalah akselerometer simetri tunggal misalnya dari model DJB model A/123/E yang memiliki rentang reaksi frekuensi $\pm 5\%$ pada 1,2 hingga 20 kHz (Gambar 4.9). Frekuensi resonan dalam sensor DJB ini adalah 50 kHz dengan kepekaan 7 mV/g. Gambar 4.9 juga menunjukkan detail informasi mengenai bagian dan komponen penting dalam sensor piezoelektrik. Sensor ini bekerja dengan mengalirkan energi elektrik ke unit akuisisi dari perpindahan partikel gelombang seismik yang diterima oleh pelat landasan di atas permukaan media. Pemilihan sensor ini didasarkan atas kemampuannya untuk mendeteksi dan merekam getaran dari rentang frekuensi menengah hingga frekuensi tinggi.

Untuk memastikan bahwa frekuensi sinyal gelombang permukaan yang diterima sensor adalah sama dengan frekuensi rambatan gelombangnya, akselerometer yang digunakan perlu dikalibrasi memakai kalibrator sinyal. Contoh kalibrator yang bisa digunakan adalah SN 412 Piezotronics 394-2060-80 Model no.394B06 dengan frekuensi (deviasi 1%) = 79.6 Hz, Akselerasi unit g (ms^{-2}) rms = 1.00 (9.81). Kalibrator ini memiliki ukuran fisik 51 mm diameter dan 134 mm panjang, dengan berat 600 g, yang merupakan produksi dari PCB Piezotronics, Walden Ave, New York. Gambar 4.9 menunjukkan proses kalibrasi yang dilakukan terhadap sensor akselerometer dan kalibrator yang digunakan. Kalibrator ini bekerja dengan memberikan sinyal terukur dengan frekuensi dan magnitude tertentu (misalnya PCB Piezotronics dalam contoh ini, 79.6 Hz dan 120 dB dengan $\pm 1\%$ RMS 9.81 g – angka akselerasi: $1.000 \pm 0.1 \text{ m/s}^{-2}$). Sensor yang diletakkan di atas kalibrator, akan memberikan respon terhadap sinyal yang diterima. Selanjutnya apabila frekuensi dari kalibrator dan sensor tidak sama atau sesuai, maka ukuran sensitifitas sensor perlu disesuaikan hingga ukuran frekuensi kalibrator dan sensor adalah sama. Tabel 4.2 menunjukkan contoh ukuran sensitifitas yang terkalibrasi dari proses kalibrasi terhadap akselerometer.



Gambar 4.8: Sensor akselerometer yang digunakan dalam penelitian; tampak dari atas (ukuran diameter 6 mm) dan sketsa detail sensor piezoelektrik



(c) Gambar 4.9: Proses kalibrasi sensor; kalibrator dan sensor tampak dari atas (a), tampak dari samping (b), dan susunan konfigurasi dalam proses kalibrasi (c)

TABEL 4.2: CONTOH HASIL KALIBRASI SENSITIVITAS SENSOR

JENIS SENSOR	INFORMASI SENSOR		SENSITIVITAS	
	Kode	Unit Pengukuran	Sebelum Kalibrasi	Setelah Kalibrasi
Akselerometer	DJB 836	$V/m/s^{-2}$	$8.838e^{-04}$	$8.831e^{-06}$
	DJB 837	$V/m/s^{-2}$	$7.938e^{-04}$	$9.966e^{-06}$
	DJB 1982	$V/m/s^{-2}$	$4.179e^{-06}$	$4.899e^{-06}$

Faktor lain yang mempengaruhi kualitas sinyal yang diterima adalah faktor bidang kontak antara sensor dengan media. Untuk sensor yang diletakkan di atas permukaan keras seperti perkerasan atau beton, lem cair (*liquid glue*) dapat digunakan sebagai bahan perekat untuk mendapatkan bidang kontak yang baik antara sensor dan media. Untuk bidang kontak pada permukaan tanah, sebagian badan sensor perlu ditusukkan ke dalam tanah sehingga sensor dipastikan berada dalam keadaan yang tegak dan stabil. Beberapa sensor geofon untuk dilengkapi peralatan tambahan seperti *spike* guna memudahkan instalasi sensor ke media tanah dan memastikan terjadinya bidang kontak yang baik antara sensor dan tanah.

4.2.6 Penganalisis Spektrum

Penganalisis spektrum merupakan peralatan osiloskop dan perekam data gelombang dalam bentuk digital. Peralatan penganalisis spektrum terdiri dari satu unit akuisisi (*acquisition unit*) yang dihubungkan kepada komputer. Perpindahan gerak partikel gelombang R yang diterima sensor adalah data analog akselerasi yang diubah ke dalam bentuk digital melalui unit akuisisi dan seterusnya dijalankan operasi spektrum oleh komputer.

Contoh unit akuisisi yang bisa digunakan dalam pengukuran gelombang permukaan adalah unit akuisisi Harmonie 01dB berspesifikasi IEC 651-804 tipe 1 (Gambar 4.10) yang diproduksi oleh 01dB. Unit *Harmonie* ini berukuran 110 x 35 x 220 mm dengan berat 700 grams yang dipasangkan dengan empat saluran input analog dari sensor dan satu saluran output untuk kartu PC standar (PCMCIA) pada komputer. Wilayah dinamik maksimum yang dapat diterima oleh penganalisis spektrum adalah 120 dB yang bergantung kepada kepekaan sensor (01dB, 2001). Sebuah perangkat lunak dengan sistem pengoperasian *fast Fourier transform* (FFT) diinstalasikan dalam komputer untuk operasi spektrum data digital yang berkemampuan menjalankan analisis frekuensi sampel tinggi dan spektrum frekuensi mencukupi (misalnya hingga 3200 garis). Contoh penganalisis spektrum lain yang digunakan dapat digunakan dalam pengukuran gelombang mekanik adalah penganalisis spektrum multi-channel, misalnya Brüel dan Kjær PULSE Type 3560-D (Gambar 4.11) yang diproduksi oleh Brüel & Kjær (2006). Pemilihan penganalisis spektrum ini disesuaikan dengan kemampuan operasi unit akuisisi dan perangkat lunak operasi spektrumnya. Meskipun demikian, untuk pengukuran gelombang seismik permukaan pada investigasi sub-permukaan media tanah tidak memerlukan unit akuisisi yang berkapasitas operasi frekuensi spektrum yang tinggi.



(a)

(b)

Gambar 4.10: Penganalisis *Harmonie* (a) yang disambungkan kepada komputer (b) untuk pengoperasian peralatan dan fungsi spektrum



Gambar 4.11: Satu set penganalisis spektrum PULSE dan aksesoriya yang digunakan dalam pengukuran

4.4 | Aplikasi Cooley-Tukey Untuk Analisis Spektrum Gelombang R

Tahapan terpenting lainnya dalam metode gelombang permukaan lainnya adalah analisis dan interpretasi data gelombang permukaan dari hasil perekaman di lapangan. Data gelombang permukaan berdomain waktu diterima dalam bentuk digital melalui suatu unit akuisisi. Seterusnya melalui proses *fast Fourier transform* (FFT) atau transformasi Fourier cepat menggunakan algoritma Cooley-Tukey (Cooley & Tukey, 1965), data gelombang ditampilkan dalam beberapa bentuk spektrum berdomain frekuensi.

Proses FFT merupakan analisis sinyal berdomain waktu dalam bentuk diskrit (*discrete time signals*, DTS) kepada satu seri fungsi sinus dan kosinus, yang disebut sebagai sinyal berdomain frekuensi dalam bentuk diskrit (*discrete Fourier transform*, DFT). Algoritma Cooley-Tukey menyatakan ulang fungsi *discrete Fourier transform* (DFT) pada ukuran komposit random $N = N_1 N_2$ untuk tinjauan DFTs yang lebih kecil untuk ukuran N_1 dan N_2 secara berulang, yang digunakan untuk mengurangkan waktu komputasi komposit N yang tinggi (lebih angka terperinci). Terdapat beberapa keuntungan dalam penggunaan DFT untuk pemrosesan sinyal gelombang seismik, yaitu proses analisis yang lebih strategis, memiliki fasilitas spektrum dalam melakukan interpretasi, lebih unggul dalam karakteristik sistem sinyal dan memiliki algoritma yang efisien (Santamarina & Fratta, 1998). Beberapa analisis spektrum gelombang berbasis DFT yang penting yang digunakan dalam metode SASW adalah spektrum-auto density (*autospectral density*), fungsi perpindahan (*transfer function*) berbasis fase dan fungsi koheren (*coherence*).

Spektrum-auto density, $G_{xx}(f)$, dapat didefinisikan sebagai hasil perkalian spektrum linear, $S(x)(f)$ dan bilangan kompleksnya, $S^*(x)(f)$, yaitu:

$$G_{xx}(f) = S_x(f) \cdot S_x^*(f) \quad (4.4)$$

disini $S_x(f)$ adalah spektrum linear yang merupakan bentuk sederhana dari transformasi *Fourier* dari sinyal $x(t)$ dalam domain waktu. Spektrum ini merupakan fungsi kompleks yang dapat diwakili oleh bagian nyata dan imajiner atau dengan nilai magnitudo dan fase. Secara matematik, persamaan spektrum linier dapat dituliskan dalam bentuk:

$$S_x(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-i2\pi ft) dt \quad (4.5)$$

Spektrum energi auto merupakan bentuk nyata dan fungsi positif yang dapat dinyatakan sebagai kuasa getaran dalam fungsi frekuensi gelombang yang dihasilkan.

Fungsi perpindahan, $H(f)$, merupakan perbandingan nilai output terhadap input spektrum linier gelombang, yang dinyatakan dalam bentuk:

$$H(f) = \frac{S_y(f)}{S_x(f)} \quad (4.6)$$

Fungsi perpindahan juga dikenali sebagai fungsi reaksi frekuensi. Jika kedua spektrum linier output dan input melibatkan bilangan kompleks, maka persamaan di atas merupakan fungsi dari spektrum energi silang (G_{yx}) dan energi autonya (G_{xx}), yang dapat ditulis sebagai :

$$H(f) = \frac{G_{yx}(f)}{G_{xx}(f)} = \frac{A_2}{A_1} \{ \cos(\phi_2 - \phi_1) + i \sin(\phi_2 - \phi_1) \} \quad (4.7)$$

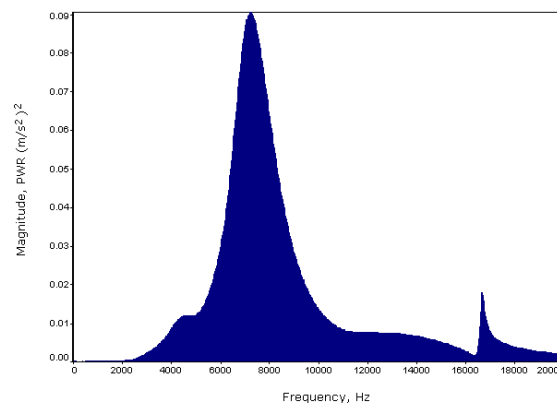
disini $(\phi_2 - \phi_1)$ adalah perbezaan nilai fase di antara dua komponen gelombang yang ditentukan oleh sudut fase yang diperolehi dari kedua sensor gelombang. Selanjutnya data ini dapat digunakan untuk menghitung kecepatan fase dalam pembuatan kurva penyebaran lapangan dari pengukuran SASW (Joh, 1996) dan sifat pelemahan suatu sistem linier (Gucunski, 1991).

Fungsi koheren didefinisikan sebagai perbandingan energi output yang disebabkan oleh input terhadap seluruh output yang diukur. Fungsi ini dinyatakan sebagai:

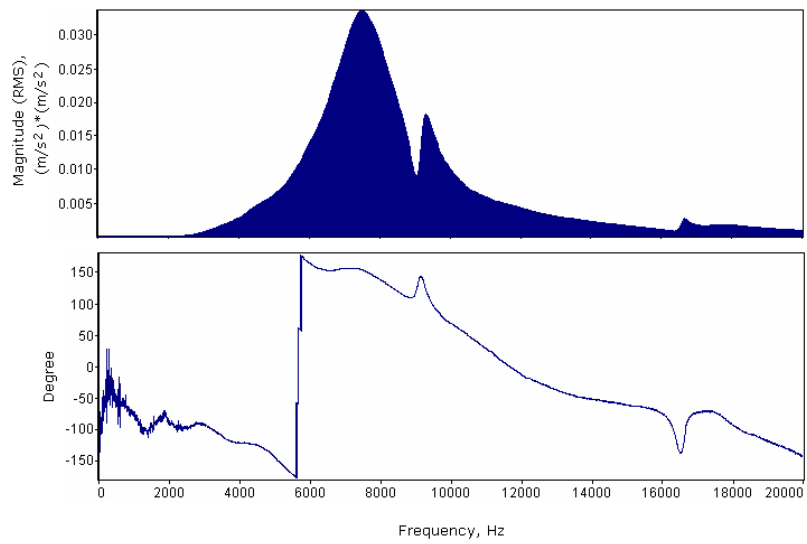
$$\gamma^2(f) = \frac{[G_{yx}(f) \cdot G_{yx}^*(f)]}{[G_{xx}(f) \cdot G_{yy}(f)]} \quad (4.8)$$

disini $\gamma^2(f)$ adalah nilai koheren yang digunakan untuk mengenal pasti korelasi terbaik diantara sinyal input dan output.

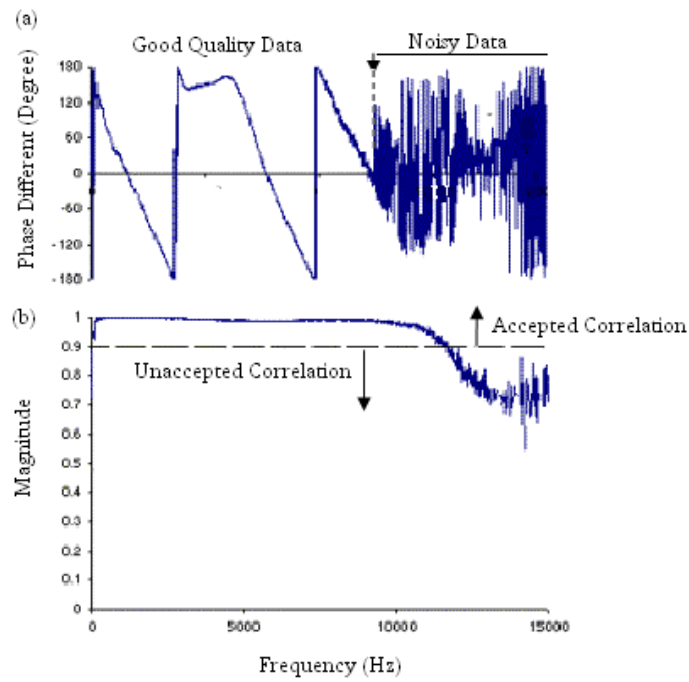
Nilai koheren ditetapkan sebagai nomor nyata di antara 0 – 1. Stokoe et al. (1994b) menjelaskan bahwa nilai koheren 1 didefinisikan sebagai nilai perbandingan tertinggi penggabungan diantara sinyal sedangkan nilai yang lebih rendah dari 1 menunjukkan penurunan kualitas sinyal. Al Hunaidi (1992) menyatakan bahwa nilai koheren yang boleh digunakan sebagai parameter pengukuran bagi sinyal yang baik bernilai lebih dari 0,98. Meskipun demikian, nilai koheren yang rendah tidak hanya sepenuhnya disebabkan oleh kualitas korelasi yang rendah di antara sinyal. Terdapat beberapa faktor lainnya seperti resolusi lebar jalur frekuensi yang rendah dan sinyal masukan yang berganda (Nazarian, 1984) yang menyebabkan nilai koheren yang rendah. Beberapa contoh tampilan spektrum dari hasil FFT terhadap data pengukuran gelombang permukaan ditunjukkan dalam gambar-gambar berikut ini : spektrum energi auto (Gambar 4.12), spektrum fungsi perpindahan (Gambar 4.13), dan spektrum fungsi koheren (Gambar 4.14)



Gambar 4.12: Spektrum energi-auto dari pengukuran gelombang permukaan



Gambar 4.13: Spektrum fungsi perpindahan dari pengukuran gelombang permukaan



Gambar 4.14: Spektrum fungsi koheren dari pengukuran gelombang

Bab 5

Teknik SASW: Analisis Spektrum Gelombang Permukaan

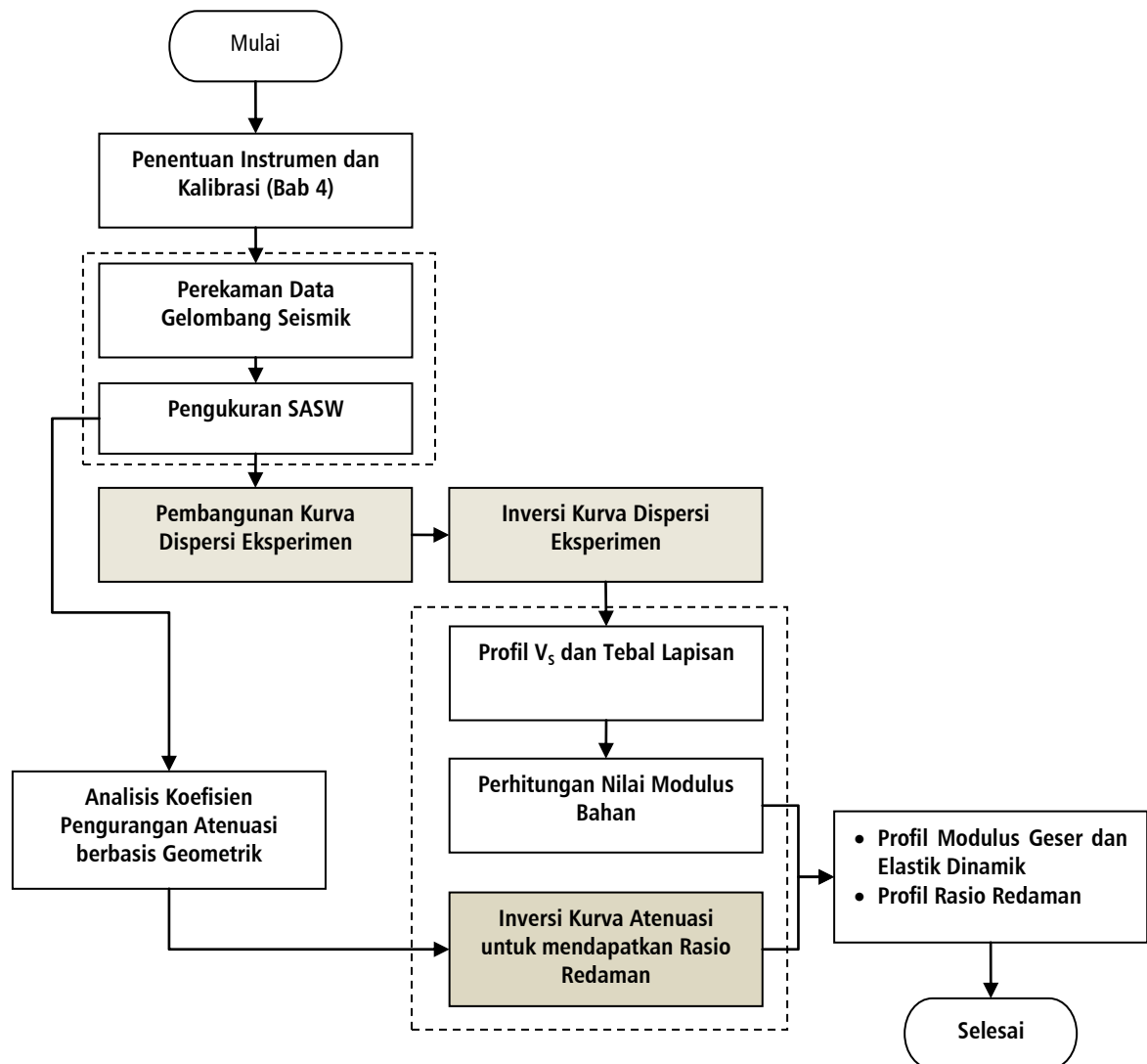
Prosedur analisis data rambatan gelombang seismik dalam metode analisis spektrum gelombang permukaan (SASW) terdiri dari dua bagian utama, yaitu (i) membangun kurva dispersi kecepatan gelombang fase eksperimen berdasarkan data spektrum beda fase dari hasil pengukuran di lapangan, dan (ii) membangun profil kekakuan media berdasarkan kurva dispersi eksperimen menggunakan teknik inversi. Gambar 5.1 menjelaskan urutan analisis dalam metode SASW secara lengkap. Selain digunakan untuk membangun profil kekakuan suatu media, metode SASW juga dapat digunakan untuk mengevaluasi sifat pengurangan gelombang pada media yang selanjutnya dapat dianalisis untuk mendapatkan rasio pelemahan.

Dalam bab ini dijelaskan kedua prosedur analisis yang tersebut secara terperinci dan berurutan. Namun sebelumnya, dijelaskan terlebih dahulu uraian mengenai konfigurasi geometrik dan prosedur pengujian di lapangan untuk pengambilan data dalam metode SASW yang berbeda dengan metode pengukuran gelombang permukaan lainnya. Bagian akhir dalam bab ini dipresentasikan contoh aplikasi metode SASW untuk penyelidikan sub-permukaan pada media tanah dan perkerasan jalan serta beberapa hasil penelitian lainnya yang berkaitan.

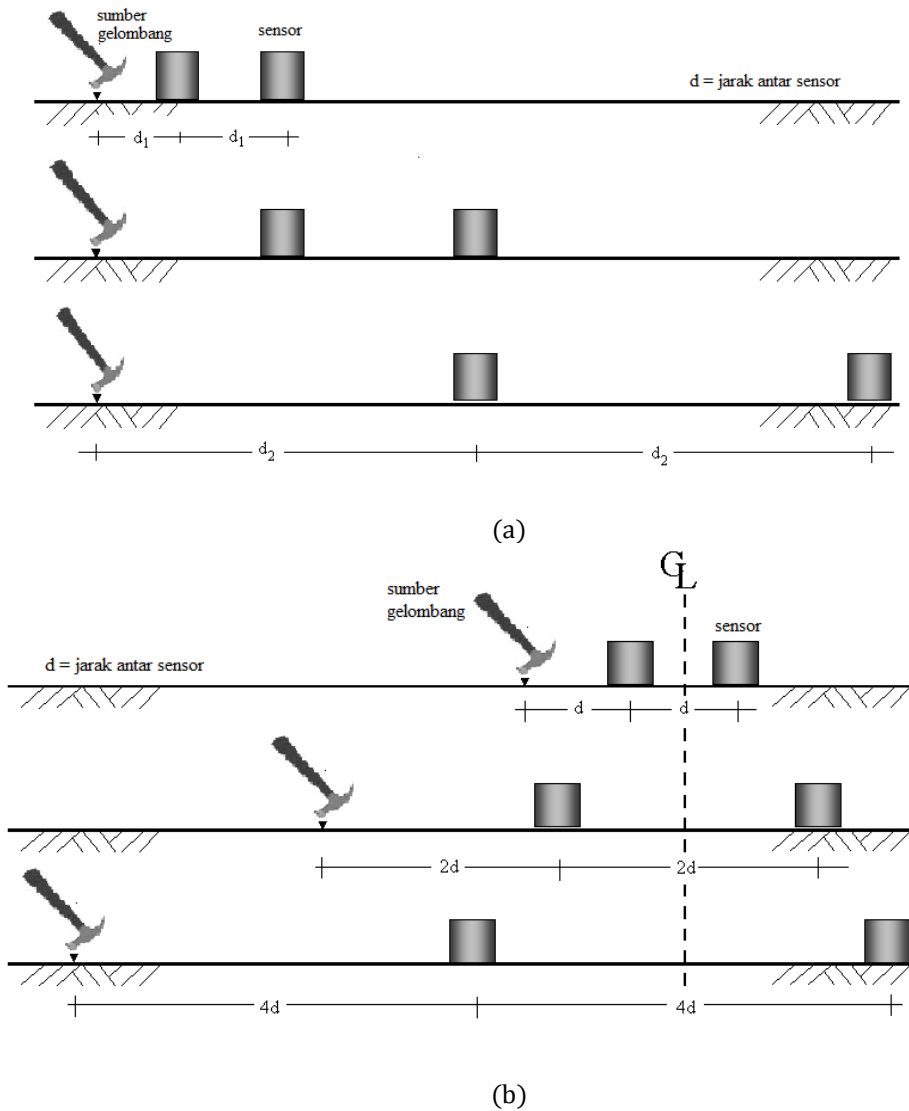
5.1 | Konfigurasi Geometri dan Prosedur Pengujian Lapangan

5.1.1 Konfigurasi Geometrik

Secara umum, terdapat dua susunan geometrik dalam pengujian SASW yang terdiri dari geometrik sensor-sumber (*common source-receiver*, CSR) dan geometrik titik (*common mid point*, CMP) sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 5.2. Geometrik titik tengah (Gambar 5.2a) juga disebut sebagai geometri titik tengah sensor (*common receiver mid point*, CRMP) paling sering digunakan untuk pengukuran SASW. Konfigurasi geometri CMP menetapkan satu titik tengah imajiner, selanjutnya sensor dan sumber dipindahkan dengan tetap berpedoman kepada titik tengah tersebut. Keunggulan menggunakan konfigurasi CMP adalah kurva dispersi pengujian yang dihasilkan lebih akurat dalam pedeteksian sifat lapisan sub-permukaan dibandingkan metode CSR. Kurva dispersinya pun lebih berpola dan tidak menyebar (Heisey et al., 1982; Nazarian, 1984).



Gambar 5.1: Alur sistem analisis dalam metode SASW



Gambar 5.2: Konfigurasi pengukuran SASW: (a) geometri sensor-sumber (CSR) dan (b) geometri titik tengah (CRMP)

5.1.2 Prosedur Pengujian Lapangan

Proses pengumpulan data gelombang dalam pengujian SASW menggunakan konfigurasi geometrik CMP secara berurutan dijelaskan sebagai berikut :

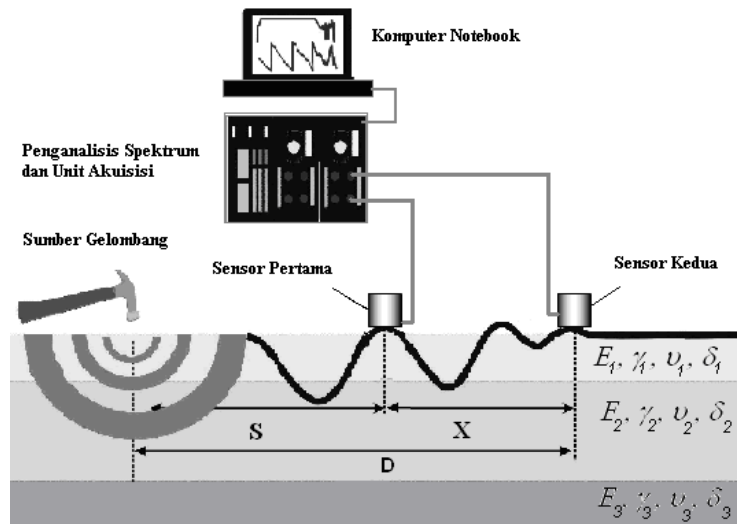
- i) Sebelum pengambilan data di lapangan, dilakukan penentuan satu set jarak sensor (d) yang diperlukan yang terdiri dari ukuran jarak antara sensor dan pengukuran jarak dari letak sumber gelombang kepada sensor terdekat.

Penentuan jarak didasarkan dari hasil penelitian oleh Heisey et al. (1982), dan Sanchez-Salinerio et al. (1987) yang merekomendasikan suatu acuan penentuan jarak antar sensor terpendek mengikuti aturan:

$$S = X \quad (5.1)$$

$$\frac{\lambda_{\max}}{3} \leq X \leq 2\lambda_{\min} \quad (5.2)$$

dengan, S merupakan jarak antara sumber gelombang dengan sensor terdekat, sedangkan X merupakan jarak antar sensor (Gambar 5.3). Batas atas pada panjang gelombang digunakan untuk menghindari kesalahan yang disebabkan oleh penganalisis frekuensi pada nilai terendah dari sudut fase yang terukur. Batas bawah memberikan batasan bahwa jarak panjang gelombang sangat pendek menjadikan gelombang akan berkurang secara cepat.

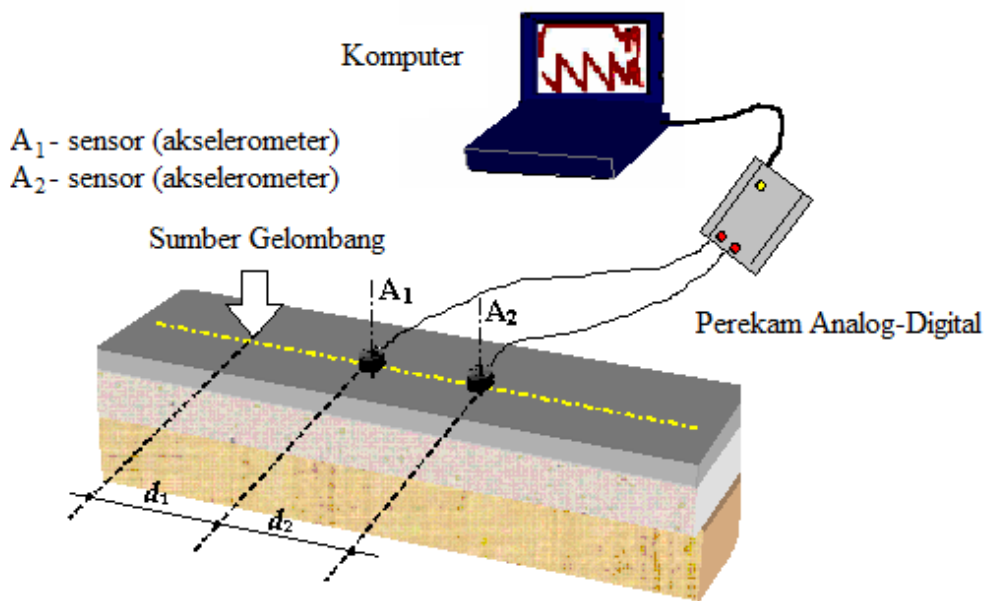


Gambar 5.3: Set up pengukuran SASW

Jika jarak terpendek telah ditentukan, nilai jarak ini selanjutnya ditambahkan secara berganda, biasanya dimulai dengan jarak yang terpendek. Perubahan jarak sensor ini bertujuan untuk memperoleh seluruh wilayah panjang gelombang yang dirancang.

- ii) Selanjutnya ditentukan suatu sumber gelombang dan sepasang sensor yang tepat untuk setiap wilayah frekuensi yang telah ditentukan. Nilai wilayah frekuensi yang dihasilkan oleh sesuatu sumber bergantung kepada bentuk dan berat sumber tersebut (Matthews et al., 1996). Oleh yang demikian itu, percobaan pengukuran (*pilot study*) terhadap jenis sumber gelombang yang akan digunakan perlu dilakukan untuk menghasilkan pergerakan gelombang dalam wilayah frekuensi yang diperlukan dalam sesuatu pengukuran. Beberapa set berat dan bentuk sumber gelombang perlu diuji coba bagi memperoleh sinyal yang berkualitas baik.
- iii) Garis tengah imajiner dalam susunan sensor diukur dan ditentukan. Seterusnya dua sensor dengan spesifikasi yang sama, diletakkan dalam satu garis lurus di atas permukaan lapisan yang telah diukur mengikut konfigurasi titik tengah sensor (Gambar 5.4). Sensor juga harus terlekat secara baik di permukaan media agar dapat mendeteksi pergerakan gelombang dengan jelas dan tidak terdapat gangguan pada perpindahan fase akibat reaksi yang berbeda dari sensor. Penganalisis spektrum selanjutnya diatur untuk menunjukkan operasi spektrum tenaga, fungsi transfer atau spektrum tenaga silang dan fungsi koheren.

- iv) Gelombang seismik dihasilkan dari sumber gelombang yang dijatuhkan atau dipukulkan dengan energi terbatas ke atas permukaan media guna menyalurkan energi seismik tersebut menuju ke kedua sensor. Pengukuran dan perekaman gelombang dilakukan secara berulang kali untuk memperoleh sinyal rata-rata dalam domain frekuensi. Rata-rata sinyal yang diperoleh melalui pengulangan pengukuran dapat menghilangkan pengaruh derau/gangguan acak (*random noise*) dan sinyal yang tidak jelas pada proses perekaman data (Nazarian, 1984; Karl, 1989).



Gambar 5.4: Skematik 3 D untuk susunan sensor dan sumber gelombang serta garis imajiner yang mengikuti konfigurasi titik tengah sensor (CMP)

- v) Selanjutnya, jika pengujian SASW dilakukan di atas perkerasan jalan, maka parameter suhu perlu diukur di permukaan dan di dalam lapisan permukaan media yang diuji setiap selesai pengukuran gelombang dan perekaman data oleh penganalisis spektrum. Kontrol parameter ini dapat menjelaskan pengaruh viskositas aspal dalam penentuan modulus elastik bahan lapisan perkerasan menggunakan aspal atau bitumen.
- vi) Kecepatan fase dapat dihitung secara cepat menggunakan beberapa nilai frekuensi dari spektrum fase yang diukur oleh penganalisis spektrum di lapangan. Cara ini dilakukan untuk membandingkan kecepatan fase dari hasil penganalisis spektrum dengan nilai asumsi kecepatan fase awal. Tahapan ini dijalankan bagi mengontrol hasil spektrum fase dan nilai kecepatan supaya sesuai dengan media yang diukur. Untuk mendapatkan hasil resolusi yang baik bagi kurva penyebaran lapangan, hasil spektrum fase tertutup (*unwrapping*) sebaiknya mempunyai dua hingga empat siklus.
- vii) Kedudukan sensor selanjutnya diubah dan disesuaikan untuk jarak pengesan dan sensor yang telah ditetapkan pada tahap pertama. Kemudian tahap dua hingga enam di atas

diulangi sehingga pengujian dilakukan bagi semua jarak sensor gelombang. Penggunaan konfigurasi pengukuran profil depan dan kebalikan (*forward dan reverse measurement*) perlu dilakukan bagi keseluruhan jarak sensor. Hal ini dilakukan untuk mengevaluasi apakah terdapat lapisan yang miring (*dip slope*) di dalam media.

5.2 | Perencanaan Jarak Antar Sensor

Untuk mendapatkan sampel gelombang pada lapisan dalam di suatu media, pengukuran SASW memerlukan konfigurasi beberapa set ukuran jarak sensor dan pemilihan frekuensi sumber yang tepat untuk memberikan hasil atau data yang akurat. Pada lapisan sub-permukaan dangkal, gelombang tubuh (P dan S) akan merambat lebih cepat dibandingkan gelombang permukaan. Fenomena ini dikenali sebagai pengaruh lapangan yang dekat (*near field effect*). Oleh karena itu, jarak terpendek antara sumber dan sensor terdekat perlu diperhitungkan dengan tepat supaya energi gelombang tubuh secara dominan dapat diredam sebelum mencapai pada sensor pertama. Table 5.1 menunjukkan beberapa kriteria penentuan jarak minimum sensor dengan sumber gelombang serta jarak antara sensor yang diusulkan dari studi oleh beberapa peneliti sebelumnya.

TABEL 5.1: KRITERIA JARAK MINIMUM SENSOR TERHADAP SUMBER GELOMBANG SERTA JARAK ANTARA SENSOR DALAM PENGUKURAN SASW

LITERASI	SENSOR PERTAMA TERHADAP SUMBER GELOMBANG	JARAK ANTARA SENSOR
Lysmer & Waas (1972)	$2.5\lambda < x_1$	-
Heisey et al. (1982)	$x_1 = \Delta x$	$0.33 \lambda < \Delta x < 2 \lambda$
Sanchez-Salinero et al. (1987)	$x_1 = \Delta x$	$2 \lambda < \Delta x$
Röesset et al. (1991)	$0.5\lambda < x_1 < 2\lambda$	$0.5\lambda < \Delta x < x_1$
Gucunski & Woods (1992)	-	$0.5 \lambda < \Delta x < 4 \lambda$
Tokimatsu et al. (1991)	$0.25 \lambda < x_1 + \Delta x/2$	$0.0625 \lambda < \Delta x < \lambda$

Keterangan: x_1 adalah jarak sensor terdekat dari sumber, Δx adalah jarak antara kedua sensor dan λ adalah panjang gelombang.

Untuk panjang gelombang terpendek, jarak sensor adalah satu hingga tiga kali panjang gelombang minimum. Jika spektrum beda fase yang dihasilkan menunjukkan kualitas sinyal yang baik, yaitu hanya dengan satu siklus (kitar) saja, maka jarak sensor yang diperlukan untuk mengukur gelombang sebaiknya adalah lebih pendek dari satu kali panjang gelombang minimum.

Untuk menghasilkan gelombang yang terpanjang, jarak sensor yang diperlukan adalah $\frac{1}{2}$ hingga $\frac{1}{3}$ panjang gelombang yang direncanakan. Heisey (1982) memberikan ulasan bahwa panjang gelombang yang direncanakan dapat diambil sebagai estimasi penetrasi kedalaman gelombang dari permukaan media. Setelah jarak sensor minimum dan maksimum diperoleh, ukuran jarak yang lain ditentukan berganda dimulai dari jarak terpendek. Pengukuran ini perlu dilakukan untuk

memperoleh superposisi gelombang yang cukup bagi mendapatkan kurva dispersi yang baik (Rosyidi, 2004).

Sebagai ilustrasi bagaimana merencanakan jarak antar sensor dalam pengukuran SASW, berikut ini satu studi kasus yang diterapkan di struktur perkerasan jalan. Perancangan konfigurasi pengukuran dalam pengujian dimulai dengan mengasumsikan bahwa perkerasan jalan terdiri dari tiga lapisan utama yaitu lapisan permukaan, fondasi dan tanah dasar. Gelombang direncanakan dapat mendeteksi hingga lapisan terbawah (tanah dasar) sehingga diasumsikan panjang gelombang yang diperlukan dapat berpenetrasi hingga kedalaman 300 cm. Berdasarkan asumsi ini, maka jarak sensor minimum dan maksimum dapat ditentukan sebagai berikut:

Jarak Sensor Terpendek

Untuk panjang gelombang terpendek, jarak sensor dihitung satu hingga tiga kali panjang gelombang minimum. Dengan demikian, rentang ukuran minimum jarak sensor terpendek ditentukan 5 hingga 15 cm ($1 \sim 3 \times 5$ cm) sesuai kriteria dari Heisey (1982), Nazarian (1984) dan Joh (1996). Apabila spektrum beda fase menunjukkan kualitas sinyal yang baik maka hanya dengan satu siklus saja, sehingga jarak sensor yang diperlukan untuk mengukur gelombang dengan panjang 5 cm sebaiknya lebih pendek dari satu kali panjang gelombang minimum atau kurang dari 5 cm.

Jarak Sensor Terpanjang

Untuk menghasilkan gelombang yang lebih panjang, jarak sensor yang diperlukan adalah 150 hingga 225 cm. Nilai ini didapatkan dari $\frac{1}{2}$ hingga $\frac{1}{3}$ panjang gelombang maksimum yang direncanakan untuk mencapai kedalaman 300 cm. Bagi memudahkan pelaksanaan pengujian di lapangan, jarak terpanjang ditentukan sebagai 160 cm.

Setelah jarak sensor minimum dan maksimum ditentukan yaitu 5 cm dan 160 cm, maka ukuran jarak sensor lainnya ditentukan secara berganda yaitu 10, 20, 40 dan 80 cm. Dengan demikian, satu set jarak sensor yang diperlukan dalam investigasi SASW pada perkerasan jalan adalah 5, 10, 20, 40, 80 dan 160 cm. Pengukuran dengan cara tersebut dimaksudkan untuk mendapatkan superposisi gelombang yang memadai bagi mendapatkan kurva disperse kecepatan fase yang baik.

Rentang Frekuensi yang Diamati

Setelah set jarak antara sensor ditentukan, rentang frekuensi sumber gelombang juga perlu direncanakan untuk mendapatkan corak gelombang permukaan yang semestinya diperoleh pada setiap jarak sensor tersebut. Sebagai contoh, diambil jarak sensor 20 cm, yang direncanakan mampu mendeteksi lapisan fondasi jalan dengan kecepatan geser 500 m/s (nilai V_s merupakan asumsi berdasarkan studi-studi sebelumnya) untuk panjang

gelombang pada $\frac{1}{3}$ hingga 2 kali jarak sensor yang ditentukan oleh kriteria Heisey (1982), maka nilai frekuensi maksimum dan minimum dapat ditentukan dari panjang gelombangnya sebagai berikut:

$$f_{\text{maksimum}} = \frac{V_{ph}}{\lambda_{\text{minimum}}} \text{ dan } f_{\text{minimum}} = \frac{V_{ph}}{\lambda_{\text{maksimum}}} \quad (5.3)$$

menggunakan hubungan di atas, maka di dapatkan:

$$f_{\text{maksimum}} = \frac{(500 \times 0.9)}{\left\{ \frac{0.2}{3} \right\}} = 6750 \text{ Hz} \quad (5.4)$$

$$f_{\text{minimum}} = \frac{(500 \times 0.9)}{0.2 \times 2} = 1125 \text{ Hz} \quad (5.5)$$

Dari perhitungan di atas, rentang frekuensi sumber gelombang untuk jarak sensor 20 cm diasumsikan mempunyai nilai antara 1125 hingga 6750 Hz supaya dapat mendeteksi perambatan gelombang dalam lapisan fondasi. Melalui proses perhitungan yang sama, seterusnya dapat ditentukan rentang frekuensi sumber gelombang untuk jarak sensor yang lain sesuai dengan pedeteksian lapisan media yang diharapkan. Rentang frekuensi yang telah diperoleh digunakan sebagai dasar pemilihan sumber gelombang yang lebih tepat. Tabel 5.2 menunjukkan rentang frekuensi yang diperlukan dari satu set jarak sensor yang telah ditentukan dalam contoh ini.

TABEL 5.2: RENCANA RENTANG FREKUENSI UNTUK PENGUJIAN SASW

JARAK SENSOR (mm)	V_s YANG DIRENCANAKAN (m/s)	RENTANG FREKUENSI RENCANA (Hz)
50	1000	9000 – 54000
100	1000	4500 – 27000
200	500	1125 – 6750
400	500	562,5 – 3375
800	300	168,75 – 1012,5
1600	300	84,375 – 506,25

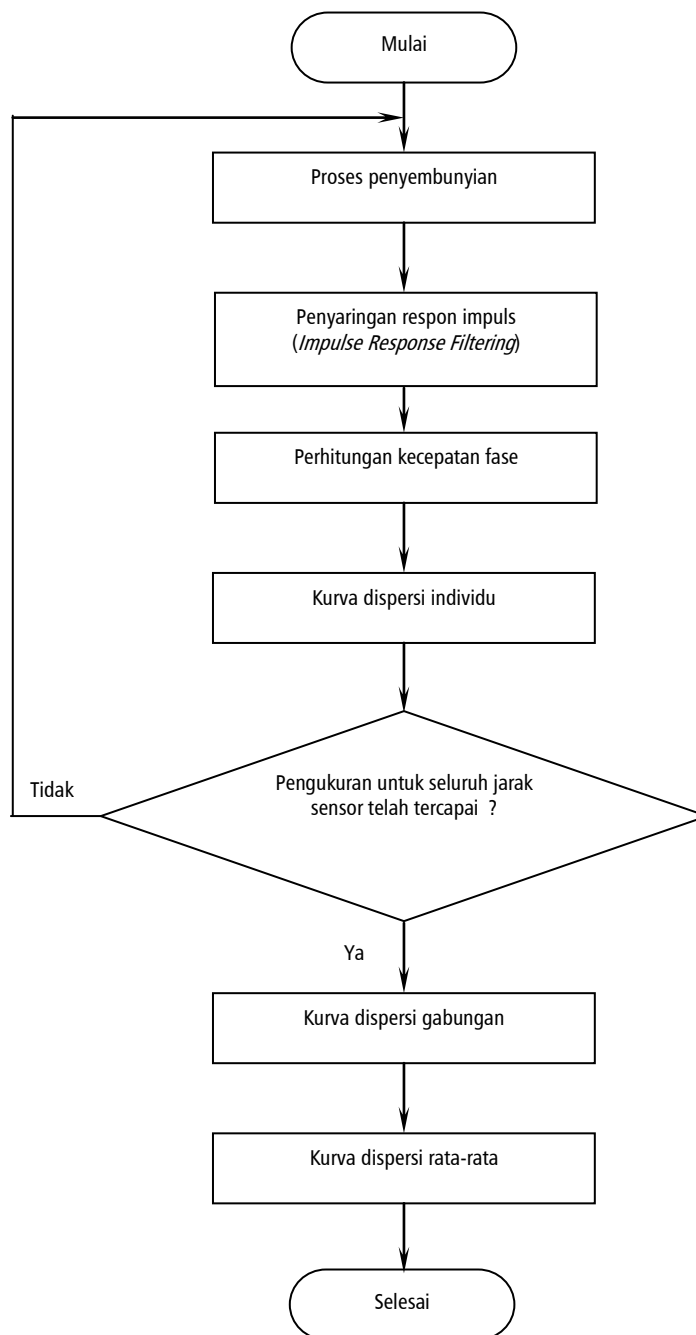
5.2 | Pembangunan Kurva Dispersi Kecepatan Fase

5.1.3 Prosedur Umum Pembangunan Kurva Dispersi

Kurva dispersi kecepatan fase menjelaskan hubungan antara kecepatan fase terhadap perubahan nilai frekuensi (dan panjang gelombangnya). Kurva ini memberikan informasi penting mengenai lapisan bawah permukaan dan karakteristik atau sifat kekakuan bahan yang berguna dalam tahapan analisis SASW selanjutnya yaitu proses inversi. Beberapa teknik perhitungan kecepatan fase untuk menghasilkan kurva dispersi telah banyak dikembangkan, diantaranya adalah teknik

slant-stack (McMechan & Yeldin, 1981), teknik transformasi $f-k$ (Nolet & Panza, 1976), teknik beda fase berasaskan *filtering* waktu-varian (Pillant & Knopoff, 1964), teknik silang-multiplikasi (Bloch & Hales, 1968) dan metode beda fase berasaskan spektrum fungsi perpindahan dan spektrum silang (Nazarian & Stokoe, 1984), spektogram wavelet (Rosyidi, 2009). Joh (1996) telah melakukan kajian perbandingan kepada berbagai metode perhitungan kurva dispersi di atas dan mendapati bahwa metode-metode tersebut mampu menghasilkan kurva dispersi eksperimen yang hampir sama.

Dalam bagian ini, hanya dijelaskan metode perhitungan kurva dispersi menggunakan metode beda fase (Nazarian & Stokoe, 1984) berdasarkan spektrum hasil transformasi Fourier. Proses ini dibagi kepada tiga tahapan yaitu (1) proses penutupan sinyal (*masking*), (2) proses perbaikan sinyal dari derau, sinyal tak koheren dan pantulan gelombang melalui *filtering*/penyaringan respon implus (Joh, 1996) dan (3) proses pembangunan kurva dispersi individu dan komposit. Ketiga tahapan dijelaskan dalam bentuk bagan alir dalam Gambar 5.5 berikut ini.



Gambar 5.5: Bagan alir pembangunan kurva dispersi eksperimen

5.1.4 Metode Beda Fase (*Phase Different Method*)

Metode ini digunakan dalam analisis data SASW dengan pertimbangan bahwa perhitungan kecepatan gelombang dalam metode ini menggunakan parameter waktu pergerakan gelombang yang dapat ditentukan dengan cepat dan mudah. Waktu pergerakan gelombang (t) dapat dihitung menggunakan nilai beda fase (ϕ) dari spektrum gelombang fungsi transfer (*transfer function*) dari hasil analisis FFT pada data seismik gelombang.

Persamaan dasar metode ini dijelaskan sebagai berikut:

$$\phi = 2\pi f_0 t \quad (5.6)$$

$$t = \frac{\phi}{2\pi f_0} \quad (5.7)$$

$$V_{PH} = \frac{d}{t_1} = f_0 \cdot \lambda \quad (5.8)$$

dengan :

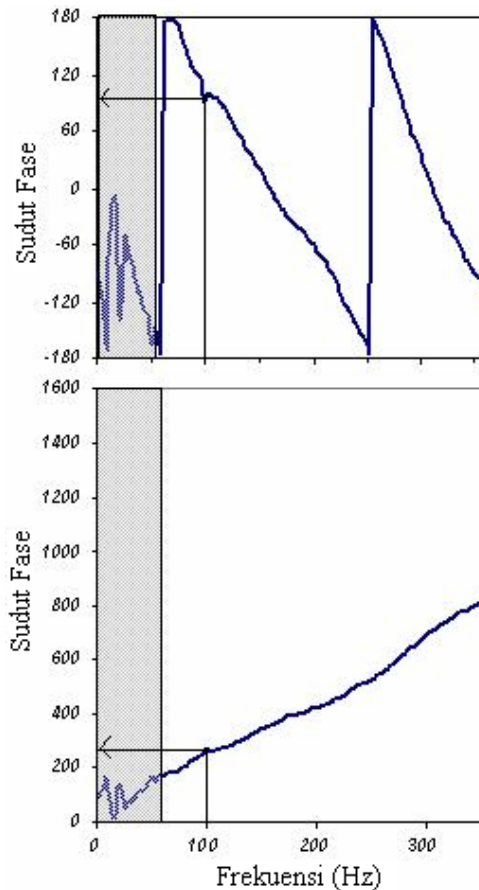
f_0 = frekuensi, d = jarak antar sensor pengesan gelombang

V_{PH} = kecepatan fase gelombang.

Dari hasil analisis ini didapatkan suatu kurva dispersi eksperimen individu, yang berisi informasi hubungan antara kecepatan fase dan frekuensi gelombang, dan selanjutnya disusun menjadi kurva dispersi eksperimen komposit (gabungan) untuk seluruh data dari pengukuran setiap jarak sensor yang digunakan dalam pengujian SASW. Gambar 5.6 menunjukkan prosedur dan contoh perhitungan yang digunakan untuk menentukan kecepatan fase dan panjang gelombang guna penyusunan kurva dispersi eksperimen.

5.1.5 Model Penyederhanaan Kurva Dispersi

Model ini digunakan untuk menyederhanakan kurva dispersi eksperimen komposit. Penggunaan model penyederhaan ini dipertimbangkan kerana jumlah data yang dihasilkan oleh spektrum fungsi transfer adalah 3200 digit pada setaip kurva dispersi eksperimen individu. Hal ini menyebabkan jumlah data pada kurva dispersi komposit bisa mencapai 18.000 digit. Jumlah data yang sedemikian besar mengakibatkan lambatnya proses komputasi iterasi pada tahapan inversi dalam analisis SASW. Kurva dispersi komposit sebaiknya memiliki 20 hingga 50 data saja untuk proses analisis inversi yang baik.



$$\Rightarrow \text{Frekuensi (f)} = 100 \text{ Hz}$$

$$\Rightarrow \text{Sudut Fase} = \phi = 90.58^\circ$$

$$\Rightarrow \text{Jarak di antara sensor} = 80 \text{ cm}$$

1. Perhitungan sudut fase terbuka (unwrapping)

$$\phi = 180^\circ + (180^\circ - 90.58^\circ) = 269.41^\circ$$

2. Waktu perambatan gelombang R

$$t = \frac{269.41^\circ}{2\pi \cdot 100} = 0.007484 \text{ detik (s)}$$

3. Kecepatan fase (gelombang R)

$$V_{PH} = \frac{0.8}{0.007484} = 106.89 \text{ m/s}$$

4. Panjang gelombang Rayleigh

$$\lambda = \frac{0.8}{\frac{269.41^\circ}{2\pi}} = 1.07 \text{ m}$$

Gambar 5.6 : Contoh perhitungan kecepatan fase dari spektrum beda fase

Oleh sebab itu, kurva dispersi komposit harus disederhanakan menjadi kurva dispersi eksperimen rata-rata yang memiliki data kecepatan fase antara 20 hingga 50 titik frekuensi saja. Metode perata-rataan untuk menyederhanakan data kurva dispersi yang digunakan dapat merujuk kepada metode yang rekomendasi oleh Rix (1987), Nazarian & Desai (1993), Joh (1996) dan Rosyidi (2004) untuk aplikasi seismik di struktur tanah dan perkerasan jalan. Algoritma yang digunakan dalam analisis ini adalah metode perata-rataan global (*global averaging method*) dengan penyesuaian persamaan kurva dispersi untuk nilai polinomial terbaik (*polynomial best-fit*).

Tahapan untuk proses rata-rata data kecepatan dalam kurva penyebaran dijelaskan sebagai berikut :

1. Kurva penyebaran dibagi menjadi bagian yang lebih kecil. Untuk memperoleh penyebaran data yang cukup pada panjang gelombang yang pendek maka nilai r (*constant increment ratio*) dapat digunakan. Nilai r dalam data yang diperoleh dinyatakan dalam :

$$D_{i+1} = r \cdot d_i \tag{5.9}$$

Jika jumlah titik yang diinginkan untuk kurva penyebaran rata-rata adalah n , maka panjang gelombang titik ke- i diperoleh dari :

$$\lambda_i = \frac{\lambda_{i,a} + \lambda_{i,b}}{2} \quad (5.10)$$

dimana $\lambda_{i,a}$ dan $\lambda_{i,b}$ adalah panjang gelombang ke depan dan belakang bagian ke- i , sehingga d_i dapat dinyatakan sebagai :

$$d_i = \lambda_{i,b} - \lambda_{i,a} \quad (5.11)$$

dengan, panjang gelombang ke depan dan belakang ditentukan dari :

$$\lambda_{i,a} = \lambda_{\text{minimum}} + (\lambda_{\text{maksimum}} - \lambda_{\text{minimum}}) \cdot \frac{r^{i-1} - 1}{r^{n-1} - 1} \quad (5.12)$$

$$\lambda_{i,b} = \lambda_{\text{minimum}} + (\lambda_{\text{maksimum}} - \lambda_{\text{minimum}}) \cdot \frac{r^i - 1}{r^{n-1} - 1} \quad (5.13)$$

dengan $\lambda_{\text{maksimum}}$ dan λ_{minimum} diperoleh dari data kurva penyebaran pengujian untuk jarak sensor terpendek dan terpanjang.

2. Pengukuran panjang ruas kurva penyebaran pengujian gabungan yang digunakan untuk menilai kecepatan bagi panjang gelombang bagian i . Panjang ruas $|S_i|$ ditentukan sebagai nilai konstan pada skala logaritma :

$$|S_i| = \frac{\log \lambda_{\text{maksimum}} - \log \lambda_{\text{minimum}}}{k} \quad (5.14)$$

dengan k adalah jumlah ruas yang dikehendaki dengan batas kiri dan kanan ruas ditentukan sebagai :

$$S_{i(\text{kiri})} = \lambda_i \cdot 10^{-|S_i|^2} \quad (5.15)$$

$$S_{i(\text{kanan})} = \lambda_i \cdot 10^{-|S_i|^2} \quad (5.16)$$

Kecepatan untuk λ_i yang terletak dalam interval:

$$S_{i(\text{kiri})} \leq \lambda < S_{i(\text{kanan})} \quad (5.17)$$

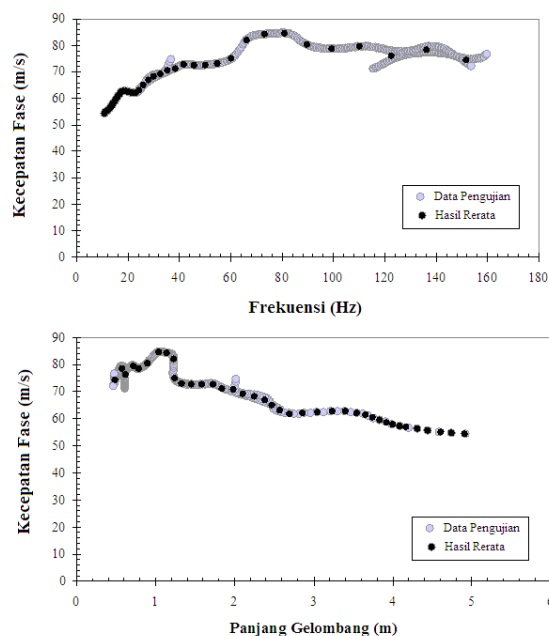
- 3 Melakukan suatu analisis penyesuaian polinomial terbaik (*polynomial best fit*) untuk mendapatkan kecepatan fase yang dicari pada tahap 2, dengan menentukan fungsi penyesuaian terbaik polinomial pada ruas tersebut.
- 4 Menilai kecepatan rata-rata dengan memasukan panjang gelombang λ_i ke dalam fungsi penyesuaian polinomial terbaik yang telah dihitung.
- 5 Sebaran data dispersi kecepatan fase telah diperoleh. Hasil analisis ini menghasilkan satu set data kurva dispersi yang digunakan untuk proses inversi.

Gambar 5.7 menunjukkan contoh hasil pemrosesan rata-rata data kecepatan dalam kurva dispersi kecepatan fase, hasil pengukuran SASW pada media tanah lempung lunak di Kelang, Malaysia (Rosyidi, 2009).

5.4 | Inversi Kurva Dispersi Kecepatan Fase

5.1.6 Prosedur Umum Analisis Inversi SASW

Analisis inversi dilakukan untuk mendapatkan profil perubahan kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman dari data kurva dispersi eksperimen. Proses inversi dimulai dengan melakukan asumsi terhadap beberapa parameter model profil awal. Kurva dispersi kecepatan fase teori dibangun berdasarkan model profil awal ini dan selanjutnya dibandingkan dengan kurva eksperimen dalam proses iterasi.

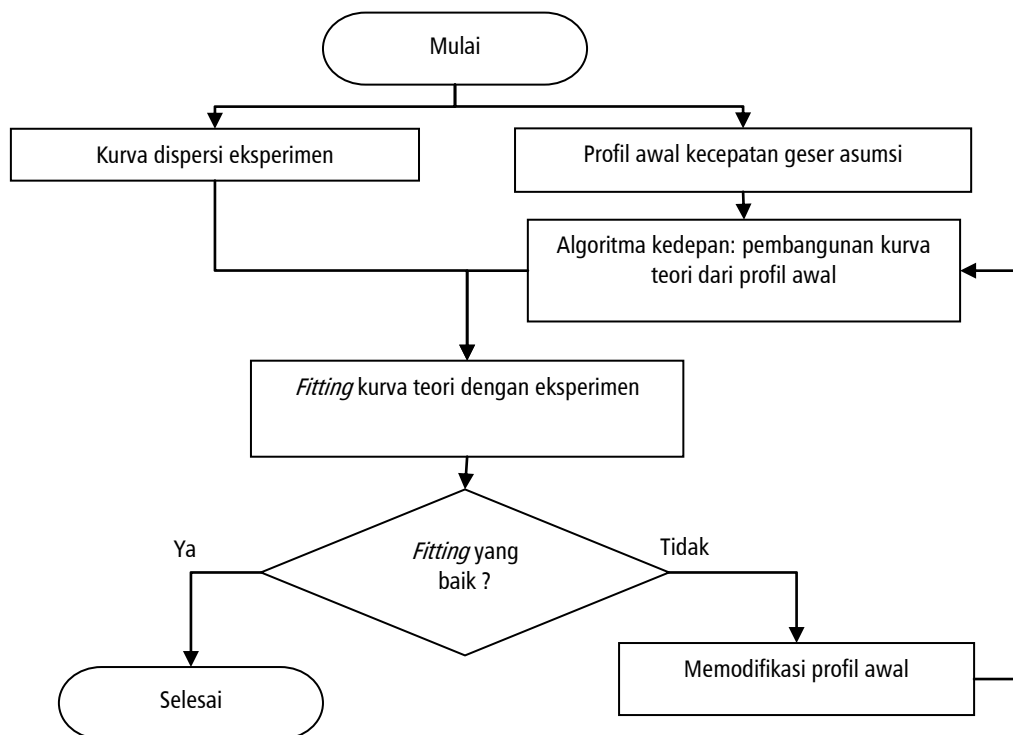


Gambar 5.7: Kurva dispersi kecepatan fase untuk profil tanah terhadap nilai frekuensi dan panjang gelombangnya (Rosyidi, 2009)

Jika perbandingan kurva dispersi teori tidak sesuai dengan kurva eksperimen, maka nilai parameter model profil awal dimodifikasi untuk mendapatkan kurva teori yang baru. Proses iterasi

ini terus dilakukan sehingga terdapat kesamaan dan kesesuaian (*fitting*) antara kurva dispersi teori dengan kurva dispersi eksperimen yang ditunjukkan dengan nilai simpangan yang minimal. Akhirnya, profil kecepatan geser suatu media dapat diperoleh dari kurva teori akhir ini. Gambar 5.8 menunjukkan bagan alir secara umum prosedur inversi dalam analisis SASW.

Beberapa metode inversi dapat digunakan untuk melakukan proses iterasi dalam analisis inversi SASW. Metode-metode tersebut menjalankan perhitungan kurva teori dan membuat padanan dengan kurva eksperimen menggunakan algoritma yang berbeda-beda. Terdapat dua aspek yang digunakan untuk menilai ketepatan metode inversi yang sesuai untuk lokasi pengujian, yaitu algoritma kedepan (*forward algorithm*) dan metode yang digunakan untuk memodifikasi profil awal. Diskusi yang lebih detail mengenai perbandingan beberapa teknik inversi dalam metode SASW ini dapat dirujuk dalam studi yang dilakukan oleh Orozco (2003).



Gambar 5.8: Bagan alir dalam prosedur inversi SASW

5.1.7 Kurva Dispersi Teori 2 D dan 3 D Matriks Kekakuan Dinamik

Untuk membangun kurva dispersi teori dalam proses inversi digunakan algoritma model perambatan gelombang 2 D dan 3 D. Melalui persamaan diskrit 2 D dan 3 D dapat diperoleh kurva

fungsi nyata dan imajiner dalam domain spasial. Selanjutnya berbasis kedua kurva dapat diperoleh kurva spektrum fase guna menghasilkan suatu kurva dispersi teori.

Aplikasi model 2 D dan 3 D dalam proses inversi dijelaskan dalam Gambar 5.9. Masing-masing model 2 D dan 3 D tersebut dalam proses inversi disusun dalam beberapa tahapan detil analisis (Gambar 5.10). Penjelasan mekanisme inversi dalam dapat diuraikan sebagai berikut ini.

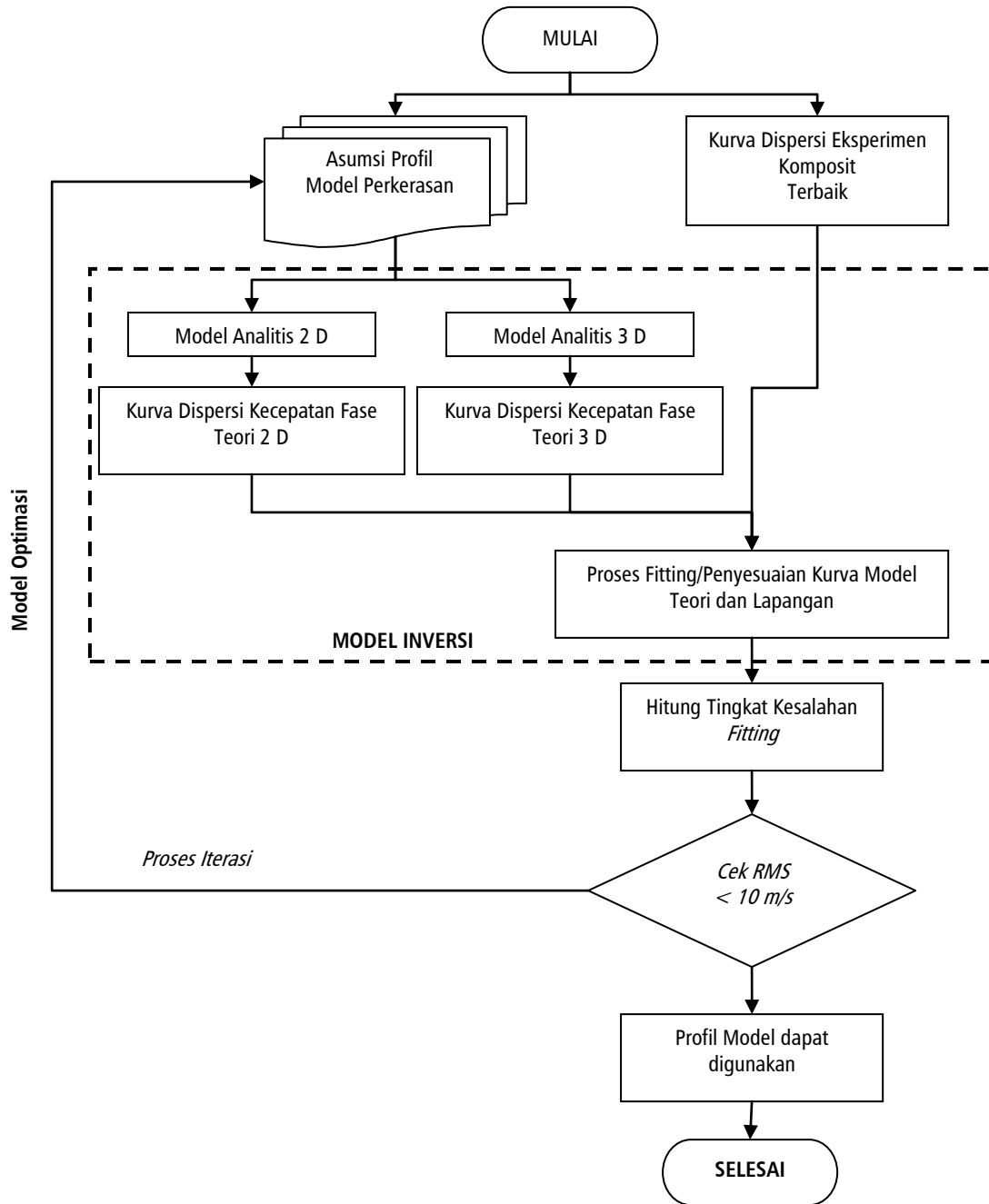
1. *Parameter Model Permulaan (Starting Model Parameter, SMP)*

Parameter model permulaan (SMP) digunakan untuk mempermudah proses inversi yang dilakukan. Tahapan ini merupakan tahapan pertama yang harus dijalankan untuk menyediakan informasi awal bagi analisis inversi. Beberapa variabel dalam SMP yang sangat berpengaruh dalam pembangunan kurva dispersi teori diantaranya parameter kecepatan fase (V_{PH}) dan ketebalan lapisan (H) sedangkan parameter rasio *Poisson* bahan, berat volume bahan, faktor redaman (D) dapat diasumsikan sesuai kondisi bahan. Proses pertama yang perlu dilakukan untuk membangun parameter model permulaan adalah pengukuran profil kecepatan geser gelombang permulaan (*preliminary shear wave velocity*).

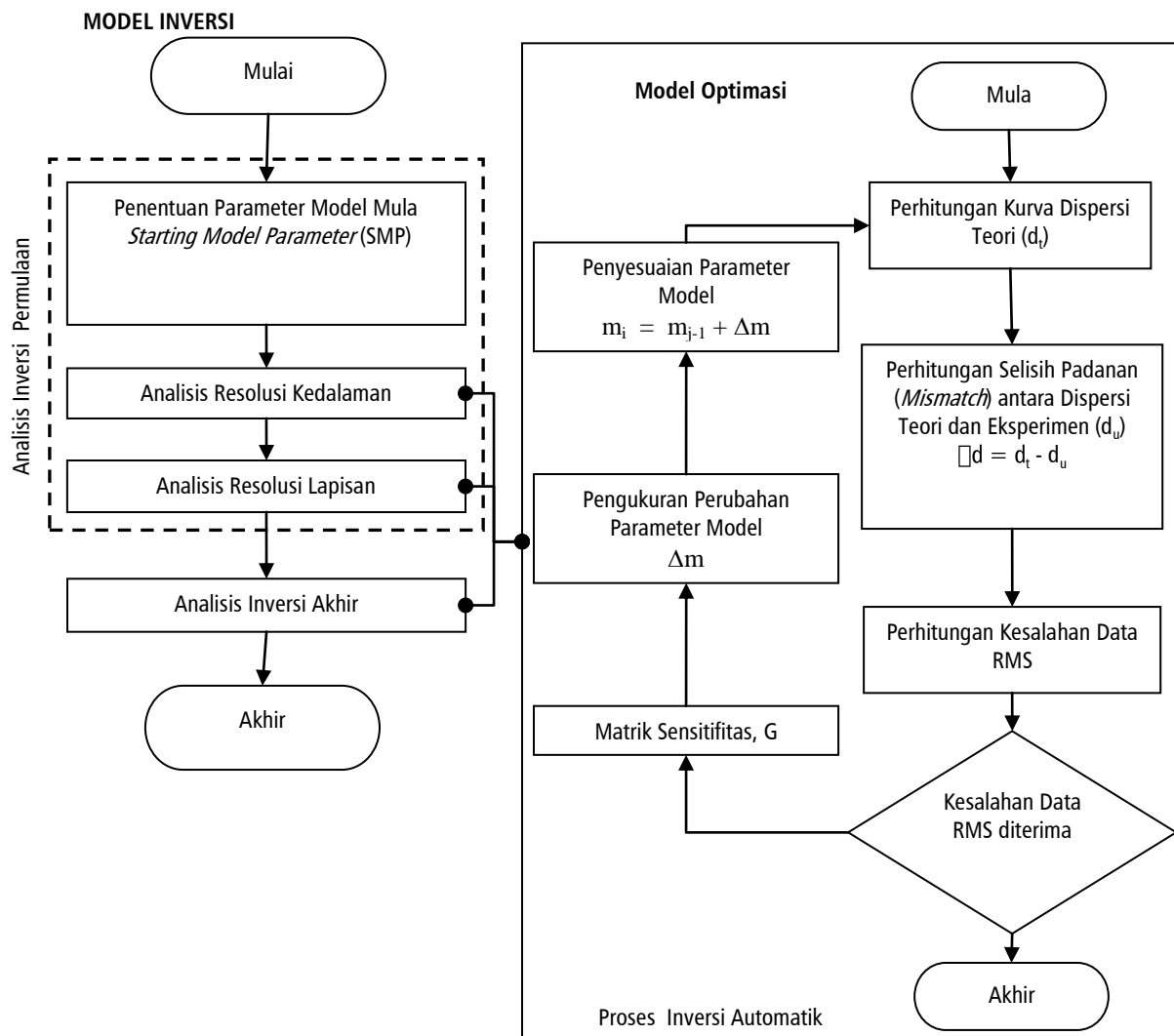
Prosedur untuk perhitungan profil ini dibagi dalam dua fase yaitu profil kecepatan fase pertama dan kedua. Penjelasan terperinci kedua tahapan dijelaskan berikut ini. Profil fase pertama berisi informasi jumlah dan ketebalan lapisan yang ditentukan berdasarkan distribusi data kurva dispersi eksperimen. Cara perhitungannya secara umum mengikuti alir berikut :

- a. Pengukuran jumlah lapisan (N_p) profil fase pertama yang berreferensi kepada jumlah lapisan pada data kurva dispersi perata-rataan global yang dinyatakan sebagai:

$$N_p = N_d + 1 \quad (5.18)$$



Gambar 5.9: Skema proses inversi kurva dispersi kecepatan fase



Gambar 5.10: Skema tahap dan metode yang digunakan dalam inversi dan optimasi kurva dispersi kecepatan fase

- b. Pengukuran tebal lapisan (H_p) pada fase pertama dihitung berdasarkan panjang gelombang yang diberikan oleh kurva dispersi eksperimen dan perbandingan kedalaman terhadap panjang gelombang (α) sebagai :

$$H_{p,i} = \alpha (\lambda_i - \lambda_{i-1}) \quad (5.19)$$

α diberikan nilai antara 0.3 hingga 0.8.

Penentuan kecepatan geser setiap lapisan dihitung satu per satu yang dimulai dari lapisan paling atas. Nilai kecepatan geser dihitung berdasarkan kecepatan fase eksperimen dan sifat lapisannya. Lapisan pertama diasumsikan sebagai sistem satu lapisan yang merupakan data panjang gelombang terpendek dalam kurva dispersi eksperimen. Proses seterusnya dimulai dengan penyusunan matrik kekakuan satu lapisan berdasarkan kecepatan gelombang geser (V_{SP1}) yang diasumsikan bernilai sama dengan nilai kecepatan

fase eksperimen. Seterusnya kecepatan gesernya diubah-ubah sehingga mendapatkan nilai penentu matrik kekakuan (*determinant of the stiffness matrix*) adalah konstan (konvergen).

Kecepatan geser akhir lapisan pertama yang digunakan dalam perhitungan ini adalah nilai kecepatan fase yang diperolehi daripada penentu matrik kekakuan yang bernilai konstan. Perhitungan kecepatan gelombang geser untuk lapisan berikutnya adalah sama seperti yang telah dijalankan pada lapisan pertama. Hanya perhitungan kecepatan geser pada lapisan kedua dimodelkan sebagai sistem dua lapisan.

Profil fase kedua adalah sebuah profil yang dibangun secara langsung daripada analisis inversi dan diasumsikan secara terpisah dari profil pertama. Profil fase yang pertama tidak sesuai digunakan untuk proses inversi karena terdapat banyak lapisan. Dengan demikian, profil fase kedua merujuk pada informasi lapangan kondisi media (profil sub-permukaan) yang sebenarnya. Kecepatan geser gelombang profil fase kedua dimodelkan dari informasi profil fase pertama menggunakan metode rata-rata pemberat (*weighting average*). Metode rata-rata didasarkan pada kelambatan (*slowness*) yang resiprokal dengan kecepatan. Jumlah waktu perjalanan (T) dari kecepatan gelombang geser yang melalui dua lapisan dengan ketebalan H_1 dan H_2 dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$T = \frac{H_1}{V_{S,1}} + \frac{H_2}{V_{S,2}} \quad (5.20)$$

Rata-rata kecepatan gelombang geser yang melalui dua lapisan tersebut dapat ditentukan sebagai:

$$V_{S,\text{purata}} = \frac{H_1 + H_2}{\frac{H_1}{V_{S,1}} + \frac{H_2}{V_{S,2}}} \quad (5.21)$$

Seterusnya analisis model ke depan (*forward analysis*) dilakukan dan dihitung bagi menghasilkan kecepatan fase teori kurva dispersi dari profil permulaan yang diasumsikan. Persamaan ke depan tidak linier (*non linear forward equation*) yang digunakan untuk menghitung parameter model memerlukan beberapa proses iterasi. Untuk mengukur keberhasilan dan kesesuaian parameter model yang dianggarkan bagi profil perkerasan yang sebenarnya diperlukan metode untuk menilai ralat atau kesalahan (e) yang merupakan nilai perbezaan di antara model dan data eksperimen.

Salah satu model pengukur kesalahan adalah kesalahan RMS (*root-mean-square error*). Profil akhir dipilih setelah dihitung dengan variasi nilai perbandingan kedalaman dengan panjang gelombang (α). Profil permulaan yang digunakan dalam analisis dipilih dengan nilai α yang menghasilkan kesalahan RMS terkecil.

Penentu kesalahan RMS dihitung melalui persamaan:

$$\text{Kesalahan RMS} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |e_i|^2} \quad (5.22)$$

Pertimbangan penggunaan RMS adalah hasil perhitungan RMS tidak dipengaruhi oleh jumlah data yang tersedia (Rosyidi, 2004). Tambahan lagi, RMS mampu mewakili rata-rata kesalahan pada proses penyesuaian antara kurva dispersi teori dengan eksperimen secara tepat.

2. Perhitungan Matrik Sensitifitas (G) dan Analisis Matrik Kovarian (C)

Perhitungan matrik sensitifitas (G) dan matrik kovarian (C) digunakan untuk menghitung perubahan parameter model (Δm) asumsi dari SMP supaya diperoleh profil hasil inversi yang memiliki RMS yang paling kecil. Parameter model (m_{j-1}) kalibrasi dari profil informasi awal dihitung menggunakan metode kemiripan maksimum.

1) Matrik Sensitivitas

Matrik ini dibangun dari differensiasi fungsi korelasi fisik (*physical correlation*) yang dinilai berdasarkan setiap data yang berhubungan dengan parameter modelnya. Pembangunan matrik sensitifitas dalam analisis inversi berkaitan dengan penyusunan sensitifitas persamaan ke depan (*forward equation*) dalam menentukan nilai parameter-parameter model permulaan. Penurunan persamaan matrik dalam analisis ke depan dijelaskan secara terperinci dalam Menke (1989) dan Joh (1996). Pendeknya, penurunan matrik parsial untuk analisis inversi global dapat ditulis sebagai:

$$G = \frac{\partial V_{ph}}{\partial V_s} = \begin{bmatrix} \frac{\partial V_{ph,1}}{\partial V_{s,1}} & \dots & \dots & \frac{\partial V_{ph,1}}{\partial V_{s,i}} & \dots & \dots & \frac{\partial V_{ph,1}}{\partial V_{s,m}} \\ \cdot & & & \cdot & & & \cdot \\ \cdot & & & \cdot & & & \cdot \\ \cdot & & & \cdot & & & \cdot \\ \frac{\partial V_{ph,j}}{\partial V_{s,1}} & \dots & \dots & \frac{\partial V_{ph,j}}{\partial V_{s,i}} & \dots & \dots & \frac{\partial V_{ph,j}}{\partial V_{s,m}} \\ \cdot & & & \cdot & & & \cdot \\ \cdot & & & \cdot & & & \cdot \\ \cdot & & & \cdot & & & \cdot \\ \frac{\partial V_{ph,n}}{\partial V_{s,1}} & \dots & \dots & \frac{\partial V_{ph,n}}{\partial V_{s,i}} & \dots & \dots & \frac{\partial V_{ph,n}}{\partial V_{s,m}} \end{bmatrix} \quad (5.23)$$

sedangkan bentuk matrik turunan parsial untuk analisis inversi tersusun dijelaskan dalam persamaan di bawah ini:

$$G = \begin{pmatrix} \begin{matrix} G_{11} & \dots & G_{1m} \\ \vdots & [G]_{5cm} & \vdots \\ G_{p1} & \dots & G_{pm} \end{matrix} & \begin{matrix} \text{Data } p \text{ dalam kurva disperse} \\ \text{rata-rata mewakili jarak } 5 \text{ cm} \end{matrix} \\ \begin{matrix} G_{11} & \dots & G_{1m} \\ \vdots & [G]_{10cm} & \vdots \\ G_{q1} & \dots & G_{qm} \end{matrix} & \begin{matrix} \text{Data } q \text{ dalam kurva disperse} \\ \text{rata-rata mewakili jarak } 10 \text{ cm} \end{matrix} \\ \begin{matrix} G_{11} & \dots & G_{1m} \\ \vdots & [G]_{20cm} & \vdots \\ G_{r1} & \dots & G_{rm} \end{matrix} & \begin{matrix} \text{Data } r \text{ dalam kurva disperse} \\ \text{rata-rata mewakili jarak } 20 \text{ cm} \end{matrix} \end{pmatrix} \quad (5.24)$$

dengan, $G_{ij} = \frac{\partial V_{ph,j}}{\partial V_{s,i}}$ adalah turunan parsial kecepatan fase ke j terhadap kecepatan

gelombang geser lapisan ke i , dan $[G]_{5cm}$, $[G]_{10cm}$, $[G]_{20cm}$ merupakan bentuk matrik turunan data kurva dispersi rata-rata, misalnya dalam kasus ini adaah untuk jarak sensor 5, 10 dan 20 cm. Susunan matrik G ini dibangun berdasarkan jumlah konfigurasi jarak pengukuran yang digunakan dalam pengujian SASW.

2) Matrik Kovarian

Nilai kovarian digunakan untuk mengukur derajat korelasi di antara dua variabel yang mana matrik kovarian data disusun dalam:

$$C_{D,ij} = \begin{cases} \rho \sigma_{D,i} \sigma_{D,j} & (i \neq j) \\ \sigma_{D,i}^2 & (i = j) \end{cases} \quad (5.25)$$

disini, ρ merupakan konstanta korelasi yang mempunyai nilai $-1 \leq \rho \leq 1$ dan $\sigma_{D,i}$ adalah simpangan baku kecepatan fase pada suatu nilai panjang gelombang (atau frekuensi) untuk kecepatan fase (d_i) yang dihitung. Matrik ini diasumsikan sebagai matrik diagonal yang merupakan kuadrat simpangan baku kecepatan fase. Pertimbangan penggunaan susunan matrik ini karena korelasi di antara parameter-parameter hitung di sel matriknya tidak dapat diukur disebabkan data yang terlalu banyak. Matrik kovarian untuk parameter model dapat didefinisikan seperti dengan matrik kovarian data. Matrik kovarian parameter model m_i dan m_j dinyatakan sebagai:

$$C_{M,ij} = \begin{cases} \rho \sigma_{M,i} \sigma_{M,j} & (i \neq j) \\ \sigma_{M,i}^2 & (i = j) \end{cases} \quad (5.26)$$

Penentuan simpangan baku pada matrik data ini dapat dilakukan menggunakan nilai perbandingan ketidakpastian (*uncertainty ratio*), yang dinyatakan sebagai σ_M / σ_D , yang menunjukkan nilai ketidakpastian relatif parameter model terhadap data eksperimen. Nilai perbandingan ketidakpastian yang digunakan untuk menguji ketepatan model kemiripan maksimum (*maximum likelihood*) mempunyai nilai 1, 10, 100 dan $0.1V_s / 0.01V_{ph}$.

Dalam proses iterasi seterusnya, penyesuaian model ($m_j = m_{j-1} + \Delta m$) dijalankan untuk mendapatkan parameter model yang hampir sama (mendekati) dengan profil sebenarnya. Persamaan umum matrik kepekaan dan kovarian dapat dituliskan sebagai hubungan :

$$m_{n+1} = m_n - (G^T C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} (G^T C_D^{-1} \Delta d + C_M^{-1} (m_n - m_{prior})) \quad (4.27)$$

$$\Delta m = (G^T C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} (G^T C_D^{-1} \Delta d + C_M^{-1} (m_n - m_{prior})) \quad (4.28)$$

dengan, Δm merupakan penyesuaian parameter model dan Δd adalah kesalahan padanan (*mismatched*) dari data kurva dsipersi eksperimen dan teori.

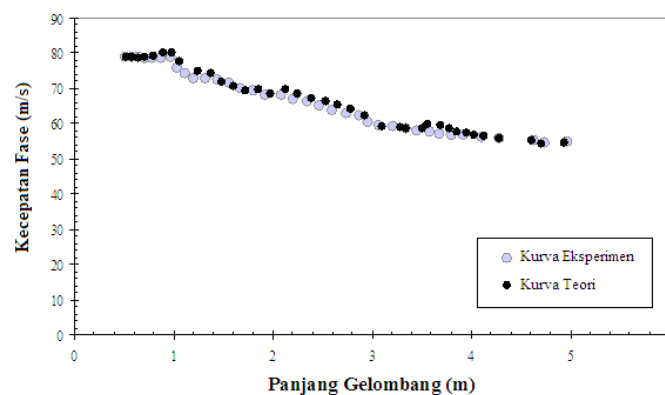
3. Pembangunan Analisis Resolusi (*Resolution Analysis*)

Analisis resolusi yang digunakan dalam proses inversi SASW sebagai analisis solusi kedalaman dan analisis sensitifitas lapisan. Konsep dasar penurunan persamaan yang digunakan dalam model ini merujuk pada Menke (1989), Joh (1996) dan Rosyidi (2004).

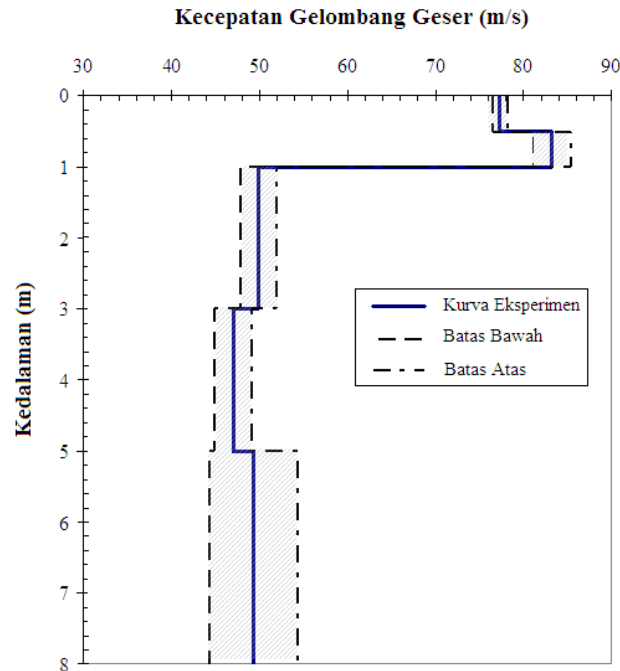
Analisis resolusi kedalaman merupakan suatu prosedur untuk mengukur kedalaman yang teresolusi secara maksimum pada suatu profil perkerasan jalan berdasarkan data kurva dispersi eksperimen. Resolusi kedalaman berkaitan dengan kemampuan penetrasi gelombang R pada media. Kedalaman penetrasi ditentukan oleh frekuensi yang dibangkitkan dari suatu sumber gelombang di permukaan media dan nilai kekakuan bahan.

Selanjutnya, analisis sensitifitas lapisan dalam penelitian ini digunakan untuk fungsi sebagai pengukur kesesuaian lapisan yang diasumsikan dalam profil permulaan (SMP). Analisis ini dilakukan setelah analisa resolusi kedalaman terhadap suatu profil permulaan dalam inversi telah dijalankan/selesai. Matrik resolusi parameter model ini digunakan untuk menilai sejauh mana sensitifitas lapisan terhadap data eksperimen. Kriteria analisis sensitifitas lapisan yang digunakan adalah merujuk kepada nilai sensitifitas lapisan setengah ruang dimana lapisan-lapisan pada profil dapat diterima jika nilai sensitifitasnya lebih besar daripada lapisan setengah ruangnya. Apabila terdapat lapisan yang memiliki nilai matrik kepekaan di bawah kriteria ini (0,01), maka dilakukan analisis inversi awal dengan meningkatkan nilai kedalaman lapisan.

Rosyidi (2009) menunjukkan salah satu contoh hasil proses penyesuaian (*fitting*) kurva dispersi teori terhadap kurva dispersi eksperimen dalam proses inversi (Gambar 5.11). Kedua kurva dispersi tersebut dapat disebutkan sebagai hampir sama atau sesuai karena nilai kesalahan RMS kedua kurva telah mencapai 1,87 m/s. Dari perbandingan tersebut, profil akhir dari analisis inversi dapat digunakan untuk mewakili kondisi sebenarnya profil tanah di lapangan. Hasil profil akhir ditunjukkan dalam Gambar 5.12.



Gambar 5.11: Perpaduan (*matching*) antara kurva dispersi teori dengan kurva eksperimen dari analisis inverse untuk profil tanah



Gambar 5.12: Hasil akhir profil kecepatan gelombang geser dari proses inversi untuk profil tanah

Profil akhir ini dianalisis dengan asumsi faktor ketidakpastian (*uncertainty*) bernilai 0,050, 0,010 dan 0,25 pada masing-masing data kecepatan fase, ketebalan lapisan dan kecepatan gelombang geser. Faktor ketidakpastian ini digunakan untuk menunjukkan deviasi standar dari profil akhir kecepatan gelombang geser sebagaimana ditunjukkan sebagai batas kiri dan batas kanan setiap lapisan pada profil tanah sub-permukaan (Gambar 5.12).

5.5 | Aplikasi Metode Sasw Untuk Penyelidikan Sub-Permukaan

5.1.8 Pengujian SASW pada Media Tanah

a) Lokasi Bukit Raja, Kelang, Malaysia

1. Karakteristik Geologi dan Geoteknik Lokasi

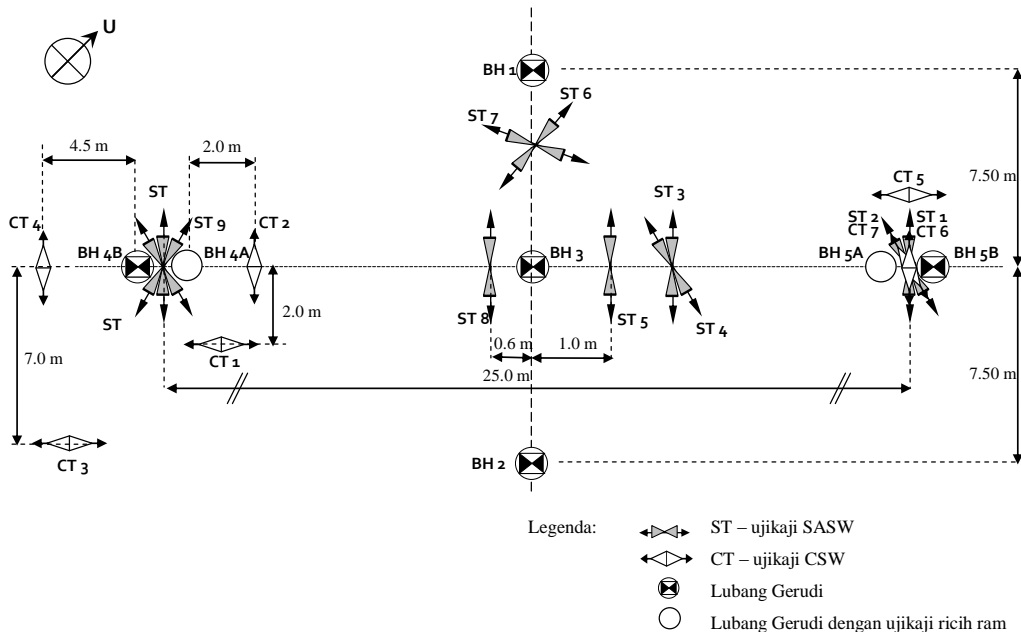
Lokasi pengujian SASW terletak di *Stasiun RTM Kelang, Jalan Haji Sirat yang berada di Bukit Raja, Kelang, Malaysia*. Lokasi ini merupakan lokasi pengujian *Cawangan Pakar dan Kejuruteraan Awam, Jabatan Kerja Raya Malaysia* untuk penyelidikan sub-permukaan khususnya pada studi konsolidasi dan penurunan tanah lempung jangka panjang. Geologi kawasan ini dapat disebut sebagai *endapan kuartenari* yang terdiri dari *endapan alluvium lempung laut yang lunak* yang mengandung organik (Jabatan Kerja Raya Malaysia, 2005).

Secara umumnya, tanah pada lokasi pengujian merupakan tanah lempung biasa dan mempunyai konsistensi yang lunak. Berdasarkan sistem *Unified Soil Classification System (USCS)* tanah ini digolongkan sebagai lempung-lanau (CH-MH) dan lempung-organik (CH-OH)

dengan plastisitas yang tinggi (Haryana, 2007). Sifat fisik tanah, hasil pengeboran (BH) dan ujian *piezocone* serta informasi tanah lainnya diberikan dalam Haryana (2007).

2. Titik Lokasi Pengujian Gelombang Permukaan

Pengujian seismik metode SASW telah dilakukan pada lokasi ini. Sebanyak 11 titik uji SASW ditentukan pada garis yang dekat dengan titik pengeboran (BH). Selain SASW, pengujian CSW juga dilakukan pada lokasi yang sama. Penjelasan mengenai hasil pengukuran CSW dijelaskan dalam bab selanjutnya. Gambar 5.13 menunjukkan lokasi pengujian SASW dan CSW di lokasi studi.



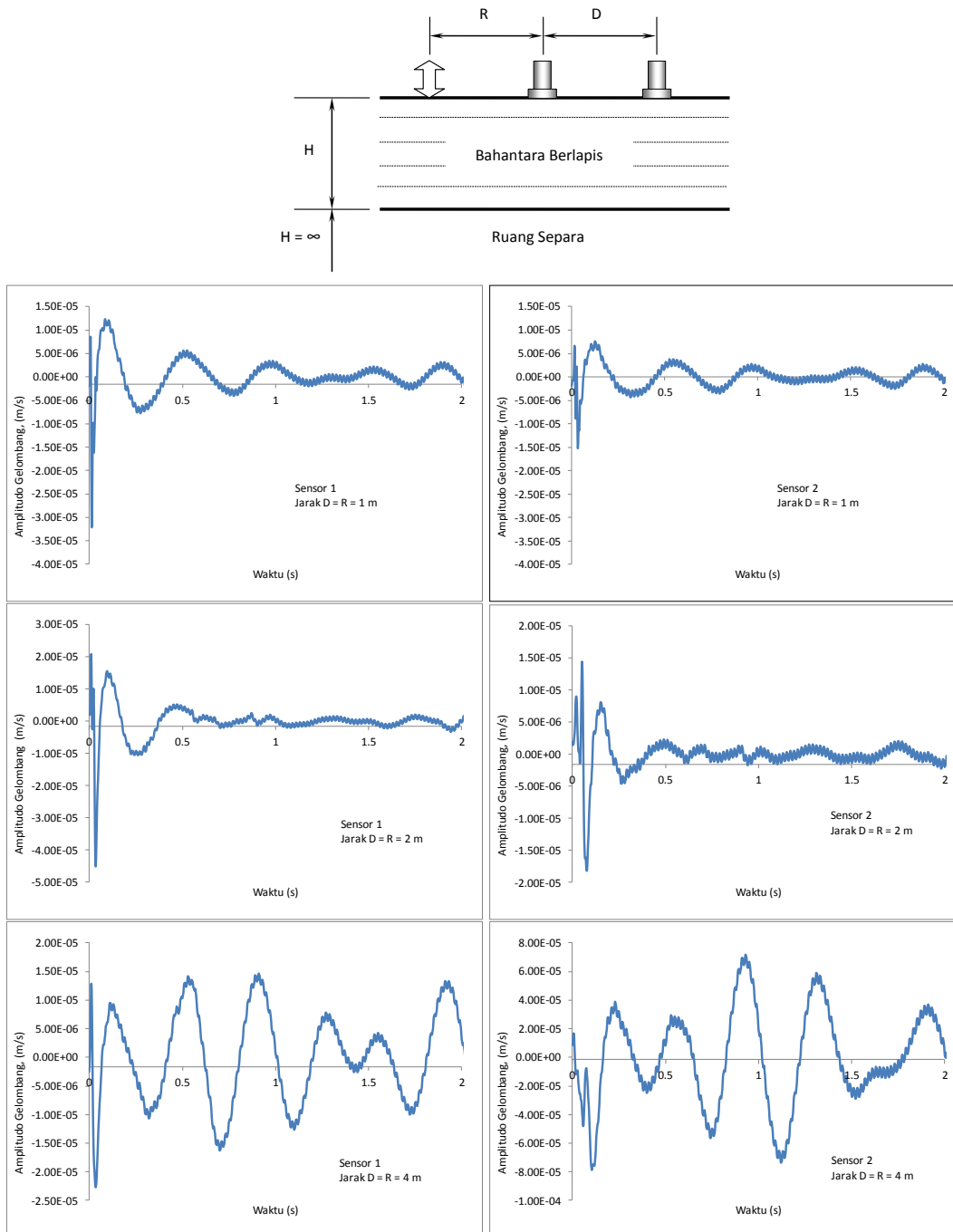
Gambar 5.13: Skema lokasi pengujian SASW dan CSW di Kelang, Malaysia

3. Konfigurasi Pengujian SASW

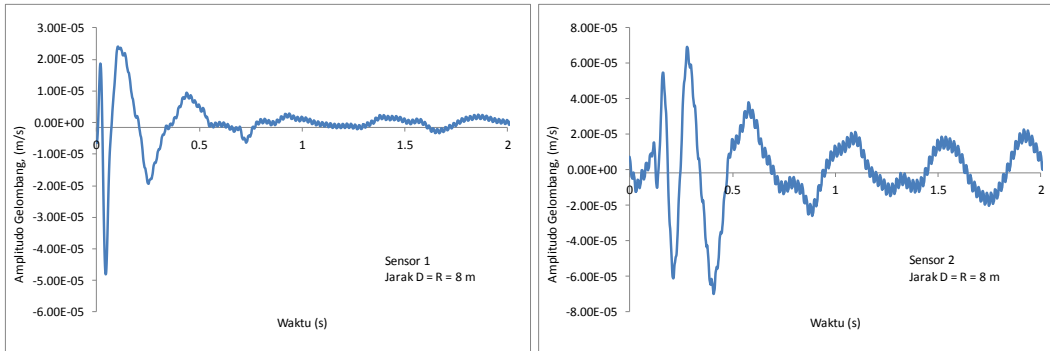
Pengujian SASW dilakukan menggunakan konfigurasi jarak antar sensor dengan urutan sebagai berikut 1, 2, 4 dan 8 m. Konfigurasi pengukuran dilakukan dengan CMP dimana jarak sensor terhadap sumber gelombang dan jarak antara sensor adalah sama. Mengingat geologi tanah pada lokasi pengujian adalah lempung sangat lunak, maka digunakan sumber gelombang palu dari berat 5 kg hingga 20 kg beban jatuh (*drop weight*). Hal ini digunakan karena gelombang seismik yang diperlukan dalam pengukuran SASW harus mampu merambat dengan energi yang besar hingga pada sensor terjauh supaya diperoleh kualitas data yang baik.

4. Hasil Pengujian

Gambar 5.14 menunjukkan contoh hasil rekaman data sinyal gelombang seismik dari pengukuran SASW. Bentuk gelombang yang direkam adalah jenis gelombang transien dengan rekaman waktu yang pendek.



Gambar 5.14: Rekaman sinyal dari pengukuran SASW di Kelang, Malaysia

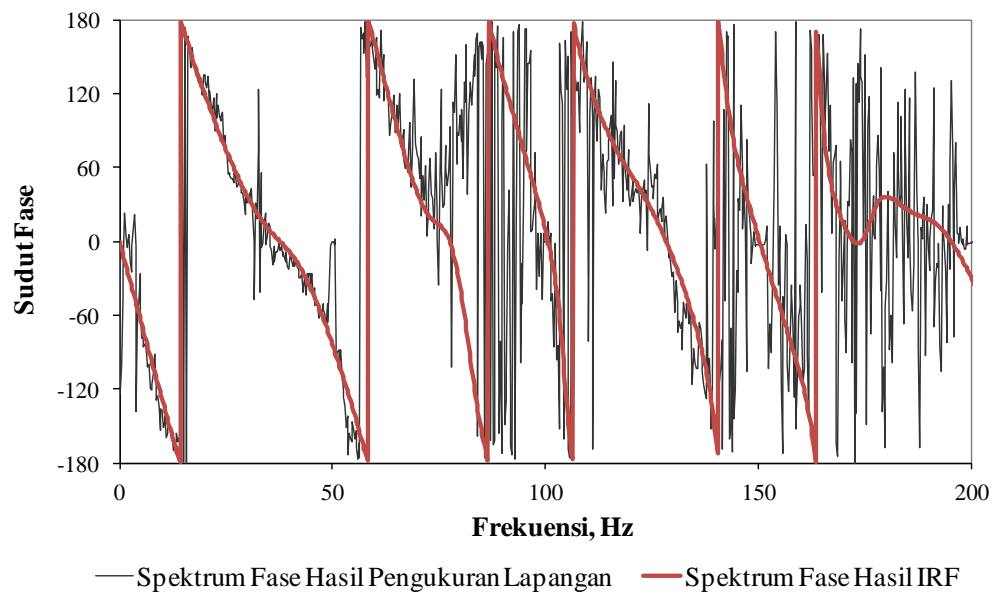


Gambar 5.14 : Lanjutan

Namun, dari Gambar 5.14 juga dapat terlihat bahwa gelombang transien yang dihasilkan dari pengukuran SASW telah terinterupsi dengan derau (sinyal gangguan) dengan frekuensi yang lebih tinggi. Derau ini menjadi dominan kerana sinyal gelombang seismik berfrekuensi rendah telah bermodulasi dengan sinyal derau berfrekuensi rendah yang dihasilkan oleh gerakan bumi dan lingkungan (seperti getaran dari kendaraan lalu lintas atau getaran mesin).

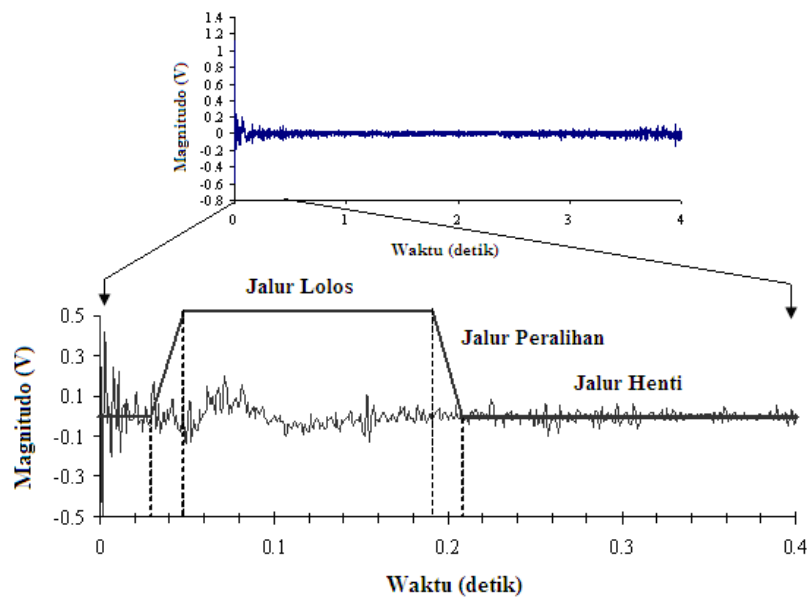
Sinyal derau ini mengakibatkan kesulitan dalam menginterpretasikan data seismik khususnya untuk pembangunan kurva dispersi kecepatan fase. Klasifikasi kelompok sinyal dari gelombang seismik dan hingar dapat dianalisis melalui spektrum amplitudo Fourier. Berdasarkan spektrum tersebut, selanjutnya dapat diperoleh spektrum beda fase antar dua sensor untuk setiap frekuensi gelombang yang terekam melalui kedua sensor. Gambar 5.15 menunjukkan contoh spektrum beda fase untuk isyarat gelombang dari hasil pengukuran SASW dengan jarak antar sensor 8 m di lokasi pengujian.

Pengaruh derau dalam rekaman sinyal mengakibatkan kurva spektrum fasa beda fase tertutup tidak dapat dianalisis dengan jelas. Selain itu, beberapa puncak fase (*jump*) spektrum fasa tersebut tidak dapat dibaca dengan jelas. Jarak geometri sensor terjauh 16 m dari kedudukan sumber gelombang (sumber energi mekanik dari palu 5 kg) menyebabkan energi seismik menjadi lemah sehingga sinyal derau menjadi dominan dan terekam lebih jelas.



Gambar 5.15: Spektrum beda fase dari pengukuran SASW jarak sensor 8 m di Kelang, Malaysia, dari analisis sinyal asli (hasil pengujian) dan dari hasil IRF

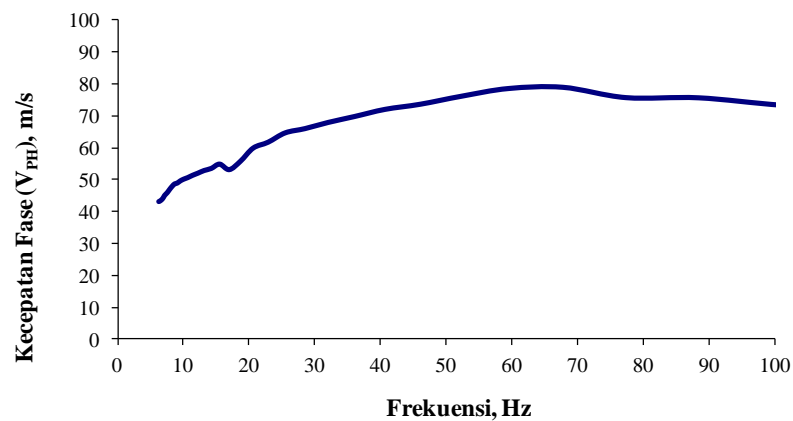
Untuk mengatasi permasalahan pengaruh derau dalam spektrum fase, teknik *impulse response filtering* (IRF) dipilih dan digunakan. Skema konsep teknik ini diberikan dalam Gambar 5.16. Dalam teknik IRF, spektrum beda fase transformasikan menjadi respon impuls sinyal seismik. Impuls ini berdomain waktu dan diperoleh melalui inversi spektrum fase. Untuk mengatasi sinyal derau dalam kasus ini, digunakan teknik IRF bermode rendah untuk menghilangkan (menutup) implus derau. Parameter *filtering* yang digunakan terdiri dari tiga bagian yaitu jalur lolos (*passband*), jalur transisi (*transition band*) dan jalur henti (*stopband*) (Rajah 5.16). Jalur transisi (*transitionband*) sendiri dibentuk dari fungsi *cosine taper*.



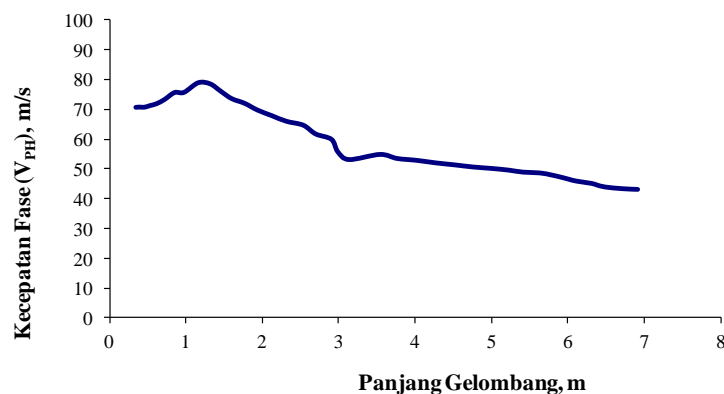
Gambar 5.16: Respon impuls sinyal seismik dan skema *filtering* mode rendah dalam teknik IRF

Parameter impuls ini digunakan untuk membedakan respon gelombang (beda fase) transien dan derau dalam domain waktu. Setelah dilakukan penyaringan, respon impuls dalam jalur lolos ditransformasikan kembali dalam spektrum beda fase berdomain frekuensi. Perbedaan antara spektrum beda fase dari data asli (tanpa penyaringan IRF) dan spektrum beda fase hasil analisis IRF ditunjukkan dalam Gambar 5.15. Spektrum beda fase hasil IRF menunjukkan trend kurva yang lebih halus dan jelas, serta merekonstruksi kembali spektrum fase dengan meminimalisasi pengaruh derau. Data dari spektrum beda fase, selanjutnya digunakan untuk mendapatkan kecepatan fase antar dua sensor terhadap nilai frekuensinya yang dibangkitkan.

Gambar 5.17 menunjukkan kurva dispersi kecepatan fase eksperimen dari hasil IRF. Kurva ini menerangkan sebaran data kecepatan fase dari konfigurasi 8 meter, yaitu antara 40 hingga 80 m/s dalam rentang frekuensi 6 hingga 100 Hz. Kurva dispersi juga menunjukkan perubahan kecepatan fase secara reguler menurun sesuai dengan panjang gelombang yang berpenetrasi ke dalam lapisan tanah, sebagaimana diperlihatkan dalam Gambar 5.18 yaitu hubungan antara kecepatan fase dan panjang gelombang.

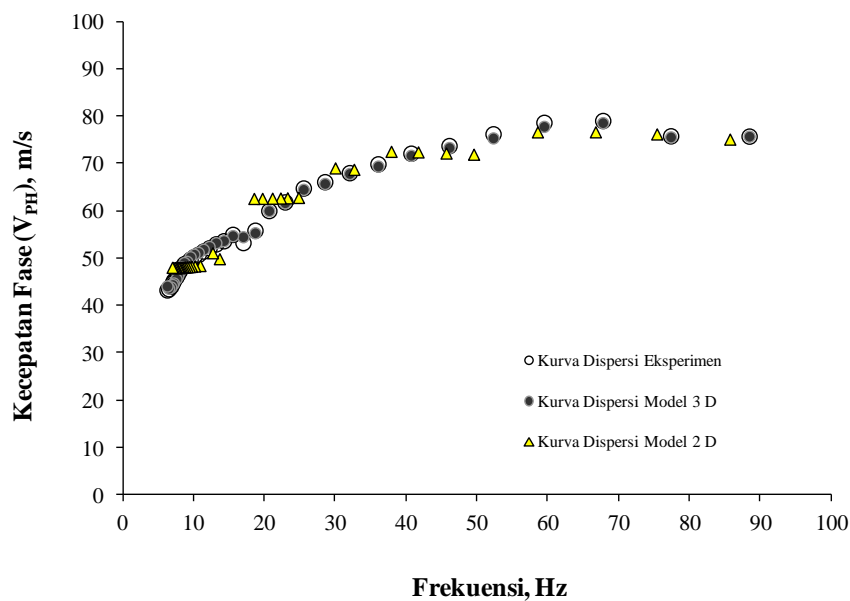


Gambar 5.17: Kurva dispersi kecepatan fase terhadap frekuensinya dari hasil pengukuran SASW pada jarak sensor 8 m di Kelang, Malaysia



Gambar 5.18: Kurva dispersi kecepatan fase terhadap panjang gelombangnya dari hasil pengukuran SASW pada jarak sensor 8 m di Kelang, Malaysia

Selanjutnya, dari beberapa kurva dispersi hasil pengukuran 1, 2, 4 dan 8 m, dihasilkan satu kurva dispersi komposit eksperimen yang merupakan penggabungan dari seluruh konfigurasi pengukuran. Kemudian, pemrosesan data rata-rata terhadap kurva dispersi komposit eksperimen dilakukan untuk mendapatkan sampling data dengan jumlah yang lebih kecil 20 hingga 50 data bagi menjalankan proses inversi. Algoritma yang digunakan untuk pemrosesan data rata-rata telah dijelaskan dalam Persamaan 5.9 hingga 5.17. Gambar 5.19 menunjukkan data rata-rata dari kurva dispersi kecepatan fase eksperimen yang ditunjukkan dalam simbol lingkaran. Perata-rataan data dan analisis sampling ini dilakukan untuk proses selanjutnya yaitu inversi bagi mendapatkan profil tanah dengan lebih efektif.

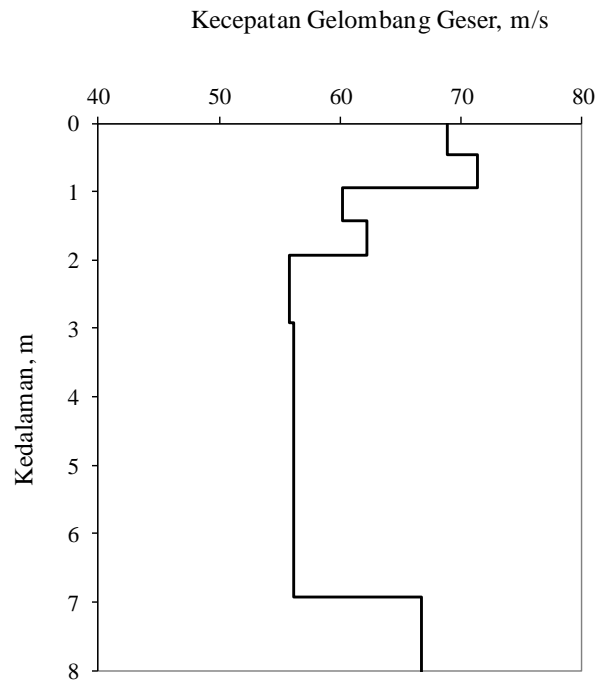


Gambar 5.19: Kurva dispersi kecepatan fase terhadap panjang gelombangnya dari hasil pengukuran SASW pada jarak sensor 8 m

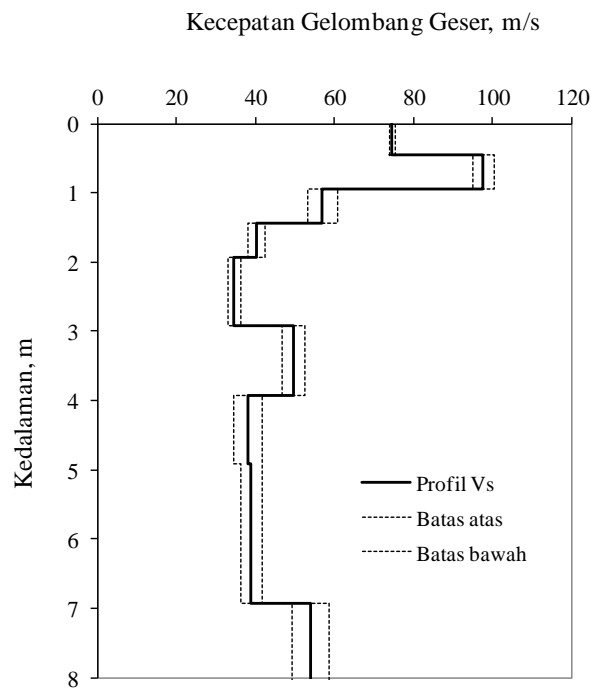
Proses inversi diawali dengan membangun profil model awal (*starting model parameter, SMP*). Dalam kasus ini diasumsikan tanah terdiri dari 7 lapisan tanah dengan lapisan tanah terakhir diasumsikan merupakan ruang tak terhingga (Gambar 5.20). Selanjutnya, inversi dilakukan dengan membangun kurva dispersi teori dari model 2 D dan 3 D. Persamaan model perambatan gelombang dari kedua model ini telah dijelaskan dalam Bab III. Hasil pemodelan berupa kurva dispersi teori 2 D dan 3 D, beserta perbandingannya terhadap kurva dispersi eksperimen ditunjukkan dalam Gambar 5.19.

Dari perbandingan kurva teori dan eksperimen tersebut, kedua model baik 2 D dan 3 D, berpadanan dan bersesuaian dengan baik terhadap data eksperimennya. Meskipun demikian, kurva dispersi model 3 D terlihat lebih akurat dan sesuai dengan simpangan yang lebih kecil terhadap kurva eksperimennya. Selanjutnya, proses iterasi dilakukan terus menerus hingga mencapai nilai padanan yang terbaik yang dinyatakan dalam galat (kesalahan) RMS. Gambar 5.21 menunjukkan profil akhir kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman dengan

nilai RMS = 1,07 m/s. Dengan nilai ini, profil V_s secara akurat dapat digunakan untuk mewakili profil kekakuan tanah kondisi setempat.



Gambar 5.20: Profil SMP untuk analisis inversi terhadap kurva dispersi eksperimen hasil pengukuran di Kelang, Malaysia



Gambar 5.21: Profil kecepatan gelombang geser (V_s) akhir dari analisis inversi dengan nilai RMS 1,07 m/s

5.1.9 Pengujian SASW pada Media Perkerasan Jalan

1. Karakteristik Lokasi Pengujian

Pengukuran SASW dilakukan pada lokasi perkerasan jalan di Jalan Provinsi Prambanan – Pakem, Yogyakarta Indonesia dan Jalan Nasional Piyungan – Gading, Yogyakarta Indonesia yang dilakukan oleh Widodo & Rosyidi (2007). Pada lokasi Jalan Prambanan-Pakem, pengukuran dilakukan mulai dari STA. KM 17+500 sehingga STA. KM 37+000, sedangkan untuk Jalan Piyungan-Gading (Jalan Wonosari-Yogyakarta) dari STA. KM 13+930 sehingga STA. KM 31+700. Pada setiap jalan tersebut, pengukuran SASW dilakukan pada 10 lokasi dan di setiap lokasi 6 kali pengukuran gelombang permukaan yang berbeda dilakukan. Secara keseluruhannya, terdapat 120 titik pengukuran pada kedua jalan tersebut.

Struktur perkerasan pada Jalan Provinsi Prambanan-Pakem terdiri dari lapisan AC WC dengan ketebalan dari 8 hingga 10 cm, lapisan fondasi dengan ketebalan 20 cm yang diletakkan di atas lapisan tanah dasar yang dipadatkan. Tanah dasar merupakan tanah asli yang diklasifikasikan sebagai tanah berpasir bergradasi baik (SW). Namun, pada beberapa segmen jalan ini, terdapat tanah lempung dengan plastisitas rendah hingga medium.

Untuk struktur perkerasan pada Jalan Nasional Piyungan-Gading, perkerasan terdiri dari lapisan aspal AC yang diketahui memiliki ketebalan dari 10 hingga 15 cm, lapisan fondasi dengan ketebalan 40 hingga 50 cm dan lapisan tanah dasar dari bahan tanah lempung luluhan batuan kapur dengan plastisitas rendah. Pengujian DCP juga dilakukan di atas lapisan tanah dasar perkerasan pada kedua lokasi perkerasan bagi mendapatkan nilai kapasitas tanah.

Pengukuran SASW juga dilakukan oleh penulis, pada perkerasan jalan di Jalan Nasional Soekarno-Hatta (STA.0+000 hingga STA.1+000), Bandung dan Jalan Nasional Cikampek-Purwakarta (STA.0+000 hingga STA.0+480), Jawa Barat, Indonesia. Pada kedua jalan tersebut, pengukuran SASW dilakukan pada 24 tempat dan pada setiap tempat pengukuran gelombang permukaan yang berbeda dilakukan sebanyak 4 kali.

Hasil pengujian pit (*pit test*), lapisan perkerasan Jalan Nasional Soekarno-Hatta terdiri dari lapisan aspal dengan ketebalan 11,10 cm yang terbagi dalam tiga lapisan, yaitu 35 mm lapisan AC WC, 32 mm lapisan ATB 1 dan 44 mm lapisan ATB 2, lapisan fondasi dari batu pecah dengan ketebalan 20 cm dan lapisan sub fondasi dengan ketebalan 30 cm. Pada Jalan Nasional Cikampek – Purwakarta, pula, struktur perkerasan terdiri dari lapisan AC dengan ketebalan antara 12,5 hingga 1,83 cm, lapisan fondasi (lapisan penetrasi Macadam, PMA) dengan ketebalan antara 5 hingga 12,1 cm dan lapisan sub-base/sub-fondasi (lapisan Telford) antara 19 hingga 20 cm tebal.

Pengujian *Falling Weight Deflectometer* (FWD) juga dilakukan pada titik yang sama dari pengujian metode SASW (Gambar 5.22). FWD merupakan alat uji kaji lapangan perkerasan

jalan untuk menilai modulus elastik struktur perkerasan dan digunakan untuk disain lapisan tambahan pada perkerasan (Schmidt, 1989).

Pada prinsipnya, alat FWD memberikan beban impuls terhadap struktur perkerasan khususnya perkerasan lentur melalui pelat beban berbentuk sirkular (bundar) yang dimodelkan dapat memberikan efek yang sama seperti beban roda kendaraan (Darsana et al., 1994). Pelat sirkular diletakkan di atas permukaan perkerasan yang akan diukur. Kemudian beban dijatuhkan di atas pelat sehingga menyebabkan beban impuls yang akan memberikan respon defleksi (lendutan) pada struktur perkerasan. Respon defleksi tersebut direkam oleh tujuh buah sensor geophones yang diletakkan pada jarak tertentu. Ketika beban dijatuhkan, secara keseluruhan lendutan akan membentuk suatu cekung (*deflection bowl*). Dalam studi ini, jarak ketujuh sensor ditetapkan pada jarak bacaan 0, 300, 600, 750, 900, 1200 dan 1500 mm dari pusat beban dengan beban yang bekerja 40-50 kN.



Gambar 5.22: Alat pengujian *falling weight deflectometer*

2. Karakteristik Lokasi Pengujian

Konfigurasi pengukuran gelombang permukaan pada lokasi ini konfigurasi CMP atau CRMP dengan dua sensor meter akselerometer dan satu set jarak antar sensor pada **4, 8, 16, 32, 64, 100 dan 200 cm**. Untuk menghasilkan gelombang berfrekuensi tinggi, digunakan bola baja dengan berat 15 dan 30 g sedangkan untuk gelombang frekuensi rendah bersumber dari palu dengan berat 4 kg dan pelat aluminium.

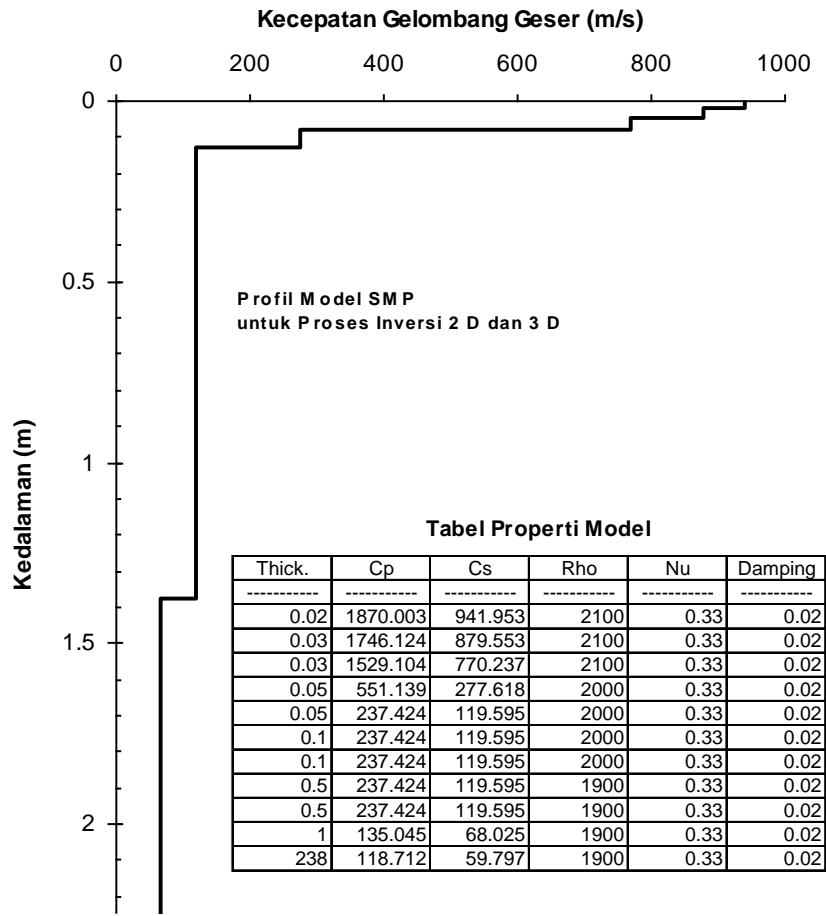
3. Hasil Pengujian

Berikut ini ditunjukkan hasil-hasil pengukuran SASW berupa profil kecepatan gelombang geser yang dilakukan di Jalan Provinsi Prambanan-Pakem dan Jalan Nasional Cikampek-Puwakarta.

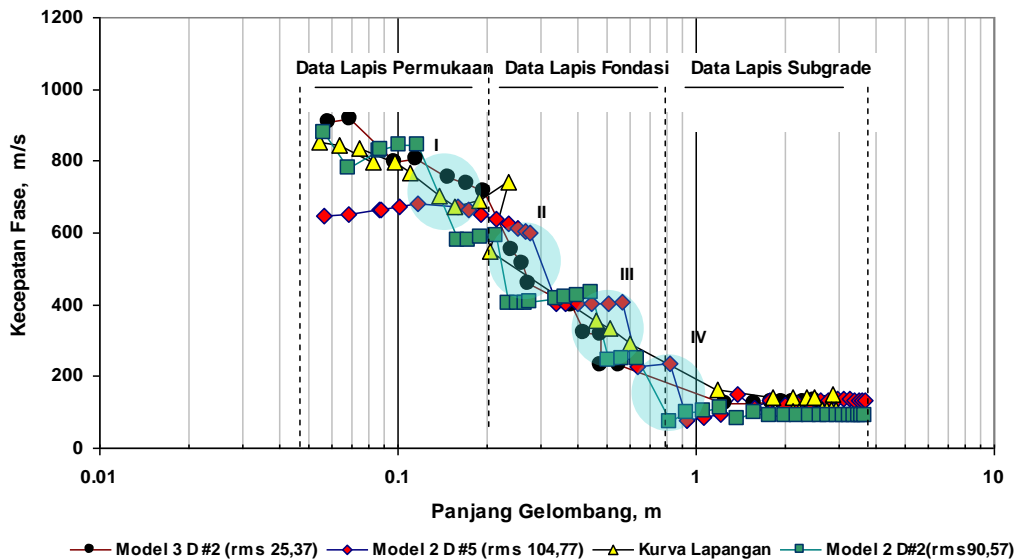
a. Jalan Propinsi Prambanan – Pakem

Algoritma model 2 D dan 3 D dibangun berdasarkan Sistem Profil Model Perkerasan Jalan dengan banyak lapisan (*multi-layers*) yang terbagi dalam 3 lapisan utama yaitu lapisan permukaan yang disusun atas 3 lapisan, lapisan fondasi atas dan bawah yang masing-masing tersusun dalam 3 lapisan, serta lapisan tanah dasar yang tersusun atas 2 lapisan. Profil SMP yang digunakan dalam analisis ini dijelaskan secara rinci beserta properti dinamik kecepatan gelombang geser dalam Gambar 5.23 sedangkan hasil simulasi model diberikan dalam Gambar 5.24.

Dari Gambar 5.24 dapat ditunjukkan bahwa kurva teori 2 D yang dihasilkan terdapat deviasi besar terhadap kurva eksperimen terutama pada sampling untuk lapisan permukaan jalan. Garis kurva kecepatan fase teori 2 D terlihat pada wilayah 630 – 680 m/s sedangkan garis kurva kecepatan fase eksperimen pada 670 – 850 m/s. Kurva 2 D yang dihasilkan juga terlihat terputus-putus pada segmen data lapisan fondasi jalan dan terdapat pengelompokan beberapa segmen kurva data yang seragam misalnya pada panjang gelombang 0,3 hingga 0,6 m. Ini dikarenakan algoritma model 2 D tidak mampu secara sempurna mendistribusikan data perambatan gelombang fase pada perpindahan wilayah antar lapisan keras (lapisan permukaan aspal) dan lapisan fondasi. Secara umum, deviasi kurva 2 D terhadap kurva eksperimen terlihat sangat lebar dengan tingkat kesalahan RMS yang dihasilkan oleh 5 kali proses iterasi menunjukkan angka ralat RMS 104,77 m/s. Demikian juga dengan kurva kedua hasil pemodelan 2 D dengan nilai ralat RMS 90,57 m/s. Walaupun secara umum model 2 D telah mendekati kurva eksperimen. Meskipun demikian, kurva dispersi teori kedua model 2 D dan 3 D memperlihatkan kesesuaian yang baik pada data lapisan subgrade perkerasan jalan dengan nilai panjang gelombang lebih dari 2 m.



Gambar 5.23: Profil Model SMP untuk Analisis Model 2 D dan 3 D di Jalan Prambanan – Pakem

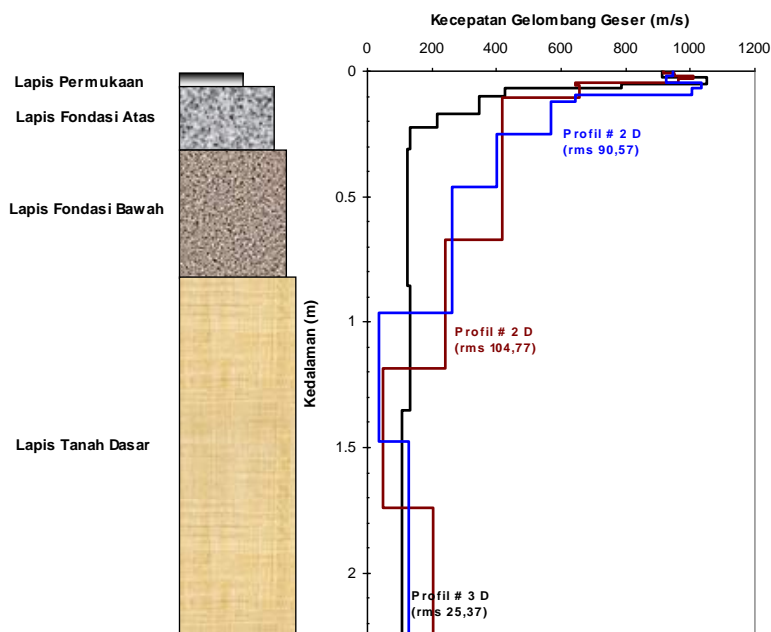


Gambar 5.24: Kurva dispersi hasil simulasi model 2 D dan 3 D terhadap kurva dispersi eksperimen Jalan Prambanan – Pakem

Proses penyelesaian dalam inversi menggunakan model perambatan gelombang 3 D terhadap kurva eksperimen menghasilkan kurva teori dengan nilai ralat RMS sebesar

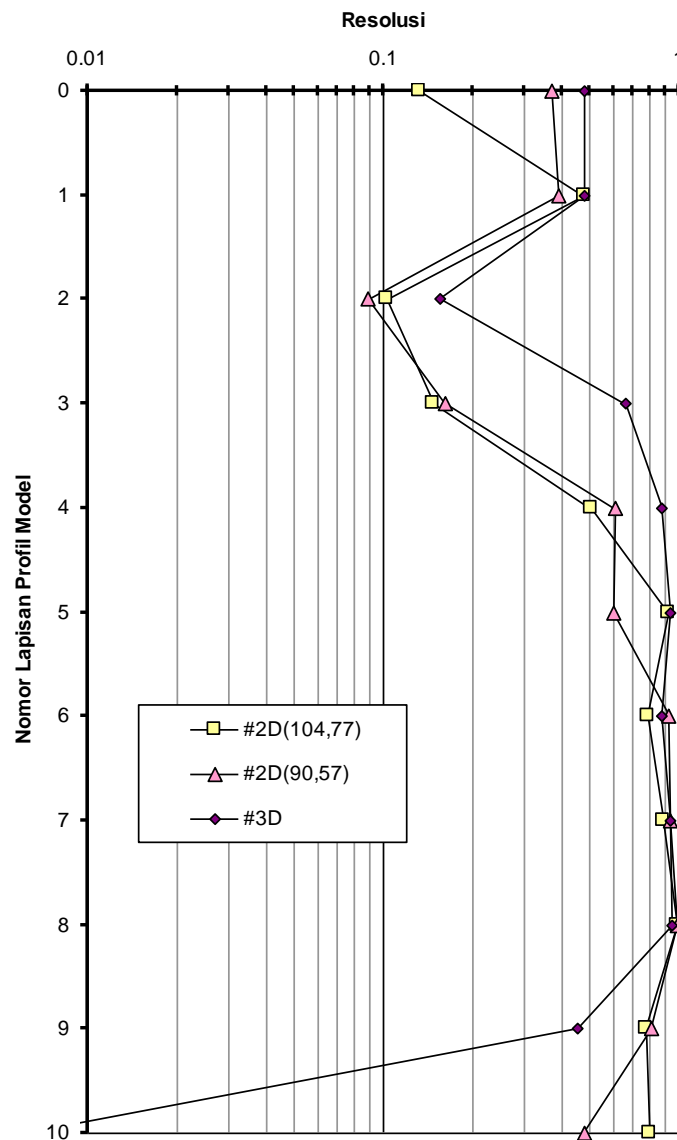
25,37 m/s dengan proses iterasi sebanyak 2 kali (Gambar 5.24). Secara umum, kurva model 3 D mampu membentuk trend kurva yang sesuai dengan kurva eksperimen. Walaupun masih terdapat beberapa segmen data model 3 D yang terlihat tidak sesuai terutama pada 0,5 – 1 m. Hal ini dapat diselesaikan dengan proses penyesuaian kurva yang lebih detail yaitu merubah parameter model mula (SMP) dan memperbanyak proses iterasi. Kondisi ini memperlihatkan bahwa model 3 D dapat lebih nyata untuk menggambarkan kurva perambatan gelombang Rayleigh pada profil perkerasan jalan dengan multi-lapisan.

Profil hasil simulasi diberikan pada Gambar 5.25. Kedua profil model 2 D dengan ralat RMS masing-masing 90,57 dan 104,77 m/s, menunjukkan ketidaktepatan pada lapisan-lapisan profil yang mewakili lapisan fondasi perkerasan jalan yang diwakili oleh lapisan ke-5 hingga ke-8, dan lapisan ke-9 dan ke-10 yang representasi dari lapisan tanah dasar tampak adanya lapisan pelemahan yang cukup tebal. Ketidaktepatan lapisan di atas dapat dikontrol dengan kewajaran nilai lapisan fondasi yang terlalu tinggi dan perubahan lapisan yang tampak regular, sedangkan kondisi profil sebenarnya perkerasan jalan tersusun dari perubahan kekakuan lapisan yang ekstrem dari lapisan permukaan aspal dan lapisan fondasi. Ketidaktepatan lainnya dilihat dari lapisan pelemahan yang terletak pada lapisan tanah dasar (lapisan ke-9), dengan nilai kecepatan geser 40 m/s menunjukkan hasil yang kurang sesuai (wajar) untuk properti tanah karena nilai kewajaran untuk tanah dasar perkerasan jalan berkisar lebih dari 100 m/s (Rosyidi, 2004).



Gambar 5.25: Perbandingan profil model 2 D dan 3 D di Jalan Prambanan – Pakem

Analisis resolusi lapisan dilakukan terhadap profil model 2 D dan 3 D. Gambar 5.26 menunjukkan bahwa resolusi untuk model 3 D terlihat lebih baik dibandingkan kedua profil model 2 D, kecuali pada lapisan ke-10 dari profil model 3 D yang mana lapisan terakhir (lapisan tak terhingga) memiliki nilai resolusi sangat kecil (di bawah 0,01) dan lapisan ini dapat dihilangkan atau diabaikan.



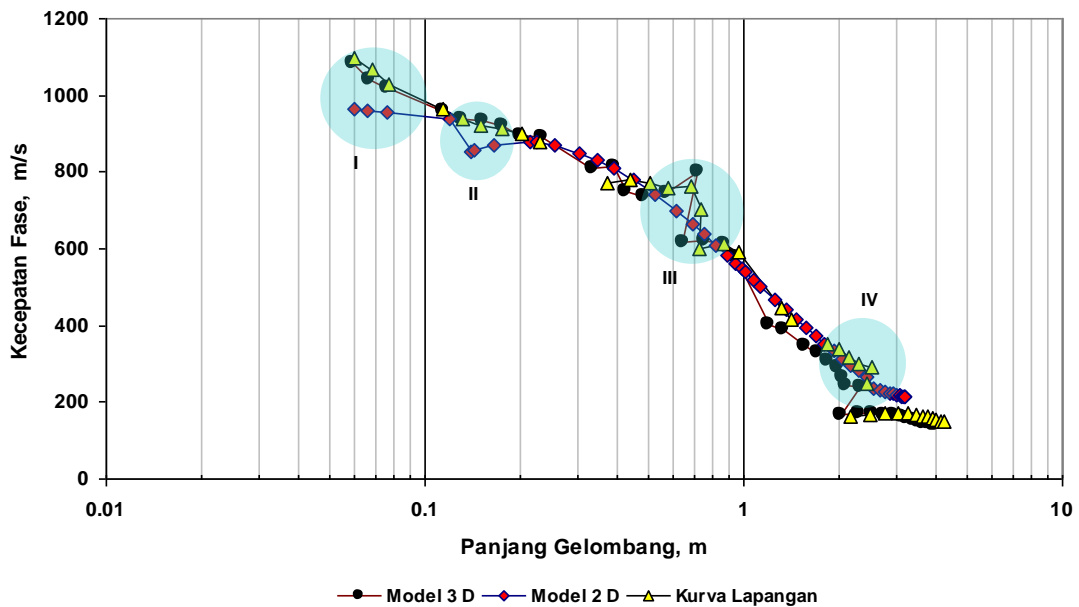
Gambar 5.26: Hasil analisis resolusi lapisan profil model 2 D dan 3 D di Jalan Prambanan – Pakem

b. Jalan Nasional Cikampek – Purwakarta

Pengambilan data lapangan juga dilakukan pada Jalan Nasional Cikampek - Purwakarta pada STA 0 + 380. Pertimbangan pengambilan data pada lokasi ini dikarenakan pada titik tersebut telah dilakukan observasi evaluasi bahan jalan menggunakan peralatan *Falling Weight Deflectmeter* (FWD) dan test pit. Dalam observasi SASW dilakukan set pengukuran untuk mengambil data perambatan gelombang R pada profil perkerasan lentur jalan dari

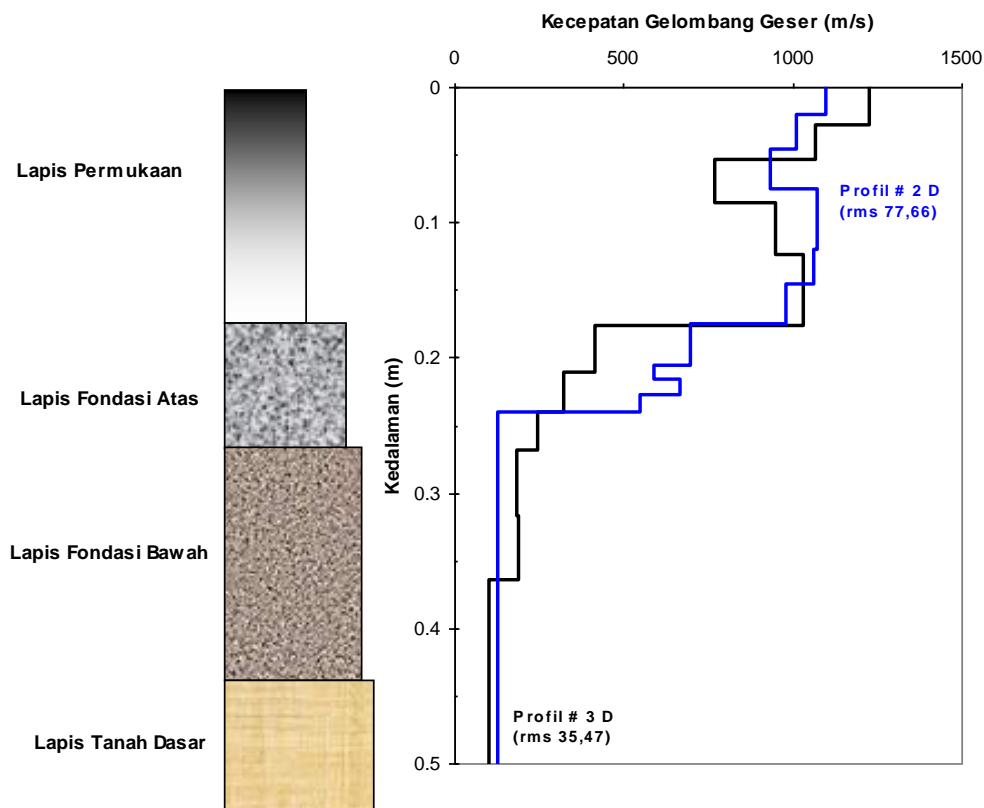
lapisan permukaan aspal, lapisan fondasi (atas dan bawah) dan lapisan subgrade (lapisan tanah dasar).

Selanjutnya sebagaimana proses analisis data pada lokasi jalan sebelumnya, dilakukan pemodelan 2 D dan 3 D untuk kurva eksperimen lapangan yang diperoleh. Hasil simulasi kurva dispersi teori kedua model dan perbandingannya terhadap kurva dispersi diberikan dalam Gambar 5.27. Dari gambar tersebut dapat diperoleh bahwa setelah dilakukan iterasi sebanyak 16 kali, didapati kurva 3 D lebih mendekati kepada kurva eksperimen dengan sedikit ketidaksesuaian (*mismatched*) terhadap kurva eksperimen. Untuk model 2 D terlihat bahwa kurva dispersi teori masih terdapat beberapa perbedaan yang mencolok sebagaimana diberikan dalam tanda lingkaran besar (Gambar 5.27).



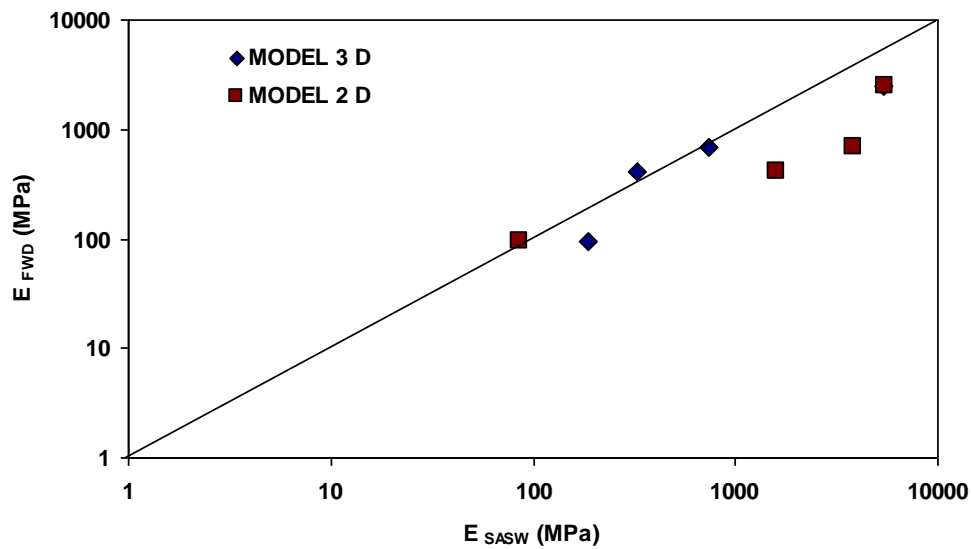
Gambar 5.27: Kurva Dispersi hasil simulasi model 2 D dan 3 D terhadap kurva dispersi eksperimen Jalan Cikampek – Purwakarta

Profil akhir perkerasan jalan dari hasil simulasi 2 D dan 3 D dijelaskan dalam Gambar 5.28. Dari perbandingan kedua profil tersebut memperlihatkan trend yang hampir sama terutama pada lapisan permukaan aspal, namun terdapat deviasi yang cukup signifikan pada model 2 D khususnya untuk lapisan fondasi atas dan bawah, sedangkan untuk lapisan tanah dasar memiliki nilai kecepatan gelombang geser lapisan yang hampir sama.



Gambar 5.28: Perbandingan profil V_s Model 2 D dan 3 D di Jalan Cikampek – Purwakarta

Untuk menentukan rasionalisasi perbandingan hasil model 2 D dan 3 D, profil kekakuan perkerasan jalan SASW dibandingkan dengan profil kekakuan dari pengujian SASW. Nilai kekakuan bahan direpresentasikan sebagai nilai modulus elastisitas yang diperoleh dari profil kecepatan gelombang geser (persamaan telah dijelaskan dalam Bab III). Gambar 5.29 menunjukkan perbandingan nilai modulus elastisitas dari pengujian FWD dan nilai modulus elastisitas dari analisis 2 D dan 3 D pengujian SASW. Trend data untuk hasil analisis 3 D menunjukkan nilai rasionalisasi yang lebih baik daripada analisis 2 D. Hal ini ditunjukkan oleh trend data yang mendekati garis kesamaan (*equality line*) yang mengindikasikan bahwa semakin tinggi nilai modulus yang dihasilkan dari pengujian lapangan oleh FWD maka nilai yang dianalisis oleh pengujian SASW pun semakin tinggi (Gambar 5.29). Nilai modulus yang tidak tepat sama disebabkan oleh perbedaan prinsip pengujian dimana FWD menggunakan analisis defleksi dinamik sedangkan SASW menggunakan analisis perambatan gelombang.



Gambar 5.29: Perbandingan nilai modulus SASW dari analisis 2 D dan 3 D dengan nilai modulus FWD di Jalan Cikampek – Purwakarta

5.1.10 Pengujian SASW Menggunakan Analisis Tomografi

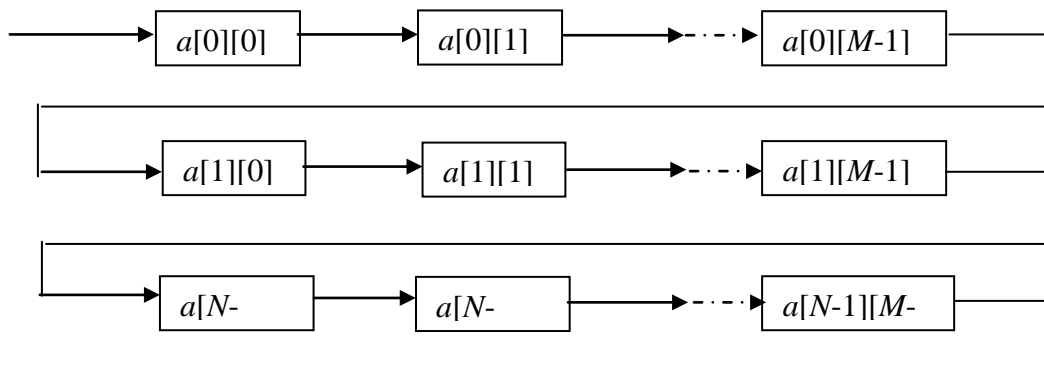
1. Teknik MTSW

Rosyidi & Siegfried (2009) telah mengembangkan teknik SASW menjadi teknik *Multi-channel Tomography Analysis of Surface Wave* atau disebut sebagai MTSW adalah untuk mendapatkan profil *cross-section* perkerasan jalan atau profil 2-D antara modulus elastisitas dan kedalaman. Profil tomografi ini diperoleh dari analisis susunan dua dimensi (*two dimensional array*). Dalam teknik ini, citra tomografi 2-D disusun dari suatu analisis pixel dengan resolusi 640×480 atau lebih. Input yang dimasukkan dalam analisis pixel adalah informasi modulus elastisitas dan kedalaman. Satu kolom pencitraan mewakili satu profil 1-D. Satu pixel berisi nomor (nilai) modulus elastisitas dan masing-masing diberikan warna sesuai kategori spektrum warna. Analisis korelasi selanjutnya dilakukan pada setiap kolom untuk mengisi pixel antara kolom input.

2. Prosedur Analisis Tomografi

Profil tomografi 2-D modulus elastisitas jalan dalam teknik MTSW dianalisis dari penggabungan beberapa profil 1-D yang dihasilkan dari proses. Algoritma pembangunan analisis tomografi 2-D dibangun berdasarkan metode susunan dua dimensi (*two dimensional array*) yang dijelaskan berikut ini.

- a) Susunan dua dimensi digunakan untuk membentuk citra (*image*) tomografi 2 D. Konsep susunan pencitraan tomografi diberikan dalam Gambar 5.30.



Gambar 5.30: Pengaturan pixel dalam pencitraan tomografi 2 D menggunakan metode susunan dua dimensi dalam analisis ini

- b) Citra kontinu 2 D $a(x,y)$ dibagi dalam N baris dan M kolom. Persilangan baris dan kolom disebut sebagai *pixel*. Nilai yang diisikan dalam setiap pixel merupakan koordinat integer $[m,n]$ dengan $\{m = 0,1,2,\dots, M-1\}$ dan $\{n = 0,1,2,\dots, N-1\}$ adalah $a[m, n]$.
- c) Citra digital $a[M,M]$ dalam ruang diskrit (*discrete space*) 2 D dihasilkan dari citra analog $a(x,y)$ dalam ruang kontinu (*continuous space*) 2 D.
- d) Prosedur pengolahan matrik aljabar digunakan bagi menyusun bentuk tomografi 2 D. Persepsi 2 D dibangun berdasarkan pengaturan secara vertikal bersamaan 1 D dan pengaturan horisontal 1 D. Suatu vektor kolom $M \times 1$, f , sebagai pengaturan horisontal 1 D, diberikan dalam bentuk :

$$f = \begin{bmatrix} f(1) \\ f(2) \\ \vdots \\ f(n) \\ \vdots \\ f(M) \end{bmatrix} \quad (5.29)$$

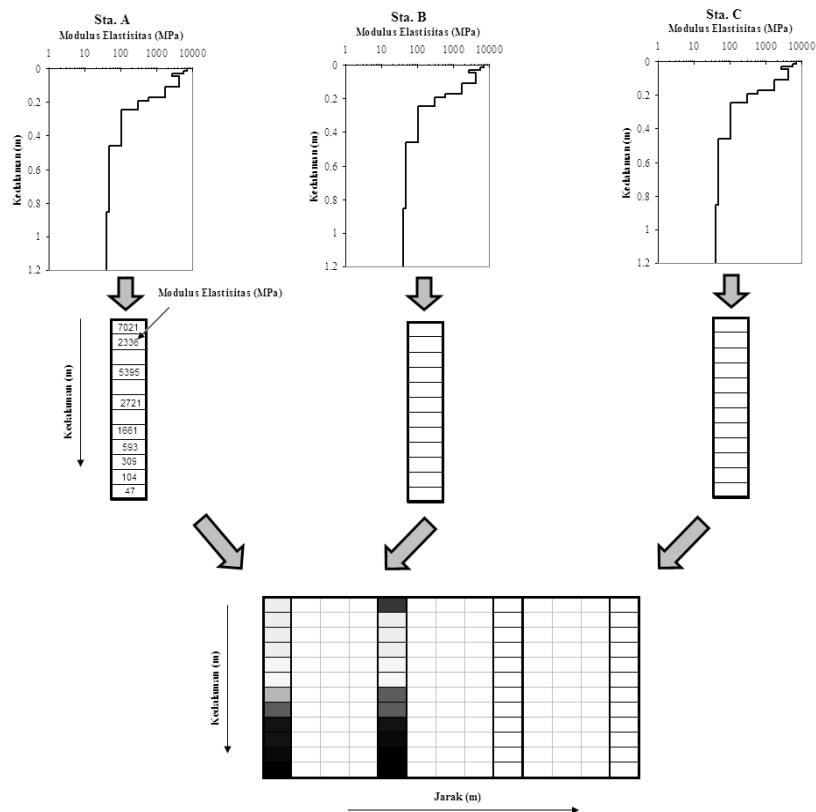
yang merupakan elemen $f(n)$, dengan $n = 1, 2, \dots, M$. Satu vektor baris $1 \times N$, h , merupakan pengaturan horisontal 1 D dengan bentuk:

$$h = [h(1) \quad h(2) \quad \dots \quad h(n) \dots \quad h(N)] \tag{5.30}$$

yang merupakan elemen $h(n)$, dengan $n = 1, 2, \dots, N$. Satu matrik $M \times N$, F merupakan pengaturan 2 D daripada kedua vektor baris dan kolom yang dituliskan dalam bentuk:

$$F = \begin{bmatrix} F(1,1) & F(1,2) & \dots & F(1,N) \\ F(2,1) & F(2,2) & \dots & F(2,N) \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ F(M,1) & F(M,2) & \dots & F(M,N) \end{bmatrix} \tag{5.31}$$

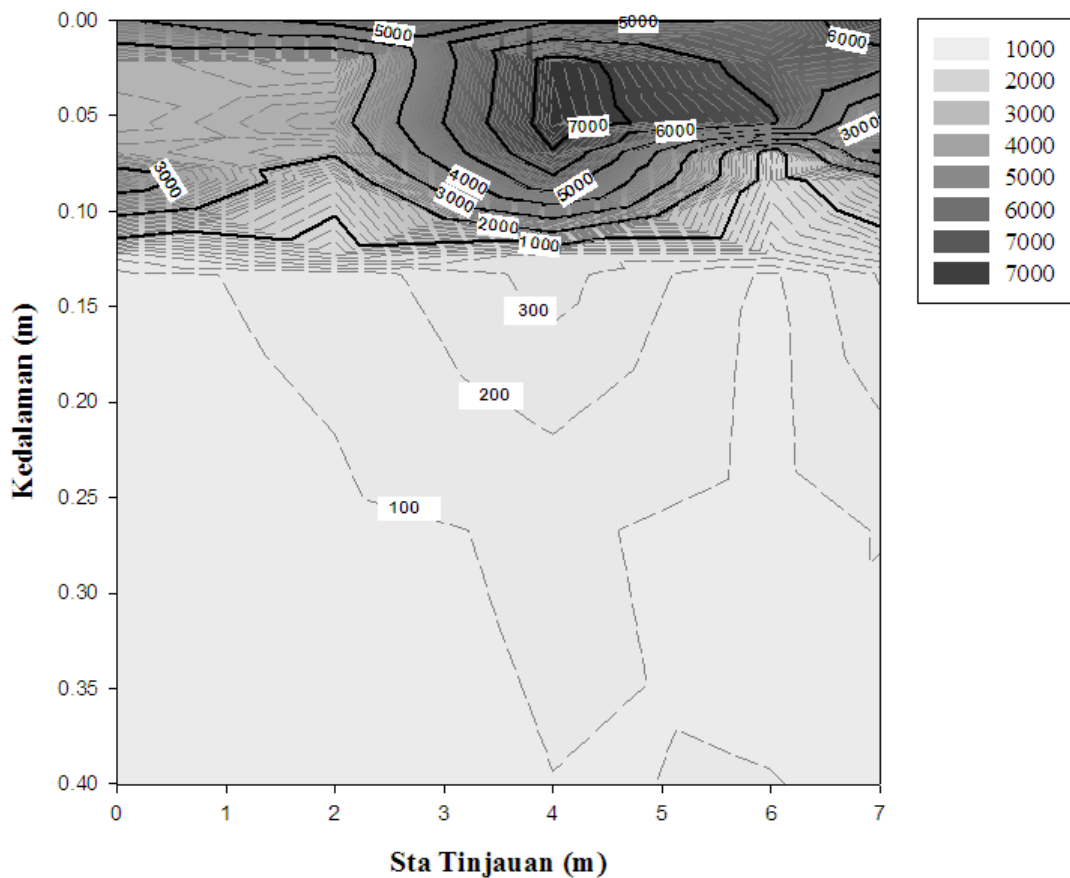
e) Analisis pemrograman dijalankan menggunakan *Visual Studio* dengan mode *VGA* yang memiliki resolusi 640×480 atau lebih untuk pemprosesan citra tomografi kecepatan gelombang geser. Gambar 5.31 menjelaskan konsep analisis tomografi yang dilakukan dalam penelitian Rosyidi & Siegfried (2009)



Gambar 5.31: Ilustrasi analisis tomografi untuk profil 2-D modulus elastisitas perkerasan jalan

3. Hasil Analisis Tomografi 2-D

Hasil-hasil pengujian MTSW dari hasil studi Rosyidi & Siegfried (2009) diberikan dalam Gambar 5.32 menunjukkan hasil akhir profil 2-D dari analisis tomografi modulus elastisitas perkerasan jalan pada beberapa station (Sta 169+520 sampai dengan Sta 169+660) di Jalan Cagak, Subang, Jawa Barat. Dari hasil yang diperoleh dapat ditunjukkan bahwa terdapat anomali pada lapisan permukaan jalan seperti yang diperlihatkan pada Sta 169+560 awal dalam profil 2-D (kedalaman 0 hingga 15 cm). Ini kemungkinan disebabkan oleh perbedaan kualitas material penyusun lapisan yang bisa diakibatkan oleh pemadatan yang tidak merata atau ketebalan lapisan yang beragam.

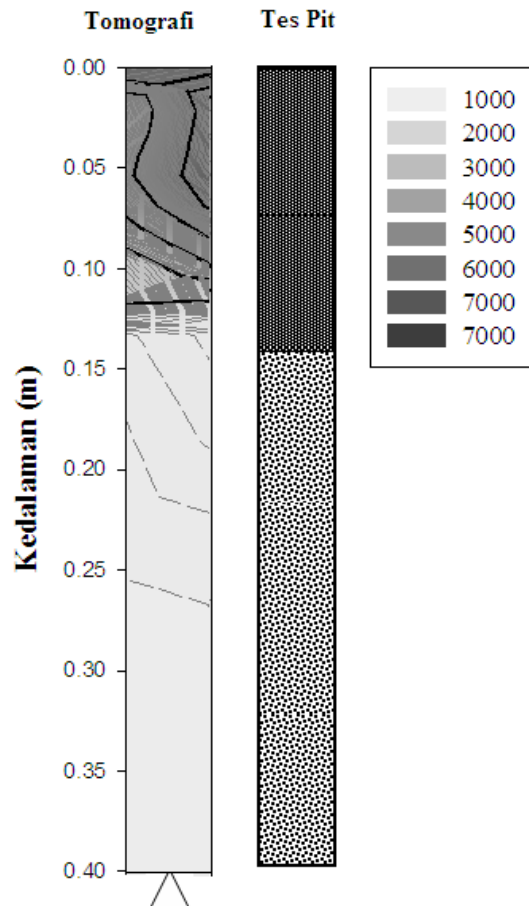


Gambar 5.32: Hasil analisis tomografi profil modulus elastisitas pada beberapa Stationing di Jalan Cagak, Subang

Sementara itu, untuk lapisan fondasi jalan ditunjukkan memiliki kualitas yang hampir seragam, demikian juga untuk lapisan tanah dasar pada kedalaman lebih daripada 35 cm (di bawah 500 MPa). Meskipun demikian, profil pada lapisan tanah dasar terlihat tidak terlalu detil karena klasifikasi spektrum yang digunakan dalam selisih 500 MPa (dengan spektrum maksimum 7000 MPa). Profil ini bisa diperbaiki dengan memisahkan antara lapisan permukaan dan lapisan fondasi-tanah dasar supaya klasifikasi spektrum tidak terlalu jauh dan lebih terperinci.

Pada Sta 165+560, dilakukan tes pit untuk mengetahui ketebalan lapisan yang sebenarnya. Hasil test pit menunjukkan bahwa lapisan permukaan AC-WC sebesar 15 cm, lapisan Sirtu 27 cm dan

selebihnya adalah tanah dasar (Gambar 5.33). Seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 5.33 bahwa perbedaan antara lapisan permukaan hasil analisis TASW ($T = 14,38$ cm) dan tes pit ($T = 15$ cm) diperoleh sebesar 0,62 cm atau 4.13 %. Untuk lapisan tanah dasar, dimungkinkan terdapat lapisan sedikit keras pada tanah dasar yang kemungkinannya adalah lapisan batuan sedimen muda.



Gambar 5.33: Perbandingan tebal profil hasil MTSW dan tes pit di Sta 165+560, Jalan Cagak

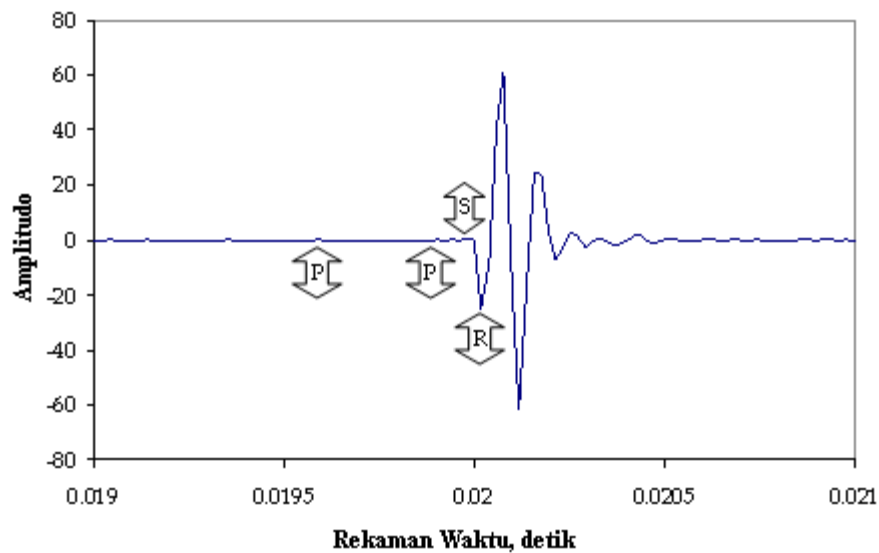
5.1.11 Pengujian SASW untuk Evaluasi Sifat Redaman Bahan

Selain kemampuannya untuk menganalisis kecepatan gelombang geser dan modulus elastisitas, teknik SASW memiliki potensi untuk melakukan analisis parameter dinamik redaman bahan diantaranya koefisien pengurangan tak dipengaruhi frekuensi (*frequency independent attenuation coefficient, a_d*) pada suatu media berdasarkan spektrum kuasa auto dan fungsi koheren, serta penentuan nilai rasio redaman (damping ratio).

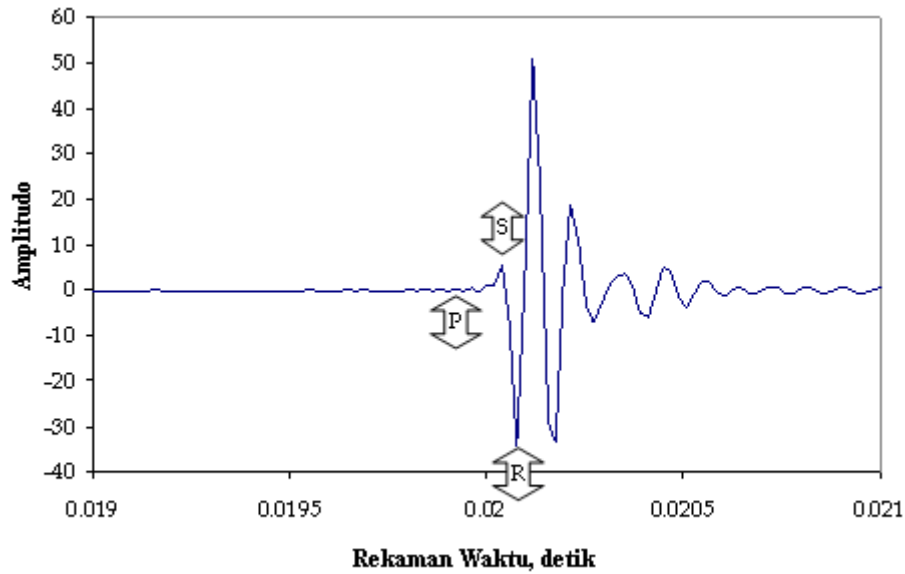
Pada kasus ini, ditunjukkan hasil-hasil studi yang dilakukan oleh Rosyidi et al. (2008), yang mengukur koefisien pengurangan gelombang dan redaman pada struktur perkerasan jalan. Wilayah respon frekuensi diperoleh dari nilai frekuensi pada amplitudo tertinggi spektrum kuasa

auto yang diukur dari lapisan aspal dan tanah dasar perkerasan jalan. Kedalaman lapisan profil dapat ditentukan dari panjang gelombang permukaan yang penetrasi kepada lapisan. Dari hasil profil model diketahui bahawa kedalaman lapisan aspal adalah 70 mm dari permukaan perkerasan jalan. Untuk ini data spektrum pada konfigurasi jarak di antara sensor 50 mm pad lapisan ATB dipertimbangkan untuk perhitungan koefisien pengurangan aspal.

Apabila gelombang mekanik dibangkitkan dari sesuatu sumber gelombang, sensor pertama yang berdekatan dengan sumber akan memberikan respon sinyal dalam domain waktu dan seterusnya proses yang sama dilakukan oleh sensor kedua. Gambar 5.34 menjelaskan sinyal berdomain waktu untuk kedua sensor dari salah satu contoh pengukuran pada jarak sensor 50 mm yang mengesan lapisan aspal perkerasan jalan.



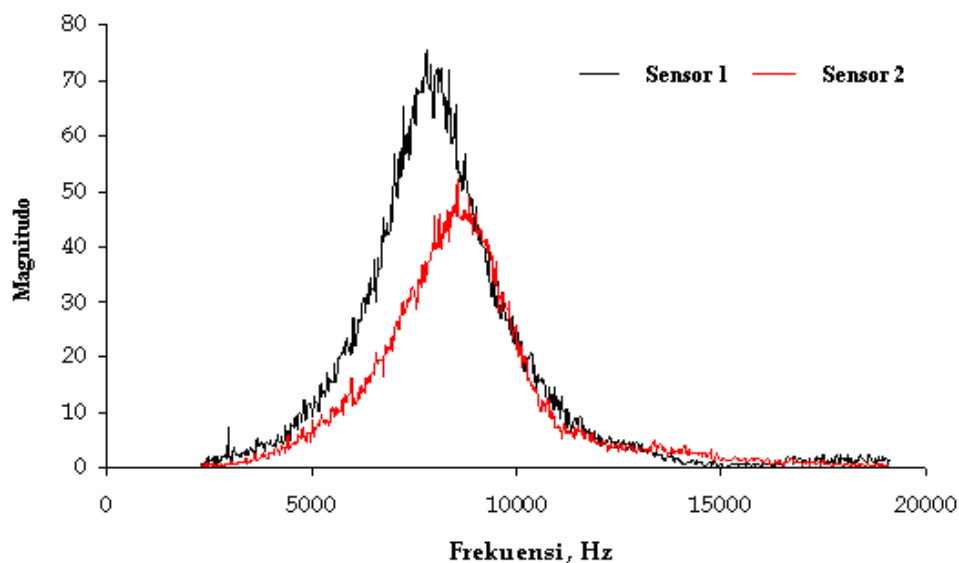
(a) sensor pertama



(b) sensor kedua

Gambar 5.34: Hasil rekaman sinyal dalam domain waktu untuk sensor pertama dan kedua pada jarak sensor 50 mm

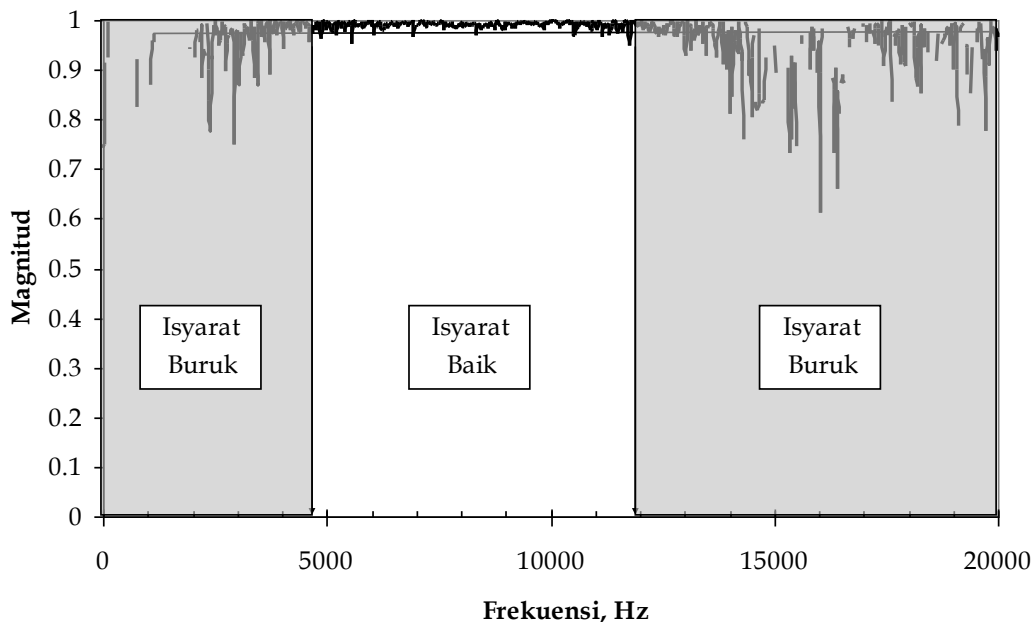
Dari kedua sensor, kelompok gelombang P dideteksi dahulu yang diikuti oleh gelombang S dan R. Meskipun gelombang R datang paling akhir, namun memiliki nilai amplitudo yang paling besar. Pengaruh ini secara jelas boleh dipastikan melalui spektrum auto dari proses transformasi FFT bagi kedua sensor (Gambar 5.35). Pengurangan amplitudo gelombang R juga lebih jelas dilihat dalam spektrum auto dengan domain frekuensinya. Amplitudonya dapat berkurang setelah mencapai frekuensi puncaknya. Berasaskan selisih amplitudo dikedua sensor, nilai frekuensi yang dominan dan jarak sensor, koefisien pengurangan pada bahan aspal lapisan permukaan perkerasan jalan boleh ditentukan dengan mudah.



Gambar 5.35: Spektrum kuasa auto pada kedua sensor untuk jarak 50 mm

Wilayah rasio amplitudo sensor pertama berbanding amplitudo sensor kedua diperoleh dengan menyaring nilai koheren sinyal yang diterima oleh kedua sensor melalui spektrum koheren. Nilai amplitudo yang digunakan adalah wilayah frekuensi yang mana memiliki nilai magnitudo koheren di atas 0,98.

Gambar 5.36 menjelaskan hasil penyaringan sinyal dengan nilai koheren di bawah 0,98. Julat frekuensi lebar jalur (*bandwidth*) untuk amplitudo isyarat yang baik ialah diantara 4800 hingga 11.900 Hz dengan frekuensi puncak 9100 Hz. Pada kasus jarak sensor ini tidak ditemui adanya dua puncak amplitudo. Oleh karena itu dapat dipastikan bahwa pengurangan sinyal yang diterima hanya terjadi pada lapisan permukaan aspal saja.



Gambar 5.36: Spektrum fungsi koheren untuk jarak sensor 50 mm

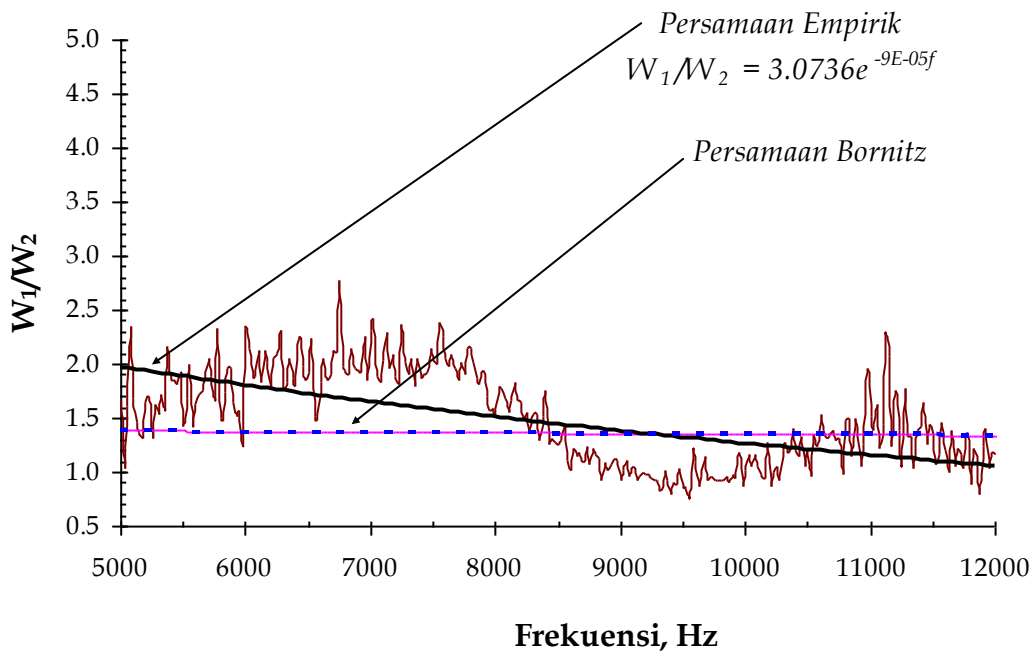
Jika posisi geometrik sensor pertama (r_1) = 0,05 m, sensor kedua (r_2) = 0,1 m, jarak diantara sensor ($r_2 - r_1$) = 0,05 m, rasio kedua jarak sensor (r_2/r_1) = 2, maka persamaan koefisien pengurangan (persamaan Bornitz) dapat ditentukan sebagai berikut:

$$\frac{w_1}{w_2} = (2)^{0.5} \exp^{-\alpha(0.05)f} = 1.414 \exp - 0.05\alpha f \quad (5.32)$$

disini $n = 0,5$ adalah nilai koefisien pengurangan bagi pengurangan radiasi gelombang permukaan yang diberikan di atas permukaan media (Kim et al., 1998). Selanjutnya dari data spektrum auto pada Gambar 5.35, diperoleh persamaan empirik yang mengkaitkan rasio amplitudo dengan frekuensi sebagai (Gambar 5.37):

$$\frac{w_1}{w_2} = 3,0736 e^{-9E-05 f} \quad (5.33)$$

Seterusnya kedua kurva teori dan empirik dipadankan bagi mendapatkan kurva penyesuaian terbaik (*best fit curve*). Kurva terbaik diperolehi terletak pada wilayah frekuensi dominan 4800 hingga 11.900 Hz dan nilai koefisien pengurangan yang tak bergantung (*independent*) frekuensi yang dihasilkan dari analisis ini adalah $\alpha_0 = 0,776 \times 10^{-3} \text{ s/m}$.

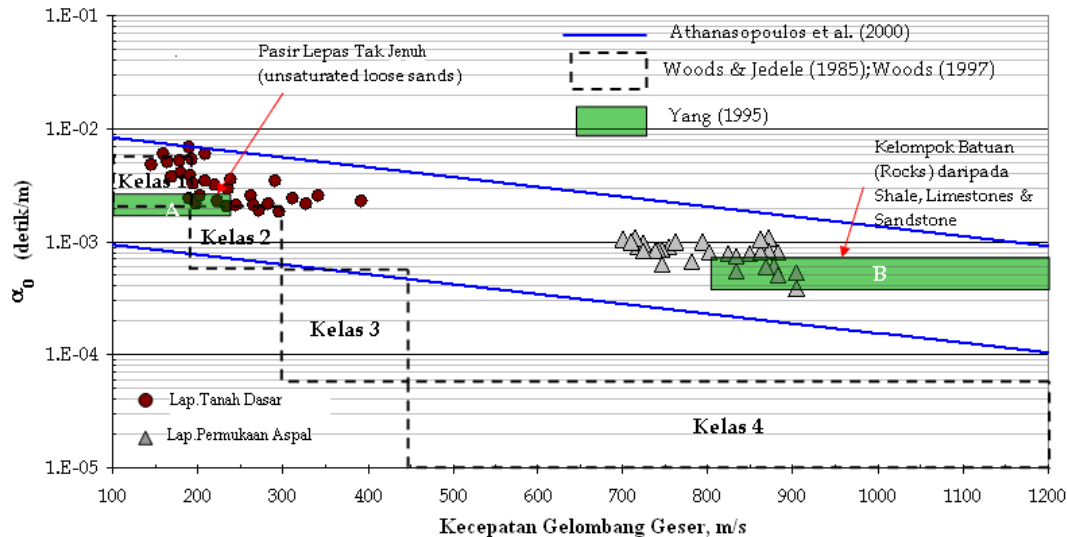


Gambar 5.37: Rasio amplitudo di kedua sensor terhadap frekuensi pada pengukuran jarak sensor 50 mm

Keseluruhan pengukuran koefisien pengurangan pada lapisan aspal dan tanah dasar perkerasan jalan ditunjukkan dalam Gambar 5.38. Koefisien α_0 lapisan aspal diperolehi dalam wilayah $(0,384 - 1,096) \times 10^{-3} \text{ s/m}$ dengan nilai rerata $0,807 \times 10^{-3} \text{ s/m}$ untuk kecepatan gelombang geser dari 700,64 hingga 903,61 m/s. Untuk α_0 lapisan tanah dasar diperolehi dalam $1,82 - 6,761 \times 10^{-3} \text{ s/m}$ dengan nilai rerata $3.3361 \times 10^{-3} \text{ s/m}$ untuk kecepatan gelombang 145,94 hingga 392,70 m/s. Hasil tersebut menunjukkan bahwa α_0 pada struktur perkerasan jalan akan meningkat dengan kedalaman (dari lapisan permukaan) dan berkurangan searah nilai kekakuan bahan.

Dari Gambar 5.38 juga dapat dijelaskan bahwa α_0 lapisan aspal dari studi ini adalah hampir sama dengan kelompok batuan dari kajian Yang (1995) yaitu pada $0,385 - 0,775 \times 10^{-2} \text{ s/m}$, sedangkan perbandingan dengan kelompok batuan kelas IV ($\alpha_0 < 0,6 \times 10^{-4} \text{ s/m}$) dari Woods & Jendele (1985) dan Woods (1997) menunjukkan α_0 yang berbeda. Perbedaan ini karena lapisan aspal memiliki kekakuan yang lebih rendah dari kelompok batuan (seperti yang telah diteliti oleh Woods

& Jedele, 1985; Woods, 1997) yang mana ikatan diantara partikelnya adalah lebih kuat dan mempunyai rasio pori yang sangat kecil. Pengaruh lain yang mungkin adalah pengaruh sifat viskositas aspal akibat perubahan suhu. Pada studi Rosyidi et al. (2008), pengukuran pada lapisan aspal dijalankan pada suhu tertinggi harian yang mana kekakuan lapisan ini berada pada peringkat yang paling rendah. Hal ini mengakibatkan gelombang R yang merambat memberikan respon frekuensi yang lebih rendah.



Gambar 5.38: Nilai koefisien pengurangan terhadap nilai kecepatan gelombang geser

Julat koefisien pengurangan lapisan tanah dasar dari kajian ini diperolehi bersesuaian dengan kelas I ($2 - 6 \times 10^{-3}$ s/m) dan sebagiannya hampir sama dengan kelas II ($0,6 - 2 \times 10^{-3}$ s/m) dari Woods & Jedele (1985) pada kecepatan gelombang geser kelas I ($< 192,062$ m/s dengan NSPT < 5) dan kelas II ($192,062 - 285,237$ m/s dengan NSPT $5 - 15$) dari Woods (1997). Kelas I dan II dijelaskan sebagai kelompok tanah lunak (*soft soil*) dan tanah keras (*competent soil*). Untuk perbandingan koefisien pengurangan tanah dasar Yang (1995) menunjukkan bahwa nilai koefisien pengurangan hasil kajian ini berada pada peringkat yang lebih tinggi. Hal ini disebabkan dalam studi Yang (1995) dilakukan pada bahan yang berbeda, yaitu tanah lempung lembut (*soft clay*) dan tanah pasir lepas yang tak jenuh (*unsaturated loose sand*) dalam $1,8$ hingga $2,05 \times 10^{-2}$ s/m, sedangkan dalam kajian ini merupakan tanah berpasir.

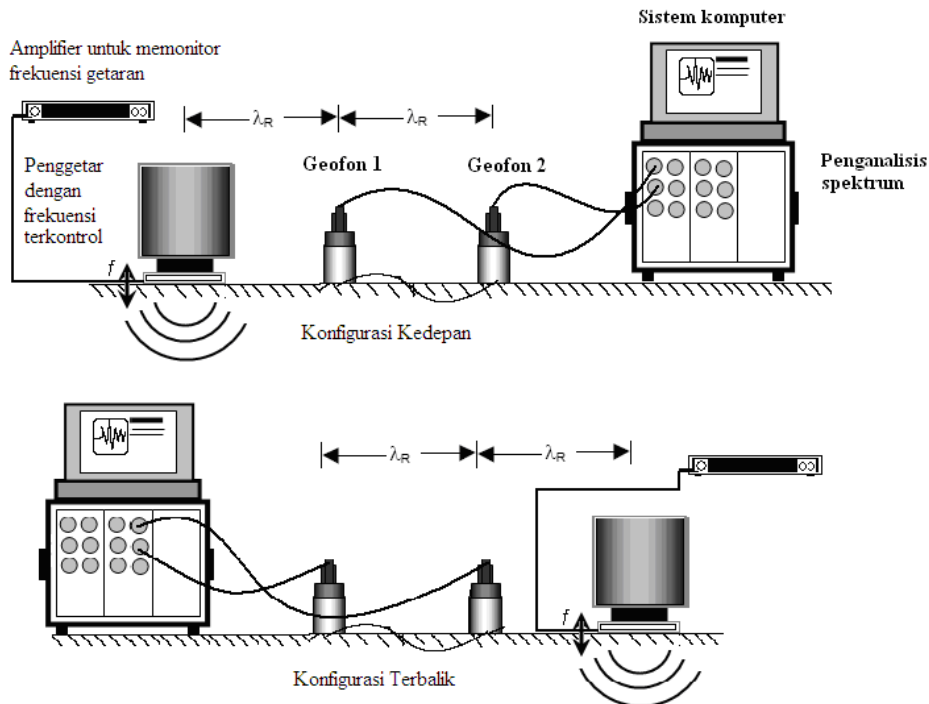
Hasil koefisien pengurangan tak tergantung (*independent*) frekuensi lapisan aspal dan tanah dasar dari studi ini menunjukkan wilayah koefisien yang berada dalam batas atas dan bawah persamaan empirik kecepatan gelombang geser dan koefisien pengurangan dari Athanasopoulos et al. (2000). Selanjutnya profil rasio pelemahan dapat diperolehi dengan mudah dari nilai koefisien pengurangan tidak tergantung frekuensi di atas.

Bab 6

Teknik CSW-Analisis Gelombang Menerus

6.1 | Konfigurasi dan Prosedur Metode CSW

Prosedur dasar pengujian metode gelombang permukaan menerus (*continuous surface wave, CSW*) secara skematik diberikan dalam Gambar 6.1. Dalam gambar tersebut ditunjukkan bahwa sebuah vibrator (dalam contoh ini berjenis elektromagnet *Ling Dynamics* (USA) model 400) digunakan untuk menghasilkan getaran vertikal pada frekuensi rendah dan harmonik. Getaran ini diterima oleh dua geofon atau lebih yang mempunyai frekuensi natural rendah hingga menengah, yang diletakkan atas permukaan tanah. Konfigurasi ini merupakan konfigurasi dasar pengujian CSW. Sebagaimana metode SASW, metode ini digunakan untuk mendeteksi kecepatan gelombang permukaan yang merambat di antara sensor. Perbedaan mendasar dari SASW adalah sumber gelombang yang digunakan bersifat harmonik dan menerus.



Gambar 6.1: Konfigurasi pengukuran CSW di lapangan

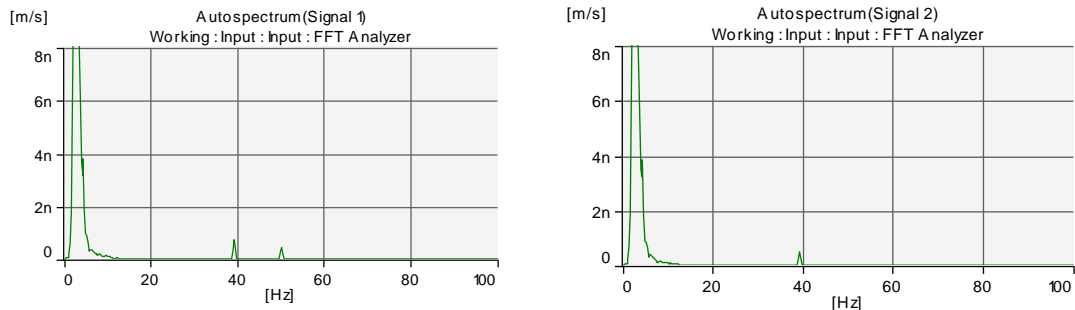
Prosedur standar yang digunakan dalam pengukuran CSW di lapangan dapat dijelaskan sebagai berikut:

- a) Menentukan jarak sensor (d) yang diasumsikan sama dengan panjang gelombang permukaan yang berpenetrasi ke dalam media ($d = \lambda_R$). Jarak antara sensor dan kedudukan sumber gelombang dengan sensor terdekat ditentukan sama.
- b) Sumber gelombang yaitu vibrator elektromagnet dan sensor diletakkan di atas tanah dalam satu garis lurus imajiner. Sumber gelombang dipastikan tegak dengan sempurna dan tidak mengalami pergeseran ketika pengoperasian getaran. Jika diperlukan, lapisan pasir tipis dengan sedikit pemadatan bisa diletakkan di bawah pelat vibrator supaya getaran yang dihasilkan dapat ditransmisikan kepada tanah dengan lebih baik.
Kemudian, kedudukan sensor geofon kepada tanah pula perlu dipastikan tegak dan stabil. Sensor diletakkan dalam suatu lubang di atas permukaan tanah dan badan geofon dimasukkan separuhnya secara vertikal. Hal ini perlu dilakukan untuk memastikan geofon dapat menerima sinyal dengan baik dan menghindari gangguan pada rekaman fase gelombang. Atau, dapat juga digunakan geofon yang dilengkapi dengan paku (*spike*) untuk memudahkan instalasi geofon di atas permukaan tanah.
- c) Sumber gelombang (vibrator) dihubungkan kepada alat amplifier dan pengatur frekuensi getaran untuk menjalankan pengujian. Selanjutnya, gelombang seismik harmonik dengan frekuensi terkontrol dapat dihasilkan dari sumber tersebut.
- d) Respon gelombang berupa perpindahan partikel vertikal yang dideteksi oleh kedua geofon atau lebih dalam wujud sinyal gelombang yang selanjutnya dapat dianalisis oleh penganalisis spektrum secara langsung. Penggunaan analisis spektrum yang langsung bisa ditampilkan seketika selama pengukuran di lapangan memudahkan operator untuk mengevaluasi data yang diperoleh di lapangan.
- e) Pengukuran konfigurasi balik (*reverse configuration*) dapat digunakan untuk memastikan hasil pengukuran adalah konsisten dan mempertimbangkan adanya lapisan yang miring/ketebalan yang tidak sama (*dipping layer*) dalam sub permukaan.
- f) Mengubah frekuensi pada alat pengatur frekuensi untuk merekam gelombang dengan variasi frekuensi dari tingkat rendah (misalnya dari 5 Hz) hingga kepada yang lebih tinggi (60 hingga 100 Hz).
- g) Pengukuran dapat dilanjutkan untuk jarak sensor dan sumber yang lebih lebar bagi merekam gelombang untuk sampel yang lebih dalam.

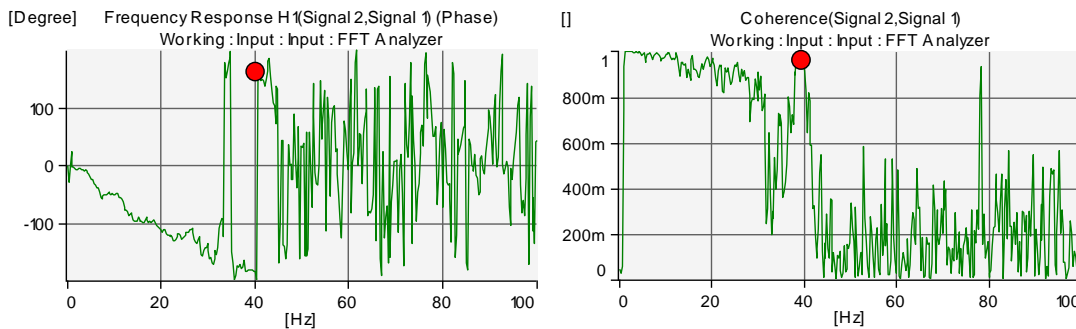
6.2 | Prosedur Analisis Data dalam Metode CSW

Sebagaimana teknik SASW, hasil spektrum berdomain frekuensi yang diperlukan dalam analisis dari pengukuran CSW adalah (i) spektrum amplitudo Fourier, (ii) spektrum fase (perpindahan) dan spektrum koheren dalam domain frekuensi. Gambar 6.2 menunjukkan contoh ketiga

spektrum yang dihasilkan dari satu pengukuran metode CSW menggunakan frekuensi sumber harmonik 40 Hz.



(a) Spektrum Auto atau Amplitud Fourier dari sinyal yang diterima oleh sensor pertama dan sensor kedua



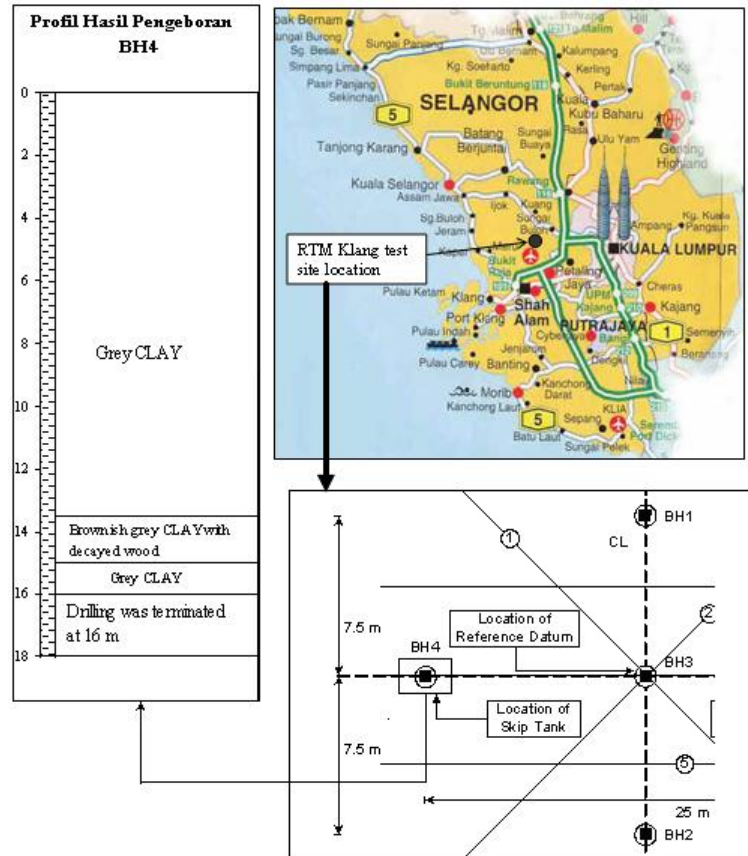
(b) Spektrum respon frekuensi atau spektrum fase, dan spektrum koheren

Gambar 6.2: Hasil spektrum domain frekuensi yang digunakan dalam metode CSW

Dari data spektrum yang diberikan, panjang gelombang dan kecepatan fase efektif dari pengukuran CSW dapat dihitung menggunakan Persamaan (4.2) dan (4.3).

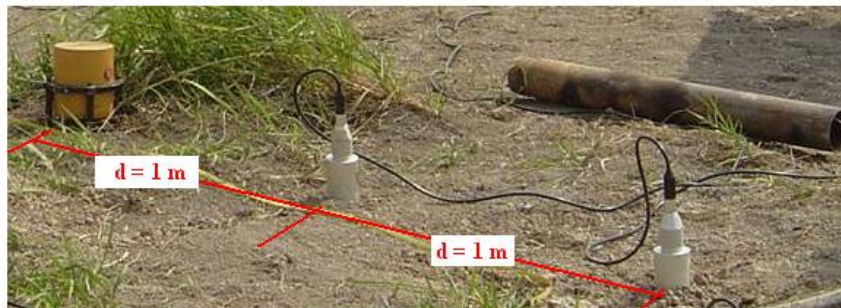
6.3 | Aplikasi Metode CSW untuk Investigasi Sub-Permukaan

Suatu studi kasus pengukuran CSW telah dilaksanakan oleh penulis di lokasi tanah dengan lempung lunak (*soft clay*) di *Radio Receiving Station, Radio Television Malaysia (RTM), Bukit Raja, Klang, Selangor, Malaysia* (Gambar 6.3). Dalam tinjauan geologi, lokasi studi kasus tersebut dapat diklasifikasikan dalam kategori dengan deposit alluvial yang dominan dengan lempung laut lunak (*soft marine clay*) organik. Dari Gambar 6.3 juga dapat ditunjukkan bahwa hasil pengeboran yang dilakukan pada lokasi dan terlihat bahwa hingga kedalaman 16 m didominasi oleh satu jenis tanah saja (tanah lempung) atau tanah dikatakan hampir homogen (seragam).



Gambar 6.3: Lokasi pengujian CSW dan hasil pengeboran pada salah satu profil

Peralatan CSW yang digunakan dalam pengukuran ini terdiri dari sebuah vibrator produksi *Ling Dynamics* tipe 400 electromagnetic vibrator dengan sebuah pelat berdiameter 200 mm untuk kontak langsung dengan tanah. Pengatur *Ling type oscillator* dan *power amplifier* digunakan pada wilayah frekuensi 10 hingga 60 Hz. Dua set sensor dengan frekuensi natural 2 Hz dan penganalisis spektrum *Bruel and Kjaer* (Gambar 6.4) digunakan untuk menerima dan memproses sinyal gelombang.

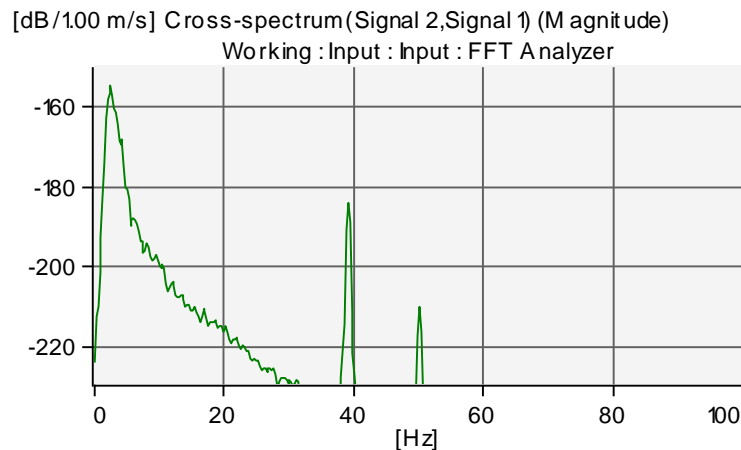


Gambar 6.4: Contoh pengaturan dan konfigurasi pengukuran CSW dengan jarak antara sensor (d) 1 m

Pengukuran pertama dilakukan dengan jarak antara sensor sepanjang 1 m dan frekuensi getaran/vibrator diatur dan dikontrol dari 5 hingga 60 dengan kenaikan sebesar 5 Hz. Gambar 6.5

Sinyal dari kedua sensor menunjukkan bahwa gelombang seismik yang dibangkitkan dari vibrator merupakan gelombang harmonik dengan nilai amplitudo yang tetap. Dari data analog sinyal tersebut ditransformasikan kepada fungsi spektrum auto dan spektrum fase.

Dari spektrum auto (Gambar 6.6) terlihat bahwa selama dilakukan pengukuran terdapat gelombang berfrekuensi lebih rendah (4 Hz) yang diindikasikan gelombang gangguan dari lalu lintas dan faktor lingkungan (*environmental effect*) yang terjadi di lokasi. Hal ini bisa dilihat juga dengan mengukur spektrum silang di antara kedua sinyal sebagaimana dijelaskan dalam Gambar 6.7. Pada frekuensi 4 Hz terlihat terdapat puncak amplitudo gelombang yang tertinggi, selain itu 40 Hz (gelombang dari sumber vibrator) dan gelombang 50 Hz yang diperkirakan gelombang resonansi dari peralatan elektrik yang digunakan di lapangan. Kondisi tersebut memperjelas adanya gelombang lain yang terekam selain gelombang dari vibrator.



Gambar 6.7: Spektrum fungsi silang dari rekaman sinyal berfrekuensi 40 Hz

Meskipun terdapat gelombang gangguan, namun karena sinyal dihasilkan dari vibrator berbentuk gelombang harmonik, maka gelombang seismik masih dapat terekam dengan baik dengan bentuk gelombangnya (*waveform*) yang konsisten. Dari spektrum koheren ditampilkan (Gambar 6.6d) bahwa sinyal pada frekuensi 40 Hz yang diterima baik oleh sensor pertama dan kedua terlihat sangat jelas, hal tersebut terukur dengan nilai koheren maksimum (koheren = 1). Dengan demikian, dari spektrum terlihat bahwa gelombang terdeteksi dengan baik dengan nilai fase gelombang sebesar 182° (Gambar 6.6c).

Dari data beda fase tersebut dengan jarak antar sensor 1 m, dapat diperoleh panjang gelombang R dari pengukuran menggunakan :

$$\lambda = \frac{360 \times (1)}{182^\circ} = 1,978 \text{ m} \quad (6.1)$$

Dengan nilai panjang gelombang R pada frekuensi gelombang harmonik 40 Hz, maka diperoleh nilai kecepatan gelombang R menggunakan :

$$V_R = 40 \text{ (Hz)} \times 1,978 \text{ (m)} = 79,12 \text{ m/s} \quad (6.2)$$

Gelombang R tersebut merambat pada kedalaman tanah tertentu (z) yang dapat dihitung berdasarkan nilai panjang gelombangnya. Berbasis rasio $\lambda/z = 2$, maka kedalaman z dapat ditentukan sebagai :

$$\frac{\lambda}{z} = 2 \quad (6.3)$$

$$z = \frac{1,978 \text{ (m)}}{2} = 0,98 \text{ m} \quad (6.4)$$

Melalui prosedur perhitungan yang sama dapat diperoleh keseluruhan kecepatan gelombang R terhadap kedalaman sebagaimana dijelaskan dalam Tabel 6.1. Untuk menguji konsistensi pengukuran CSW dilakukan konfigurasi terbalik. Sumber gelombang diletakkan dekat dengan sensor kedua pada jarak yang sama sebagaimana konfigurasi sebelumnya (konfigurasi kedepan). Dari hasil pengukuran tersebut diperoleh bahwa metode CSW memiliki konsistensi yang baik dengan perbedaan pengukuran untuk frekuensi 40 Hz adalah -2,15 %.

TABEL 6.1: HASIL PERHITUNGAN KECEPATAN GELOMBANG R TERHADAP FREKUENSI DARI PENGUKURAN CSW DI KELANG, MALAYSIA

NO.	FREKUENSI	SUDUT FASE (°)		KOHEREN		PANJANG GELOMBANG (M)	
	(HZ)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
1	10	60,4	58.3	0,968	0,962	5,96	6.17
2	15	99,1	107	0,993	0,993	3,63	3,36
3	18	110	109	1	1	3,27	3,30
4	20	123	122	1	1	2,93	2,90
5	25	139	137	1	1	2,59	2,63
6	30	158	154	0,988	0,995	2,28	2,34
7	35	170	166	0,995	1	2,12	2,17
8	40	186	182	0,994	1	1,94	1,98
9	45	246	243	0,998	1	1,46	1,48
10	55	282	267	1	1	1,28	1,35
11	60	290	287	0,999	0,999	1,24	1,25

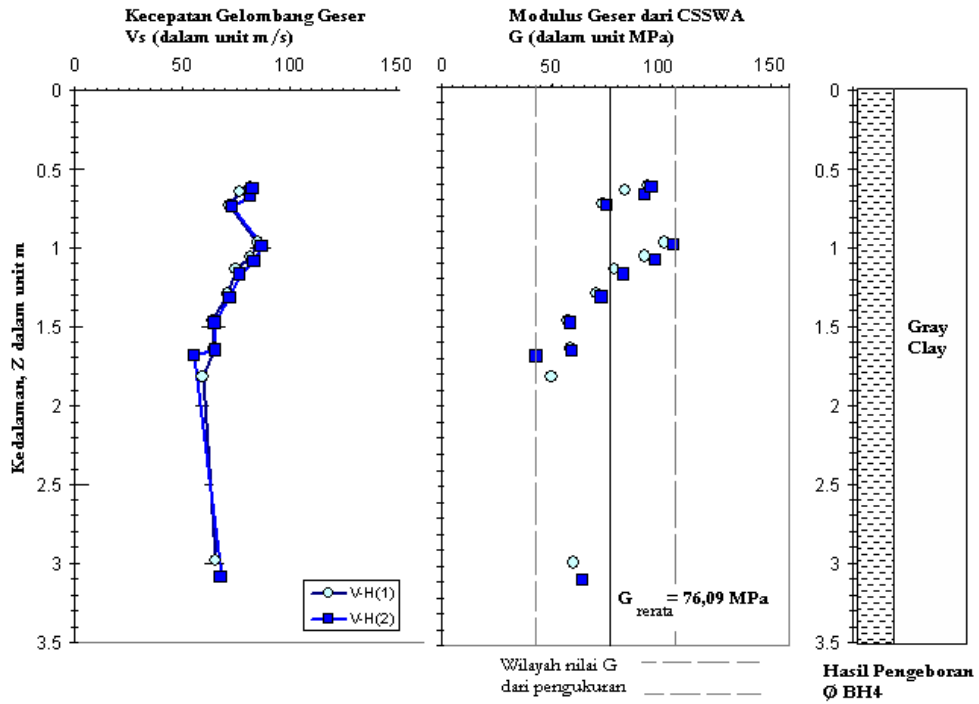
TABEL 6.1 : LANJUTAN

KEDALAMAN (M)		KECEPATAN GELOMBANG R (M/S)		PERBEDAAN
(1)	(2)	(1)	(2)	
2,98	3,09	59,60	61,75	-3.48%
1,82	1,68	54,49	50,47	7.97%
1,64	1,65	58,91	59,45	-0.91%
1,46	1,46	58,54	59,02	-0.81%
1,29	1,31	64,48	65,69	-1.44%
1,14	1,17	68,35	70,13	-2.53%
1,06	1,08	74,12	75,90	-2.35%
0,97	0,99	77,42	79,12	-2.15%
0,73	0,74	65,85	66,67	-1.22%
0,64	0,67	70,21	74,16	-5.32%
0,62	0,63	74,48	75,26	-1.03%
Rata-rata perbedaan di antara dua konfigurasi pengukuran				-1.21%

Dari Tabel 6.1 juga diperoleh bahwa perbedaan pengukuran rata-rata adalah -1,21 %, dengan demikian secara umum metode CSW sangat konsisten untuk pengukuran sinyal pada profil tanah lunak. Hasil pengukuran gelombang R (Tabel 6.1) selanjutnya diubah kepada nilai kecepatan gelombang sekunder (gelombang S) guna mendapatkan nilai modulus geser tanah (G).

Gambar 6.8 menunjukkan profil kecepatan gelombang S terhadap kedalaman yang diperoleh dari pengukuran dan profil modulus geser dinamik hasil pengukuran CSW yang representasi modulus geser tanah maksimum. Nilai rata-rata modulus geser yang diperoleh adalah 76,09 MPa dengan berat volume tanah terukur pada wilayah 1300 – 1500 kg/m³. Hasil tersebut sesuai dan rasional untuk nilai modulus geser dinamik tanah lempung, jika dibandingkan dengan hasil studi Nazarian & Stokoe (1986) yang memperoleh nilai modulus geser tanah lempung sebesar 88,13 MPa (34 ksi).

Dari hasil pengukuran CSW ini juga dapat ditunjukkan bahwa meskipun lokasi studi telah diketahui didominasi oleh satu jenis tanah saja yaitu tanah lempung (*gray clay*), namun modulus geser dinamik tanah hingga kedalaman 2 m, memiliki rentang nilai modulus antara 43 hingga 106 MPa. Variasi ini menunjukkan bahwa lokasi kajian tersusun dalam beberapa lapisan tanah lempung sejenis dengan kekakuan yang berbeda akibat stratifikasi lapisan tanah yang tidak seragam. Hasil kajian ini juga menunjukkan potensi CSW untuk menampilkan profil struktur tanah tanpa memerlukan pekerjaan pengeboran dan kemampuannya untuk mengevaluasi sifat dinamik tanah dengan baik.



Gambar 6.8: Perbandingan profil Vs, G dan hasil pengeboran di lokasi studi

Bab 7

Teknik MASW-Analisis Multi-Sensor Gelombang Permukaan

7.1 | Konfigurasi Pengukuran

Metode analisis multi-sensor gelombang permukaan (*multichannel analysis of surface waves*, MASW) secara umum dapat dikelompokkan menjadi tiga teknik pengujian antara lain: (i) teknik aktif, (ii) teknik pasif terpisah (*passive remote*) dan (iii) pasif tepi jalan (*passive roadside*). Perbedaan utama ketiga jenis tersebut adalah terletak pada jenis sumber gelombang yang digunakan dan konfigurasi pengukurannya.

Teknik aktif MASW menggunakan sumber gelombang transien untuk membangkitkan energi mekanik sedangkan kedua teknik pasif lainnya, masing-masing menggunakan getaran alami dan getaran yang diakibatkan oleh aktivitas lalu lintas. Meskipun demikian, ketiga teknik pengujian secara umum memiliki konfigurasi pengukuran yang sama.

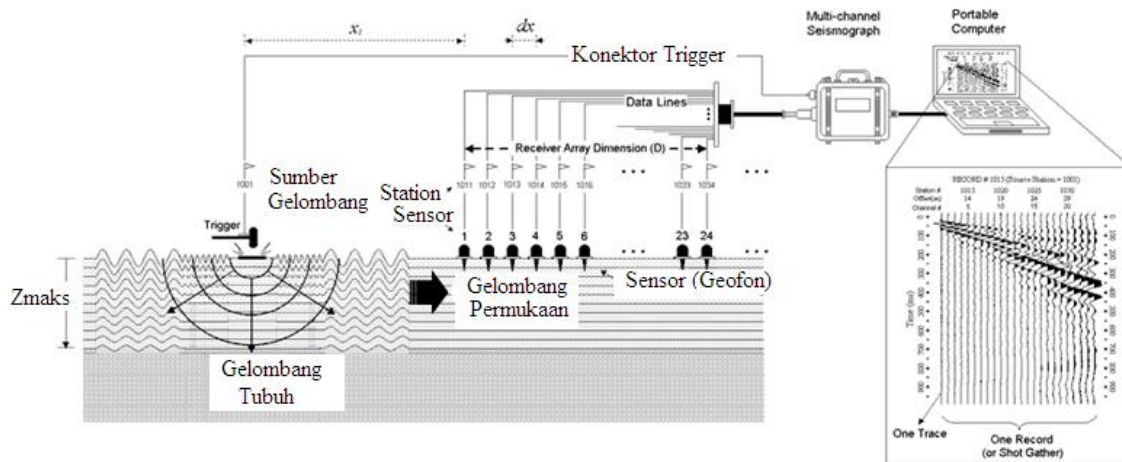
Sebagaimana metode SASW, dalam metode MASW ini, konfigurasi pengujian diantaranya panjang bentang seluruh sensor (D), jarak antar sumber gelombang dan sensor pertama (x_1) dan jarak antar sensor (dx) merupakan parameter utama yang perlu ditentukan terlebih dahulu sebelum dilakukan pengujian di lapangan. Gambar 7.1 menunjukkan konfigurasi multi-sensor dan susunan terhadap seismograf dan posisi sumber gelombang. Penjelasan ketiga parameter utama dan pendekatan untuk penentuan jarak-jaraknya diberikan berikut ini.

7.1.1 Panjang Bentang Seluruh Sensor (D)

Penentuan panjang bentang seluruh pengesan (D) dilakukan dengan mempertimbangkan panjang gelombang maksimum (λ_{maks}) dan hal berkaitan ini dengan penentuan kedalaman profil tanah yang akan diobservasi. Prinsip utama yang digunakan adalah panjang bentang seluruh sensor (D) bernilai sama atau lebih besar dari kedalaman observasi, dimana dinyatakan dalam:

$$D \approx k \times Z_{maks} \quad (7.1)$$

dengan, k = konstanta dengan nilai : $1 < k < 3$ dan Z_{maks} adalah kedalaman maksimum observasi.



Gambar 7.1: Konfigurasi pengukuran MASW dan berbagai peralatan serta skema pengambilan datanya

Namun, penentuan nilai D perlu mempertimbangkan jenis sumber gelombang yang digunakan. Jika terlalu panjang dan sumber gelombang tidak menghasilkan energi yang memadai sehingga diterima sensor, maka akan berpengaruh terhadap kualitas sinyal yang diterima oleh sensor. Selanjutnya, pada akhirnya akan mempengaruhi profil sub-permukaan yang akan dihasilkan.

7.1.2 Jarak antar Sensor (dx)

Penentuan jarak antar sensor (dx) ditentukan dengan mempertimbangkan panjang gelombang terpendek (λ_{\min}) dan secara langsung menentukan kedalaman observasi dari suatu profil media, atau dinyatakan sebagai:

$$Z_{\min} \approx k \times dx, \text{ dengan } 0,3 \leq k \leq 1 \quad (7.2)$$

7.1.3 Jarak Sumber Gelombang terhadap Sensor Pertama (x_1)

Penentuan jarak sumber gelombang terhadap sensor pertama (x_1) ditentukan supaya meminimalisasi pengaruh lapangan akibat interferensi gelombang atau dikenal dengan istilah *near-field effect*. Jarak sumber gelombang terhadap sensor pertama ditentukan sebagai berikut:

$$x_1 \approx 20\% D \quad (7.3)$$

Park et al. (1999) memberikan catatan mengenai jarak sumber gelombang terhadap sensor pertama ini bahwa jika jarak tersebut ditentukan terlalu panjang, hal tersebut akan berpengaruh terhadap panjang bentangan seluruh sensor (D). Selanjutnya, sebagai efeknya, gelombang dengan

mode tinggi menjadi lebih dominan dan dapat mengurangi nilai rasio sinyal terhadap gangguan/derau (S/N).

7.1.4 Parameter Perekaman Data Gelombang

Selain penentuan ketiga jarak tersebut, terdapat parameter lain yang berpengaruh dalam pengukuran MASW yaitu jumlah sampel rekaman berdomain waktu (*sampling rate, dt*) dan waktu perekaman (*recording time, T*). Tabel 7.1 memperlihatkan beberapa parameter konfigurasi pengukuran MASW diantaranya ukuran jarak sumber gelombang terhadap sensor, jarak antar sensor, panjang bentang pengukuran, sumber gelombang, jumlah sampel rekaman dan waktu rekaman yang dapat ditentukan berdasarkan nilai kekakuan media yang diobservasi.

Tabel 7.1 : Besaran parameter konfigurasi pengukuran MASW berdasarkan nilai kekakuan bahan

Kekakuan Lapisan Bahan (V_s , m/s)	x_1 (m)	dx (m)	D (m)	Jenis Sensor (Hz)	Sumber Gelombang (kg)	Waktu Perekaman (ms)	Jumlah Sampel Rekaman Waktu (ms)
Sangat Lunak ($V_s < 100$)	1 – 5	0,25 – 0,5	< 20	4,5	> 5	1000	1
Lunak ($100 < V_s < 300$)	5 – 10	0,5 – 1,0	< 30	4,5	> 5	1000	1
Keras ($300 < V_s < 500$)	10 – 20	1,0 – 2,0	< 50	4,5 – 10	> 5	500	0,5
Sangat Keras ($V_s > 500$)	20 – 40	2,0 – 5,0	< 100	4,5 – 40	> 5	500	0,5

Sumber : Penumandu et al. (2005)

7.2 | Prosedur Pengambilan Data di 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:

- a) 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 digunakan akan konfigurasi lapangan dan perlu disesuaikan luas lokasi yang akan diobservasi.
- b) Menentukan jenis seismograf yang akan digunakan dalam pengukuran. Seismograf berfungsi untuk mengoperasikan sensor gelombang untuk menerima data dan mengirimkan dalam bentuk digital. Beberapa seismograf telah dilengkapi tampilan layar

untuk memonitor kualitas data selama pengukuran MASW. Gambar 7.3 menunjukkan salah satu contoh seperangkat seismograf, RAS-24 yang dapat digunakan dalam metode MASW.



Gambar 7.2: Jenis sensor geofon yang digunakan dalam pengukuran MASW

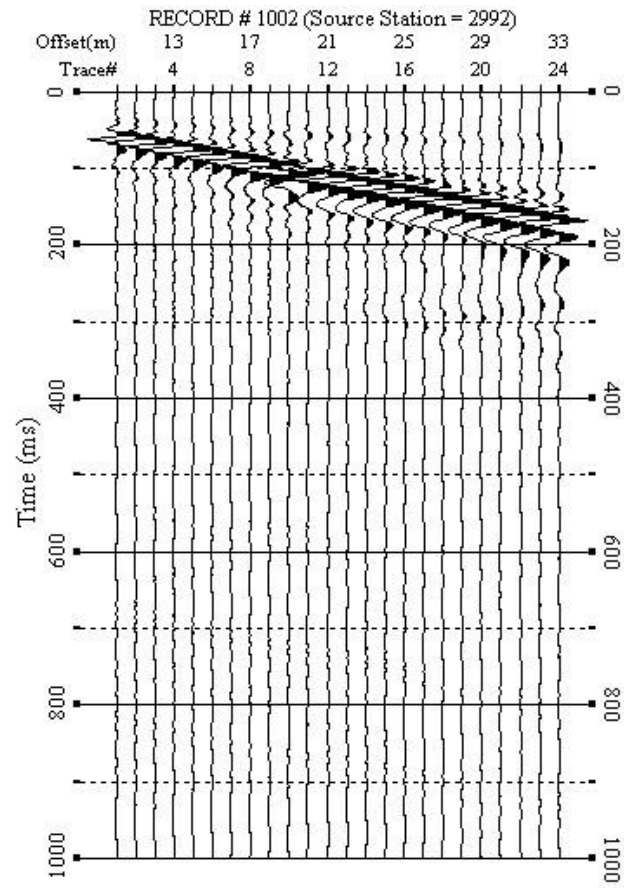


Gambar 7.3: Satu set perlengkapan seismograf RAS 24 yang digunakan dalam pengukuran MASW

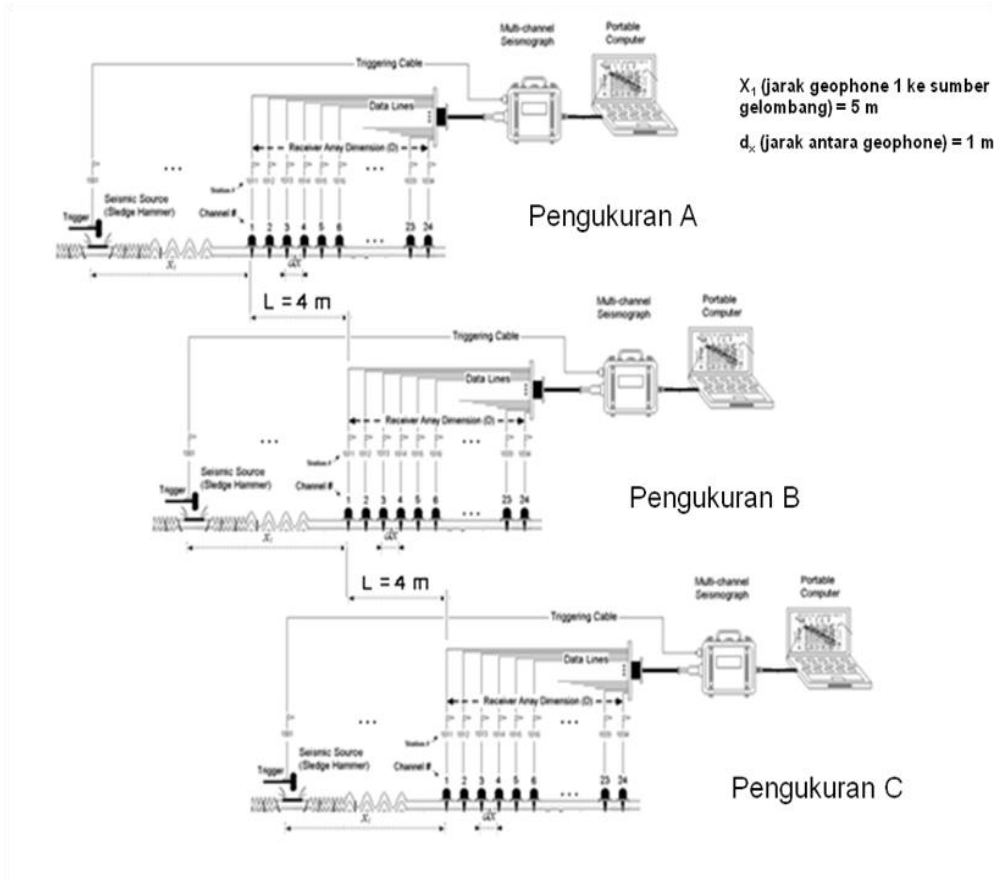
- c) Menentukan satu garis imajiner yang lurus dengan pusat pengukuran (*centerline*) ditentukan di nomor tengah sensor atau misalnya sensor geofon ke-12 dan 13 jika menggunakan 24 geofon dalam satu pengukuran.
- d) Kedalaman observasi sub-permukaan perlu ditentukan terlebih dahulu. Hal ini akan mempengaruhi konfigurasi pengukuran MASW diantaranya panjang bentangan seluruh sensor (D), dan parameter-parameter ukuran lainnya (dx , x_1 , dt , T) sebagaimana telah dijelaskan dalam sub-bab sebelumnya.
- e) Menentukan jenis sumber gelombang yang akan digunakan. Jika menggunakan jarak bentang sensor yang panjang, percobaan hentaman sumber gelombang perlu dilakukan untuk memastikan energi gelombang dapat dideteksi oleh sensor terakhir dalam satu

pengukuran. Misalnya, jika jarak antar sensor ditentukan sebesar $dx = 1$ m, maka panjang bentang seluruh sensor jika menggunakan 24 sensor adalah 23 m; ditambah dengan jarak sumber gelombang terhadap sensor pertama (x_1) ditetapkan 1 m, maka energi gelombang dari sumber mekanik harus dapat diterima dengan baik pada sensor ke-24 atau berjarak sekitar 24 m dari sumber gelombang. Semakin panjang ukuran jarak antar sensor, diperlukan energi gelombang yang semakin besar.

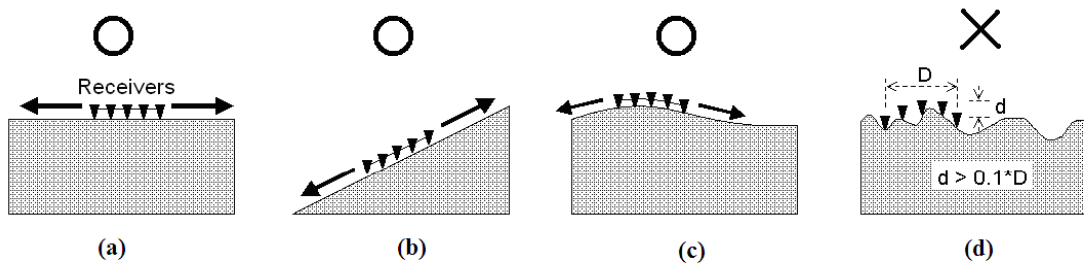
- f) Jika energi gelombang telah disalurkan melalui sumber gelombang, maka energi akan diterima oleh seluruh sensor sepanjang garis lintasan dalam bentuk sinyal gelombang. Sinyal gelombang selanjutnya dikonversikan melalui seismograf dalam amplitudo berdomain waktu. Jika kualitas sinyal gelombang seismik yang direkam tidak baik maka pengukuran perlu diulang hingga diperoleh sinyal dengan kualitas data yang baik untuk dianalisis.
- g) Pengambilan data perlu dilakukan beberapa kali untuk memastikan konsistensi data seismik yang direkam selama pengukuran ini. Gambar 7.4 menunjukkan contoh hasil rekaman data seismik dari pengukuran MASW menggunakan 24 sensor geofon di atas permukaan tanah.
- h) Untuk mendapatkan profil 2 D, posisi geofon dapat dipindahkan bersama dengan posisi sumber gelombang tanpa harus merubah ukuran konfigurasi pengukuran yang telah ditentukan sebelumnya (Gambar 7.5).
- i) Pengukuran seterusnya dapat dilakukan mengikuti tahapan di atas (mulai langkah d) dan diulang beberapa kali hingga mendapatkan beberapa set rekaman pengukuran data seismik.
- j) Kondisi topografi untuk lintasan pengukuran MASW juga menjadi salah satu hal yang harus diperhatikan. Penyelidikan MASW ini sebaiknya dilakukan pada medan yang cukup datar. Dalam Gambar 7.6 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 7.4: Contoh rekaman data seismik dari pengukuran MASW menggunakan 24 sensor geofon



Gambar 7.5: Konfigurasi lapangan MASW untuk mendapatkan profil 2-D

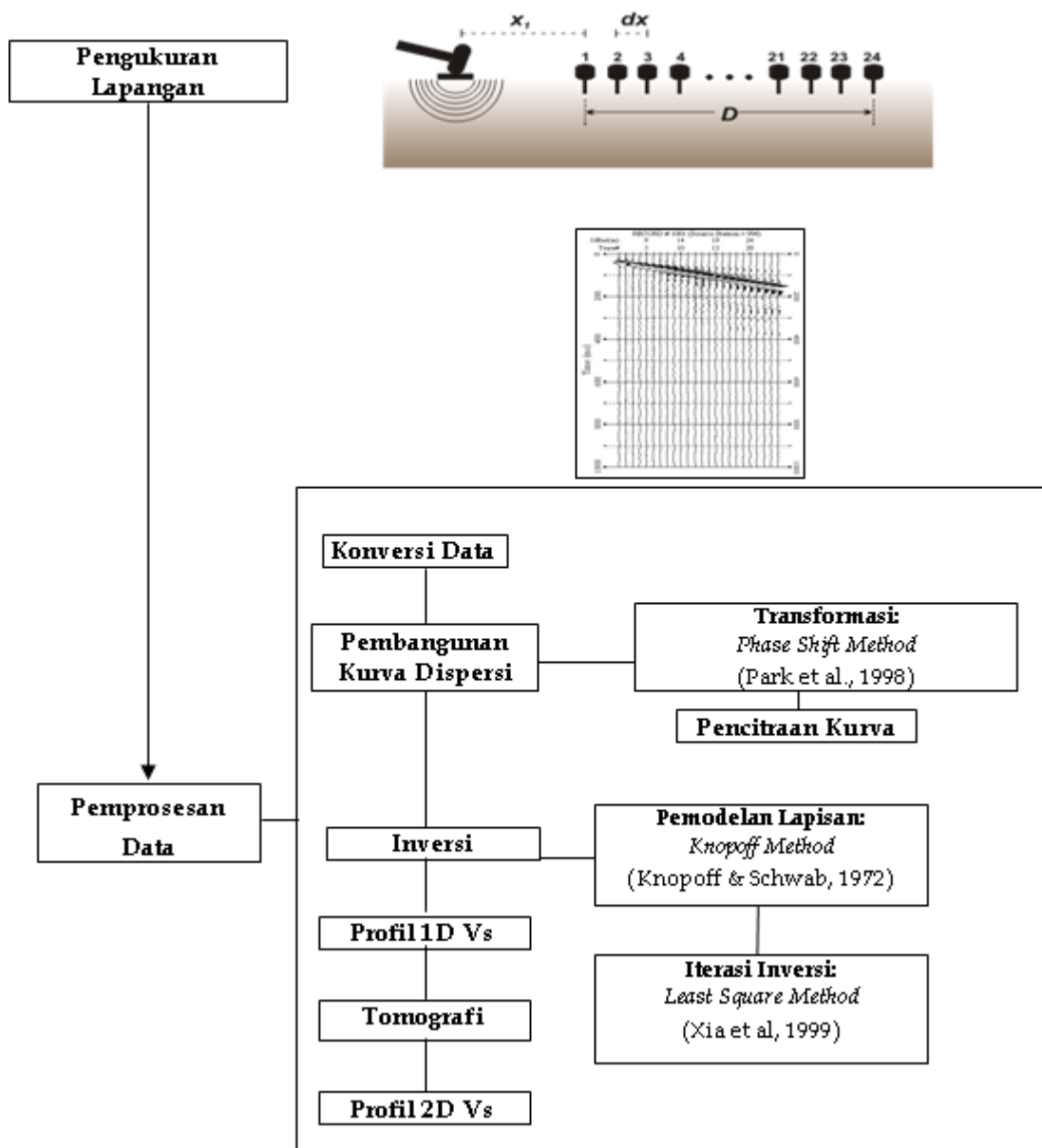


Gambar 7.6: Kondisi topografi yang sesuai (gambar a, b, dan c) dan yang tidak sesuai untuk pengukuran MASW (gambar d)

7.2 Tahapan Analisis Data

Tahapan pemrosesan dan analisis data seismik dari hasil pengukuran MASW di lapangan secara skematik diberikan dalam Gambar 7.7. Dari Gambar 7.7 ditunjukkan bahwa terdapat tiga tahapan

utama dalam pemrosesan data, yaitu (i) analisis derau (gangguan sinyal), (ii) pembangunan kurva disperse dan (iii) inversi untuk mendapatkan profil tanah atau media. Penjelasan masing-masing tahapan diberikan berikut ini.



Gambar 7.7: Bagan alir tahapan pemrosesan data dalam MASW

7.2.1 Analisis Derau (Gangguan Sinyal)

Dalam hasil rekaman data seismik yang diperoleh di lapangan, seluruh sinyal yang frekuensinya terdeteksi oleh geofon akan terekam, tak terkecuali selain gelombang seismik adalah sinyal dari getaran alami, getaran dari mesin fondasi, sinyal dari getaran lalu lintas ataupun getaran dari peralatan mekanik dan elektronik. Sinyal-sinyal selain yang berasal dari gelombang seismik dikategorikan sebagai derau atau gangguan sinyal. Sinyal derau ini dapat menurunkan kualitas

sinyal gelombang seismik bahkan dapat mengurani kevalidatan profil tanah atau media yang dihasilkan nanti dalam proses analisis data MASW. Dengan demikian, pengaruh derau dalam rekaman data seismik perlu dihilangkan atau disaring (*filtering*).

Beberapa teknik pemrosesan data seismik digunakan dalam analisis data untuk meningkatkan rasio sinyal terhadap derau (S/N), yang pada akhirnya akan menghasilkan rentang panjang kurva dispersi kecepatan fase yang lebih luas dan dapat memperoleh sampel gelombang untuk lapisan tanah yang lebih dalam. Terdapat beberapa pendekatan yang biasa digunakan dalam mengatasi permasalahan derau dalam rekaman gelombang seismik diantaranya teknik penyaringan wilayah derau (*band reject filtering*) dan teknik peredaman (*mute*).

7.2.2 Pembangunan Kurva Dispersi

Dalam tahapan ini, data seismik yang diperoleh dari lapangan perlu ditransformasikan terlebih dahulu untuk menghasilkan citra spektrum dispersi kecepatan fase. Salah satu metode yang dapat digunakan dalam tahapan ini adalah metode transformasi geser fase (*phase shift transformation*) yang direkomendasikan oleh Park et al. (1998). Metode ini memiliki beberapa keunggulan untuk mengidentifikasi dan memisahkan jenis gelombang seismik dan sinyal derau. Setelah proses transformasi selesai, kurva dispersi selanjutnya dapat dihasilkan. Langkah-langkah dalam proses transformasi dan pembangunan kurva dispersi dijelaskan secara umum berikut ini.

- a) Transformasi data seismik menggunakan FFT, pada spektrum berdomain frekuensi:

$$R_i(\omega) = \text{FFT}[r_i] \quad (i = 1, 2, \dots, N) \quad (7.1)$$

dengan, r_i adalah rekaman seismik dari multi-sensor dari sensor ke- i .

Selanjutnya $R_i(\omega)$ dapat dituliskan dalam spektrum amplitudo $A_i(\omega)$ dan fase $P_i(\omega)$. $A_i(\omega)$ berubah searah dengan perubahan jarak (i) dan frekuensi sudut (ω) disebabkan oleh adanya divergensi sferikal (*spherical divergence*), pengurangan energi (*attenuation*) dan karakteristik spektrum sumber gelombang. $P_i(\omega)$ merupakan nilai fase yang ditentukan oleh kecepatan fase (c) setiap frekuensinya yang dituliskan sebagai :

$$P_i = e^{-j\Phi_i(\omega)} \quad (7.2)$$

dengan,

$$\Phi_i(\omega) = \frac{\omega x_i}{c} = \frac{\omega \{x_1 + (i-1) dx\}}{c} \quad (7.3)$$

Selanjutnya, amplitudo ternormal dapat ditentukan untuk setiap nilai frekuensinya dengan persamaan:

$$R_{i,norm}(\omega) = R_i(\omega)/|R_i(\omega)| = P_i(\omega) \quad (7.4)$$

- b) Pada suatu rentang kecepatan fase dan frekuensi tertentu, nilai perpindahan fase dapat dihitung dari waktu tunggu (*time delay*) pada jarak tertentu. Jika seluruh nilai tersebut dijumlahkan bersama maka diperoleh jumlah keseluruhan amplitudo yang dinyatakan sebagai:

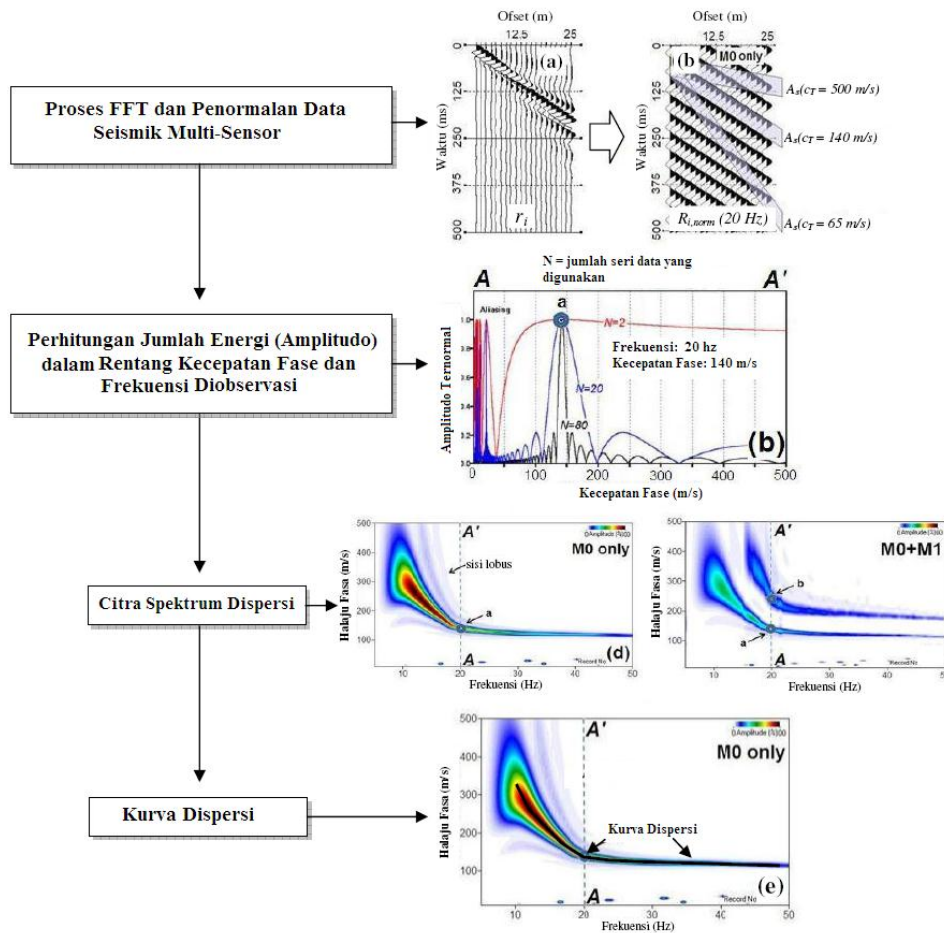
$$A_s(c_T) = e^{-j\delta_{1,T}} R_{1,norm}(\omega) + e^{-j\delta_{2,T}} R_{2,norm}(\omega) + \dots + e^{-j\delta_{N,T}} R_{N,norm}(\omega) \quad (7.5)$$

dengan,

$$\delta_{i,T} = \omega \frac{\{x_1 + (i-1)dx\}}{c_T} \quad (7.6)$$

$\delta_{i,T}$ merupakan nilai fase yang besarnya akan meningkat searah dengan peningkatan jarak dan ditentukan oleh kecepatan fase (c_T) dalam suatu rentang pemindaian. $A_s(c_T)$ merupakan nomor kompleks yang besarnya adalah mutlak terhadap nilai amplitudo dari jumlah sinusoidal gelombang dalam domain waktu. Proses perhitungan ini selanjutnya dilakukan bagi setiap frekuensi yang berbeda.

- c) Dalam domain frekuensi-kecepatan fase, jumlah amplitudo akan menunjukkan kelompok energi yang merupakan pola mode fundamen rambatan gelombang seismik permukaan. Apabila, dalam rekaman data seismik, gelombang tubuh terekam, maka akan muncul sebagai mode yang lebih tinggi (*multi-mode*). Selanjutnya, kurva dispersi dapat dikonstruksikan melalui nilai amplitudo tertinggi sepanjang mode fundamen tersebut. Tahapan-tahapan tersebut di atas dapat diilustrasikan dalam bagan alir dan urutan produk analisis sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 7.8.

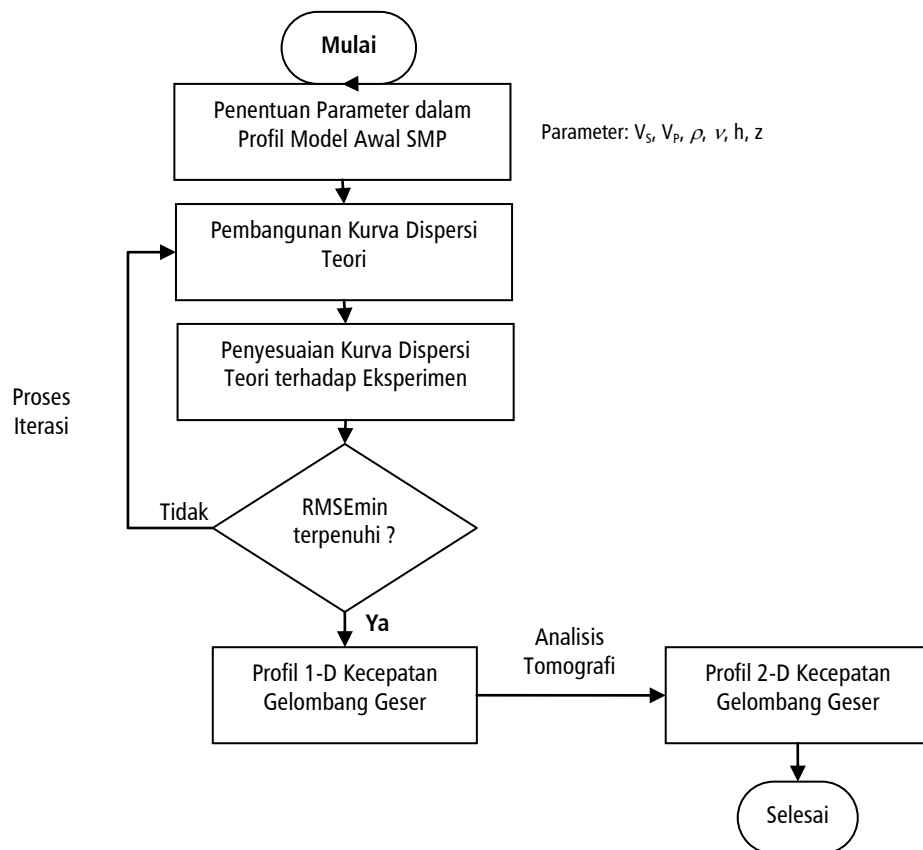


Gambar 7.8: Bagan alir pembangunan kurva dispersi dalam MASW

Sumber: Ariestianty (2010)

7.2.3 Proses Inversi

Proses inversi kurva dispersi eksperimen dilakukan untuk mendapatkan profil akhir kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman yang digunakan untuk menggambarkan karakteristik sub-permukaan. Bagan alir proses inversi secara umum diberikan dalam Gambar 7.9.



Gambar 7.9: Bagan alir proses inversi kurva dispersi dalam MASW

Terdapat beberapa metode inversi yang dapat digunakan dalam pemrosesan MASW ini. Dalam bagian ini, diberikan penjelasan proses inversi menggunakan metode Schwab & Knopoff (1972) untuk mendapatkan model lapisan tanah dan matriks Jacobian untuk menganalisis sensitifitas perubahan parameter model awal dalam proses inversi. Selanjutnya, untuk proses iterasi dalam analisis inversi, dapat digunakan metode Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963) menggunakan persamaan redaman pemberat (*weighted damping equation*).

Tahap pertama yang harus dilakukan dalam proses inversi adalah menyusun parameter model awal (SMP) dengan mengasumsikan membangun model lapisan sub-permukaan dan karakteristik setiap lapisannya dengan parameter antara lain kecepatan gelombang geser (V_S), kecepatan gelombang tubuh (V_P), berat volume (ρ), rasio *Poisson* (ν), tebal lapisan (h) dan kedalaman profil (z). Bentuk umum untuk persamaan dispersi yang dibangun dari model profil tersebut dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$F(f_j, C_{R_j}, V_S, V_P, \rho, h) = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, m) \quad (7.7)$$

dengan,

f_j = frekuensi (Hz)

C_{R_i} = kecepatan fase gelombang Rayleigh (m/s)

V_S = $(V_{S_1}, V_{S_2}, \dots, V_{S_n})^T$ = vektor kecepatan gelombang geser dengan V_{S_i} adalah kecepatan gelombang pada lapisan ke- i dan n merupakan jumlah lapisan yang menyusun profil sub-permukaan.

V_P = $(V_{P_1}, V_{P_2}, \dots, V_{P_n})^T$ = vektor kecepatan gelombang tubuh (primer) dengan V_{P_i} adalah kecepatan gelombang pada lapisan ke- i dan n merupakan jumlah lapisan yang menyusun profil sub-permukaan.

ρ = $(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n)^T$ = vektor berat volume (dapat juga dinyatakan dalam kepadatan) dengan ρ_i merupakan berat volume pada lapisan ke- i .

h = $(h_1, h_2, \dots, h_{n-1})^T$ = vektor ketebalan lapisan dengan h_i merupakan tebal lapisan pada lapisan ke- i .

Kecepatan fase dapat ditentukan dari akar persamaan 7.7, dengan nilai SMP yang telah ditentukan dari model pada suatu frekuensi tertentu. Kebanyakannya, untuk investigasi sub-permukaan pada media tanah, hanya mode fundamen saja yang dipertimbangkan sedangkan jika dilakukan investigasi pada profil yang lebih kompleks maka superposisi mode perlu dipertimbangkan.

Jika kurva dispersi terdiri dari m titik data, maka satu rangkaian persamaan m dalam bentuk persamaan 7.7 dapat digunakan untuk mendapatkan kecepatan fase pada frekuensi f_j ($j=1, 2, \dots, m$) dengan metode bisection (Press et al., 1992). Setiap parameter media, misalnya pada media tanah, selanjutnya dianalisis sensitifitasnya terhadap pembangunan kurva dispersi menggunakan matrik Jacobian. Matrik Jacobian model lapisan kecepatan gelombang geser J_S pada frekuensi f_j dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$J_S = \left[- \frac{\partial F / \partial v_{si}}{\partial F / \partial c_R} \Big|_{f=f_j} \right] \quad (7.8)$$

Pengaruh perubahan parameter kecepatan gelombang geser terhadap kecepatan gelombang fasenya dapat ditentukan menggunakan persamaan matrik Jacobian tersebut. Kecepatan gelombang geser merupakan parameter model yang sangat berpengaruh dalam analisis inversi kurva dispersi eksperimen. Kecepatan gelombang geser dapat dinyatakan sebagai komponen

vektor x dari panjang n atau dapat ditulis sebagai $x = (V_{S_1}, V_{S_2}, \dots, V_{S_n})^T$. Seperti halnya, untuk kecepatan fase gelombang R juga dapat dinyatakan sebagai komponen vektor b dari panjang m atau ditulis sebagai $b = (b_1, b_2, \dots, b_m)^T$.

Selanjutnya, kecepatan gelombang R dalam model C_R (persamaan 7.7) merupakan fungsi non-liner, maka untuk memudahkan proses analisis inversi, perlu dilinerisasikan menggunakan seri Taylor, menggunakan teori matrik:

$$J\Delta x = \Delta b \quad (7.9)$$

dengan, $\Delta b = b - c_R(x_0)$ merupakan perbedaan antara data terobservasi dan respon model terhadap SMP-nya, $c_R(x_0)$ merupakan respon model terhadap parameter awal kecepatan gelombang geser, Δx merupakan suatu faktor penyesuaian asumsi awal dan J merupakan matriks Jacobian dengan m baris dan n kolom ($m > n$).

Komponen-komponen matriks Jacobian adalah bentuk turunan partial pertama c_R terhadap kecepatan gelombang geser. Ketepatan turunan partial merupakan kunci kesuksesan penyesuaian (modifikasi) parameter model lapisan tanah dalam proses inversi.

Metode *ekstrapolasi polinomial Ridder* (Press et al., 1992) selanjutnya dapat digunakan untuk menentukan bentuk turunan partial atau matriks Jacobian dalam proses iterasi inversi. Nilai kecepatan gelombang geser awal dalam proses iterasi ditentukan dengan menggunakan persamaan berikut ini:

$$\begin{aligned} V_{S_1} &= \frac{C_{R(\text{tinggi})}}{\beta} && \text{(lapisan pertama)} \\ V_{S_2} &= \frac{C_{R(\text{rendah})}}{\beta} && \text{(lapisan kedua)} \\ V_{S_i} &= \frac{C_R(f_i)}{\beta} && (i=2,3,\dots,n-1) \end{aligned} \quad (7.10)$$

dengan β adalah konstanta yang mempunyai rentang 0,874 hingga 0,955 untuk angka Poisson dari 0,0 hingga 0,5. Asumsi asimtot kecepatan fase gelombang R dalam frekuensi tinggi, $c_R(\text{tinggi})$, dan frekuensi rendah, $c_R(\text{rendah})$, diinterpretasikan jika kurva dispersi yang diobservasi dengan jelas menunjukkan adanya asimtot pada kedua ujung kurva. Jika tidak terjadi asimtot pada kurva dispersi, maka kecepatan fase tertinggi dan terendah dapat ditentukan sebagai nilai $c_R(\text{tinggi})$ dan $c_R(\text{rendah})$. Untuk lapisan-lapisan di antara lapisan pertama dan tak terhingga, suatu panjang gelombang tertentu akan dipilih sebagai satu lapisan.

Kemudian, untuk kecepatan gelombang Rayleigh $c_R(f_j)$ dengan panjang gelombang, λ , maka persamaan 7.10 dapat digunakan untuk mencari nilai awal kecepatan gelombang geser lapisan pada kedalaman $0,63\lambda$. Nilai-nilai awal bagi kecepatan gelombang geser yang ditentukan dengan cara ini belum menghasilkan nilai asumsi yang terbaik, tetapi cara ini dapat digunakan dan cukup baik untuk memulakan algoritma inversi.

Dasarnya adalah nilai awal yang ditentukan dengan persamaan 7.10 senantiasa merujuk atau dikembangkan dari model sebenarnya. Seterusnya, proses iterasi perlu dilakukan terus menerus sehingga diperoleh nilai profil media dengan galat akar dua (*root mean square error*, RMSE) minimum terpenuhi. Parameter model dengan nilai RMSE terkecil dapat digunakan untuk merepresentasikan sebagai profil sub-permukaan.

7.2.4 Analisis Tomografi

Analisis tomografi digunakan untuk menghasilkan profil kecepatan gelombang geser dua dimensi (2-D). Dengan profil dua dimensi ini perubahan lapisan dan karakteristik material dalam sub-permukaan dapat diobservasi dengan baik. Profil 2-D ini dihasilkan dari penggabungan profil kecepatan gelombang geser satu dimensi (1-D) menggunakan suatu pengkonturan jaringan atau grid (*contouring grid*).

7.3 | Kasus Pengukuran MASW

Studi kasus dilaksanakan di kampus Universitas Muhammadiyah Yogyakarta (UMY) yang terletak di Tamantirto, Kecamatan Kasihan, Kabupaten Bantul, Yogyakarta. Dalam studi kasus ini, perambatan gelombang permukaan direkam oleh seismograf yang dihubungkan pada sejumlah geofon yang ditanamkan ke dalam tanah sepanjang lintasan survai. Geofon yang digunakan adalah geofon berfrekuensi 28 Hz (Gambar 7.10) untuk merekam gelombang Rayleigh dengan baik. Geofon yang digunakan berjumlah 24 buah yang disambungkan dengan seismograf untuk melakukan pencatatan data seismik (Gambar 7.11). Sumber getaran yang digunakan untuk menghasilkan gelombang, berasal dari sebuah palu atau sumber mekanik (7.12).



Gambar 7.10: Sensor geophone untuk frekuensi natural 28 Hz

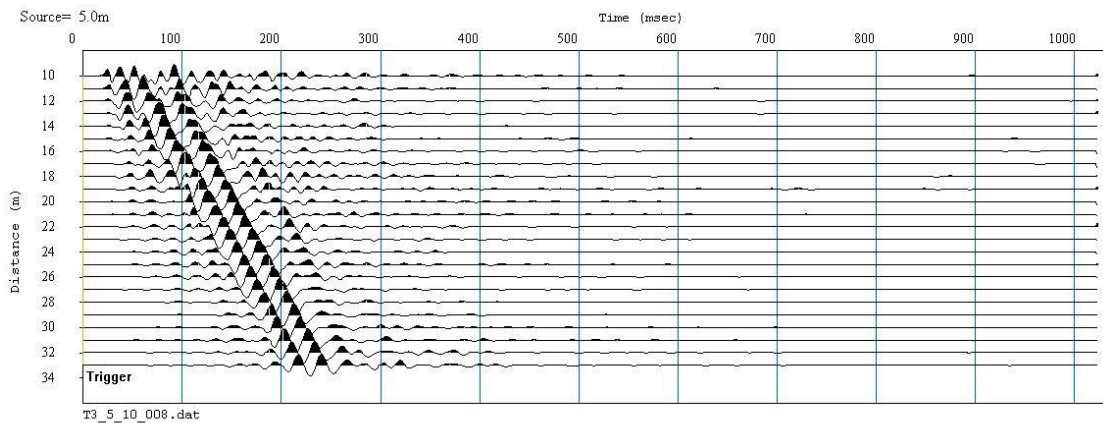


Gambar 7.11: Alat seismograf untuk perekaman data gelombang permukaan



Gambar 7.12: Sumber gelombang mekanik yang digunakan

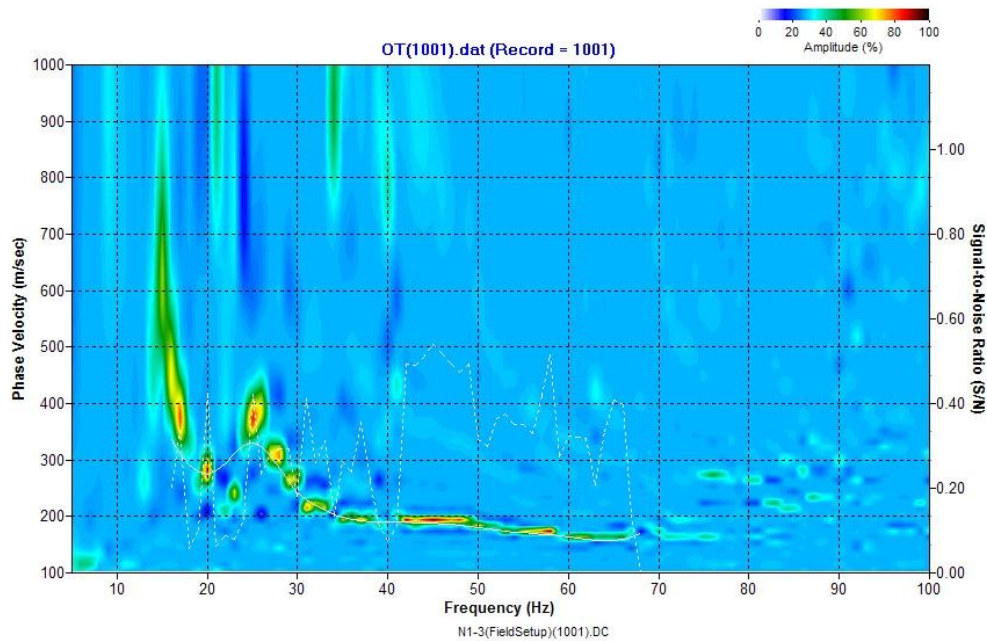
Contoh hasil rekaman data seismik yang diperoleh dari pengukuran MASW di lapangan diberikan dalam Gambar 7.13. Dalam gambar ditunjukkan bahwa rekaman data seismik dari 24 geofon terlihat jelas dengan sedikit derau berfrekuensi rendah.



Gambar 7.13: Rekaman data seismik dari pengukuran MASW

Gambar 7.14 menunjukkan salah satu contoh kurva dispersi yang didapatkan dari hasil analisis data seismik dari gambar 7.13. Kurva ini menunjukkan informasi kecepatan fase melawan panjang gelombang dan/atau frekuensi. Selain mode dasar/fundamen yang dibentuk sebagian besarnya oleh gelombang permukaan, kurva dispersi ini juga menunjukkan corak mode yang lebih tinggi. Spektrum warna dalam kurva dispersi menunjukkan distribusi energi atau amplitudo pada setiap data diskrit kecepatan fase melawan panjang gelombang dan frekuensi.

Berdasarkan kurva dispersi ini, selanjutnya dibangun suatu profil tanah menggunakan analisis inversi. Dalam proses inversi, dilakukan penyesuaian kurva dispersi teori dan hasil pengukuran melalui beberapa iterasi, yang akhirnya dihasilkan profil kecepatan gelombang tanah.

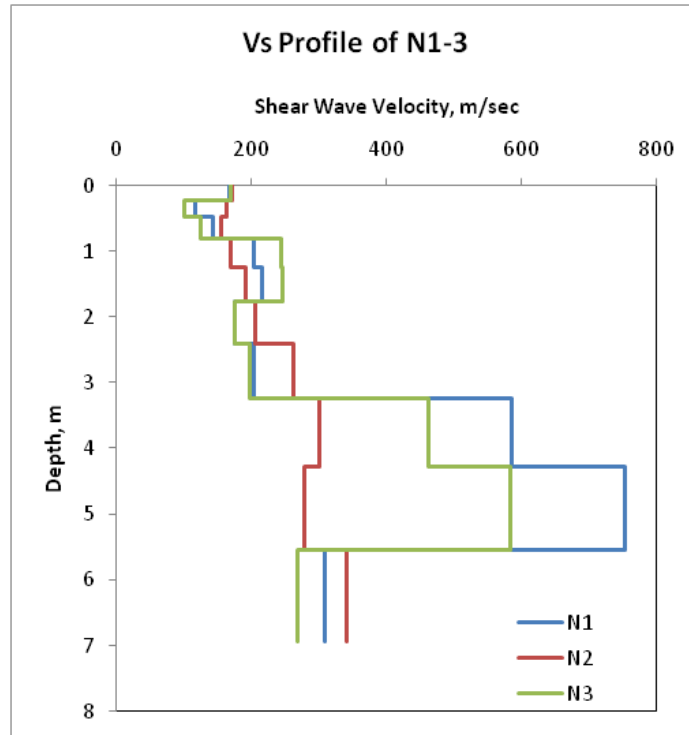


Gambar 7.14: Contoh salah satu kurva dispersi eksperimen yang dihasilkan dari pengukuran MASW di UMY

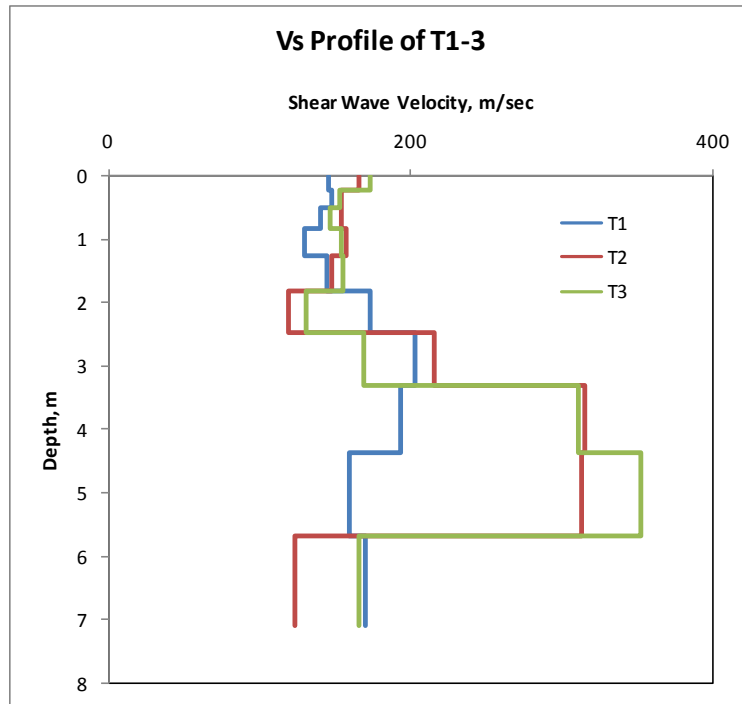
Inversi kurva disperse eksperimen merupakan satu bentuk penyelesaian berdasarkan permasalahan kedepan (*forward problem*) perambatan gelombang Rayleigh pada media yang berlapis. Setiap lapisan harus diasumsikan sebagai media elastik linier yang homogen, yang disifatkan dalam beberapa parameter yaitu tebal, kepadatan dan dua nilai konstanta elastik, biasanya adalah kecepatan gelombang geser dan angka Poisson. Untuk mengurangi parameter ketidakpastian dalam analisis, biasanya parameter berupa kepadatan tanah dan angka Poisson dapat diestimasi nilai berdasarkan nilai kebanyakan dan informasi tanah yang tersedia.

Proses inversi dimulai dengan memberikan profil model kecepatan gelombang geser awal. Langkah awal dari inversi, adalah menjalankan proses inversi pertama menggunakan persamaan inversi mudah (*simple inversion formula*), dengan menilai kecepatan gelombang geser sebagai bernilai 110% terhadap kecepatan fase dan kedalaman dihitung dari nilai $1/3$ hingga $1/2$ panjang gelombangnya. Profil ini kemudian disesuaikan atau diubah sehingga terjadi kesesuaian yang baik antara kurva teori dari profil asumsi terhadap kurva dispersi eksperimennya. Proses penyesuaian ini dilakukan secara otomatis berdasarkan *non-linear search algorithm*. Untuk menjalankan analisis pembangunan kurva dispersi dan analisis inversi kurva dispersi untuk mendapatkan profil kecepatan gelombang geser pada profil tanah, perangkat lunak SurfSeis versi 2.1 telah digunakan dalam studi kasus ini.

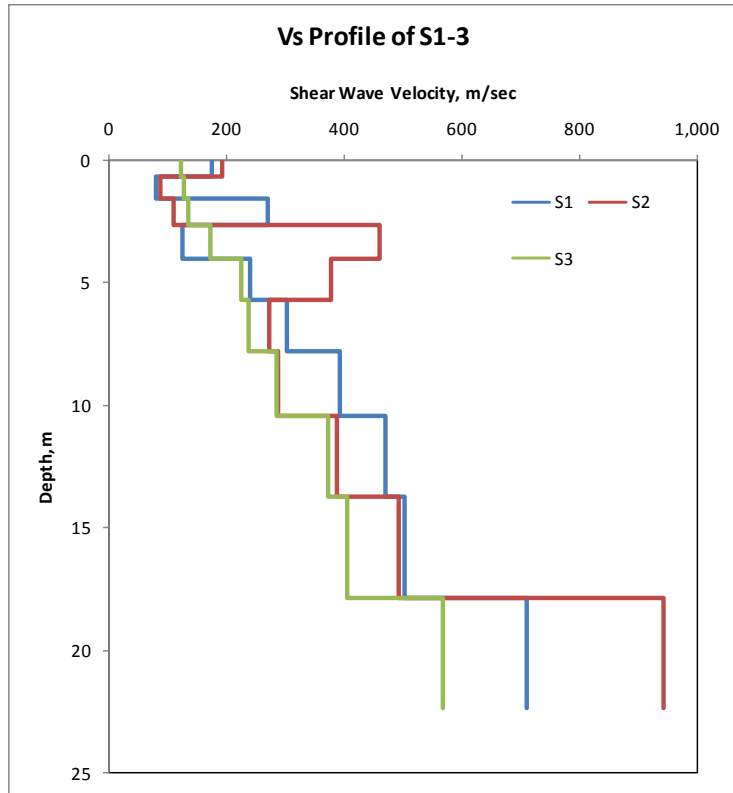
Terdapat 9 lokasi pengukuran MASW dilakukan pada lokasi studi yang diperlukan untuk menghasilkan tiga (3) profil 2-D kecepatan gelombang geser (V_s). Ketiga profil 2-D V_s tersebut menggambarkan secara umum kondisi kekakuan dan stratifikasi lokasi studi pada bagian barat, utara dan selatan kampus UMY. Gambar 7.15 hingga 7.17, memperlihatkan profil-profil 1-D kecepatan gelombang geser tanah pada ketiga lokasi. Penampang tomografi 2-D untuk masing-masing lokasi studi kasus dapat dilihat pada Gambar 7.17, 7.19 dan 7.20.



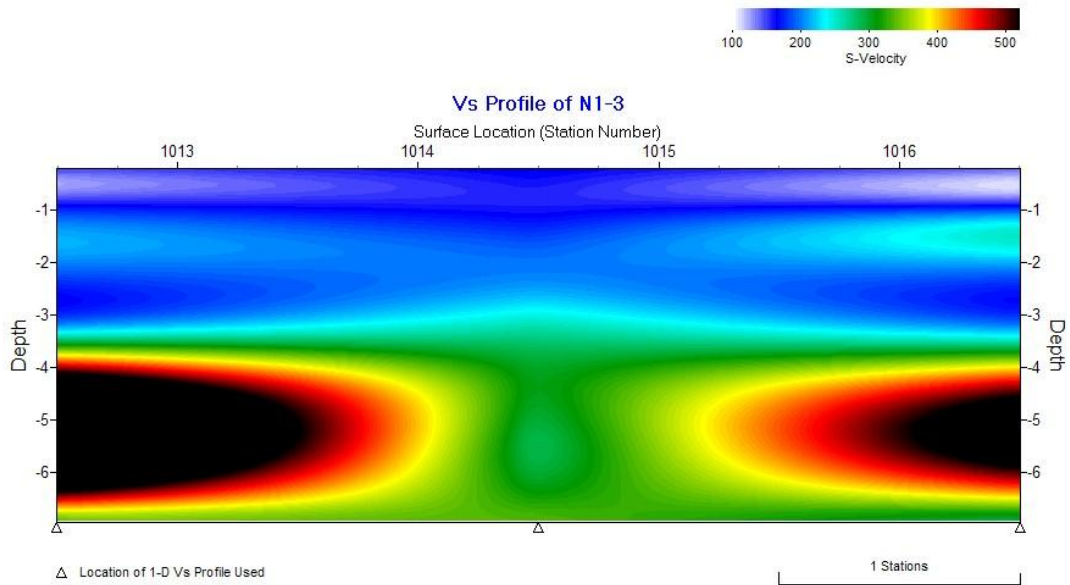
Gambar 7.15: Profil akhir untuk lokasi pertama N



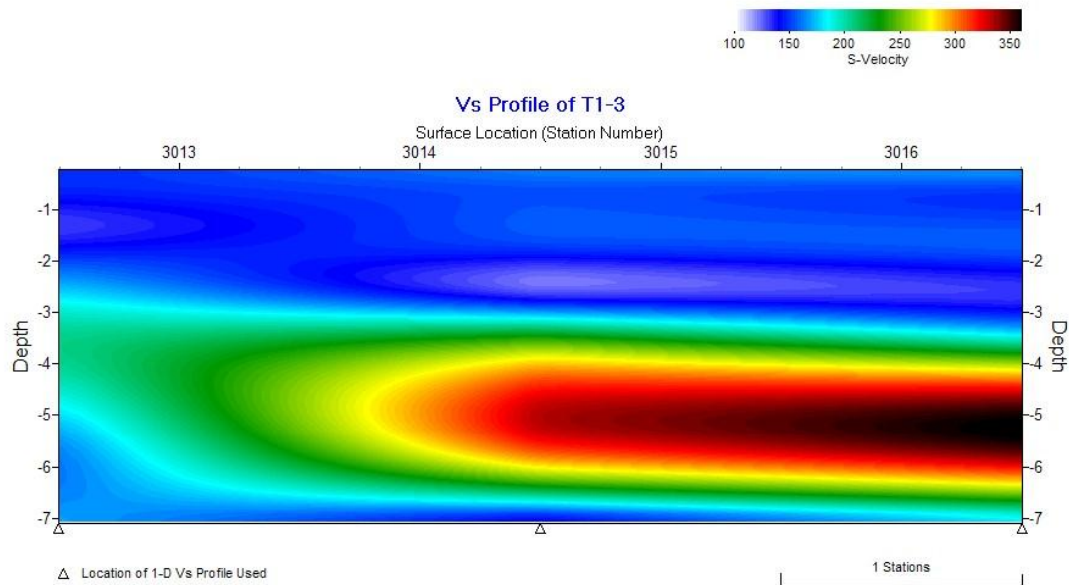
Gambar 7.16: Profil akhir untuk lokasi kedua T



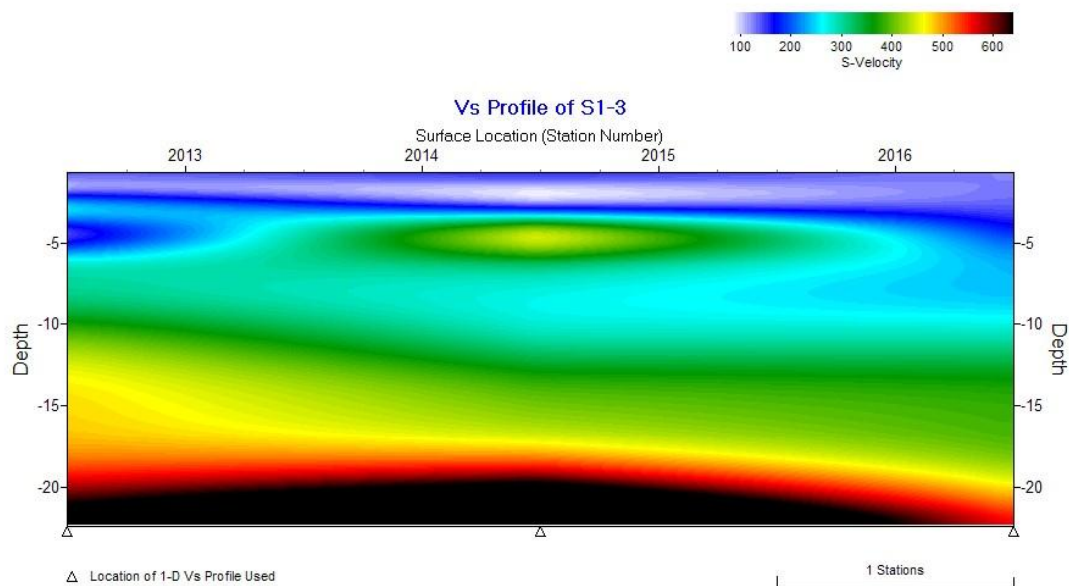
Gambar 7.17: Profil akhir untuk lokasi ketiga S



Gambar 7.18: Profil akhir 2-D untuk lokasi pertama N



Gambar 7.19: Profil akhir 2-D untuk lokasi kedua T



Gambar 7.20: Profil akhir 2-D untuk lokasi ketiga S

Pada profil pertama dan kedua (masing-masing pada Gambar 7.18 dan 7.19), terdapat lapisan tanah keras pada kedalaman 5 hingga 6 meter. Lapisan ini terletak diantara lapisan lunak. Lapisan keras ini dapat dikorelasikan berdasarkan lokasi borehole yang berdekatan dengan lokasi pengujian MASW. Berdasarkan data litologi dari pengeboran BH 5, diperoleh informasi bahwa pada

kedalaman tersebut terdapat lapisan batu pasir yang terletak diantara lapisan pasir halus hingga kasar (Gambar 7.20).

Hasil analisis metode seismik MASW menunjukkan bahwa metode ini berpotensi sebagai metode non-destruktif yang efektif dan efisien yang dapat digunakan untuk menyediakan informasi kecepatan gelombang geser (V_s) material sub-permukaan. Aplikasi metode MASW di lapangan adalah tidak sulit dan dapat dilakukan dengan cepat, begitu juga dengan proses pengolahan serta analisis datanya. Dengan profil dua dimensi, kondisi lapisan tanah bawah permukaan dapat digambarkan dengan lebih jelas dan akurat. Informasi ini dapat digunakan sebagai data tanah untuk analisis kepadatan tanah, potensi likuifaksi, kapasitas/daya dukung dan pencarian anomali pada sub-permukaan tanah.

KEDALAMAN (m) M.A.T	NAMA BATUAN	KETEBALAN (m)	KOLOM LITOLOGI	DESKRIPSI LITOLOGI
1.0	Pasir kasar krikilan	0.5		Coklat, kompak, terdapat gravel andesit, abu-abu, diamtr 2-3 cm
2.0	Pasir halus krikilan	1.0		Abu-abu, terdapat banyak gravel andesit, abu-abu, kompak, keras, diamtr 1- 4 cm
3.0	Pasir halus lanauan	0.5		Coklat, butiran seragam
4.0	Pasir halus lanauan	0.4		Coklat, plastisitas sedang
5.0	Pasir halus	0.9		Coklat, butiran seragam
6.0	Pasir sedang	1.4		Abu-abu kecoklatan, butiran seragam
7.0	Pasir sangat halus	0.3		Coklat, butiran seragam
8.0	Batupasir	1.0		Coklat, berukuran pasir halus
9.0	Pasir halus	1.0		Abu-abu kehijauan, butiran seragam
10.0	Pasir halus	0.7		Coklat, butiran seragam
11.0	Pasir sedang	0.8		Coklatkeabuan, butiran seragam
12.0	Pasir halus	0.5		Coklat, butiran seragam
13.0	Pasir sedang	0.4		Coklat, butiran seragam
14.0	Pasir halus	0.3		Coklat, butiran seragam
15.0	Pasir kasar	2.0		Abu-abu, butiran seragam
16.0	Pasir halus	0.5		Coklatkeabuan, butiran seragam
17.0	Pasir kasar	2.10		Abu-abu kehitaman, terdapat sedikit gravel andesit, abu-abu, kompak, keras diam: 1-2 cm

Gambar 7.21: Hasil borehole (BH) 5

Daftar Pustaka

- 01dB. 2001. *Harmonie Measurement System*. Getting Started Manual 32-Bit Version. France: 01dB Head office.
- Abbiss, C.P. 1981. Shear wave measurements of the elasticity of the ground. *Geotechnique* 31: 91-104.
- Abbiss, C.P. 1983. Calculation of elasticities and settlements for longer periods of time and high strains from seismic measurements. *Geotechnique* 33: 397-405.
- Abo-Zena, A.M. 1979. Dispersion function computations for unlimited frequency values. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 58: 91-105.
- Achenbach, J.D. 1984. *Wave Propagation in Elastic Solids*. Amsterdam: North-Holland.
- Aki, K. & Richards, P.G. 1980. *Quantitative Seismology*. Vol 1. San Fransisco : W.H. Freeman & Company.
- Al-Hunaidi, M.O. 1992. Difficulties with phase unwrapping in spectral analysis of surface waves nondestructive testing of pavements. *Canadian Geotechnical Journal* 29: 506-511.
- Al-Shayea, N.A-R. 1994. Detection of subsurface cavities using the spectral-analysis-of-surface-waves method. Disertasi Ph.D. The University of Michigan, Ann Arbor.
- Al-Shayea, N.A-R. 1994. Detection of subsurface cavities using the spectral-analysis-of-surface-waves method. Disertasi Ph.D. The University of Michigan, Ann Arbor.
- American Society of Testing and Materials (ASTM). 2011. Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation. ASTM D5777- 00 (2011).
- Ariestianty, S.K. 2010. Pencirian sifat dinamik tanah subpermukaan menggunakan kaedah analisis berbilang saluran untuk aplikasi geoteknik. M.Sc Thesis. Universiti Kebangsaan Malaysia.
- Arion, C., Calarasu, E., Neagu, C. & Tamura, M. 2007. Geotechnical in situ investigation used for seismic design of buildings. International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation, Oct. 4-6, 2007, Bucharest, Romania
- Athanasopoulos, G.A., Pelekis, P.C. & Anagnostopoulos, G.A. 2000. Effect of soil stiffness in the attenuation of Rayleigh-wave motions from the field measurements. *Soil Dynamic and Earthquake Engineering* 19: 277-288.
- Ballard, R.F. 1964. Determination of soil shear moduli at depths by in-situ vibration techniques. Miscellaneous Paper 4-91. US Army Engineering and Waterways Experiment Station, Vicksburg.
- Bath, M. 1968. *Mathematical Aspect of Seismology*. Amsterdam: Elsevier Publishing Co.
- Bellotti, R., Ghionna, V., Jamiolkowski, M., Lancellotta, R. & Manfredini, G. 1986. Deformation characteristics of cohesionless soils from in situ tests. *Proceeding of IN SITU 86, ASCE*: 47-73.
- Ben-Menahem, A. & Singh, S.J. 1981. *Seismic Waves and Sources*. New York: Springer Verlag.

- Biot, M.A. 1956. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. *Journal of the Acoustical Society of America* 28(2): 168-191.
- Bloch, S. & Hales, A.L. 1968. New technique for the determination of surface wave phase velocities. *Bulletin of Seismological Society of America* 58: 1021-1034.
- Bolt, B.B. 1976. *Nuclear Explosions and Earthquake*. San Francisco: The Parted Veil. W.H. Freeman and Company.
- Boresi, A.P. 1965. *Elasticity in Engineering Mechanics*. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- Brüel & Kjær. 2006. System Data IDA^e Hardware Configuration for PULSE – Types 3560-B, 3560-C, 3560-D and 3560-E.
- BSC (Bechtel SAIC Company). 2002. *Geotechnical Data for a Potential Waste Handling Building and for Ground Motion Analyses for the Yucca Mountain Site Characterization Project*. ANL-MGR-GE-000003 REV 00. Las Vegas, Nevada: Bechtel SAIC Company. ACC: MOL.20021004.0078.
- Campanella, R.G., Stewart, W.P., Roy, D. & Davies, M.P. 1994. Low strain dynamics characteristics of soils with the downhole seismic piezocone parameter. Dlm. Drenvich V.P & Kutter, B.L. (pnyt.), *Dynamic Geotechnical Testing II*, ASTM STP 1213, hlm. 73-87.
- Chen, X. 1993. A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half space. *Geophysics J. Int.* 115: 391-409.
- Cho, Y.S. & Lin, F.B. 2001. Spectral analysis of surface wave response of multi layer thin cement mortar slab structures with finite thickness. *NDT&E International* 34: 115-122.
- Cho, Y.S. 2002. NDT Response of spectral analysis of surface wave method to multi-layer thin high strength concrete structure. *Ultrasonic* 40: 227-230.
- Chopra, A.K. 1995. *Dynamics of Structures: Theory and Application to Earthquake Engineering*. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- Christensen, R.M. 1971. *Theory of Viscoelasticity: An Introduction*. New York: Academic Press.
- Colombo, M. & Felicetti, R. 2007. New NDT techniques for the assessment of fire-damaged concrete structures. *Fire Safety Journal*, 42: 461-472.
- Cooley, J. W. & Tukey, J. W. 1965. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Math. Comput*, 19: 297-301.
- Cunny, R.W. & Fry, Z.B. 1973. Vibratory in-situ and laboratory soil moduli compared. *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division* 99 (SM12): 1055-1076.
- Curro, J.R. 1983. Cavity detection and delineation research. Technical Report GL-83-1. U.S. Army Waterways Experiment Station.
- Darsana, I.K, Syarifudin, D.A., Mintardjo, Kartiwan, W & Nurtofin, S. 1994. Pemanfaatan falling weight deflectometer untuk program IRMS. Laporan Penelitian 11-009-TJ-93. Pusat Penelitian dan Pengembangan Jalan, Badan Penelitian dan Pengembangan PU, Departemen Pekerjaan Umum Indonesia.
- Das, B.M. 1993. *Principles of Soil Dynamics*. Boston: PWS-KENT Publishing Company.
- Deresiewicz, H. 1974. Bodies in contact with application to granular media. Dlm Mindlin R.D. & Herrmann (pnyt.). *Applied Mechanics*, hlm. 105-147. New York: Pergamon Press, Inc.

- Dobry, R. & Vucetic, M. 1987. Dynamic properties and seismic response of soft clay deposits. *Proceedings of International Symposium on Geotechnical Engineering of Soft Soils*, Vol.2, hlm.51-87.
- Dobry, R. 1970. Damping in soils: its hysteretic nature and the linear approximation. Research Report R70-14. Massachusetts Institute of Technology.
- Dobry, R., Ladd, R.S., Yokel, F.Y., Chung, R.M. & Powell, D. 1982. Prediction pore water pressure buildup and liquefactions of sands during earthquakes by the cyclic strain method. NBS Buidling Science Series 138. US Department of Commerce.
- Dobry, R.I., Whitman, R.V. & Roesset, J.M. 1971. Soil properties and the one-dimensional theory of earthquake amplification. Research report R71-18, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology.
- Dravinsky, M. 1983. Ground motion amplification due to elastic inclusions in a half-space. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 11: 313-335.
- EERI Special Earthquake Report. 2009. Learning from Earthquakes: The Mw 7.6 Western Sumatra Earthquake of September 30, 2009. December 2009.
- Electric Power Research Institute (EPRI). 1991. Proceedings: NSF/EPRI Workshop on Dynamic Soil Properties and Site Characterization. Report NP-7337, Vol. 1, Research Project 810-14.
- Engineering Research Center. 1995. *Seismological and engineering aspects of the 1995 Hyogoken-Nanbu (Kobe) earthquake*. Dilaporkan oleh Bertero, Vitelmo V.; Borcherdt, Roger D.; Clark, Peter W.; Dreger, Douglas S.; Filippou, Filip C.; Foutch, Douglas A.; Gee, Lind S.; Higashino, Masahiko; Kono, Susumu; Lu, Le-Wu; Moehle, Jack P.; Murray, Mark H.; Ramirez, Julio A.; Romanowicz, Barbara A.; Sitar, Nicholas; Thewalt, Christopher R.; Tobriner, Stephen; Whittaker, Andrew S.; Wight, James K.; Xiao, Yan. UCB/EERC-95/10, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, 1995-11, 250 pages (705.62/1995K/S44).
- Ewing, W.M., Jardetzky, W.S. & Press, F. 1957. *Elastic waves in layered media*. New York: McGraw-Hill Book Company, Inc.
- Ferry, J.D. 1980. *Viscoelastic Properties of Polymers*. New York: Wiley
- Flugge, W. 1972. *Tensor Analysis and Continuum Mechanics*. Berlin: Springer-Verlag.
- Foti S., Sambuelli L., Socco L.V. & Strobbia C. 2002. Spatial sampling issues in fk analysis of surface waves. *Atti del SAGEEP 2002*.
- Foti, S. 2000. Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves. Tesis Ph.D. Politecnico di Torino, Italy.
- Foti, S. 2003. Small-strain stiffness and damping ratio of Pisa clay from surface wave tests. *Geotechnique* 53 (5): 455-461.
- Foti, S. 2004. Using transfer function for estimating dissipative properties of soils from surface-wave data. *Near Surface Geophysics* 2: 231-240.
- Fraeijs de Veubeke, B.M. 1969. *A Course in Elasticity*. New York: Springer-Verlag.
- Fung, Y.C. 1965. *Foundations of Solid Mechanics*. New Jersey: Prentice-Hall.
- Gabriels P., Snieder R. & Nolet G. 1987. In situ measurement of shear wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophysical Prospecting* 35: 187-196.

- Ganji, V., Gucunski, N., & Nazarian, S. 1998. Automated inversion procedure for spectral analysis of surface waves. *Journal of Geotechnical & Geoenvironmental* 124(8): 757-770.
- Goodman, L.E. & Brown, C.B. 1962. Energy dissipation in contact friction: constant normal and cyclic tangential loading. *Journal of Applied Mechanics* 29: 17-22.
- Gordon M. A. 1997. Applications of field seismic geophysics to the measurement of geotechnical stiffness parameters. Ph.D. Thesis. University of Surrey.
- Goto, S., Tatsuoka, F., Shibuya, S., Kim, Y.S. and Sato, T., 1991. A simple gauge for local small strain measurements in the laboratory, *Soils and Foundations* 31, No. 1, pp. 169-180
- Green, R.A. 2001. Energy-based evaluation and remediation of liquefiable soils. Disertasi Ph.D. Virginia Polytechnic Institute and State University.
- Gucunski, N. & Woods, R.D. 1992. Numerical simulation of the SASW test. *Soil Dynamic and Earthquake Engineering* 11: 213-227.
- Gucunski, N. 1991. Generation of low frequency Rayleigh wave for the spectral analysis of surface wave method. Disertasi Ph.D. The University of Michigan, Ann Arbor.
- Gucunski, N. Ganji, V. & Maher, M.H. 1996. Effect of soil non homogeneity on SASW testing. *Geotechnical Special Publication* 58: 1083-1097.
- Gucunski, N., Krstic, V. & Maher, A. 2000. Field implementation of surface waves for obstacle detection (SWOD) method. *Proc. of 15th World Conference Non Destructive Testing*. <http://www.ndt.net/article/wcndt00.html> [15 Januari 2002].
- Hall, J.R. 1962. Effects of amplitude on Damping and Wave Propagation in Granular Materials, Ph.D. Thesis (F.E. Richart, Advisor), University of Florida.
- Hall, J.R., Jr. & Richart, F.E., Jr. 1963. Dissipation of elastic wave energy in granular soils. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*. ASCE, 89 (SM6): 27-56.
- Hall, W.J. & McCabe, S.L. 1989. Current design spectra: background and limitations. Jacob, K.H. & Turkstra, C.J. (Eds.), *Earthquake Hazards and The Design of Constructed Facilities in the Eastern United States*, Vol 558, hlm. 222-233, New York: Annals of the New York Academy of Sciences.
- Hardin, B.O. & Black, W.L. 1968. Vibration modulus of normally consolidated clay. *Journal of Soil Mechanics and Foundation Division* 94 (SM2): 353-368.
- Hardin, B.O. & Drnevich, V.P. 1972. Shear modulus and damping in soils: measurement and parameter effects. *Journal of Soil Mechanics and Foundation Division* 98 (SM6): 603-624.
- Hardin, B.O. & Richart, F.E., Jr. 1963. Elastic Wave Velocities in Granular Soils. *Jour. Soil Mech. & Amp; Foundation Division*, Proc., ASCE, SM1, February, pp. 33-65.
- Hardin, B.O. 1965. The nature of damping in sands. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division* 91 (SM1): 63-97.
- Hardin, B.O. 1978. The nature of stress-strain behavior in soils. *Proc. of ASCE Specialty Conference on Earthquake Engineering and Soil Dynamics*. Vol.1, hlm. 3-90.
- Hariandja, B. 1997. *Mekanika Bahan dan Pengantar Teori Elastisitas*. Jakarta: Penerbit Erlangga.
- Harvey, D. 1981. Seismogram synthesis using normal mode superposition: the locked mode approximation. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 66: 37-70.

- Haryana, E.K. 2007. Penilaian ciri pengukuhan lempung lembut Kelang berdasarkan data ujian piezokon. Tesis S.Sains. Universiti Kebangsaan Malaysia
- Haskell, N.A. 1953. The dispersion of surface waves in multi layered media. *Bulletin of Seismology Society of America* 43(1): 17-34.
- Haupt, A.W. 1977. Surface-waves in non homogeneous half-space. *Proc. of the Conference on Dynamical Methods in Soil and Rock Mechanics*. Vol. 1, hlm. 335-367.
- Hebeler, G.L. 2001. Site characterization in Shelby County, Tennessee using advanced surface wave methods. Disertasi MS. Georgia Institute of Technology.
- Heisey, J.S. 1982. Determination of in situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves. Tesis Master. The University of Texas at Austin.
- Heisey, J.S., Stokoe II, K.H. & Meyer, A.H., 1982b. Moduli of pavement systems from Spectral Analysis of Surface Waves. *Transportation Research Record* 852: 22-31.
- Heisey, J.S., Stokoe, K.H. II, Hudson, W. R. & Meyer, A.H. 1982a. Determination of in situ shear wave velocities from the spectral analysis of surface waves. Research Report 256-2. Center for Transportation Research, The University of Texas at Austin.
- Herrmann, R. B. 1986. Surface-wave studies of some South Carolina earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America* 76: 111-121.
- Heukelom, W. & Foster, C.R. 1960. Dynamic testing of pavements. *Journal of Structural Division* 86(1): 1-28.
- Hiltunen, D.R. & Woods, R.D. 1988. SASW and crosshole test results compared. *Proceedings of an ASCE Geotechnical Engineering Division Speciality Conference, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II-Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, Geotechnical Special Publication 20, hlm.279-289.
- Hisada, Y. 1994. An efficient method for computing green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(5): 1456-1472.
- Hisada, Y. 1995. An efficient method for computing green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2). *Bulletin of the Seismological Society of America* 85(4): 1080-1093.
- Horike M. 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the s-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas. *J. Phys. Earth*. 33: 59-96.
- Idriss, I.M. & Seed, H.B. 1968. Seismic Response of Horizontal Layers, *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 94(SM4), pp1003-1031.
- Iida, K. 1940. On the Elastic Properties of Soil Particularly in Relation to its Water Content. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 18: 675-690.
- Ishibashi, I. & Zhang, X. 1993. Unified dynamic shear moduli and damping ratios of sand and clay. *Soils and Foundations* 33(1): 182-191.
- Ishibashi, I. 1992. Discussion to effect of soil plasticity on cyclic response, by M.Vucetic and R. Dobry. *Journal of Geotechnical Engineering* 118 (5):830-832.
- Ishihara, K. 1996. *Soil Behaviour in Earthquake Geotechnics*. Oxford: Oxford Science Publications.

- Iwan, W.D. & yang, I-M. 1971. Statistical linearization for nonlinear structures. *Journal of the Engineering Mechanics Divisions*, 97(EM6): 1609-1623.
- Iwasaki, T. & Tatsuoka, F. 1977. Effects of grain size and grading on dynamic shear moduli of sands. *Soils and Foundations* 17(3): 19-35.
- Iwasaki, T., Tatsuoka, F. & Takagi, Y. 1978. Shear modulus of sands under torsional shear loading. *Soils and Foundations* 18(1):39-56.
- Jabatan Kerja Raya Malaysia. 2005. Calculation of long term settlement on soft clay using seismic measurement (phase II). Research Report. Jabatan Kerja Raya Malaysia.
- Jacobsen, L.S. 1960. Damping in composite structures. *Proceedings of the Second World Conference on Earthquake Engineering* Vol.2, hlm 1029-1044.
- Jardine, R.J., Potts, D.M., Fourie, A.B. & Burland, J.B. 1986. Studies of the influence of non-linear stress strain characteristics in soil-structure interaction. *Geotechnique* 36(3): 377-396.
- Joh, S.H. 1996. Advance in interpretation & analysis technique for spectral analysis of surface wave (SASW) measurements. Disertasi Ph.D. The University of Texas at Austin.
- Jones, R.B. 1958. In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods. *Geotechnique* 8(1): 1-21.
- Jones, R.B. 1962. Surface wave technique for measuring the elastic properties and thickness of roads: theoretical development. *British Journal of Applied Physics* 13: 21-29.
- Jongmans, D. & Demanet, D. 1993. The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for determining the dynamic characteristics of soils. *Engineering Geology* 34: 105-113.
- Karl, J.H. 1989. *An Introduction to Digital Signal Processing*. London: Academic Press.
- Kaufmann RD, Xia J, Benson R, Yuhr LB, Casto DW & Park CB. 2005. Evaluation of MASW data acquired with a hydrophone streamer in a shallow marine environment. *J Environ Eng Geophys* 10(2):87-98.
- Kausel, E. & Peek, R. 1982. Dynamic loads in the interior of a layered stratum: an explicit solution. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72(5): 1459-1481.
- Kausel, E. & Rössset, J.M. 1981. Stiffness matrices for layered soils. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71(6): 1743-1761.
- Kausel, E. 1981. An explicit solution for the green functions for dynamic loads in layered media. Research Report R81-13. Massachusetts Institute of Technology.
- Keary, P. & Brooks, M. 1991. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Kennett, B.L.N. & Kerry, N.J. 1979. Seismic waves in a stratified half-space. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 57: 557-583.
- Kennett, B.L.N. 1974. Reflections, rays, and reverberations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 64: 1685-1696.
- Kennett, B.L.N. 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*. Cambridge: Cambridge University Press.

- Kim, D.-S. & Lee, J.-S. 1998. Source and attenuation characteristics of various ground vibrations. Dlm. Dakoulas P. & Yegian M., Holtz B. (pnyt). *Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics III.*, hlm 1507 – 1517. Virginia : American Society of Civil Engineers.
- Kim, D.S. & Stokoe, K.H.II. 1994. Torsional mition monitoring system for small-strain (10⁻⁵ to 10⁻³ %) soil testing, *Geotechnical Testing Journal*, GTJODJ, 17 (1): 17-26.
- Kim, D.-S., Shin, M.-K. & Park H.-C. 2001. Evaluation of density in layer compaction using SASW method. *Soil Dynamic & Earthquake Engineering* 21 : 39-46.
- Kim, Y.-H., Kim, D.-H., Han, J.-H. & Kim, C.-G. 2007. Damage assessment in layered composites using spectral analysis and Lamb wave. *Composites Part B: Engineering*, 38(7–8): 800–809.
- Knopoff, L. 1964. Q. *Reviews of Geophysics* 2(4): 625-660.
- Kokusho, T. 1980. Cyclic triaxial test of dynamic soil properties for wide strain range. *Soils and Foundations* 20(2): 45-60.
- Kolsky, H. 1963. *Stress waves in solids*. New York: Dover Publication Inc.
- Kramer, S.L. 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- Krstulovic-Opara, N., Woods, R.D. & Al-Shayea, N. 1996. Nondestructive testing of concrete structures using the Rayleigh wave dispersion method. *ACI Materials Journal* 93: 75-86.
- Ladd, R.S. & Dutko, P. 1985. Small strain measurement using triaxial apparatus. *Advances in the Art of Testing Soils Under Cyclic Conditions*, ASCE Convention, Detroit, Michigan.
- Lai C.G. 1998. Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization. Ph.D. Dissertation. Georgia Institute of Technology.
- Lai C.G., Lo Presti D.C.F., Pallara O. & Rix G.J. 1999. Simultaneous measurement of shear modulus and intrinsic damping of soil on small deformations. Misura simultanea del modulo di taglio e dello smorzamento intrinseco dei terreni a piccole deformazioni (in Italian). *Proceedings of 9° Convegno Nazionale L'Ingegneria Sismica*, Torino 20-23 Settembre 1999.
- Lai, C.G. & Rix, G.J. 1998. Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization. Report No.GIT-CEE/GEO-98-2. Georgia Institute of Technology.
- Lamb, H. 1904. On the propagation of tremors over the surface an elastic solid. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* (A203): 1 – 42.
- Lancellotta, R. 1993. Stability of a rigid column with non linear restraint. *Geotechnique*, 2: 331-332.
- Lee, M.K.W. & Finn, W.D.L. 1978). DESRA-2, Dynamic Effective Stress Response Analysis of Soil Deposits with Energy Transmitting Boundary Including Assessment of Liquefaction Potential, Soil Mechanics Series No. 38, University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Lesmana, S.B., Wintolo, D., Widiанти, A. & Rosyidi, S.A. 2009. Pengembangan Teknik Pengukuran Lapangan Terpadu Seismik dan Geo-Listrik untuk Potensi Likuifaksi Pada Tanah Berpasir dan Lokasi Patahan. Laporan Penelitian Hibah Bersaing (dibiayai oleh DP2M, Dirjen Dikti, Departemen Pendidikan Nasional), Fakultas Teknik Universitas Muhammadiyah Yogyakarta.
- Liu, H.P., Boore, D., Joyнар, W.B., Oppenheimer, D.H., Warrick, R.E., Zheng, W., Hamilton, J.C. & Brown, L.T. 2000. Comparison of phase velocity from array measurements of Rayleigh

- waves associated with microtremors and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90: 666-678.
- Lo Presti, D.C.F. 1989. Proprieta Dinamiche dei Terreni, XIV Conferenza, Geotechnica di Torino, Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Politecnico di Trino, 62.
- Lo Presti, D.C.F., Jamiolkowski, M., Pallara, O. & Cavallaro, A. 1996. Rate and creep effect on the stiffness of soils. *Proceedings of Conference on Measuring and Modeling Time Dependent Soil Behavior, in conjunction with the ASCE National Convention*, November 10-14, 1996, Washington, D.C.
- Luco, J.E. & Apsel, R.J. 1983). On the green's function for a layered half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 73: 909-929.
- Luna, R. & Jadi, H. Determination of dynamic soil properties using geophysical methods. Proceedings of the First International Conference on the Application of Geophysical and NDT Methodologies to Transportation Facilities and Infrastructures, hlm. 1-14.
- Lysmer, J. & Waas, G. 1972. Shear waves in plane infinite structures. *Journal of Engineering Mechanics Division* 98: 85-105.
- Madshus, C. & Westerdahl, H. 1990. Surface wave measurements for construction control and maintenance planning of roads and airfields. *Proc. of 3rd. Int. Conf. on Bearing Capacity of Roads and Airfields*, hlm. 233-243.
- Malagnini, L. 1996. Velocity and attenuation structure of very shallow soils: evidence for frequency-dependent Q. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5): 1471-1486.
- Malvern, L.E. 1969. Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium. New Jersey: Prentice-Hall Inc.
- Marquardt, D. W. 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Indus. Appl. Math.*, 2, 431-441.
- Matthews, M.C. Hope, V.S. & Clayton, C.R.I. 1996. The geotechnical value of ground stiffness determined using seismic methods. *Proc. of 30th Annual Conference of the Engineering Group of the Geological Society*, hlm. 1-13.
- McMechan G.A. & Yedlin M.J. 1981. Analysis of dispersive wave by wave field transformation. *Geophysics* 46: 869-874.
- Menke, W. 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. New York: Academic Press.
- Mera, R.F., Rössset, J.M. & Stokoe, K.H. 1991. Analytical study & inversion for the spectral analysis of surface waves method. Research Report 1175-3. Center of Transportation Research. Bureau of Engineering Research. The University of Texas at Austin.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., dan Ivanov, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *Leading Edge* 18: 1392-1396.
- Mindlin, R.D. 1949. Compliance of elastic bodies in contact. *Transaction of the American Society of Mechanical Engineers* 71: 259-268.
- Mindlin, R.D., Mason, W.P., Osmer, T.F. & Deresiewicz, H. 1951. Effects of an oscillating tangential force on the contact surfaces of elastic spheres. Proceedings of First US National Congress of Applied Mechanics, hlm.203-208.

- Mok, Y.J., Sanchez-Salinerro, I., Stokoe, K.H.II & Roesset, J.M. 1988. In situ damping measurement by crosshole seismic method. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II. ASCE Spec. Conference*, Park City, Utah, hlm. 305-320.
- Nayan, K.A.M, Taha, M.R & Rosyidi, S.A. 2002. Use of the seismic surveys for fill construction at Construction Project of KAMSIS H UKM Bangi, Bulletin of Geology Society of Malaysia 2002, the Annual Meeting of Geology Society of Malaysia 26-27th May 2002. Geology Society of Malaysia.
- Nayan, K.A.M., Taha, M.R., Kasa, A., Shamsuddin, A.R. & Ismail, A. 2001. Spectral-analysis-of-surface waves method: an initial assessment of its applications. *Proceeding of the Sixth Geotechnical Engineering Conference (Geotropika 2001)*, hlm.1-12.
- Nazarian, S. & Desai, M.R. 1993. Automated surface wave method: field testing. *Journal of Geotechnical Engineering* 119: 1094-1111.
- Nazarian, S. & Stokoe II, K.H. 1986. In situ determination of elastic moduli of pavement systems by Spectral-Analysis-of-Surface-Wave method (theoretical aspects). Research Report 437-2. Center of Transportation Research. Bureau of Engineering Research. The University of Texas at Austin.
- Nazarian, S. & Stokoe, K. H. II. 1984. In-situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves. *Proc.of 8th World Conf. on Earthquake Engineering* Vol.3, hlm. 31-38
- Nazarian, S. 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement systems by Spectral-Analysis-of-Surface-Wave method. Disertasi Ph.D. The University of Texas at Austin.
- Nolet, G. & Panza, G.F. 1976. Array analysis of seismic surface waves: Limits and possibilities. *Pageoph* 114: 775 – 790.
- Norwood, J. Jr. 1979. *Intermediate classical mechanics*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
- Okada, H., Matsushima, T., & Hidaka, E. 1987. Comparison of spatial autocorrelation method and frequency-wavenumber spectral method of estimating the phase velocity of Rayleigh waves in long-period microtremors. *Geophysical Bulletin of Hokkaido University* 49: 53–62.
- Orozco, M.C. 2003. Inversion method for Spectral Analysis of Surface Waves (SASW). Ph.D. Dissertation. Georgia Institute of Technology.
- Park, C.B., Miller R.D. & Xia J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64(3): 800-808.
- Park, C.B., Miller, R.D., & Xia, J. 1998. Imaging Dispersion Curves of Surface Waves on Multi-Channel Record. Expanded Abstract: Soc. Explor. Geophys., 1377-1380.
- Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., Hunter, J.A., dan Harris, J. B. 1999a Higher mode observation by the MASW method: Technical Program with Biographies, SEG, 69th Annual Meeting, Houston, TX, 524-527.
- Park, C.B., Miller, R.D., dan Xia, J. 1999b. Multi-channel analysis of surface waves (MASW). *Geophysics* 64: 800 – 808.
- Park, C.B., Miller, R.D., dan Xia, J. 1999c. Multimodal analysis of high frequency surface wave. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 99), Oakland, CA, March 14-18, p. 115-122.

- Parrales, R.M. 2004. Different definition of energy dissipation in geological materials. Technical Note. Lund University of Technology. <http://lthtg.tg.lth.se/~rpa/docums/damping.pdf> [20 Oktober 2006].
- Penumadu, D. & Park, C.B. 2005. Multichannel analysis of surface wave (MASW) method for geotechnical site characterization. Proceedings of the Geo-Frontiers Conference, Austin, Texas, January 23-26.
- Pilant, W.L. & Knopoff, L. 1970. Inversion of phase and group slowness dispersion. *J. Geophys. Res.* 75: 2135-2136.
- Pipkin, A.C. 1986. *Lectures on Viscoelasticity Theory*. Edition ke-2. Berlin: Springer-Verlag.
- Prakash, S. & Puri, V.J. 1980. Dynamic properties of soils from in-situ tests. Research Report. University of Missouri-Rolla, MO.
- Prakash, S. 1981. *Soil Dynamics*. New York: McGraw-Hill.
- Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T. & Flannery, B. P. 1992. *Numerical recipes in C*. Cambridge Univ. Press.
- Read, W.T. 1950. Stress analysis for compressible viscoelastic materials. *J. Appl. Phys.*, 21: 671.
- Richart, F.E., Jr. 1962. Foundation Vibrations. *Trans. ASCE*, 127 (1): 863-898.
- Richart, F.E., Jr., Woods, R.D. & Hall, J.R., Jr. 1970. *Vibrations of Soil and Foundations*. Ed. Ke-8. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- Rix, G.J. 1987. A source listing of DispGIPB, a program for the data reduction of SASW Measurements. Research Report. University of Texas at Austin.
- Rix, G.J. 1988. Experimental study of factors affecting the spectral analysis of surface waves method. Disertasi Ph.D. The University of Texas at Austin.
- Rix, G.J., & Lai, C.G. 1998. Simultaneous Inversion of Surface Wave Velocity and Attenuation. *Geotechnical Site Characterization*, P.K. Robertson and P.W. Mayne (Eds), Vol. 1, pp.503-508, Proceedings of the First International Conference on Site Characterization – ISC'98/Atlanta, Georgia, USA.
- Rix, G.J., Bay, J.A. & Stokoe II, K.H. 1990. Assessing in situ stiffness of curing Portland cement concrete with seismic tests. *Transportation Research Record* 1284: 8-15.
- Rix, G.J., Lai, C.G. & Foti, S. 2001. Simultaneous measurement of surface wave dispersion and attenuation curves. *Geotechnical Testing Journal* 24 (4): 350-358.
- Rix, G.J., Lai, C.G. & Spang, A.W. 2000. In situ measurement of damping ratio using surface waves. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 126 (5): 472-480.
- Rizzo, P., Debdhanit, Y., Kabara, J., Zadorozhny, V., Harries, K. & Tipper, D. 2007. Stress Wave-Based Bridge Monitoring System Using Wireless Sensor Networks. Proceedings of the 6th International Workshop on Structural Health Monitoring, Ed. F.-K. Chang, Stanford, CA, pp. 1255-1261.
- Röesset, J.M. Chang, D.-W. & Stokoe II, K.H. 1991. Comparison of 2-D and 3-D models for analysis of surface wave tests. *Proc. of the 5th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, hlm. 111-126.

- Roma, V. 2001. Soil properties and site characterization by means of Rayleigh waves. PhD. Dissertation. Technical University of Turin.
- Roma, V., Tononi, C. & Karsli, H. 2011. Seismic geotechnical site characterization by MASW-REMI method: importance of higher modes of Rayleigh waves. 6th Congress of Balkan Geophysical Society - Budapest, Hungary, 3-6 October 2011.
- Rosyidi, S.A. 2012. Use of Wavelet Analysis and Filtration on Impulse Response for SASW Measurement in PCC Slab of Pavement Structure. ASCE Geotechnical Special Publication 215: 74-82.
- Rosyidi, S.A. 2010. Contribution of Integrated Geophysical Surveys for Site Investigation in Seismic Hazards Analysis. Proceeding of International Conference on Sustainable Built Environment, Universitas Islam Indonesia.
- Rosyidi, S.A. 2009. Wavelet Analysis of Surface Wave for Evaluation of Soil Dynamic Properties. Ph.D. Thesis. Universiti Kebangsaan Malaysia.
- Rosyidi, S.A. 2004. Evaluation of the Dynamic Stiffness of Pavement Layers using SASW method. M.Sc Thesis. Universiti Kebangsaan Malaysia.
- Rosyidi, S.A. & Taha, M.R. 2012. Wavelet Spectrogram Analysis of Surface Wave Technique for Dynamic Soil Properties Measurement on Soft Marine Clay Site, Seismic Waves - Research and Analysis, Dr. Masaki Kanao (Ed.), InTech. DOI: 10.5772/27530. Retrieved from: <http://www.intechopen.com/books/seismic-waves-research-and-analysis/wavelet-spectrogram-analysis-of-surface-wave-technique-for-dynamic-soil-properties-measurement-on-so>
- Rosyidi, S.A. & Taha, M.R. 2005. An empirical model of shear wave velocity & elastic modulus – DCP for predicting soil stiffness of pavement subgrade. Jurnal Wahana Teknik Sipil, Vol.11, No.1.
- Rosyidi, S.A. & Taha, M.R. 2004. Measurement of Pavement Moduli using Simple Surface Wave Propagation Technique. *Prosiding Simposium Forum Studi Transportasi antar Perguruan Tinggi VII*, hlm 1-10.
- Rosyidi, S.A. & Siegfried. 2009. Kinerja dan verifikasi terhadap modulus elastisitas tanah dasar dari pengukuran teknik seismik gelombang permukaan. Jurnal Semesta Teknika, 13(1): 62-76.
- Rosyidi, S.A., Jamaluddin, T.A., Sian, L.C. & Taha, M.R. 2011. Kesan Gempa 7.6 MW Padang Indonesia, 30 September 2009. Sains Malaysiana, 40(12) : 1393-1405.
- Rosyidi, S.A., Taha, M.R., Chik, Z. & Ismail, A. 2008. Determination of Attenuation and Geometric Damping on Clayey Sand Residual Soil in Irregular Profile using Surface Wave Method. *Proceeding of the 12th International Conference of International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG)*, Goa, India.
- Rosyidi, S.A., Hantoro, G., Nayan, K.A.M. & Taha, M.R. 2006. Development of Concrete Stiffness Monitoring system using SASW method. Jurnal Teknik Sipil, Vol.7, No.1, October 2006, hlm. 41 – 57.
- Rosyidi, S.A., Taha, M.R. & Nayan, K.A.M. 2005. Predicting soil bearing capacity of pavement subgrade system using SASW method. *International Symposium of Geoline 2005*, hlm 1-8.
- Rosyidi, S.A., Nayan, K.A.M. & Taha, M.R. 2004. Measurement of subgrade stiffness using the SASW method. *Proc. of Malaysian Geotechnical Conference*.

- Rosyidi, S.A., Hantoro, G. & Taha, M.R. 2003 Determination the design input parameter of dynamic elastic modulus of road-pavement base layer using wave propagation technique. *Prosiding Konferensi Teknik Jalan ke-7*, hlm 1-12.
- Rosyidi, S.A., Nayan, K.A.M., Taha, M.R. & Mustafa, M.M. 2002. Pengukuran sifat dinamik perkerasan lentur menggunakan metode Spectral-Analysis-of-Surface-Wave (SASW). *Prosiding Simposium Forum Studi Transportasi antar Perguruan Tinggi V*, hlm 1-12.
- Ryden, N., Park, C.B., Ulriksen, P. dan Miller, R.D. 2004. Multimodal approach to seismic pavement testing. *J Geotech Geoenviron Eng* 130(6): 636-45.
- Sanchez-Salinerio, I. 1987. Analytical investigation of seismic methods used for engineering applications. Disertasi Ph.D. University of Texas at Austin.
- Schmidt, B. 1989. Experiences in using falling weight deflectometers as routine equipment. Notat 220/89. Statens Vejlaboratorium, Veljdirektoratet.
- Schnabel, P.B., Lysmer, J. & Seed, H.B. 1972. SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. Report No. EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California.
- Schwab, F. & Knopoff, L. 1970. Surface-wave dispersion computations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 60: 321-344.
- Schwab, F.A. & Knopoff, L. 1972. Fast surface wave and free mode computations, in *Methods in Computational Physics* (Bold, B.A., Ed.), Academic Press, pp. 87-180.
- Seed, H.B. & Idriss, I.M. 1970. Soil moduli and damping factors for dynamic response analyses, Earthquake Engineering Research Center, Report No. EERC 70-10, University of California, Berkeley, California.
- Seed, H.B., Wong, R.T., Idriss, E.M. & Tokimatsu, K. 1984. Moduli and Damping Factors for Dynamic Analyses of Cohesionless Soils, Report No. UCB/EERC-84/11, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Sheriff R.E. & Geldart L.P. 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge: University Press Cambridge.
- Shibuya, S., Mitachi, T., Fukuda, F. & Degoshi, T. 1995. Strain rate effects on shear modulus and damping of normally consolidated clay. *Geotechnical Testing Journal* 18(3): 365-375.
- Shtivelman V. 1999. Using surface waves for estimating the shear-wave velocities in the shallow subsurface onshore and offshore Israel, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 4: 17-36.
- Spang, A.W., Jr. 1995. In situ measurement of damping ratio using surface waves. Disertasi Ph.D. The Georgia Institute of Technology.
- Spetzler, J., Trampert, J. & Snieder, R. 2002. The effect of scattering in surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 149: 755-767.
- Stokoe, K. H. & Hoar, R. J. 1978. Variables affecting in-situ seismic measurement. *Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, ASCE, Pasadena, Ca, hlm. 919-938.
- Stokoe, K. H. II, Nazarian, S., Ricks, G. J., Sanchez-Salinerio, I., Sheu, J. C. & Mok, Y. J. 1988. In situ seismic testing to hard-to-sample soils by surface wave method. *Proceedings of an ASCE Geotechnical Engineering Division Speciality Conference, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II-Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, Geotechnical Special Publication 20, hlm. 264-278.

- Stokoe, K.H. II & Ni, S.H. 1985. Effects of stress state and strain amplitude on shear modulus of dry sand. *Proceedings of Second Symposium on the Interaction of Non-Nuclear Munitions with Structures*, Florida.
- Stokoe, K.H. II & Richart, F.E. 1973. In-situ and laboratory shear wave velocities. *Proceedings of Seventh International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering* Vol.1, hlm. 403-409.
- Stokoe, K.H. II, Wright, S.G., Bay, J.A. & Rössset, J.M. 1994a. Characterization of geotechnical sites by SASW method. Dlm. Woods, R.D. (pnyt). *Technical Review: Geophysical Characterization of Sites*, hlm 15-25. New Delhi : Oxford Publishers.
- Stokoe, K.H. II, Darendeli, M.B., Andrus, R.D. & Brown, L.T. 1999. Dynamic soil properties: laboratory, field and correlation studies. *Proceedings of Second International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, Portugal.
- Stokoe, K.H. II, Hwang, S.K., Lee, J. N-K & Andrus, R.D. 1994b. Effects of various parameters on the stiffness and damping of soils at small to medium strains. *Proceedings of International Symposium on Prefailure Deformation Characteristics of Geomaterials*, Keynote Lecture, hlm.1-32.
- Stokoe, K.H. II, Lee, S.H.H. & Knox, D.P. 1985. Shear moduli measurements under true triaxial stresses. *Proceedings of Advances in the Art of Testing Soils Under Cyclic Condition*, hlm.166-185.
- Streeter, V.L., Wylie, E.B. & Richart, F.E. 1973. Soil Motion Computations by Characteristic Methods, *Proceedings: ASCE National Structural Engineering Conference*, San Francisco.
- Strobbia, C. 2006. Surface wave methods: acquisition, processing and inversion. Tesis Ph.D. Politecnico di Torino, Italy.
- Suhendro, B. 2000. *Mekanika Kontinum*. Yogyakarta: Beta Offset.
- Sun, J.I., Golesorkhi, R. & Seed, H.B. 1988. Dynamic Moduli and Damping Ratio for Cohesive Soils, Report No. UCB/EERC-88/15, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Tatsuoka, F., Nakamura, S., Huang, C. C. & Tani, K. 1990. Strength anisotropy and shear band direction in plane strain tests of sand. *Soil Foundation*, Vol. 30, No. 1: 35-54.
- Thompson, W.T. 1950. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *Journal of Applied Physics* 21: 89-93.
- Timonshenko, S.P. & Goodier, J.N. 1982. *Theory of Elasticity*. Auckland: McGraw Hill.
- Tokimatsu K. 1995. Geotechnical site characterisation using surface waves. *Proceedings of First Int. Conf. on Earthq. Geotechn. Eng.*, hlm. 1333-1368.
- Tokimatsu K., Kuwayama S., Tamura S. & Miyadera Y. 1991. Vs determination from steady state Rayleigh Wave method. *Soils and Foundations* 31(2): 153-163.
- Tokimatsu K., Shinzawa K. & Kuwayama S. 1992b Use of short period microtremors for Vs profiling. *Journal of Geotechnical Engineering* 118(10): 1544-1558.
- Tokimatsu K., Tamura S. & Kojima H. 1992a. Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics. *Journal of Geotechnical Engineering* 118(10) 1529-1543.

- Trifunac, M.D., Hao, T.Y. & Todorovska M.I. 1999. On the reoccurrence of site specific response. *Soil Dynamic and Earthquake Engineering*, 18 (8): 569-592.
- Tschoegl, N.W. 1989. *The Phenomenological Theory of Linear Viscoelastic Behavior-An Introduction*. Berlin: Springer-Verlag.
- Tselentis G.A. & Delis G. 1998. Rapid assessment of S-wave profiles from the inversion of multichannel surface wave dispersion data. *Annali di Geofisica* 41: 1-15
- Ulusay, R., Tuncay, E., Sonmez, H. & Gokceoglu, C. 2004. An attenuation relationship based on Turkish strong motion data and iso-acceleration map of Turkey. *Engineering Geology* 74 (3-4): 265-291
- Viktorov, I. A. 1967. *Rayleigh and Lamb Waves: Physical Theory and Applications*. New York: Plenum Press.
- Vucetic, M. & Dobry, R. 1991. Effect of Soil Plasticity on Cyclic Response. *Journal of Geotechnical Engineering* 117(1): 89-107.
- Vucetic, M. 1994. Cyclic threshold shear strains in soils. *Journal of Geotechnical Engineering* 120 (12): 2208-2228.
- Wang, Y.H., Yan, W.M. & Lo, K.F. 2004. Laboratory and in-situ measurement of attenuation in soils. *Proceedings of ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, hlm.1883-1889.
- Waters, K.H. 1987. *Reflection Seismology*, 3rd ed. New York: John Wiley and Sons.
- Whitman, R.V. & Lawrence, F.V., Jr. 1963. Discussion to wave velocities in granular soils by Hardin, B.O & Richart, F.E., Jr. *Journal of Soil Mechanics and Foundation Division* 89 (SM5): 112-118.
- Widodo, W. & Rosyidi, S.A. 2007. Studi Evaluasi Daya Dukung Lapisan Tanah Dasar Perkerasan Jalan Menggunakan Metode Spectral Analysis of Surface Wave (SASW). Laporan Penelitian Dosen Muda (dibiayai oleh DP2M Dikti Departemen Pendidikan Nasional), Fakultas Teknik, Universitas Muhammadiyah Yogyakarta.
- Williams, O. 1981. Rayleigh wave velocity measurements using broad band frequency sources. Miscellaneous Paper EL-81-3. MS.NTIS No.AD A 102 797. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg.
- Wilson, S. D. & Dietrich, R. 1960. Effect of Consolidation Pressure upon Elastic and Strength of Cohesive Soils, Proc. ASCE Research Conf. on Shear Strength of Cohesive Soils, Boulder, Colorado, June, pp. 419-435.
- Woods, R.D. & Jendele, L.P. 1985. Energy-attenuation from construction vibrations. Dlm. Gazetas, G. & Selig, E.T. (pnyt). *Vibration problems in geotechnical engineering*. Special Technical Publication, hlm 187-202. New York : ASCE Press.
- Woods, R.D. 1978. Measurement of Dynamic Soil Properties, State of the Art Report: *Proceedings of the ASCE Geotechnical Engineering Division Specialty Conference, Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, Pasadena, CA, 1, 91-178.
- Woods, R.D. 1997. Dynamic effects of pile installation on adjacent structure. *Transportation Research Board*. NCHRP 253: 86
- Xia, J., Miller, R.D. & Park, C.B. 1999a. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: *Geophysics* 64: 691-700.

- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B. & Tian, G. 2002. Determining Q of near-surface materials from Rayleigh waves. *Journal of Applied Geophysics* 51: 121-129.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., Hunter, J.A. & Harris, J.B. 1999b. Evaluation of the MASW technique in unconsolidated sediments: Technical Program with Biographies, SEG, 69th Annual Meeting, Houston, TX, 437-440.
- Xia, J., Xu, Y., Chen, C., Kaufmann, R.D. & Luo Y. 2006. Simple equations guide high-frequency surface-wave investigation techniques. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 26: 395-403.
- Yang, XJ. 1995. Evaluation of man-made ground vibrations. In : Prakash S. editor. *Proc. of Third International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, hlm 1345 - 1348.
- Yilmaz, O. 1987. Seismic data processing. Dlm *Investigations in Geophysics*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Yoon, S. & Rix, G. J. 2004. Combined active-passive surface wave measurements for near-surface site characterization. *Proc. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, hlm. 1156-1164.
- Yoon, S. 2005. Array-based measurements of surface wave dispersion and attenuation using frequency-wavenumber analysis. Disertasi Ph.D. Georgia Institute of Technology.
- Yoshizawa, K. & Kennett, B.L.N. 2002. Determination of the influence zone for surface wave paths, *Geophys. J. Int.*, 149: 440-453.
- Yuan, D. & Nazarian, S. 1993. Automated surface wave method: inversion technique. *Journal of Geotechnical Engineering* 119(7): 1112-1126.
- Zagyapan, M. & Fairfield, C.A. 2002. Continuous surface wave & impact methods of measuring the stiffness & density of railway ballast. *NDT&E International* 35: 75-81.
- Zomorodian, A.S.M. & Hunaidi, O. 2006. Inversion of SASW dispersion curves based on maximum flexibility coefficients in the wave number domain. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 26(8): 735-752
- Zwicky D.J. & Rix G.J. 1999. Frequency wavenumber analysis of passive surface waves. *Proc. Symp. on the Appl. Of Geophysics to Environ. and Eng. Problems*, hlm.75-84.
- Zywicky, D. J. 1999. Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves. Disertasi Ph.D. Georgia Institute of Technology.

Indeks

Index bab 1	
Abbiss	17
amplification effect	6
Amplifikasi	6
Atterberg	11, 20
Badan Geologi Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral Indonesia	9
Ballard	17

<i>buried stream beds</i>	14
Calabria	6
Cho & Lin	17
<i>crosshole</i>	16, 17
CSW	17, 22
Curro	17, 23
<i>cyclic simple shear</i>	21
<i>cyclic triaxial</i>	21
<i>detailed engineering design</i>	12
<i>disturbed sampling</i>	13
<i>downhole</i>	16, 17
Dravinsky	17, 23
<i>Electromagnetic Conductivity</i>	14
<i>electronic-cone penetrometer test</i>	15
episentrum	3
<i>final investigation</i>	8
formasi geologi	1, 2, 8, 9, 13
formasi geologi alluvium	1
formasi tuff	1
Foti	16
gelombang seismik	3, 22
geo-material	1
Geomorfologi	11
<i>geophysical investigations</i>	13
geoteknik	3, 8, 13, 15, 17, 20, 21
Goto	21
<i>Ground Penetrating Radar</i>	14
<i>ground response</i>	10
<i>ground shaking</i>	3
<i>handbore</i>	11
Haupt	17, 23
Heisey	17
heterogen	1
heterogenitas	1
hidrologi	3
<i>impermeable</i>	10
<i>in-situ testing</i>	13
Irpinia	6
Kobe	5
Kokusho	21
Ladd & Dutko	21
LANDSAT	14
<i>landslide</i>	6
Likuifaksi	4
<i>linear viscoelastic</i>	21
<i>liquefaction</i>	4

Longsor	6
Luna & Jadi	22
<i>machine foundations</i>	21
magnitudo	3, 6
MASW	16, 17, 22
Matthews	16, 23
McMechan	16
Meksiko	6
metode pengeboran	14
NASA	14
Nazarian	17, 23
<i>outcrop map</i>	9
Padang Pariaman	6
Park	16
pegunungan Yucca	1, 2
pergerakan siklik	4
permeabilitas	16
<i>permeable</i>	10
<i>preliminary investigation</i>	8
proses alamiah	1
proses fisis	1
proses kimia	1
pusat gempa	3
<i>remote sensing</i>	10, 13
<i>remote sensing images</i>	10
<i>resonant column</i>	21
Rosyidi	6, 18, 21
SASW	16, 17, 18, 22, 23
<i>seismic reflection</i>	16, 19
<i>seismic refraction</i>	16
seismik	3, 6, 7, 10, 11, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 23
seismologi	3
<i>stiffness</i>	22
Stokoe	16, 17, 21, 23
stratigrafi tanah	7
<i>structural hazards</i>	3
Sumatera Barat	3, 6
Sungai Bantang Arau	5
<i>surface geological map</i>	9
<i>Surface Resistivity</i>	14
Tatsuoka	21
teknik ReMi	16
tes pit	1, 2
Tokimatsu	16
<i>Undisturb Sampel</i>	16
<i>undisturbed sampling</i>	13
<i>University of Texas at Austin</i>	23

Vucetic & Dobry 20
 Woods & Richart 17
 Yedlin 16
 Yogyakarta 3, 4, 6
 Zagyapan & Fairfield 17, 23
 Zywicki 16

Index bab 2

Index

anulus gelinciran 49
attenuation 46, 55, 57
 Bellotti 28
 Ben-Menahem & Singh 30
 Biot 50
 bulk 35, 36
 Christensen 34, 38
circular frequency 53, 59
creep tensor function 35
crosshole 44
 Cunny & Fry 44
 Deresiewicz 48, 49
 Dobry 26, 28, 31, 32, 43, 44, 48, 53
 Dobry & Vucetics 26
downhole 44
 eksitasi siklik 26, 27, 28, 30
 EPRI 26, 28
 Flugge 33
Fourier 37, 38, 58, 59
Fredholm 37
frictional losses 47
 fungsi rayapan 35
 fungsi relaksasi geser 35
 Fungsi skalar 35
 gelombang seismik 46, 47, 49, 51, 53, 57, 58, 59
geometric damping 51
 Goodman & Brown 48
half-power bandwidth 56
 Hardin & Black 25, 40
 Hardin & Drnevich 26, 40, 41
 Hariandja 33
Heaviside 35, 36
Helmholtz's 38
 hukum Hooke 33
 Ishibashi & Zhang 43, 44, 60
 isotropik 26, 33, 35, 51, 60
 Iwasaki & Tatsuoka 41, 44

Kelvin-Voigt 36
 Kramers-Krönig 38
 Kronecker 33
 kurva histeresis 26, 27, 52, 53, 54
 Lai & Rix 25, 26, 28, 29, 31, 35, 38, 39, 45, 47, 55, 59
 Lancellotta 29
 Lee & Finn 53
 Lo Presti 26, 28, 31
 logarithmic decrement 50
 Malagnini 31
 maksime viskos 50
 Melvern 36
 Mindlin 48
 Model Bornitz 57
 modulus bulk 33
 modulus elastik 33, 49
 modulus geser 25, 27, 29, 30, 31, 40, 43, 44, 45, 46, 53, 60
 multi-channel measurements 59
 OCR 26, 40
 osilator 44
 outer radius 49
 perilaku viskoelastik 27
 Pipkin 36
 plate-load 44
 Prakash & Puri 44
 radiation damping 51
 Ramberg-Osgood 53
 rasio Poisson 33, 42, 49
 redaman visko 53
 Richart 25, 26, 44, 46, 50, 51, 55, 57
 SDOF 56
 Seed & Idriss 40
 steady state 44
 Suhendro 33
 tensor inherent 32
 tensor-valued 34
 time of confinement 26, 30, 60
 Timonshenko & Goodier 33
 tingkat plastisitas tanah 31
 Tschoegl 38
 USCS 41
 visko-daspot 36
 visko-elastik 24, 26, 29, 32, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 52, 53, 54, 59, 60
 Vucetic 26, 28, 31, 32, 43, 44
 Vucetic & Dobry 31
 Whitman & Dobry 47, 51
 Wilson & Dietrich 25

Bab 3

Index

Abo-Zena 73
 Achenbach 65, 71, 87
 Aki & Richards 63, 66, 71, 72, 75
algoritma Thomson-Hankell 73
axisymmetric 84
 beban dinamik 73
 Ben-Menahem & Singh 63, 71
Bessel 83, 84, 98
body wave 61
boundary condition 71
 bulk 66
Cauchy 71
 Chen 73
 Christensen 65
 Das 63, 67, 68
 dispersi 61, 66, 72, 73, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 101, 102
 dispersif 74, 98
dispersion 74
dynamic stiffness matrix 73
 equivoluminal 62
 Ewing 63, 72, 74
 fase efektif 92, 94, 95, 97
 fluida 61
 Fourier 82, 84, 85, 88, 98, 99
fundamental mode 87
 gelombang badan 61, 64, 65, 66, 69, 88, 99, 102
 gelombang geser 62, 64, 73
 gelombang permukaan 61, 62, 63, 65, 67, 69, 70, 83, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 92, 95, 97, 98, 102
 Gelombang permukaan *Love* 62
geophone 87
group velocity 88
 Gucunski 73, 76, 84, 85, 87, 92
Hankel 83, 84, 85, 99
 Harvey 73
 Haskell 73, 79
Helmholtz 64
 hemisfera 83, 98
 heterogen 61, 70, 74, 86, 88, 102
higher mode 88
Hilbert 66
 Hisada 73, 90
 homogen 61, 63, 67, 68, 69, 72, 73, 74, 77, 86, 88, 89, 92, 102
 hukum Newton 63

isotropik 63, 66
jump 95
 Kausel & Rösset 73, 79, 80
 kekakuan dinamik 73, 79, 90, 93, 102
 Kennett & Kerry 73
 Klosky 63
 Kramer 63
 Lai & Rix 65, 71, 72
 Lamb 63, 70
Laplace 64
 Luco & Aspel 73
 massa padat 74
 MATLAB 90
 Mera 73, 74, 75, 76, 78, 79, 80, 83, 85
 modulus elastik 74
 modulus geser 66, 74
Navier 64, 70
 Nazarian 67, 73
Neumann 83
non-trivial 72, 73
 Norwood 63
prograde 68
propagator-matrix 72
 radiasi geometrik 69
 rasio Poisson 65, 67, 68, 74, 100
 rasio redaman 74, 100
Rayleigh 61, 62, 66, 71, 72, 73, 74, 83, 90, 91, 92, 93, 94, 97, 98
 Read 65
retrograde 68
 Richart 63, 67, 68, 69
 Rosyidi 82, 87, 90, 100
 Schwab & Knopoff 73
 seismik 61, 62, 63, 64, 65, 66, 69, 98, 100
 Sheriff & Geldart 89
soft soil 93
 Strobbia 90
 struktur geologi kompleks 86
 struktur geologi reguler 86
 superposisi 61, 87, 88, 93, 94, 97, 98, 99, 102
superposisi mode 61, 88, 94, 97, 98, 99, 102
surface wave 61
 Thomson 73
 Timonshenko & Goodier 63
transfer matrix 79
 visko-elastik 65, 66, 69, 70, 102
 Yogyakarta 100

index bab 4

- active harmonic source* 111
- active transient source* 111
- Akselerometer 116, 118
- attenuation* 110
- autospectral density* 120
- bandwidth* 111
- bedrock* 109
- cable-stayed* 104
- Cho 107
- coherence* 120
- controlled continuous source* 111
- CSW 103
- discrete Fourier transform* 119
- Dravinsky 108
- drop weight* 112
- evaluasi lapisan fondasi landasan kereta api 108
- evaluasi lapisan struktur motar semen 108
- Ewing 103
- faktor kalibrasi 116
- fast Fourier transform* 118, 119
- forward problem* 105
- Fourier* 108, 118, 119, 120
- fundamental mode* 109
- gelombang seismik 103, 108, 110, 116, 119, 120
- geoteknik 104, 109
- Gucunski 108, 109, 114, 121
- Harmonie* 118, 119
- Haupt 108
- Heisey 107
- Hiltunen & Woods 107, 108
- Horike 108
- imperfections* 104
- inversion problem* 105
- iterasi 105
- Jones 106
- Jongmans & Demanet 107
- kabel suspensi 104
- Kansas Geological Survey 109
- kecepatan aktual 115
- KGS 109
- Kim 104, 108
- komposit lamina 104
- Kramer 103

Krstulovic-Opara 107
 kurva dispersi empirik 103
 kurva dispersi kecepatan fase teori 105
 Lesmana 109
Ling Dynamics 113, 114
liquid glue 118
Love 106
 Madshus & Westerdhal 107
 MASW103, 109, 110
 McMechan & Yedlin 108
 Nazarian 107, 108, 114, 115, 121
 New York 117
 Park 109, 110
passive source 111
 PCB Piezotronics 117
pilot study 111
 potensi likuifaksi 109
Rayleigh 106, 109, 111
 Rix 107, 108
 Rizo 104
 Rosyidi 107, 108, 109, 111, 113, 114
 Rosyidi & Siegfried 108
 Ryden 109
 SASW 103, 107, 108, 109, 120, 121
 Sensor geofon 115
 Shtievelman 108
 Spetzler 104
spike 116, 118
steel ball bearing 113
 Stokoe 107, 121
 struktur beton 104, 107
 teknik geofisik 104
 teori dispersi 106
theoretical dispersion curve 105
 Tokimatsu 108, 113, 114
transducitivity 115
transfer function 120
 Tselentis & Delis 109
 voltase elektrik 115
 Walden Ave 117
 Yoon 108, 114
 Yoshizawa & Kennett 104
 Zagyan & Fairfield 108
 Zomorodian & Hunaidi 108

analisis inversi 133, 137, 138, 141, 142, 143, 145, 153
 Analisis resolusi 145, 159
 Bloch & Hales 131
 CMP 123, 125, 127, 147, 155
common mid point 123
common source-receiver 123
competent soil 171
constant increment ratio 134
cosine taper 150
 CSR 123, 125
 Darsana 155
deflection bowl 155
dip slope 128
discrete space 163
drop weight 147
endapan alluvium lempung laut yang lunak 146
endapan kuartenari 146
equality line 161
Falling Weight Deflectometer 155
 Fourier 131, 149
 fungsi korelasi fisik 142
 FWD 155, 159, 161, 162
 gelombang seismik 123, 147, 148, 149
 gelombang transien 148, 149
 Haryana 147
 Heisey 124, 125, 128, 129, 130
 IRF 150, 151
 Jalan Cagak 165, 166
 Jalan Nasional Cikampek - Purwakarta 154, 159
 Jalan Piyungan-Gading 154
 Jalan Wonosari-Yogyakarta 154
 Jawa Barat 154, 165
 Joh 129, 131, 134, 142, 145
 Karl 127
Kelang 136, 146, 147, 148, 150, 151, 153
 konstan 135, 141
 konvergen 141
 kurva dispersi 123, 129, 131, 132, 133, 134, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 145,
 149, 151, 152, 156, 157, 160
 lapisan fondasi 130, 154, 156, 158, 160, 165
 lapisan permukaan aspal 156, 158, 160, 169
 lapisan subgrade 156, 160
Malaysia 136, 146, 147, 148, 150, 151, 153
masking 131
 matrik kovarian 142, 143, 144
 matrik parsial 142

matrik sensitifitas 142
 Matthews 126
maximum likelihood 144
 McMechan & Yeldin 131
 Menke 142, 145
mismatched 144, 160
 MTSW 162, 163, 165, 166
Multi-channel Tomography Analysis of Surface Wave 162
multi-layers 156
 Nazarian 124, 127, 129, 131, 134
near field effect 128
 Nolet & Panza 131
 Pakem 154, 156, 157, 158, 159
passband 150
piezocone 147
 Pilant & Knopoff 131
pit test 154
 PMA 155
random noise 127
 Rayleigh 158
 RMS 142, 145, 153, 156, 157, 158
root-mean-square error 142
 Rosyidi & Siegfried 162, 164, 165
 ruang diskrit 163
 ruang kontinu 163
 Sanchez-Salinero 125, 128
 SASW 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 133, 136, 137, 143, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 154, 155, 156, 160, 161, 162, 166
 Schmidt 155
 sinyal derau 149, 150
 skala logaritma 135
slant-stack 131
slowness 141
 SMP 138, 142, 145, 152, 153, 156, 157, 158
soft clay 171
soft soil 171
starting model parameter 152
 Stasiun RTM Kelang 146
 Subang 165
 tanah berpasir 154, 171
 tanah keras 171
 tanah lempung lembut 171
 tanah lunak 171
 tanah pasir lepas yang tak jenuh 171
 TASW 166
 test pit 159, 166
 tomografi 162, 163, 164, 165

transitionband 150
two dimensional array 162, 163
Unified Soil Classification System 147
unsaturated loose sand 171
unwrapping 127
 USCS 147
 VGA 164
 viskositas 127, 171
Visual Studio 164
 Widodo & Rosyidi 154
 Woods & Jendele 170

index bab 6

analisis spektrum 173
 Bruel and Kjaer 175
Bukit Raja 174
continuous surface wave, 172
 CSW 172, 173, 174, 175, 176, 178, 179
dipping layer 173
environmental effect 177
 Fourier 173, 174
 geofon 172, 173
 geologi 174
gray clay 179
 homogen 174
Klang 174
Ling Dynamics 172, 175
Malaysia 174
 Nazarian & Stokoe 179
oscillator 175
Radio Receiving Station 174
Radio Television Malaysia 174
reverse configuration 173
 SASW 172, 173
Selangor 174
soft marine clay 174
spike 173
 tanah lempung 174, 179
 tanah lunak 179
 vibrator elektromagnet 173

Index bab 7 + 8

analisis derau 189
 Analisis tomografi 15

asimptot	14
borehole	21, 22
<i>ekstrapolasi polinomial Ridder</i>	14
<i>filtering</i>	9
gelombang Rayleigh	13, 15, 18
gelombang seismik	5, 8, 9, 10
MASW	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 15, 16, 17, 18, 21, 22
<i>passive roadside</i>)	1
Proses inversi	11, 18
rasio Poisson	12
seismik	5, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 16, 17, 22
seismograf	1, 4, 5, 15, 16
sensor geofon	3, 4, 5, 6
Tamantirto	15
Universitas Muhammadiyah Yogyakarta	15
Yogyakarta	15