

Skripsi Geofisika

**EVALUASI KOMPAKSI TANAH MENGGUNAKAN METODE
*MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES (MASW)***



OLEH :

MUFLY FADLA SYIHAB

H221 16 022

DEPARTEMENT GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2021

**EVALUASI KOMPAKSI TANAH MENGGUNAKAN METODE
*MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES (MASW)***

Skripsi ini untuk melengkapi tugas akhir dan memenuhi syarat untuk memperoleh
gelar sarjana Pada Program Studi Geofisika



Disusun dan Diajukan Oleh:

MUFLY FADLA SYIHAB

H221 16 022

DEPARTEMENT GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2021

LEMBAR PENGESAHAN

**EVALUSI KOMPAKSI TANAH MENGGUNAKAN METODE
MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES (MASW)**

Oleh:

MUFLY FADLA SYIHAB

H221 16 022

SKRIPSI

Untuk Memenuhi Salah Satu Syarat Ujian Guna Memperoleh Gelar Sarjana Sains

Program Pendidikan Sarjana, Departemen Geofisika Ini

Telah Disetujui Oleh Tim Pembimbing Pada Tanggal

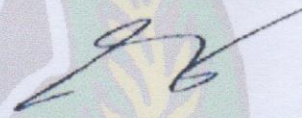
Seperti Tertera di Bawah Ini

Disetujui Oleh:

Makassar, 17 Agustus 2021

Pembimbing Utama

Pembimbing Pertama



Dr. Erfan Syamsuddin, M.Si

Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng

NIP. 196709032001121001

NIP. 196709291993031003

Mengetahui,

Ketua Departemen Geofisika



Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng

NIP. 196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Mufly Fadla Syihab

NIM : H22116022

Departemen : Geofisika

Judul Tugas Akhir : Evaluasi Kompaksi Tanah Menggunakan Metode
Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW).

Menyatakan bahwa skripsi ini benar-benar hasil karya saya sendiri dan belum pernah diajukan untuk mendapatkan gelar sarjana di Universitas Hasanuddin atau Lembaga Penelitian lain kecuali kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang sudah lazim digunakan, karya tulis ini merupakan murni dari gagasan penelitian saya sendiri, kecuali arahan Tim Pembimbing dan masukan Tim Penguji..

Makassar, 17 Agustus 2021

Yang Membuat Pernyataan,



Syihab

Mufly Fadla Syihab

KATA PENGANTAR

لله الرَّحْمَنُ مِنَ الرَّحِيمِ

Assalamu'alaikum Wa Rahmatullaahi Wa Barakaatuu.

Alhamdulillahirabbil'alamiin, puji dan syukur penulis panjatkan atas kehadiran Allah *Subhanahu Wa Ta'ala*. Zat dengan segala Rahman dan Rahim-Nya yang membantu penulis menyelesaikan Skripsi dengan judul “**Evaluasi Kompaksi Tanah Menggunakan Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)***”. Shalawat serta salam tidak luput penulis curahkan kepada Rasulullah Muhammad *Shallaahu 'Alaihi Wa sallam*. Sebagau Rasul dan Nabi akhir zaman yang menjadi teladan bagi Umat dalam berakhlak, berusaha dan berdoa.

Penghargaan setinggi-tingginya penulis haturkan kepada kedua orang tua tercinta Ibunda **Baningsih** dan Ayahanda **Achmad Syihab** (selaku orang tua kandung penulis) yang memberikan dukungan dengan cinta dan kasihnya, serta dengan doa-doa tulusnya kepada penulis selama menjalani kehidupan perkuliahan di Universitas Hasanuddin.

Melalui bundelan skripsi ini pula, penulis ingin menyampaikan rasa terima kasih yang sebesar-besarnya kepada orang-orang yang telah membantu penulis menyelesaikan skripsi ini. Terima kaih kepada:

1. Kepada Ayahanda **Dr. Erfan, M.Si** selaku pembimbing Utama yang senantiasa memberikan ilmu, bimbingan, nasihat dan motivasi yang luar biasa berarti bagi penulis sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi ini. Kepada Bapak **Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng** selaku pembimbing Pertama

yang selalu memberikan ilmu, bimbingan dan motivasi serta mengajarkan penulis agar selalu ikhlas dalam memaknai setiap proses yang dilalui. Terima kasih atas bimbingan, waktu, arahan, dan segala jenis bantuan yang Bapak-bapak berikan selama penyelesaian penelitian ini, hingga berakhir dalam sebuah tulisan Skripsi Geofisika.


2. Kepada Ayahanda **Ir. Bambang Harimei, M.Si** dan Bapak **Sabrianto Aswad, S.Si, MT** selaku tim penguji yang senantiasa dengan ikhlas memberi saran dan masukan kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini. Terima kasih atas saran dan masukan yang sangat berarti bagi penulis.
3. Kepada diri saya sendiri yang sudah meluangkan waktu untuk menyelesaikan skripsi ini hingga akhir. Terimakasih karena sudah berniat untuk sarjana :)
4. Dan lain-lain.

Kepada seluruh pihak yang telah meluangkan banyak hal kepada penulis yang tidak bisa penulis sebutkan satu per satu. Terima kasih. Semoga Allah merahmati kita dalam kebaikan-kebaikan ikhlas kita.

Mengingat keterbatasan penulis sebagai manusia biasa, kritik dan saran akan sangat membantu untuk mengembangkan kemampuan penulis dalam menyusun hasil penelitian di kemudian hari.

Wassalamu'alaykum Wa Rahmatullaahi Wa Barakaatuuh

Makassar, 17 Agustus 2021


Penulis

SARI BACAAN

Perbaikan tanah merupakan upaya untuk memperbaiki dan meningkatkan kemampuan tanah agar dapat meningkatkan kekuatan tanah. Jenis perbaikan tanah yang digunakan dalam penelitian ini adalah kompaksi RDC (*Rolling Dynamic Compaction*) dengan menggunakan alat berat (6-12 ton) dan kecepatan 12 km/ jam. Adapun dilakukan pelewatan dengan frekuensi kompaksi yang berbeda-beda pada tiga lintasan yaitu *Lane A* 0 dan 5 *passes*, *Lane B* 0 dan 10 *passes* serta *Lane C* 0 dan 30 *passes*. Masing-masing frekuensi pelewatan dilakukan akuisisi data menggunakan metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Setelah dilakukan akuisisi diperoleh hasil kelas situs pada daerah penelitian adalah kelas D (tanah sedang) dengan V_{S30} yaitu 247.3 m/s yang didominasi oleh lempung pasir. Sedangkan untuk nilai V_{S5} dan q_a terbesar berada pada *Lane C* dengan kompaksi 30 *passes* yaitu 156.2 m/s dan 190.3 kPa yang menunjukkan meningkatnya kecepatan gelombang geser seiring bertambahnya frekuensi kompaksi yang dilakukan. Adapun perubahan V_s rata-rata pada kompaksi 0 - 5, 5 - 10 serta 10 - 30 *passes* secara berurutan adalah 9.2 m/s, 6.6 m/s dan 5.6 m/s dengan perubahan V_s rata-rata dari 0 – 30 *passes* yaitu 21.4 m/s.

Kata Kunci: Evaluasi kompaksi, Daya dukung, Gelombang geser, MASW.

ABSTRACT

Soil improvement is an effort to improve and increase soil capacity to increase soil strength. This study's type of soil improvement is the RDC (Rolling Dynamic Compaction) compacting using heavy equipment (6-12 tons) and a speed of 12 km/hour. As for passing with different compacting frequencies on three passes, namely Lane A 0 and 5 passes, Lane B 0 and 10 passes, and Lane C 0 and 30 passes. For each frequency, data acquisition was performed using the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method. After the acquisition, the results of the site class in the study area were class D (stiff soil) with V_{S30} , namely 247.3 m/s, which was dominated by sandy clay. Meanwhile, the largest values for V_{S5} and q_a are in Lane C with a compacting of 30 passes, namely 156.2 m/s and 190.3 kPa, which indicate the increasing speed of the shear wave along with the increasing frequency of compacting performed. The average V_s change in the 0 - 5, 5 - 10 and 10 - 30 passes are 9.2 m/s, 6.6 m/s and 5.6 m/s respectively, with the average V_s change from 0 - 30 passes, namely 21.4 m/s.

Keywords: Evaluation of compaction, Bearing capacity, Shear wave, MASW.

DAFTAR ISI

SAMPUL	i
HALAMAN PENUNJUK SKRIPSI	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
PERNYATAAN KEASLIAN	iv
KATA PENGANTAR	i
SARI BACAAN	vii
ABSTRACT	viii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xii
DAFTAR TABEL	xiv
BAB I PENDAHULUAN	1
I.1. Latar Belakang	1
I.2 Ruang Lingkup.....	3
I.3 Rumusan Masalah	3
I.4 Tujuan Penelitian	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	4
II.1 <i>Rolling Dynamic Compaction (RDC)</i>	4
II.2 Gelombang Seismik.....	5
II.2.1 Hukum <i>Snellius</i>	5
II.2.2 Prinsip <i>Huygens</i>	6
II.2.3 Asas <i>Fermat</i>	7
II.3 Gelombang Permukaan	8
II.3.1 Gelombang <i>Rayleigh</i>	9
II.4 <i>Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)</i>	17

II.4.1 Transformasi Fourier	21
II.4.2 Kurva Dispersi	23
II.4.3 Inversi	24
II.5 Kecepatan Gelombang Geser (V_{s30}).....	25
II.6 Daya Dukung Tanah	27
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	30
III.1 Data dan Perangkat Penelitian.....	30
III.1.1 Data Penelitian.....	30
III.1.2 Perangkat Penelitian.....	30
III.2 Tahapan Penelitian	31
III.2.1 Tahap Persiapan	31
III.2.2 Prosedur Pengolahan Data.....	31
III.3 Bagan Alir Penelitian.....	36
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	37
IV.1 <i>Update Geometry</i>	37
IV.2 Citra Dispersi	40
IV.3 Kurva Dispersi	43
IV.3.1 Kurva Eksperimental.....	43
IV.3.2 Kurva Teoritis.....	46
IV.4 Profil Kecepatan Gelombang Geser	49
IV.4.1 Profil Kecepatan Gelombang Geser 1D	49
IV.4.2 Profil Kecepatan Gelombang Geser 2D	50
IV.5 Profil Sub-Permukaan Tanah	55
IV.6 Analisis Daya Dukung Tanah	57
BAB V PENUTUP	60

V.1 Kesimpulan	60
V.2 Saran	60
DAFTAR PUSTAKA	61

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 RDC menggunakan <i>roller</i> 4 sisi (Kuo et al., 2013)	4
Gambar 2.2 Pembiasan pada bidang batas dua medium (Utami, 2016).....	5
Gambar 2.3 Prinsip <i>Huygens</i> dalam penjalaran gelombang (Shearer, 2009)	6
Gambar 2.4 Asas <i>Fermat</i> (Utami, 2016)	7
Gambar 2.5 Dispersi gelombang permukaan pada medium berlapis (Foti et al., 2014).....	8
Gambar 2.6 Gerak partikel gelombang <i>Rayleigh</i> (Jones, 2010)	9
Gambar 2.7 Prosedur metode MASW (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018)	19
Gambar 2.8 Parameter akuisisi metode MASW (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018).....	19
Gambar 2.9 Jenis-jenis gelombang pada citra dispersi (Park et al., 1998).....	24
Gambar 2.10 Proses inversi (Foti, 2000)	25
Gambar 3.1 Bagan alir penelitian.....	36
Gambar 4.1 Lintasan pengukuran lapangan	37
Gambar 4.2 Geometri pengukuran lapangan	38
Gambar 4.3 <i>Trace</i> seismik <i>Lane A 0 passes</i>	39
Gambar 4.4 <i>Trace</i> seismik <i>Lane A 5 passes</i>	39
Gambar 4.5 <i>Trace</i> seismik <i>Lane B 10 passes</i>	39
Gambar 4.6 <i>Trace</i> seismik <i>Lane C 30 passes</i>	40
Gambar 4.7 Citra dispersi <i>lane A 0 passes</i>	41
Gambar 4.8 Citra dispersi <i>lane A 5 passes</i>	41
Gambar 4.9 Citra dispersi <i>lane B 10 passes</i>	42

Gambar 4.10 Citra dispersi <i>lane C 30 passes</i>	42
Gambar 4.11 Kurva eksperimental <i>lane A 0 passes</i>	44
Gambar 4.12 Kurva eksperimental <i>lane A 5 passes</i>	44
Gambar 4.13 Kurva eksperimental <i>lane B 10 passes</i>	45
Gambar 4.14 Kurva eksperimental <i>lane C 30 passes</i>	45
Gambar 4.15 Model tanah berlapis untuk analisis inversi.....	46
Gambar 4.16 Parameter <i>initial model</i>	46
Gambar 4.17 Kurva teoritis <i>lane A 0 passes</i>	47
Gambar 4.18 Kurva teoritis <i>lane A 5 passes</i>	48
Gambar 4.19 Kurva teoritis <i>lane B 10 passes</i>	48
Gambar 4.20 Kurva teoritis <i>lane C 30 passes</i>	49
Gambar 4.21 Profil kecepatan gelombang geser 1D	50
Gambar 4.22 Penampang kecepatan gelombang geser 2D <i>lane A 0 passes</i>	51
Gambar 4.23 Penampang kecepatan gelombang geser 2D <i>lane A 5 passes</i>	52
Gambar 4.24 Penampang kecepatan gelombang geser 2D <i>lane B 10 passes</i>	52
Gambar 4.25 Penampang kecepatan gelombang geser 2D <i>lane C 30 passes</i>	53
Gambar 4.26 Grafik perubahan V_s terhadap kedalaman untuk kompaksi 0 <i>pass</i> , 5 <i>pass</i> , 10 <i>pass</i> dan 30 <i>pass</i>	54
Gambar 4.27 Profil sub-permukaan tanah	56
Gambar 4.28 Grafik hubungan antara V_s dan q_a <i>lane A 0 passes</i>	57
Gambar 4.29 Grafik hubungan antara V_s dan q_a <i>lane A 5 passes</i>	58
Gambar 4.31 Grafik hubungan antara V_s dan q_a <i>lane C 30 passes</i>	59

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Nilai V_p dan V_s pada berbagai material dekat permukaan (Foti et al., 2014).....	26
Tabel 2.2 Klasifikasi jenis batuan berdasarkan nilai V_{S30} berdasarkan NERHP (<i>Federal Emergency Management Agency</i> , 2003).....	27
Tabel 2.3 Faktor keamanan (n) (Tezcan & Ozdemir, 2012)	29

BAB I

PENDAHULUAN

I.1. Latar Belakang

Perbaikan tanah (*soil improvement*) merupakan salah satu hal yang sangat penting dan mendapat perhatian para ahli geoteknik. Hal ini disebabkan oleh kebutuhan akan lahan yang harus menampung tuntutan pembangunan dan perkembangan penduduk. Banyak diantara lahan-lahan pembangunan tersebut perlu mendapat pengolahan terlebih dahulu agar memenuhi persyaratan teknis.

Pada pembuatan timbunan tanah untuk jalan raya dan banyak struktur teknik lainnya, tanah yang renggang haruslah dipadatkan untuk meningkatkan kekuatan tanah. Sehingga perlu dilakukan perbaikan tanah agar daya dukung pondasi diatasnya meningkat. Beberapa metode perbaikan tanah yang dapat digunakan untuk stabilisasi tanah diantaranya pemberian campuran bahan kimia (*grouting*), pengurangan tekanan air pori (*dewatering*) dan pemadatan tanah dinamis (*dynamic compaction*). Salah satu cara yang sering digunakan yaitu pemadatan tanah. Prinsip kerja metode ini dengan memberikan beban pada permukaan tanah yang dilakukan secara berulang-ulang (Darwis, 2017).

Penyelidikan lapangan menggunakan metode seismik non-destruktif dalam bidang geoteknik merupakan salah satu penyelidikan lapangan yang sering dilakukan untuk mendapatkan informasi sifat kekakuan tanah (*soil stiffness*) bawah permukaan. Metode seismik berdasarkan pada analisis perambatan gelombang permukaan merupakan salah satu metode yang digunakan untuk memperoleh nilai

kecepatan gelombang geser. Gelombang permukaan atau gelombang Rayleigh memiliki total energi perambatan paling besar yaitu 67% dibandingkan gelombang lain yang dihasilkan oleh sumber (Rosyidi, 2015).

Salah satu metode seismik permukaan yang umumnya digunakan dalam investigasi bawah permukaan adalah *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Metode ini merupakan hasil perkembangan yang dilakukan oleh Park *et al.* (1999) dari metode sebelumnya yaitu *Spectral Analysis of Surface Waves* (SASW). Dimana pada metode MASW, pengukuran gelombang permukaannya menggunakan *multichannel*. Metode ini memiliki keunggulan yaitu pengujiannya tidak memberikan kerusakan (*non-destructive test*), selain itu metode ini murah dalam pelaksanaannya dan cepat untuk proses analisis hasilnya. (Rosyidi, 2013).

Pada penggunaannya dalam investigasi geoteknik, metode MASW telah dilakukan oleh beberapa penelitian seperti Rosyidi (2010) untuk menentukan profil deposit tanah yang kompleks, Lestari (2019) untuk menganalisis kuat geser tanah dan Nasri (2020) untuk mendapatkan informasi daya dukung tanah. Secara garis besar metode ini mengukur variasi kecepatan gelombang permukaan terhadap kedalaman, yang dimana berhubungan dengan sifat kekakuan tanah.

Pada tahap persiapan pembangunan perlu dilakukan investigasi untuk mengetahui kondisi geologi pada daerah pembangunan. Salah satu cara untuk meningkatkan daya dukung tanah adalah dengan menggunakan metode kompaksi tanah secara dinamis (*dynamic compaction*) agar mencegah terjadinya keruntuhan. Maka dari itulah dilakukan penelitian ini untuk melakukan evaluasi kompaksi berdasarkan

nilai kecepatan gelombang geser dan daya dukung tanah pada daerah tertentu menggunakan metode MASW. Hal ini dilakukan untuk mengetahui keefektifitasan kompaksi pada frekuensi berbeda serta untuk mengidentifikasi struktur perlapisan tanah sub-permukaan. Sehingga dapat menjadi pertimbangan dalam kegiatan pembangunan suatu daerah.

I.2 Ruang Lingkup

Penelitian ini berfokus pada analisis data MASW untuk mengevaluasi kompaksi tanah sebelum dan sesudah pembebanan dengan frekuensi yang berbeda, serta mengidentifikasi perlapisan pada sub-permukaan tanah berdasarkan kecepatan gelombang geser V_{S30} menggunakan data sekunder.

I.3 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini, yaitu:

1. Bagaimana menentukan struktur perlapisan tanah sub-permukaan dengan analisis kecepatan gelombang geser V_{S30} menggunakan metode MASW ?
2. Bagaimana menganalisis perubahan kecepatan gelombang geser serta daya dukung tanah sebelum dan setelah kompaksi ?

I.4 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dalam penelitian ini, yaitu:

1. Mengidentifikasi struktur perlapisan tanah sub-permukaan melalui analisis kecepatan gelombang geser V_{S30} .
2. Menganalisis perubahan nilai kecepatan gelombang geser serta daya dukung tanah sebelum dan setelah kompaksi.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1 *Rolling Dynamic Compaction (RDC)*

Rolling dynamic compaction (RDC) merupakan salah satu metode perbaikan tanah yang bertujuan untuk meningkatkan kepadatan tanah. RDC merupakan istilah umum yang digunakan untuk pemadatan tanah menggunakan alat berat (6 - 12 ton) non-sirkular tiga sampai lima sisi yang berputar seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.1. RDC dapat memadatkan lapisan yang lebih dalam dibandingkan dengan *roller* sirkular (Scott & Jaksa, 2014).



Gambar 2.1 RDC menggunakan *roller* 4 sisi (Kuo et al., 2013)

RDC yang beroperasi dengan kecepatan 12 km/jam mampu memadatkan tanah lebih baik dan lebih cepat dibandingkan roller konvensional yang beroperasi 4 km/jam. Hal ini dikarenakan adanya kombinasi energi antara energi potensial dan energi kinetik sehingga RDC memiliki peningkatan sampai lebih dari 1-3 m dibawah permukaan tanah. Ini jauh lebih dalam dibandingkan *roller* konvensional

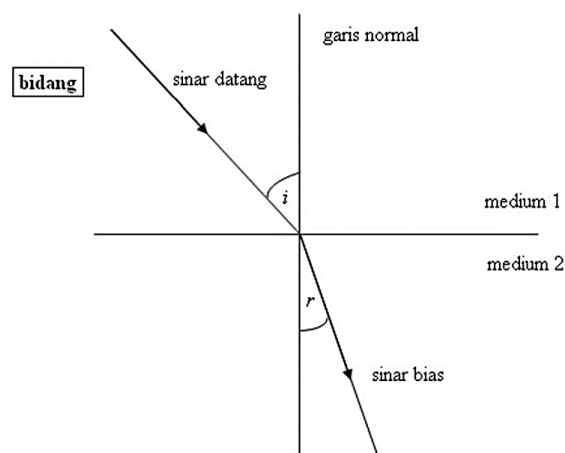
yang hanya sampai pada kedalaman kurang dari 0.5 m. Sehingga RDC lebih sering digunakan karena lebih hemat biaya dan efisien (Kuo et al., 2013).

II.2 Gelombang Seismik

Seismik merupakan gelombang mekanik yang memanfaatkan perambatan gelombang elastik di dalam bumi dan bergantung pada sifat elastis batuan. Oleh karena itu hukum dasar bagi teori gelombang juga dapat digunakan untuk menjelaskan teori gelombang seismik. Adapun hukum dasar tersebut antara lain, hukum *Snellius*, prinsip *Huygens* dan asas *Fermat* (Shearer, 2009).

II.2.1 Hukum *Snellius*

Hukum *Snellius* menjelaskan bahwa jika terdapat gelombang yang jatuh diatas bidang batas dua medium yang memiliki densitas yang berbeda, maka gelombang tersebut akan dibiaskan jika sudut datang lebih kecil atau sama dengan sudut kritisnya. Sedangkan jika sudut datang lebih besar dari sudut kritisnya maka gelombang yang datang akan dipantulkan seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.2 (Bathia, 1986).



Gambar 2.2 Pembiasan pada bidang batas dua medium (Utami, 2016)

Berdasarkan hukum *Snellius* jika gelombang terkena bidang antarlapisan maka sudut datang akan menentukan apakah dibiaskan atau dipantulkan. Dimana hukum *Snellius* ditunjukkan pada persamaan 2.1 (Santoso, 2002):

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.1)$$

Dimana :

i = sudut datang

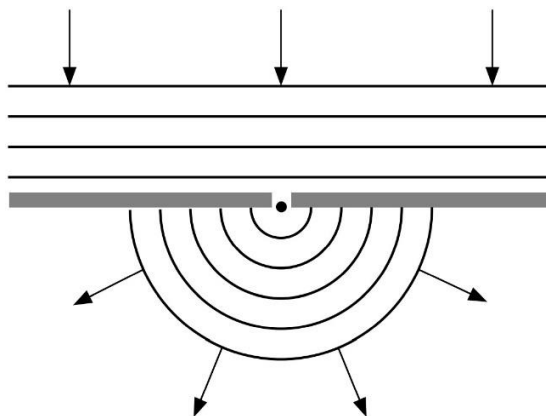
r = sudut bias

v_1 = kecepatan gelombang pada medium pertama (m/s)

v_2 = kecepatan gelombang pada medium kedua (m/s)

II.2.2 Prinsip *Huygens*

Prinsip *Huygens* menyatakan bahwa gelombang menyebar dari sebuah titik sumber gelombang ke segala arah dan setiap titik pada muka gelombang dapat dipandang sebagai sumber gelombang yang baru. Melalui titik-titik sumber gelombang yang baru, posisi muka gelombang berikutnya dapat digambarkan atau ditentukan (Susilawati, 2008). Gambar 2.3 Menunjukkan konstruksi prinsip *Huygens* untuk perambatan gelombang.

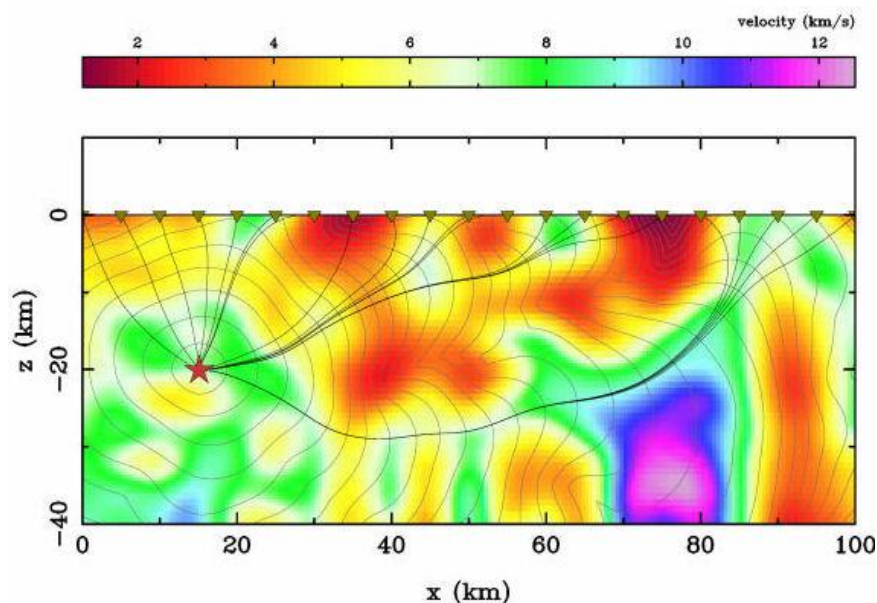


Gambar 2.3 Prinsip *Huygens* dalam penjalaran gelombang (Shearer, 2009)

Jika muka gelombang melewati suatu permukaan (batas perlapisan), maka setiap titik partikel pada batas perlapisan itu menjadi sumber gelombang yang baru dan demikian seterusnya (Utami, 2016).

II.2.3 Asas *Fermat*

Salah satu prinsip dasar yang menjelaskan mekanisme penjalaran gelombang adalah asas *Fermat*. Prinsip ini menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lain, maka gelombang tersebut akan memilih jalur dengan jejak tercepat. Jejak tercepat dimaksud untuk memberikan penekanan bahwa jalur yang dilalui oleh sebuah gelombang adalah jalur dengan waktu tercepat bukan jarak terpendek (Susilawati, 2008). Oleh karena itu, asas *Fermat* disebut juga prinsip waktu minimum.



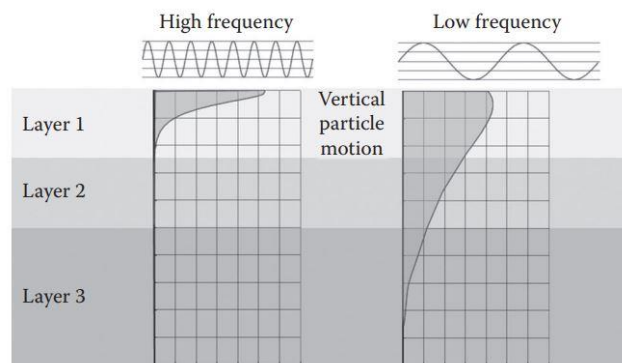
Gambar 2.4 Asas *Fermat* (Utami, 2016)

Salah satu bentuk pemodelan yang digunakan untuk menjelaskan peristiwa penjalaran gelombang elastik yang memenuhi asas *Fermat* adalah model *raypath*.

II.3 Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan merupakan gelombang seismik yang merambat di permukaan bumi tanpa adanya penyebaran energi ke dalam interior bumi. Amplitudo gelombang ini akan semakin melemah jika menjalar masuk ke dalam inti bumi dan kebanyakan energi merambat pada daerah dangkal (Ariestianty et al., 2009).

Prinsip analisis gelombang permukaan adalah dengan memanfaatkan karakteristik perambatan gelombang permukaan dari sumber mekanik buatan untuk menilai kecepatan gelombang geser yang merupakan representasi dari nilai kekakuan (*stiffness*) dinamik suatu bahan. Karakteristik khusus dari gelombang permukaan adalah kombinasi rambatan gelombang dengan frekuensi tinggi dan panjang gelombang pendek dapat mendeteksi sub-permukaan bagian atas. Rambatan gelombang berfrekuensi lebih rendah dengan panjang gelombang yang lebih panjang, dapat mendeteksi lapisan yang lebih dalam (Rosyidi, 2013). Sifat inilah yang dinamakan sifat dispersi gelombang permukaan sebagaimana dikonsepsikan dalam gambar 2.5.

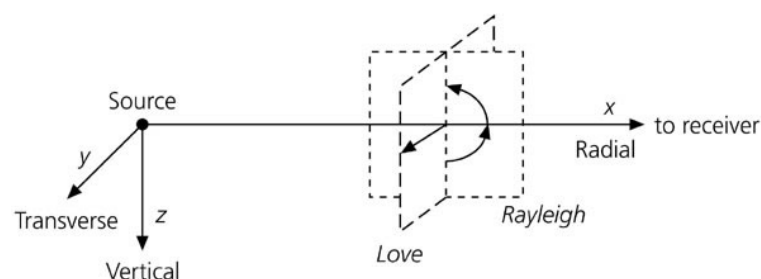


Gambar 2.5 Dispersi gelombang permukaan pada medium berlapis (Foti et al., 2014)

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

II.3.1 Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* (*Groundroll*) adalah gelombang yang merambat pada permukaan bumi dengan gerak partikel berbentuk *elips* dan arah geraknya mundur seperti pada gambar 2.6. Bila terdapat variasi sifat elastik pada kedalaman, gelombang *Rayleigh* berubah menjadi dispersi, dimana panjang gelombang yang berbeda akan merambat dengan kecepatan yang berbeda pula (Telford et al., 1990). Gelombang *Rayleigh* memiliki ciri dengan amplitudo yang besar dan frekuensi yang kecil. Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang yang dispersif dengan periode yang lebih panjang sehingga lebih cepat mencapai material yang lebih dalam dibandingkan dengan gelombang yang memiliki periode pendek. Hal ini menjadikan gelombang *Rayleigh* sebagai alat yang sesuai untuk menentukan struktur bawah tanah di suatu area.



Gambar 2.6 Gerak partikel gelombang *Rayleigh* (Das & Ramana, 2010).

Gelombang Rayleigh diidentifikasi sebagai gelombang yang dihasilkan oleh penggabungan gelombang P dan komponen vertikal gelombang S (S_v). Perpindahan gelombang *Rayleigh* merupakan fungsi perpindahan dan kecepatan gelombang P yang bergerak searah dengan perambatan gelombang (atau tegak lurus kepada muka gelombang). Gelombang *Rayleigh* juga merupakan fungsi perpindahan partikel gelombang S yang bergerak tegak lurus kepada arah perambatan gelombang (atau searah dengan satah gelombang) (Richart et al., 1970).

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

Gelombang *Rayleigh* dapat diperoleh dengan persamaan gerak (persamaan 2.2-2.4) dan menerapkan kondisi batas yang sesuai untuk permukaan bebas (*free surface*). Didefinisikan permukaan setengah ruang sebagai bidang x-y dengan z diasumsikan positif terhadap bagian dalam setengah ruang, seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.6 (Das & Ramana, 2010).

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial x} + G \nabla^2 u \quad (2.2)$$

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial y} + G \nabla^2 v \quad (2.3)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial z} + G \nabla^2 w \quad (2.4)$$

Dimana ∇^2 (operator laplacian dalam koordinat kartesian) didefinisikan sebagai

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (2.5)$$

Pada gambar 2.1, untuk *plan wave* yang merambat dalam arah x, perpindahan partikel tidak bergantung pada arah y. Perpindahan dalam arah x dan z, masing-masing dilambangkan dengan u dan w , dapat ditulis dalam dua fungsi potensial ϕ dan ψ .

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2.6)$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.7)$$

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

$$\begin{aligned} \bar{\epsilon} &= \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + (0) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \nabla^2 \phi \end{aligned} \quad (2.8)$$

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

$$2\bar{\omega}_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = \nabla^2 \psi \quad (2.9)$$

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

$$\rho \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) + \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) = (\lambda + 2G) \frac{\partial}{\partial x} (\nabla^2 \phi) + G \frac{\partial}{\partial z} (\nabla^2 \psi) \quad (2.10)$$

$$\rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) - \rho \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) = (\lambda + 2G) \frac{\partial}{\partial z} (\nabla^2 \phi) - G \frac{\partial}{\partial x} (\nabla^2 \psi) \quad (2.11)$$

Persamaan 2.10 dan 2.11 berlaku jika

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \left(\frac{\lambda + 2G}{\rho} \right) \nabla^2 \phi = v_p^2 \nabla^2 \phi \quad (2.12)$$

dan

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \left(\frac{G}{\rho} \right) \nabla^2 \psi = v_s^2 \nabla^2 \psi \quad (2.13)$$

Sekarang, dengan mengasumsikan solusi untuk gelombang sinusoidal yang merambat dalam arah x positif, persamaan untuk ϕ dan ψ dapat dinyatakan sebagai

$$\phi = F(z) e^{[i(\omega t - kx)]} \quad (2.14)$$

$$\psi = G(z) e^{[i(\omega t - kx)]} \quad (2.15)$$

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

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.16)$$

$$i = \sqrt{(-1)} \quad (2.17)$$

Substitusi ϕ dari persamaan 2.14 ke persamaan 2.12, sehingga

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) \{ F(z) e^{[i(\omega t - kx)]} \} = v_p^2 \nabla^2 \{ F(z) e^{[i(\omega t - kx)]} \} \quad (2.18)$$

atau

$$-\frac{\omega^2}{v_p^2} F(z) = F''(z) - k^2 F(z) \quad (2.19)$$

Dengan cara yang sama, substitusi ψ dari persamaan 2.15 ke persamaan 2.13, sehingga

$$-\frac{\omega^2}{v_s^2} G(z) = G''(z) - k^2 G(z) \quad (2.20)$$

Dimana

$$F''(z) = \frac{\partial^2 F(z)}{\partial z^2} \quad (2.21)$$

$$G''(z) = \frac{\partial^2 G(z)}{\partial z^2} \quad (2.22)$$

Dengan mengatur ulang persamaan 2.21 dan 2.22, didapatkan

$$F''(z) - q^2 F(z) = 0 \quad (2.23)$$

$$G''(z) - s^2 G(z) = 0 \quad (2.24)$$

Dimana

$$q^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{v_p^2} \quad (2.25)$$

$$s^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{v_s^2} \quad (2.26)$$

Solusi untuk persamaan 2.23 dan 2.24 dapat dituliskan sebagai

$$F(z) = A_1 e^{-qz} + A_2 e^{qz} \quad (2.27)$$

$$G(z) = B_1 e^{-sz} + B_2 e^{sz} \quad (2.28)$$

Dari persamaan 2.27 dan 2.28, dapat dilihat bahwa A_2 dan B_2 harus sama dengan nol. Jika tidak, $F(z)$ dan $G(z)$ akan mendekati tak terhingga dengan kedalaman, yang mana bukan merupakan jenis gelombang yang dipertimbangkan di sini. Dengan A_2 dan B_2 sama dengan nol, maka

$$F(z) = A_1 e^{-qz} \quad (2.29)$$

$$G(z) = B_1 e^{-sz} \quad (2.30)$$

Substitusi persamaan 2.29 – 2.30 ke persamaan 2.14 – 2.15

$$\phi = (A_1 e^{-qz}) [e^{i(\omega x - kx)}] \quad (2.31)$$

$$\psi = (B_1 e^{-sz}) [e^{i(\omega x - kx)}] \quad (2.32)$$

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

$$\sigma_{z(z=0)} = \lambda \bar{\epsilon} + 2G \epsilon_z = \lambda \bar{\epsilon} + 2G \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.33)$$

$$\tau_{zx(z=0)} = G \gamma_{zx} = G \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.34)$$

Menggunakan definisi u dan w serta solusi untuk ϕ dan ψ dari persamaan 2.31 – 2.32, sehingga persamaan di atas untuk kondisi batas dapat ditulis

$$\sigma_{z(z=0)} = A_1 [(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2] - 2iB_1 Gks = 0 \quad (2.35)$$

$$\tau_{zx(z=0)} = 2iA_1 kq + B_1 (s^2 + k^2) = 0 \quad (2.36)$$

Setelah mengatur ulang, persamaan 2.35 – 2.36 menjadi

$$\frac{A_1}{B_1} = -\frac{(s^2 + k^2)}{2ikq} \quad (2.37)$$

$$\frac{A_1}{B_1} = \frac{2iGks}{(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2} \quad (2.38)$$

Substitusi persamaan 2.38 ke ruas kiri persamaan 2.37

$$\frac{2iGks}{(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2} = -\frac{(s^2 + k^2)}{2ikq} \quad (2.39)$$

Mengalikan silang 2.39 untuk mendapatkan

$$4Gk^2sq = (s^2 + k^2)[(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2] \quad (2.40)$$

Mengkuadratkan kedua sisi persamaan 2.40

$$16G^2k^4s^2q^2 = (s^2 + k^2)^2[(\lambda + 2G)q^2 - \lambda k^2]^2 \quad (2.41)$$

Substitusi q dari persamaan 2.25 dan s dari persamaan 2.26 dan membagi kedua ruas dengan G^2k^8 , menghasilkan

$$16\left(1 - \frac{\omega^2}{v_p^2k^2}\right)\left(1 - \frac{\omega^2}{v_s^2k^2}\right) = \left[2 - \left(\frac{\lambda + 2G}{G}\right)\frac{\omega^2}{v_p^2k^2}\right]^2\left(2 - \frac{\omega^2}{v_s^2k^2}\right)^2 \quad (2.42)$$

Dari persamaan 2.16,

$$\lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (2.43)$$

Misalkan λ_r dan v_r masing-masing adalah panjang gelombang dan kecepatan gelombang *Rayleigh*, maka

$$\lambda_r = \frac{v_r}{f} = \frac{2\pi v_r}{\omega} \quad (2.44)$$

Karena itu,

$$k = \frac{\omega}{v_r} \quad (2.45)$$

$$k^2 = \frac{\omega^2}{v_r^2} \quad (2.46)$$

Misalkan

$$K^2 = \frac{v_r^2}{v_s^2} \quad \text{dan} \quad \alpha^2 K^2 = \frac{v_r^2}{v_p^2} \quad (2.47)$$

$$\alpha^2 K^2 = \frac{v_r^2}{v_p^2} = \frac{\omega^2}{v_p^2 k^2} \quad (2.48)$$

$$\alpha^2 K^2 = \frac{v_r^2}{v_s^2} = \frac{\omega^2}{v_s^2 k^2} \quad (2.49)$$

Dimana

$$\alpha^2 = \frac{v_s^2}{v_p^2} \quad (2.50)$$

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

$$\alpha^2 = \frac{v_s^2}{v_p^2} = \frac{G}{\lambda + 2G} \quad (2.51)$$

Persamaan 2.42 dapat dituliskan menjadi

$$16(1 - \alpha^2 K^2)(1 - K^2) = \left[2 - \frac{1}{\alpha^2} \alpha^2 K^2\right]^2 (2 - K^2)^2 \quad (2.52)$$

Setelah ekspansi dan penataan ulang, persamaan 2.52 menjadi

$$K^6 - 8K^4 + (24 - 16\alpha^2)K^2 + 16(\alpha^2 - 1) = 0 \quad (2.53)$$

Persamaan 2.53 merupakan penyelesaian kecepatan gelombang permukaan *Rayleigh* yang merambat sepanjang permukaan *half-space* yang homogen dan K mewakili rasio antara kecepatan gelombang *Rayleigh* dan kecepatan gelombang geser. Jadi cepat rambat gelombang *Rayleigh* tidak bergantung kepada frekuensi akan tetapi hanya bergantung kepada v_p dan v_s .

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

Konsep utama dalam metode pengukuran dan analisis gelombang seismik permukaan adalah karakteristik dispersi geometrik kecepatan gelombang fase (gelombang *Rayleigh*) yang digunakan untuk menentukan profil tanah atau media dalam penyelidikan sub-permukaan. Berdasarkan sifat dispersi inilah gelombang *Rayleigh* digunakan sebagai media untuk mengevaluasi profil kekakuan bawah permukaan tanah melalui berbagai pengujian lapangan. Selain itu, pertimbangan lain penggunaan gelombang *Rayleigh* dalam pengujian material adalah kemudahan gelombangnya untuk dihasilkan dan dideteksi pada permukaan bumi (Rosyidi, 2015).

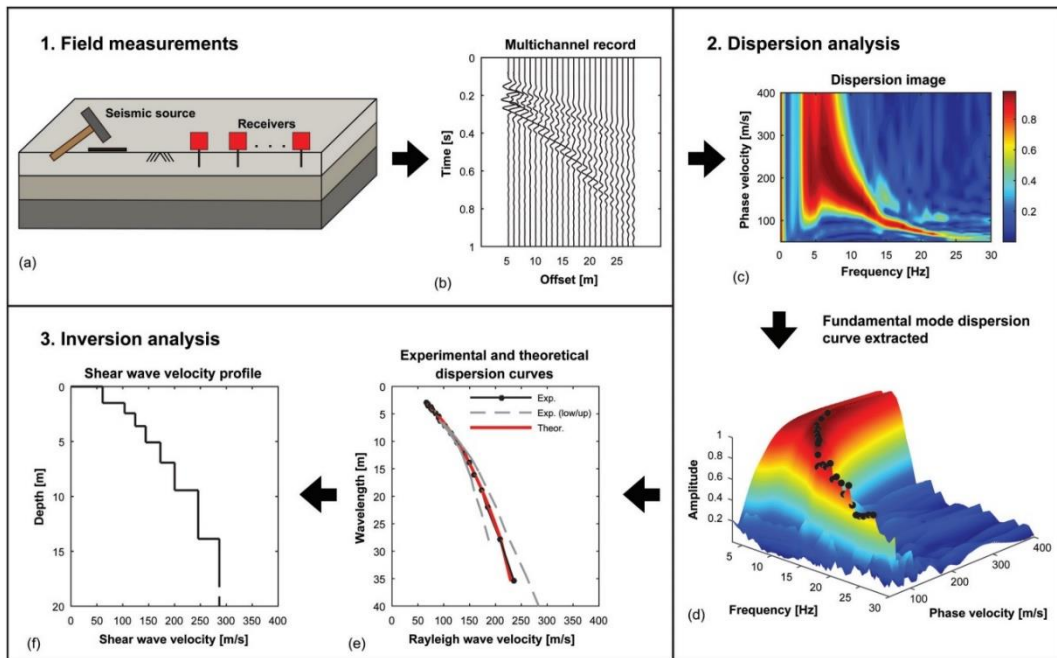
II.4 *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)*

Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)* merupakan metode yang memanfaatkan fenomena dispersi gelombang permukaan dengan tujuan untuk mendapatkan informasi kecepatan gelombang geser dekat permukaan. Metode ini mengukur variasi perubahan kecepatan gelombang geser seiring dengan

bertambahnya kedalaman. Dimana semakin bertambahnya kedalaman maka panjang gelombang akan berkurang.

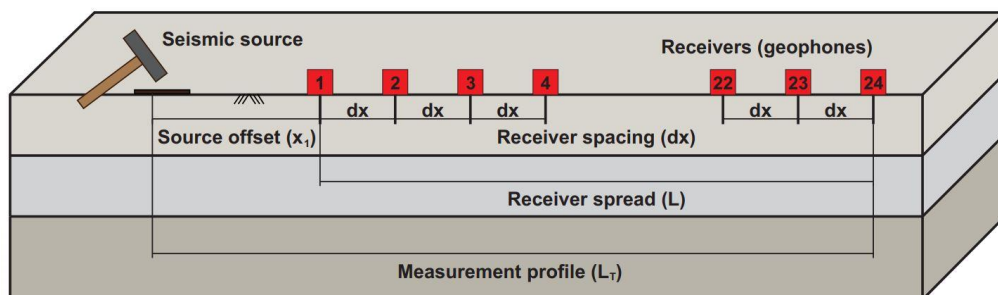
Pada prinsipnya, metode MASW menggunakan gelombang permukaan dengan frekuensi yang rendah (1-30 Hz) dan kisaran kedalaman investigasi yang lebih dangkal hingga beberapa puluh meter. Berdasarkan sumber seismiknya, metode MASW dibagi menjadi dua yaitu MASW aktif dan MASW pasif (Park et al., 2007). MASW aktif menggunakan sumber luar seperti palu atau dinamit untuk membangkitkan gelombang seismik yang kemudian direkam oleh geofon seperti pada gambar 2.7 pada bagian satu. Sedangkan pada MASW pasif menggunakan respon dari alam seperti pasang surut air laut dan lalu lintas kendaraan. Diantara kedua metode tersebut, MASW aktif merupakan metode yang paling sering digunakan.

Umumnya metode MASW dibagi menjadi 3 tahap utama yaitu pengukuran lapangan atau akuisisi, analisis citra dispersi dan analisis inversi seperti yang terlihat pada gambar 2.7.



Gambar 2.7 Prosedur metode MASW (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018)

Pada tahap akuisisi gelombang permukaan dibangkitkan menggunakan sumber aktif seperti palu atau dinamit. Gelombang seismik direkam menggunakan 24 geofon dengan frekuensi rendah (4.5 Hz) yang terpasang pada sepanjang lintasan. Pada tahap ini dilakukan pengaturan parameter geometri pengukuran seperti yang ditampilkan pada gambar 2.8 yaitu jarak antar geofon (dx) dan jarak antara sumber dan geofon pertama (x_1).



Gambar 2.8 Parameter akuisisi metode MASW (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018)

Geometri pengukuran diatur sesuai dengan resolusi dan kedalaman yang ingin dicapai. Menurut (Olafsdottir, Erlingsson, et al., 2018) jarak antar geofon (dx) berhubungan dengan resolusi profil gelombang geser yang ditunjukkan dengan ketebalan minimum yang dihasilkan. Kedalaman investigasi maksimum (Z_{max}) pada survei MASW bergantung pada situs, konfigurasi pengukuran lapangan, frekuensi natural geofon dan jenis sumber seismik yang digunakan. Kedalaman investigasi ditentukan berdasarkan panjang gelombang terpanjang yang diterima (λ_{max}). Umumnya digunakan persamaan empiris (Olafsdottir, Bessason, et al., 2018):

$$Z_{max} \leq \gamma \lambda_{max}, \quad \frac{1}{3} \leq \gamma \leq \frac{1}{2} \quad (2.54)$$

Resolusi profil gelombang geser berbanding terbalik dengan jarak antar geofon (dx). Dimana semakin kecil dx , maka semakin baik pula resolusi profil gelombang geser yang didapatkan. Sehingga dx harus lebih kecil dari kedalaman investigasi maksimum, seperti yang ditunjukkan dalam persamaan 2.55 (Park, 1995):

$$dx \leq 0.1 Z_{max} \quad (2.55)$$

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

$$x_1 \geq 0.5 Z_{max} \quad (2.56)$$

Pada tahap analisis citra dispersi dilakukan pembuatan citra dispersi berdasarkan hasil perekaman setiap geofon. Citra dispersi dibentuk menggunakan transformasi fourier dengan mengubah domain waktu hasil perekaman menjadi domain frekuensi. Sehingga didapatkan citra dispersi yang mana merepresentasikan

perubahan kecepatan terhadap frekuensi pada area survei. Dari citra dispersi, jenis-jenis gelombang (Gambar 2.9) dapat teridentifikasi dengan lebih jelas sehingga *picking fundamental mode* (mode dasar) untuk membentuk kurva dispersi dapat dilakukan dengan lebih akurat.

Pada tahap analisis inversi dibuat model awal. Kemudian dilakukan iterasi dengan menginversi hasil *picking* citra dispersi dengan model awal. Analisis inversi bertujuan untuk mendapatkan profil gelombang geser bawah permukaan.

II.4.1 Transformasi Fourier

Transformasi fourier merupakan metode analisis spektral dengan tujuan untuk domain sinyal dari domain waktu menjadi domain frekuensi. Hal ini dilakukan karena perhitungan lebih mudah dalam domain frekuensi dibandingkan dengan domain waktu. Selain itu, fenomena geofisika berkaitan erat dengan frekuensi, sehingga frekuensi menjadi parameter penting dalam menjelaskan fenomena tersebut (Rasimeng et al., 2018). Pada persamaan 2.57 dan 2.58 diperlihatkan transformasi fourier pada fungsi $f(t)$.

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-i2\pi ft} dt \quad (2.57)$$

$$F(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega) \cdot e^{-i2\pi ft} d\omega \quad (2.58)$$

Persamaan (2.57) disebut sebagai *forward fourier transform* yang mentransformasikan sinyal domain waktu ke domain frekuensi. Sedangkan persamaan (2.58) disebut *invers fourier transform* yang mentransformasikan sinyal domain frekuensi ke domain waktu (Park et al., 1998).

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

Mulanya data rekaman *multichannel* diubah domainnya dengan menggunakan *Fast Fourier Transform* (FFT). Data rekaman *multichannel* berdomain waktu-jarak (x, t) ditransformasikan ke dalam domain jarak-frekuensi (x, ω) pada setiap *trace* menggunakan persamaan 2.57.

Gelombang seismik yang terekam dari dua geofon kemudian dianalisis pada kecepatan fase (C_f) berdasarkan beda waktu tempuh (Δt_f) untuk frekuensi (f) yang berbeda, dapat dilihat pada persamaan 2.59 (Park et al., 1999):

$$C_f = \frac{dx}{\Delta t_f} \quad (2.59)$$

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

$$F(\omega) = A_f(\omega)e^{-i\phi_f(\omega)} \quad (2.60)$$

$$G(\omega) = A_g(\omega)e^{-i\phi_g(\omega)} \quad (2.61)$$

Beda fasa antara keduanya dapat dituliskan :

$$\Delta\phi(\omega) = \phi_f(\omega) - \phi_g(\omega) \quad (2.62)$$

Sehingga diperoleh kecepatan fase :

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta \phi f(\omega)} \quad (2.63)$$

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \Delta x}{\Delta \phi f(\omega) + 2n\pi} \quad (2.64)$$

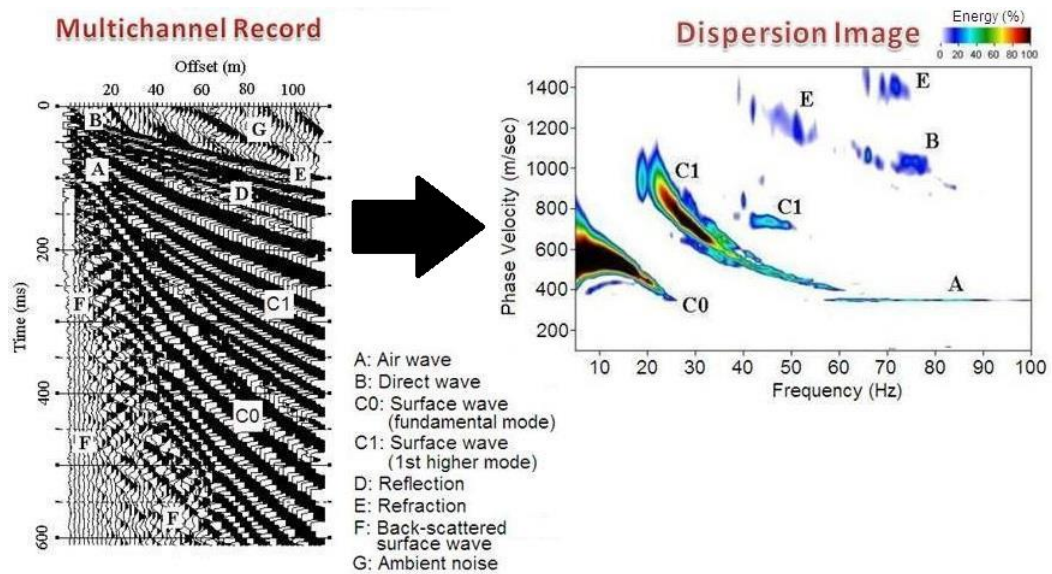
Untuk memperoleh citra dispersi, dilakukan *stack* dengan metode *phase-shift*.

$$F(c, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x, \omega) \cdot e^{\frac{i\omega x}{c}} dx \quad (2.65)$$

Dari persamaan (2.65), didapatkan citra dispersi yang menunjukkan perubahan kecepatan fase (C) terhadap frekuensi (ω) seperti yang ditampilkan pada gambar 2.9.

II.4.2 Kurva Dispersi

Kurva dispersi memperlihatkan hubungan antara perubahan kecepatan fase terhadap frekuensi dan panjang gelombangnya. Kurva ini mencerminkan model-model kecepatan rata-rata dan sifat kekakuan bawah permukaan yang berguna dalam analisis inversi. Kurva ini dihasilkan dari hasil *picking fundamental mode* citra dispersi. Kurva hasil *picking* ini disebut sebagai kurva dispersi eksperimental yang kemudian digunakan dalam proses inversi untuk mendapatkan profil kecepatan gelombang geser bawah permukaan.



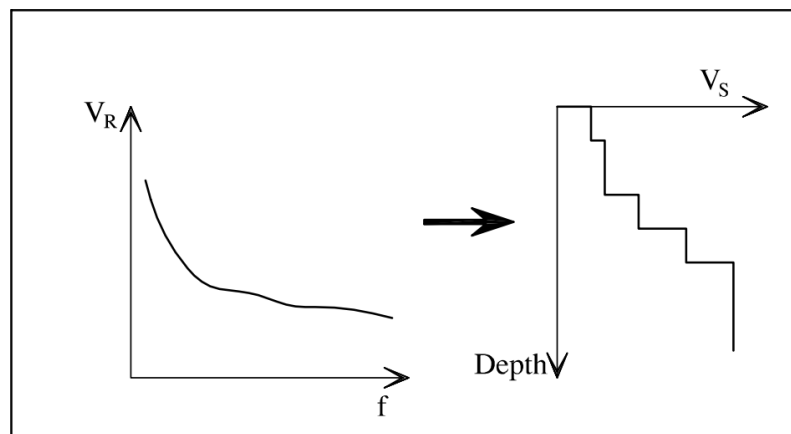
Gambar 2.9 Jenis-jenis gelombang pada citra dispersi (Park et al., 1998)

Gambar 2.9 memperlihatkan citra dispersi berdasarkan data rekaman *multichannel*. Berdasarkan gambar tersebut, citra dispersi terbagi atas lima bentuk citra yang memperlihatkan karakteristik dispersi gelombang berdasarkan kecepatan fasa dan frekuensi yang dimiliki. Jenis-jenis yang berbeda dari gelombang yang direkam dengan menggunakan susunan *multichannel* termasuk gelombang refleksi, gelombang refraksi, gelombang udara, *ambient noise* serta *fundamental* dan *higher mode* dari gelombang *Rayleigh*.

II.4.3 Inversi

Proses inversi bertujuan untuk mendapatkan profil gelombang geser yang berguna dalam interpretasi lapisan bawah permukaan. Proses inversi dimulai dengan membuat *initial model* dengan memasukkan beberapa parameter fisis seperti, jumlah serta kedalaman lapisan, densitas, kecepatan gelombang kompresi dan kecepatan gelombang geser. Dari hasil pembuatan *initial model* ini, dihasilkan

kurva dispersi teoritis. Proses inversi dilakukan iterasi dengan mencocokkan kurva dispersi teoritis dengan kurva dispersi eksperimental. Jika kurva dispersi teoritis belum mendekati kurva eksperimental, maka akan dilakukan perhitungan ulang hingga didapatkan nilai *misfit* yang rendah. Dari hasil inversi ini didapatkan profil kecepatan gelombang geser bawah permukaan yang menunjukkan perubahan nilai V_s terhadap kedalaman.



Gambar 2.10 Proses inversi (Foti, 2000)

Dalam proses inversi, kurva dispersi teoritis harus sedekat mungkin dengan kurva dispersi eksperimental agar diperoleh solusi yang baik dari data gelombang permukaan yang sesuai dengan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya (Foti, 2000).

II.5 Kecepatan Gelombang Geser (V_{s30})

Kecepatan gelombang geser (V_s) merupakan parameter yang penting dalam menganalisis respon dinamik tanah. Penentuan parameter dinamik tanah ini didapatkan dari pengujian lapangan metode seismik, seperti *cross-hole* dan *multichannel analysis of surface waves* (MASW) (Ariestianty et al., 2009).

Kecepatan gelombang geser berkaitan dengan kekakuan dari struktur tanah, yang biasanya digunakan untuk mengetahui jenis lapisan tanah pada *near-surface*. Hal ini dapat dilihat pada tabel 2.1 yang memperlihatkan nilai kecepatan gelombang kompresi (V_p) dan kecepatan gelombang geser (V_s) untuk beberapa jenis material.

Tabel 2. 1 Nilai V_p dan V_s pada berbagai material dekat permukaan (Foti et al., 2014)

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

V_{s30} merupakan kecepatan gelombang geser rata-rata sampai 30 meter dibawah permukaan. V_{s30} merupakan data yang penting dan paling banyak digunakan dalam teknik geofisika untuk menentukan karakteristik struktur bawah permukaan hingga kedalaman 30 meter (Roser & Gosar, 2010). Nilai ini digunakan dalam penentuan klasifikasi batuan berdasarkan kekuatan getaran gempa akibat efek tapak lokal serta keperluan perancangan bangunan tahan gempa. Hanya pada lapisan-lapisan batuan sampai kedalaman 30 meter saja yang menentukan pembesaran gelombang gempa. Nilai V_{s30} dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan 2.66 (Wangsadinata, 2006):

$$V_{S30} = \frac{\sum_{i=1}^m t_i}{\sum_{i=1}^m \frac{t_i}{V_{S_i}}} \quad (2.66)$$

Dimana :

i = indeks perlapisan

m = jumlah lapisan hingga kedalaman 30 m

t_i = ketebalan lapisan ke- i (m)

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

Hal ini juga digunakan NERHP untuk mengklasifikasikan situs menurut jenis tanah menjadi lima kategori berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 meter seperti pada tabel 2.2.

Tabel 2. 2 Klasifikasi jenis batuan berdasarkan nilai V_{S30} berdasarkan NERHP

(Federal Emergency Management Agency, 2003)

Kelas Situs	Profil Jenis Batuan	V_{S30} (m/s)
A	Batuan Keras (<i>Hard Rock</i>)	> 1500
B	Batuan Sedang (<i>Rock</i>)	760 – 1500
C	Tanah Keras dan Batuan Lunak (<i>Very Dense Soil and Soft Rock</i>)	360 – 760
D	Tanah Sedang (<i>Stiff Soil</i>)	180 – 360
E	Tanah Lunak (<i>Stiff Soil</i>)	< 180

II.6 Daya Dukung Tanah

Daya dukung tanah merupakan kemampuan tanah untuk menahan suatu beban yang bekerja yang biasanya disalurkan melalui pondasi. Analisis kapasitas dukung tanah mempelajari kemampuan tanah dalam mendukung beban pondasi dari struktur yang terletak di atasnya. Kapasitas daya dukung tanah menyatakan tahanan geser tanah untuk melawan penurunan akibat pembebanan, yaitu tahanan geser yang dapat

dikerahkan oleh tanah di sepanjang bidang-bidang gesernya (Maemunah, 2018). Secara umum, analisis daya dukung tanah ditentukan berdasarkan daya dukung batas (q_u) yang dibagi dengan faktor keamanan (n). Daya dukung batas (q_u) didapatkan melalui persamaan 2.67 (Tezcan & Ozdemir, 2012):

$$q_u = \gamma D \quad (2.67)$$

Dengan,

$$\gamma = \rho g \quad (2.68)$$

$$D = V_s t \quad (2.69)$$

Nilai densitas (ρ) dapat diperoleh dengan menggunakan hubungan antara densitas dan kecepatan gelombang geser (V_s) diperlihatkan pada persamaan 2.70 Yang dikenal juga sebagai hukum Gardner (Nurcandra et al., 2016).

$$\rho = 0.31 V_s^{0.25} \quad (2.70)$$

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

$$\gamma = 4.3 V_s^{0.25} \quad (2.71)$$

Dimana :

$$\gamma = \text{unit berat (kN/m}^3\text{)}$$

$$V_s = \text{kecepatan gelombang geser (m/s)}$$

Setelah didapatkan nilai q_u , selanjutnya yang perlu dilakukan ialah menghitung daya dukung ijin (q_a). Daya dukung ijin merupakan beban per satuan luas yang diijinkan untuk dibebankan pada tanah agar terhindar dari kemungkinan terjadinya keruntuhan (Das et al., 1995).

$$q_a = \frac{q_u}{n} = \frac{\gamma D}{n} \quad (2.72)$$

Dimana :

q_a = daya dukung ijin tanah (kN/m²)

n = faktor keamanan

D = kedalaman (m)

Tabel 2.3 menunjukkan penggunaan faktor keamanan (n) untuk menentukan daya dukung ijin (q_a) berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser (V_s). Terdapat tiga jenis tanah yang dibedakan berdasarkan nilai V_s .

Tabel 2. 3 Faktor keamanan (n) (Tezcan & Ozdemir, 2012)

Jenis Tanah	V_{s30} (m/s)	n	q_a (kN/m ²)
Batuan Keras (<i>Hard Rock</i>)	≥ 4000	1.4	$0.071 \gamma V_s$
Batuan Lunak (<i>Soft Rock</i>)	750 – 4000	$4.6 - 8 \cdot 10^{-4} V_s$	$0.1 \gamma V_s / n$
Tanah (<i>Soil</i>)	≤ 750	4.0	$0.025 \gamma V_s$