



Sri Atmaja P. Rosyidi

Analisis Potensi
**LIKUIFAKSI
TANAH**
Berbasis Teknik
**GELOMBANG
SEISMIC**

Sri Atmaja P. Rosyidi

Analisis Potensi **LIKUIFAKSI TANAH** Berbasis Teknik **GELOMBANG SEISMIC**

ISBN: 978-602-6941-54-1



9 786026 194154 1



The Pinisi - Press



Analisis Potensi

LIKUIFAKSI TANAH

Berbasis Teknik

GELOMBANG SEISMIC

**Kutipan Pasal 72:
Sanksi Pelanggaran Undang-undang Hak Cipta
(UU No. 19 Tahun 2002)**

1. Barangsiapa dengan sengaja melanggar dan tanpa hak melakukan perbuatan sebagaimana dimaksud dalam Pasal 2 Ayat (1) dan Ayat (2) dipidana dengan pidana penjara masing-masing paling singkat 1 (satu) bulan dan/atau denda paling sedikit Rp. 1.000.000,00 (satu juta rupiah), atau pidana penjara paling lama 7 (tujuh) tahun dan/atau denda paling banyak Rp. 5.000.000.000,00 (lima miliar rupiah)
2. Barang siapa dengan sengaja menyiarkan, memamerkan, mengedarkan, atau menjual kepada umum suatu ciptaan atau barang hasil pelanggaran hak cipta atau hak terkait sebagai dimaksud pada Ayat (1), dipidana dengan pidana penjara paling lama 5 (lima) tahun dan/atau denda paling banyak Rp. 50.000.000,00 (lima puluh juta rupiah)

Sri Atmaja P. Rosyidi



Analisis Potensi
LIKUIFAKSI TANAH
Berbasis Teknik
GELOMBANG SEISMIC



The Pini Press

**ANALISI POTENSI LIKUIFIKASI TANAH
BERBASIS TEKNIK GELOMBANG SEISMIK**

© Sri Atmaja P. Rosyidi. 2020.

Hak Cipta dilindungi oleh Undang-undang.

All rights reserved

xii + 165 hlm; 145 x 205 mm

Cetakan I, Maret 2020

ISBN: 978-602-6941-54-1

Penulis :

Sri Atmaja P. Rosyidi

Editor :

Sukma Putra Permana

Penyunting :

Rezki Satris

Layout & Desain Cover :

The Phinisi Press

Diterbitkan Oleh:

The Phinisi Press Yogyakarta

Jl. Poncowolo No. 20 A Yogyakarta

Telp. 085292039650

e-mail: thephinisipress@yahoo.com

فَبِأَيِّ آءِآءِ رَبِّكُمَا تُكَذِّبَانِ (١٣)

“Maka nikmat Tuhanmu yang manakah yang kamu dustakan?”

(QS Ar-Rahman)

الله سبحانه وتعالى،
Atas izin dan rahmat

Buku ini kupersembahkan kepada:

ALLAH SWT, sebagai wujud pengabdian dan ibadah, serta bentuk syukurku. Semoga Allah mengaruniakan rahmat dan keberkahan-Nya, menjadikan karya ini sebagai ilmu yang bermanfaat dan amal jariyah. *Aamiin*.

Ayah dan Ibuku tersayang,

***Almarhum Soeroso Sri Sedjati dan Almarhumah
Suprastini***

Isteriku yang terkasih, ***Rika Nuraini***

dan anak-anakku tercinta,

***Naura Rucira Haya Pratista Aqila Rosyidi
Mayassa Saffi Lalitya Nayaka Annora Rosyidi
Abhipraya Arar Mecca Thariq Prasiddha Rosyidi***

Para *ilmuwan, praktisi*, serta *insinyur* bidang Teknik Sipil dan Geo-Kebencanaan. Semoga tulisan sederhana ini dapat memberikan manfaat bagi pengembangan ilmu bidang geo-kebencanaan.

PENGANTAR

ALHAMDULILLAH, puji syukur dipanjatkan ke hadirat Allah SWT yang telah melimpahkan karunia dan hidayah-Nya, sehingga penulis telah diberikan anugerah yang tak terduga untuk bisa menyelesaikan naskah monograf ini yang diberikan judul: “ANALISIS POTENSI LIKUIFAKSI TANAH BERBASIS TEKNIK GELOMBANG SEISMIK”.

Buku ini mengulas aplikasi satu teknologi seismik untuk menganalisis potensi likuifaksi yang belum banyak dipergunakan di Indonesia. Teknologi NDT berbasis gelombang seismik permukaan telah mulai dikembangkan sebagai salah satu teknik penyelidikan tanah yang handal sejak tahun 1980, dari Amerika Serikat, yaitu para peneliti di University of Texas at Austin. Selanjutnya oleh penulis, teknologi SASW dikembangkan menjadi teknologi pengukuran gelombang permukaan yang lebih sederhana dan dikembangkan secara berkelanjutan dan diimplementasikan sebagai alat penilaian kekuatan infrastruktur, teknik investigasi sub permukaan dan metode untuk mengevaluasi potensi kebencanaan.

Monograf ini menjelaskan secara detail penggunaan teknologi NDT berbasis perambatan gelombang seismik permukaan yang digunakan untuk menilai dan menganalisis potensi likuifaksi. Diketahui bersama bahwa, penilaian berbasis teknologi NDT terhadap potensi likuifaksi masih jarang dilakukan dan minim referensi pengembangannya. Saat ini masih digunakan teknik konvensional yaitu dengan melakukan pengambilan sampel tanah melalui pengeboran jalan dan pengujian di laboratorium, yang memiliki hambatan pada mahalnya biaya dan waktu yang lama. Teknik NDT seismik ini dalam melakukan evaluasi potensi bencana khususnya likuifaksi dapat mengurangi waktu evaluasi dan menghemat biaya pengujian. Pada bagian akhir diberikan contoh kasus penggunaan metode NDT gelombang seismik permukaan untuk menganalisis potensi likuifaksi berbasis data kecepatan gelombang dan data-data tanah dari pengeboran serta survei geolistrik untuk memprediksi stratigrafi sub permukaan.

Monograf ini dikembangkan sebagai usaha yang dilakukan oleh penulis untuk memperkenalkan lebih luas mengenai metode gelombang seismik permukaan sebagai pengujian tanpa merusak (*non-destructive testing*, NDT) di bidang keteknikan. Buku ini diharapkan dapat menjadi rujukan bagi pengembangan studi dan penelitian dalam bidang NDT untuk kebencanaan.

Organisasi Buku

Monograf ini secara sistematis penulisan dan pembahasan dibagi dalam delapan bab. Pada Bab Pertama, diulas

mengenai aspek-aspek likuifaksi dan pentingnya mencari teknologi baru dalam penilaian potensi likuifaksi. Selanjutnya dalam Bab Kedua, Penulis merangkumkan aspek-aspek teori dalam teknik gelombang seismik permukaan dan likuifaksi. Bab Ketiga hingga Lima, disampaikan pendekatan-pendekatan metodologis untuk melaksanakan pengukuran di lapangan dan pendekatan analisis yang dilakukan pasca pengukuran lapangan hingga mendapatkan hasil analisis berupa kecepatan gelombang geser. Dalam Bab Enam, disampaikan intepretasi hasil deep boring (borelog) dan geolistrik untuk analisis stratigrafi kawasan studi. Akhirnya pada Bab Tujuh, dipresentasikan alur pemikiran dan contoh kasus untuk mendapatkan parameter kecepatan gelombang geser dan analisis potensi likuifaksinya. Bab Delapan disampaikan penutup monograf ini dan rekomendasi yang bisa dilanjutkan dari studi ini untuk dikembangkan.

Penghargaan

Penulis menyampaikan penghargaan setinggi-tinggi kepada berbagai pihak yang telah membantu dalam penulisan monograf ini secara khususnya, dan kepada berbagai pihak yang telah banyak memberikan ilmu dan diskusi ilmiah yang berbobot kepada penulis yaitu kepada yang saya hormati: Prof. Dr. Mohd. Raihan Taha, Khairul Anuar Mohd. Nayan (Universiti Kebangsaan Malaysia), Prof. Dr. Sung Ho Joh (Chung Ang University, Korea), Dr. Collin P. Abbiss (UK), Ir. Djoko Wintolo, DEA., Dr. Ir. Surya Budi Lesmana, MT. dan Ir. Anita Widianti, MT. Penulis juga merekamkan peng-

hargaan dan terima kasih kepada para asisten dan kolega penulis yang telah membantu penulis dalam berbagai penelitian mengenai metode gelombang permukaan dalam penelitian yang didanai oleh Kementerian Riset, Teknologi dan Pendidikan Tinggi. Ucapan terima kasih secara khusus, penulis sampaikan kepada Dr. Ahmad Sahide yang telah mendukung dan memperlancar penerbitan monograf ini serta membantu menyempurnakan layout dan editing buku ini, serta keluarga tercinta, Rika Nuraini, Ph.D. dan anak-anak tercinta Haya, Naya dan Praya; yang dengan dukungan serta doanya mendampingi penulis hingga terselesaikannya monograf ini.

Mengambil pepatah “Tiada Gading yang Tak Retak”, penulis menyadari buku ini masih banyak kekurangan dan ketidaksempurnaan. Untuk itu, penulis mengundang para peneliti dan pemerhati perkerasan jalan untuk memberikan masukan dan diskusi terhadap monograf ini sehingga dapat diperbaiki kekurangan dan kelemahan monograf ini pada edisi selanjutnya.

Yogyakarta, 03 Februari 2020

Sri Atmaja P. Rosyidi

DAFTAR ISI

Pengantar	vii
Daftar Isi.....	xi
BAB I: Pendahuluan	1
A. Latar Belakang Kejadian Likuifaksi	1
B. Signifikansi Kajian Likuifaksi	7
C. Ruang Lingkup Monograf.....	9
BAB II: Potensi Likuifaksi.....	11
A. Gempa Bumi dan Gelombang Seismik	11
B. Likuifaksi Tanah	12
BAB III: Teknik Gelombang Seismik	19
A. Prinsip Pengukuran Gelombang Seismik Permukaan	19
B. Peralatan Ukur dalam Teknik MASW	25
C. Prosedur dan Konfigurasi Pengukuran MASW.....	28
D. Analisis Kurva Dispersi dan Inversi Profil Kecepatan Gelombang Geser.....	31

BAB IV: Teknik Geolistrik.....	39
A. Konsep Teknik Geolistrik	39
BAB V: Analisis Potensi Likuifaksi.....	45
A. Prosedur Analisis Likuifaksi dengan Penggabungan Teknik MASW-Geolistrik	45
B. Prosedur Perhitungan Potensi Likuifaksi Berdasarkan Data Kecepatan Gelombang Geser	46
BAB VI: Interpretasi Hasil Borelog Dan Pengukuran Geolistrik	51
A. Pendekatan Pengujian <i>Deep Boring</i> dan Geolistrik .	51
B. Intepretasi Hasil <i>Borelog</i> dan N-SPT	54
C. Interpretasi Hasil Pengukuran Geolistrik.....	70
BAB VII: Hasil Pengukuran Teknik Masw Dan Analisis Potensi Likuifaksi	85
A. Hasil Pengukuran Teknik MASW.....	85
B. Hasil Analisis Potensi Likuifaksi dengan Parameter Kecepatan Gelombang Geser	104
BAB VIII: Penutup.....	139
A. Kesimpulan	139
B. Rekomendasi.....	140
Daftar Pustaka	143
Lampiran	155
Tentang Penulis.....	161

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang Kejadian Likuifaksi

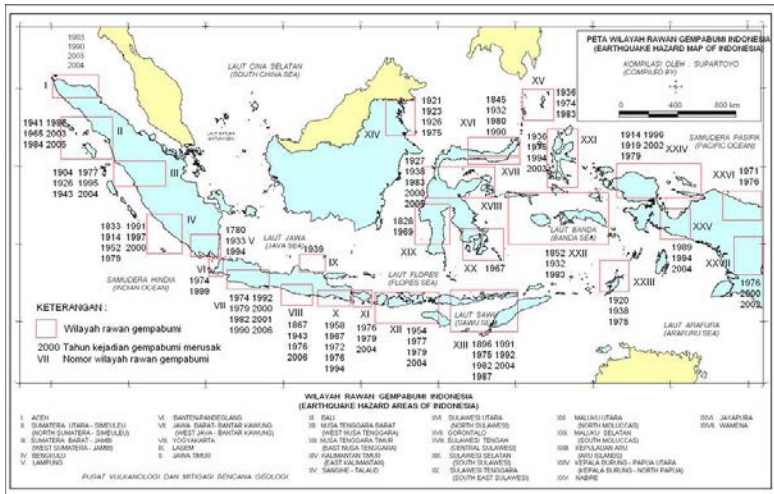
BEBERAPA gempa bumi besar pernah melanda kawasan Indonesia. Kejadian gempa-gempa tersebut telah menimbulkan korban jiwa yang besar dan juga menghasilkan kerusakan infrastruktur akibat kegagalan bangunan maupun kejadian tsunami, likuifaksi, dan longsor. Salah satunya adalah gempa bumi berkekuatan 7,4 M_w di Kota Palu dan Kabupaten Donggala, Provinsi Sulawesi Tengah, pada tanggal 28 September 2018. Gempa Palu menelan korban lebih dari 2000 jiwa dan lebih dari 68.000 rumah tinggal rusak berat dan runtuh (Syifa et al., 2019; Zeffitni et al., 2020). Tsunami dan likuifaksi terjadi dengan skala besar akibat Gempa Palu (Gambar 1.1). Gempa lainnya yang juga besar, terjadi pada 27 Mei 2006. Suatu momentum gempa berkekuatan 6,3 M_w selama 52 detik telah terjadi, berpusat di laut selatan pulau Jawa. Gempa tersebut mengorbankan lebih dari 5.700 orang meninggal dunia, 38.000 orang luka-luka, dan ratusan ribu rumah hancur. Contoh gempa-gempa tersebut merupakan

bencana terbesar ketiga setelah sejumlah gempa bumi terjadi di Indonesia semenjak Desember 2004, ketika gempa bumi besar dan tsunami melanda Aceh dan Nias.



Gambar 1.1: Foto yang memperlihatkan kondisi pasca-gempa Palu 7,4 M_w –runtuh jembatan Ponulele (a), bencana tsunami yang menyapu kawasan pantai (b), dan bencana likuifaksi di Palu (c).
Sumber: Syifa et al. (2019)

Dengan lebih dari 18.000 pulau, secara geografis Indonesia terletak di lingkaran api Pasifik (*Pacific “ring of fire”*) dengan ratusan gunung berapi dan patahan tektonik (*tectonic faults*). Hal ini menjadikan Indonesia harus berhadapan dengan bencana gempa bumi akibat pergerakan tektonik dan bencana vulkanik dalam periodisasi naturalnya. Gambar 1.2 menunjukkan peta wilayah rawan gempa bumi di Indonesia dan beberapa periodisasi kejadian gempa besar yang pernah terjadi. Dari peta tersebut didapati bahwa hampir seluruh wilayah Indonesia berhadapan dengan risiko bencana gempa bumi yang merusak.



Gambar 1.2: Peta wilayah rawan gempa di Indonesia.
 Sumber: Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (2006)

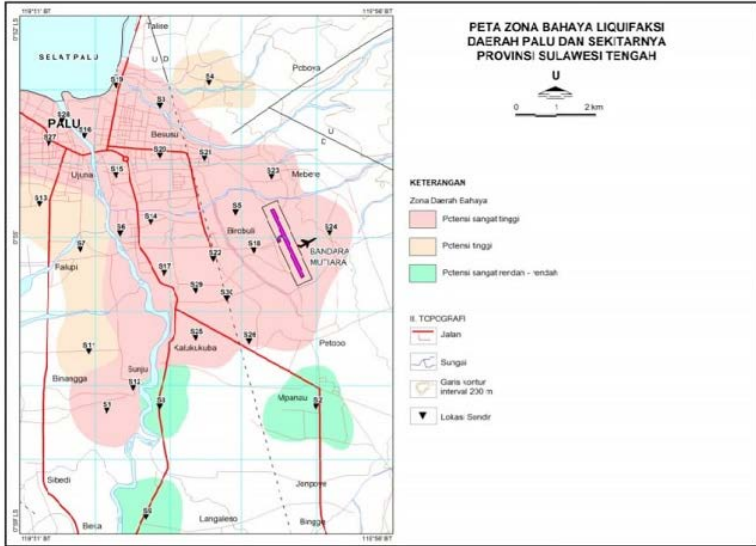
Salah satu fenomena keruntuhan tanah akibat gempa bumi adalah peristiwa likuifaksi. Likuifaksi merupakan peristiwa pencairan tanah granular yang jenuh akibat beban gempa atau beban dinamik lainnya disebabkan oleh peningkatan tekanan efektif air pori tanah. Likuifaksi biasanya terjadi pada tanah bergranular (misalnya tanah pasir yang tidak padat) dan peristiwa ini bisa mengakibatkan penurunan tanah yang signifikan. Gambar 1.3 dan Gambar 1.4 menunjukkan dampak likuifaksi yang terjadi akibat gempa Palu 2019 lalu. Dari gambar tersebut dapat dilihat bahwa likuifaksi dapat terjadi pada kawasan yang luas dan potensi kawasan ini dipengaruhi oleh kondisi tanah dan geologi setempat. Peristiwa likuifaksi lain yang dapat menjadi contoh

adalah peristiwa likuifaksi yang terjadi akibat gempa 27 Mei 2006 di Yogyakarta yang menyebabkan penurunan kedudukan lantai hingga 40 cm (Gambar 1.5) dan peristiwa likuifaksi yang menghasilkan penurunan tanah yang signifikan akibat gempa Chi-Chi 1999 di Pelabuhan Taichung, Taiwan (Gambar 1.6).

Peristiwa likuifaksi akibat gempa bumi dapat menyebabkan kerusakan berat dan kegagalan pada infrastruktur. Oleh karena itu, kajian untuk memprediksi potensi likuifaksi pada tanah menjadi sangat penting dan signifikan untuk dilakukan mengingat Indonesia terletak pada daerah rawan gempa bumi.



Gambar 1.3: Tanah di Perumahan Balaroa anjlok (terlikuifaksi) setelah gempa-tsunami melanda Kota Palu dan sekitarnya pada 28 September 2018. Sumber: <https://www.bbc.com/indonesia/indonesia-45708229>

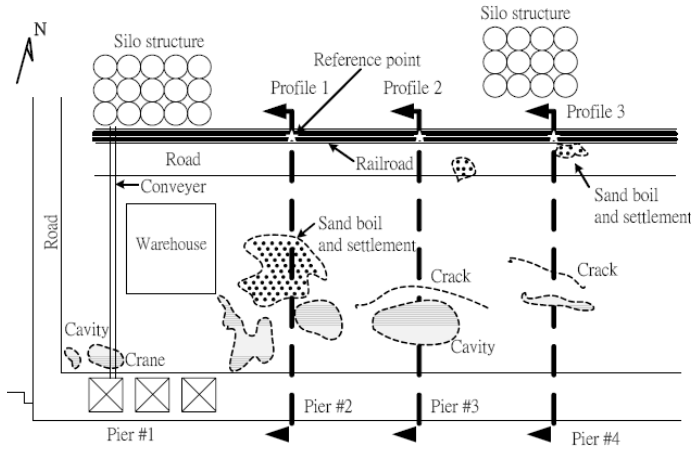


Gambar 1.4: Peta zonasi likuifaksi di Kawasan Palu. Sumber: <https://www.esdm.go.id/en/media-center/news-archives/rekonstruksi-paska-gempa-dan-tsunami-di-palu-ini-rekomendasi-badan-geologi>



Gambar 1.5: Penurunan lantai di gedung Laboratorium UMY akibat peristiwa likuifaksi

Taichung Harbor



(a) Skematik kerusakan retak, cavities, dan soil boiling akibat peristiwa likuifaksi



(b) Kerusakan struktur pelabuhan akibat penurunan tanah
Gambar 1.6: Kerusakan infrastruktur pelabuhan Taichung akibat peristiwa likuifaksi. Sumber : NCREE, 2007

B. Signifikansi Kajian Likuifaksi

Peristiwa likuifaksi dapat terjadi di banyak kawasan di Indonesia akibat gempa bumi besar. Belajar dari likuifaksi Palu, kejadian likuifaksi dapat mengakibatkan korban jiwa yang tinggi dan kerugian infrastruktur yang besar, jika suatu kawasan memiliki potensi likuifaksi yang luas. Dengan melakukan deteksi dini mengenai potensi likuifaksi di suatu kawasan, maka korban jiwa dan kerugian material dapat dikendalikan dengan melakukan langkah-langkah mitigasi, baik perbaikan tanah maupun pemindahan warga.

Untuk mendeteksi likuifaksi diperlukan suatu teknik dan prosedur untuk pengukuran potensi likuifaksi tanah dengan metode-metode efektif yang bersifat tidak merusak. Metode tidak merusak diperlukan dengan pertimbangan bahwa jika menggunakan metode deteksi investigasi tanah mendalam, diperlukan waktu lama dan biaya yang tinggi. Deteksi potensi likuifaksi ini dapat dilakukan dengan memanfaatkan teknik geofisika, antara lain dengan pengukuran seismik gelombang permukaan.

Monograf ini bertujuan untuk menjelaskan prosedur pengukuran potensi likuifaksi pada suatu kawasan dengan menggunakan teknik seismik gelombang permukaan dan data-data tanah yang diperoleh dari investigasi tanah dan geolistrik. Teknik seismik gelombang permukaan dan teknik geolistrik merupakan teknik geofisika lapangan yang telah ada tetapi pemanfaatannya dalam analisis dinamika tanah dan geoteknik kegempaan adalah relatif masih sedikit.

Investigasi potensi likuifaksi tanah melalui pengukuran langsung lapangan sangat diperlukan, mengingat beberapa keunggulan pengukuran langsung dibandingkan metode pengujian konvensional di laboratorium. Dalam pengukuran langsung lapangan, kondisi tanah dan drainasi (pengaruh air tanah) dalam keadaan natural, di mana tegangan yang terjadi adalah tegangan efektif dan nyata. Pengukuran lapangan tidak memerlukan sampel tanah, sehingga dapat menekan biaya investigasi dan lebih ekonomis.

Metode evaluasi likuifaksi yang digunakan di Indonesia hingga saat ini (Seed dan Idriss, 1971), masih banyak menggunakan parameter tanah yang berasal dari pengujian laboratorium. Di antaranya, parameter tanah dalam menentukan ekuivalen jumlah siklik tegangan seragam pada tanah. Penggunaan pengujian laboratorium untuk evaluasi potensi likuifaksi memiliki kelemahan. Kelemahan pertama, kesulitan dalam menentukan tegangan lapangan (*in-situ stress*) dan kondisi drainasi dalam tanah sebenarnya. Pengujian laboratorium harus melakukan asumsi tegangan lapangan sehingga memungkinkan terjadinya deviasi hasil pengukuran jika dibandingkan dengan kondisi sebenarnya di lapangan. Kedua, pengujian laboratorium memerlukan sampel tanah pada setiap kedalaman yang dikehendaki, sehingga metode ini menjadi tidak ekonomis apabila diterapkan untuk investigasi pada wilayah kajian yang lebih luas. Ketiga, metode yang sudah ada memerlukan seperangkat peralatan laboratorium yang memadai (misalnya triaksial siklik atau uji geser siklik atau *shaking table*), supaya perilaku dinamik material pasir dapat

diamati dengan baik melalui pembebanan siklus. Peralatan ini dari sisi jumlah masih kurang memadai apabila dibandingkan dengan sebaran wilayah rawan gempa di Indonesia yang perlu diinvestigasi. Ketiga alasan di atas menjadi dasar diperlukannya suatu teknik alternatif yang diusulkan dalam penelitian ini, untuk mendapatkan prosedur lebih mudah, lebih akurat, dan interaktif. Teknik alternatif ini juga menjadi suatu metode analisis menggunakan pengujian yang tidak merusak dan lebih ekonomis untuk diterapkan.

Teknik pengukuran menggunakan metode seismik dapat digunakan dan diterapkan secara langsung untuk proses evaluasi potensi likuifaksi di daerah rawan gempa pada tanah berstruktur geologi granular. Juga sebagai usulan untuk prosedur investigasi tanah di daerah rawan gempa bumi di Indonesia khususnya oleh pihak pemerintah, dalam hal ini Kementerian Pekerjaan Umum (regulator standar prosedur investigasi bangunan), pemerintah daerah, konsultan (perencana dan pengawas) teknik, dan kontraktor pelaksana untuk kriteria kelayakan tanah dalam pembangunan infrastruktur baru.

C. Ruang Lingkup Monograf

Tujuan penulisan monograf ini adalah menyajikan hasil penelitian yang menjelaskan teknik dan prosedur pengukuran potenis likuifaksi menggunakan teknik seismik gelombang permukaan. Beberapa ruang lingkup yang menjadi fokus kajian dalam monograf ini adalah:

- a. Pengukuran seismik gelombang permukaan menggunakan pengukuran analisis multi-sensor (24 sensor) spektrum gelombang permukaan yang dikenal sebagai *multi-channel analysis of surface wave* (MASW). Metode MASW digunakan untuk menghasilkan profil gelombang geser dalam 2 dimensi (2D).
- b. Data-data karakteristik dasar tanah untuk menjelaskan parameter teknis dan stratigrafi, memanfaatkan hasil pengeboran yang telah dilakukan dari penelitian Rosyidi et al. (2008a) pada lokasi terpilih yang digunakan sebagai analisis, yaitu di Kawasan Kampus Universitas Muhammadiyah Yogyakarta (UMY).
- c. Kondisi geologi setempat dipertimbangkan dengan melakukan pengukuran geolistrik pada lokasi terpilih.

BAB II

POTENSI LIKUIFAKSI

A. Gempa Bumi dan Gelombang Seismik

GEMPA bumi merupakan peristiwa alam yang disebabkan oleh pelepasan energi yang bersifat transient (sementara) dari suatu zona dalam kulit bumi (lithosphere) yang menyebar ke segala arah akibat peristiwa tektonik dan sebagiannya disebabkan oleh peristiwa vulkanik. Energi yang dilepaskan oleh kedua peristiwa tersebut disalurkan dalam bentuk rambatan gelombang mekanik atau juga dikenal sebagai gelombang seismik menuju ke permukaan bumi dan sebagiannya tetap disalurkan melalui mantel bumi.

Dalam perambatannya, gelombang seismik dapat dibagi dalam dua kelompok gelombang, sesuai dengan sifat pergerakan partikel yang ditimbulkan. Bolt (1976) mengklasifikasikan gelombang seismik dalam dua jenis. Yang pertama, **gelombang tubuh (*body wave*)**, yang terdiri dari gelombang tubuh utama (*primary, P*) dan gelombang tubuh sekunder (*secondary, S*). Kedua, **gelombang permukaan**

(*surface wave*), yang terdiri dari gelombang *Love* (gelombang L) dan gelombang *Rayleigh* (gelombang R).

Ketika suatu peristiwa tektonik terjadi di perut bumi, misalnya pergeseran suatu lempeng bumi, gelombang P dan S akan dihasilkan dan dirambatkan ke permukaan bumi. Akumulasi kedua gelombang tubuh di permukaan bumi akan menghasilkan perambatan gelombang R dan L. Dari keseluruhan energi yang dihasilkan, gelombang R dirambatkan dengan 67% daripada seluruh tenaga mekanik yang dikeluarkan.

Gelombang seismik P, S, dan R yang selanjutnya memberikan efek dominan kepada kehidupan dan bangunan infrastruktur di permukaan bumi. Beberapa kejadian kegagalan tanah bisa ditimbulkan oleh perambatan ketiga gelombang seismik tersebut di antaranya likuifaksi, deformasi, retakan tanah (patahan permukaan), tanah longsor, penurunan dan perubahan struktur tanah serta muka air tanah.

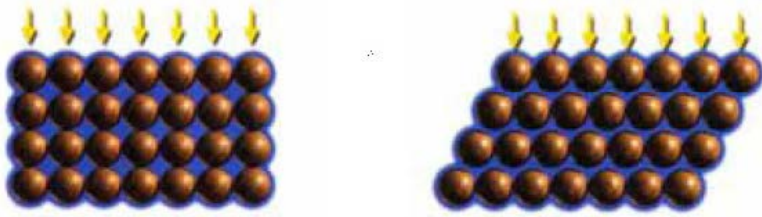
B. Likuifaksi Tanah

a. Definisi Likuifaksi

Salah satu kegagalan tanah yang diakibatkan oleh getaran gempa bumi, adalah kehilangan kekuatan pada tanah berpasir, disebabkan oleh peningkatan tekanan pori atau dikenali sebagai likuifaksi (*liquefaction*) (Prakash, 1981). Secara fisisnya, likuifaksi diidentifikasi sebagai suatu fenomena di mana tanah berpasir baik dalam kondisi pasir tak padat (*loose*) maupun padat (*dense*) mengalami perubahan fase

(bentuk) menjadi berperilaku seperti aliran fluida disebabkan oleh kehilangan seluruh tegangan geser yang dimilikinya. Likuifaksi sering terjadi pada tanah berpasir dalam keadaan yang jenuh dengan ruang pori antar partikel tanah telah diisi sepenuhnya oleh air. Air pori ini memberikan tekanan kepada partikel tanah yang memengaruhi tingkat kekuatan geser antar partikel tanah itu sendiri (Chiou dan Chen, 2007).

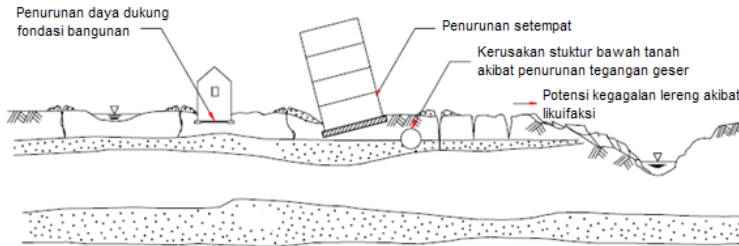
Sebelum terjadinya peristiwa gempa bumi atau getaran terjadi, tekanan air adalah relatif rendah. Selanjutnya, rambatan beban dinamik dari kejadian gempa bumi menyebabkan peningkatan tekanan air hingga mencapai satu kondisi di mana partikel tanah dapat bergerak antara satu dengan lainnya (Gambar 2.1).



Gambar 2.1: Skema perubahan atau pergerakan partikel tanah oleh adanya peningkatan tekanan air pori dalam tanah akibat gempa bumi

Ketika peristiwa ini terjadi, kekuatan geser tanah menjadi menurun secara signifikan dan kemampuan tanah untuk mendukung fondasi suatu bangunan atau struktur menjadi berkurang. Likuifaksi juga dapat menyebabkan terjadinya permasalahan tanah lainnya seperti penurunan

tanah setempat dan kejadian kegagalan lereng sebagaimana ditunjukkan dalam skematik di Gambar 2.2.



Gambar 2.2: Skematik beberapa kegagalan tanah akibat terjadinya likuifaksi

b. Teori dan Persamaan Dasar

Kekuatan geser (tegangan) tanah berpasir hanya didukung oleh gesekan internal saja. Pada kondisi yang jenuh, suatu persamaan tegangan geser tanah berpasir dapat diturunkan sebagai:

$$s = (\sigma_n - u) \tan \phi \quad (2.1)$$

Dengan, s = tegangan geser, σ_n = tekanan normal pada kedalaman (Z) tertentu, u = tekanan air pori pada kedalaman (Z) tertentu, dan ϕ = sudut gesek internal.

Jika terdapat peningkatan tekanan air akibat kejadian gempa bumi, tegangan geser dari persamaan (1) akan menjadi:

$$s = (\gamma_b Z - [u + \Delta u]) \tan \phi \quad (2.2)$$

$$s = (\gamma_b Z - \gamma_w h_w') \tan \phi \quad (2.3)$$

Dengan, γ_b = berat unit tanah terendam (jenuh), γ_w = berat unit air pada ketinggian tertentu.

Dari persamaan (2.2) dan (2.3) dapat dilihat bahwa penambahan tekanan pori positif (tekanan air) dapat menyebabkan tegangan geser tanah menjadi berkurang. Sebagai tambahan, kehilangan tegangan terjadi karena terdapat suatu perpindahan tegangan intergranular dari partikel kepada air pori. Selanjutnya, jika perpindahan ini seluruhnya terjadi sempurna (lengkap), maka tegangan tanah akan sepenuhnya hilang. Namun, apabila hanya sebagian tegangan saja yang dapat dipindahkan dari partikel ke air pori, maka kehilangan tegangan tanah hanya terjadi sebagiannya saja (Seed, 1976).

c. Kriteria Penilaian dan Faktor yang Berpengaruh dalam Likuifaksi

Kriteria penilaian likuifaksi diusulkan oleh beberapa peneliti sebelumnya berdasarkan berbagai parameter pengujian yang berbeda, di antaranya:

- 1) Casagrande (1936, 1975), mengusulkan parameter angka pori kritis (*critical void ratio*) digunakan sebagai kriteria yang mungkin dilakukan untuk memastikan tanah atau pasir akan berperilaku menjadi likuid atau sebaliknya. Jika tanah memiliki angka pori kurang dari angka pori kritis, maka likuifaksi tidak terjadi atau berlaku. Angka pori kritis ditentukan dari pengujian triaksial terdrainasi (*drained triaxial test*). Kelemahan kriteria ini adalah masih terdapatnya penyimpangan yang signifikan apabila kriteria ini diterapkan dalam kasus lapangan. Hal ini disebabkan oleh kriteria yang dihasilkan Casagrande (1975) hanya ditentukan dari data pengujian laboratorium saja.

- 2) Maslov (1957), mengajukan konsep akselerasi kritis (*critical acceleration*) untuk menentukan potensi likuifaksi pada pasir. Likuifaksi dapat terjadi apabila akselerasi gerak yang terjadi pada tanah lebih besar dari angka akselerasi kritis. Angka akselerasi kritis itu sendiri dipengaruhi oleh kepadatan pasir, amplitudo dan frekuensi osilasi, serta tekanan normal yang terjadi. Meskipun demikian, angka akselerasi bukan merupakan ciri unik yang bisa diterapkan untuk berbagai jenis tanah.
- 3) Kriteria intensitas gangguan dinamik, kondisi tegangan tanah, tambahan berat tanah, dan gradien hidraulik air yang melalui tanah adalah kriteria penilaian likuifaksi yang diusulkan oleh Florin dan Ivanov (1961). Namun, kriteria di atas tidak menyertakan indeks likuifaksi yang jelas.
- 4) Kriteria likuifaksi yang lebih lengkap dengan melibatkan banyak faktor (dijelaskan dalam paragraf berikut), dikemukakan oleh Seed dan Idriss (1967, 1971), Prakash dan Gupta (1970), Finn et al. (1975). Kriteria tersebut diusulkan dari berbagai data pengujian yang dilakukan di laboratorium maupun di lapangan.
- 5) Kriteria nilai N-SPT (*standard penetration test*) oleh Christian dan Swiger (1975) serta korelasi empiriknya banyak digunakan untuk menganalisis likuifaksi secara lebih praktis. Walaupun demikian, pengujian N-SPT memerlukan kerja lapangan yang berat sehingga metode

dan kriteria ini sukar untuk dilakukan pada daerah dengan aksesibilitas terbatas.

- 6) Kriteria penilaian likuifaksi menggunakan metode SCPT (*seismic cone penetration test*) dengan menghasilkan parameter kecepatan gelombang permukaan (V_s) diusulkan oleh Stokoe et al. (1988), Tokimatsu et al. (1991), Robertson et al. (1992) dan Andrus (1994). Kriteria V_s yang dihasilkan telah dijustifikasi dengan angka pori, kondisi atau sejarah tegangan, umur geologi, dan tekanan sisi efektif.

Prakash (1981), secara umum menjelaskan faktor-faktor yang berpengaruh dalam karakteristik likuifaksi pasir, sebagai berikut:

- a) Distribusi ukuran butiran pasir
- b) Kepadatan deposit (kepadatan relatif awal, D_R)
- c) Karakteristik getaran
- d) Lokasi drainasi dan dimensi deposit
- e) Besaran dan sifat beban yang terjadi
- f) Metode formasi tanah (struktur tanah)
- g) Periodisasi di bawah beban yang ditahan
- h) Riwayat regangan yang ada
- i) Udara yang terperangkap

Dengan melakukan pemilihan faktor dominan yang berpengaruh dalam karakteristik likuifaksi material pasir (yaitu jenis tanah, kepadatan relatif atau angka pori, tekanan sisi awal dan intensitas serta durasi getaran

yang terjadi), Seed dan Idriss (1967, 1971) mengusulkan suatu metode untuk menilai potensi likuifaksi. Metode ini yang hingga saat ini masih menjadi rujukan penilaian evaluasi potensi likuifaksi material pasir di Indonesia. Meskipun demikian, metode evaluasi ini masih sepenuhnya menggunakan parameter laboratorium untuk menentukan ekuivalen jumlah siklik tegangan seragam. Pengujian laboratorium memiliki kelemahan di antaranya Pertama, kesulitan dalam menentukan tegangan (*in-situ stress*) dan kondisi drainasi dalam tanah sebenarnya. Kedua, memerlukan sampel tanah pada setiap kedalaman yang dikehendaki, sehingga metode ini menjadi tidak ekonomis apabila diterapkan untuk investigasi pada wilayah yang luas. Ketiga, memerlukan peralatan laboratorium yang memadai sehingga perilaku dinamik material pasir dapat diamati dengan baik melalui pembebanan siklus.

BAB III

TEKNIK GELOMBANG SEISMIK

A. Prinsip Pengukuran Gelombang Seismik Permukaan

TEKNIK pengukuran gelombang seismik permukaan yang saat ini banyak digunakan dalam analisis geoteknik dan dinamika tanah adalah *Spectrum-Analysis-of-Surface-Waves* (SASW) atau metode analisis spektrum gelombang permukaan dan *Multi-Channel-Analysis-of-Surface-Wave* (MASW) atau analisis multi-sensor gelombang permukaan.

Metode SASW merupakan salah satu pengujian tidak merusak (*Non-Destructive Testing*, NDT) yang paling awal dikembangkan untuk investigasi tanah pada tahun 1980. Prinsip metode SASW 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. Satu ciri khusus pergerakan gelombang Rayleigh adalah perilaku menyebar/ dispersi (*dispersion*) yang merupakan suatu fenomena dari fungsi kecepatan

gelombang terhadap panjang gelombang dan frekuensinya apabila gelombang Rayleigh merambat pada media tanah yang berlapis. Perilaku ini dipelajari pertama kalinya oleh Lord Rayleigh pada 1885, selanjutnya secara lebih terperinci oleh Lamb pada tahun 1904 yang menurunkan persamaan matematik gelombang dari suatu titik sumber gelombang dalam media yang homogen dan elastis.

Penggunaan gelombang permukaan pertama kali untuk pengukuran sifat-sifat tanah dilakukan oleh *Germany Society of Soil Mechanic* sebelum perang dunia II berlangsung. Metode SASW menggunakan dua sensor vertikal untuk merekam perambatan gelombang permukaan dan satu set unit akuisisi dan penganalisis spektrum untuk menghasilkan spektrum data fasa gelombang.

Keunggulan dari metode SASW ini adalah sifat pengujiannya yang tidak memberikan sebarang kerusakan pada struktur. Metode ini murah dalam pelaksanaannya dan cepat untuk proses analisis hasilnya. 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) dan Nazarian dan Stokoe (1984) untuk analisis struktur timbunan jalan pada beberapa lokasi jalan di Texas, USA. Dalam studinya, hasil pengukuran SASW telah dibandingkan dengan pengujian lubang silang (*cross hole*) dan mendapati hasil pengujian SASW memiliki trend yang hampir sama. Meskipun demikian, teknik SASW yang dikembangkan masih

menggunakan algoritma analisis yang sederhana sehingga proses inversi profil kekakuan bahan masih sederhana yang belum merepresentasikan profil tanah yang sebenarnya.

Penelitian lain mengenai penggunaan teknik SASW telah didapati berhasil untuk beberapa pengujian empiris lapangan, seperti studi karakteristik berbagai fondasi bangunan yang dilakukan oleh Madshus dan Westerdhal (1990) dan Stokoe et al. (1994). 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. Kim et al. (2001) melakukan studi pengukuran kepadatan tanah menggunakan penganalisis spektrum. Studi yang dilakukan menghasilkan suatu korelasi empiris antara kecepatan gelombang geser (V_s) dan kepadatan kering tanah (*dry density*) dengan koefisien determinasi yang baik.

Kajian numerik untuk menyempurnakan metode analisis dalam teknik SASW turut berkembang secara signifikan di antaranya oleh Gucunski dan Woods (1991) yang mengobservasi reaksi impuls yang diukur oleh penganalisis spektrum akibat pengaruh variasi bentuk beban pada media tanah berlapis. Hasil penelitiannya memberikan kontribusi dengan ditemukannya variasi mode gelombang

yang dipengaruhi oleh gelombang tubuh dan gelombang permukaan.

Berbagai pengaruh gelombang ini selanjutnya diselesaikan dengan pendekatan model perambatan gelombang mekanik 2D dan 3D dengan menggunakan persamaan kekakuan dinamik untuk media berlapis yang direkomendasikan oleh Kausel dan Rössset (1981). Penelitian mengenai pengaruh mode gelombang dan pendekatannya melalui model 2D dan 3D ini selanjutnya diteruskan oleh Mera et al. (1991). Hasil penelitiannya menunjukkan bahwa pengaruh pencampuran gelombang mekanik dapat didekati dengan pemodelan 3D, di mana model ini dianalisis lebih nyata dibandingkan pendekatan 2D.

Penelitian lanjutan dilakukan oleh Rosyidi et al. (2002, 2003, 2007) dan Rosyidi (2004, 2005) dengan melakukan pengujian empiris terhadap model 2D dan 3D pada berbagai tipe profil tak beraturan. Hasil kajiannya menunjukkan bahwa untuk kajian SASW pada profil berlapis dengan perbedaan nilai kekakuan yang tidak ekstrim, model inversi sederhana dan model perambatan gelombang 2D masih digunakan untuk membangun kurva penyebaran gelombang fase terhadap frekuensi dengan baik (representatif). Sedangkan untuk profil yang lebih kompleks, penggunaan model 3D adalah sangat dianjurkan.

Rosyidi (2004) menambahkan bahwa kekeliruan dalam interpretasi mode perambatan gelombang R yang bergerak di suatu profil uji akan berpengaruh pada tingkat keberhasilan

saat proses inversi (*inversion process*) kurva dispersi kecepatan gelombang geser. Proses tersebut bertumpu pada interpretasi dan pemisahan kecepatan gelombang fase kelompok (*group velocity*) menjadi kelompok gelombang fase (*phase velocity*) yang mewakili gelombang Rayleigh. Selanjutnya, Rosyidi (2004) mengemukakan bahwa faktor penentu lain dalam keberhasilan analisis SASW adalah pemilihan bentuk dan frekuensi gelombang yang diperlukan dalam analisis. Keke-
liruan ini akan berpengaruh pada hasil akhir berupa dispersi kecepatan gelombang geser.

Salah satu metode analisis yang dikembangkan dari teknik SASW adalah penggunaan multi sensor dalam pengukuran gelombang permukaan. Teknik ini selanjutnya dikenal se-
bagai 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 peneliti, 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, Ryden et al. (2004) untuk me-
nentukan 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.

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 dan Woods, 1991) dan post-proses data menggunakan teknik penyaringan respon impuls (Joh, 1996) dan wavelet (Rosyidi et al., 2008c, Rosyidi dan Taha, 2012, Rosyidi dan Yusoff, 2018). 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 hanya menghasilkan profil satu dimensional saja (1D) 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 Rayleigh 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 memengaruhi 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 amplitudo 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). Keunggulan itulah yang menjadikan dasar mengapa penelitian ini menggunakan analisis multi-sensor untuk mengidentifikasi dan mengevaluasi potensi likuifaksi pada tanah berpasir.

B. Peralatan Ukur dalam Teknik MASW

a. Sensor Gelombang

Untuk mendeteksi perambatan gelombang permukaan tanah dapat digunakan jenis sensor geofon (*geophone*) vertikal dengan frekuensi natural 1, 2, 14, dan 28 Hz. Gambar 3.1 menunjukkan salah satu geofon dari GeoSpace LP, Houston, Texas, yang digunakan oleh penulis untuk melakukan pengukuran gelombang permukaan di tanah.

Pemilihan sensor geofon ini didasarkan kepada kebutuhan untuk mendeteksi dan merekam getaran dari pada frekuensi rendah gelombang permukaan seismik yang merambat di permukaan tanah yang dihasilkan oleh sumber mekanik. Wilayah frekuensi yang diobservasi (*interested frequency range*) didapatkan dari simulasi respon frekuensi yang diperlukan dan uji kalibrasi lapangan.

b. Seismograf

Seismograf dalam pengukuran gelombang permukaan, merupakan peralatan gabungan dari osiloskop dan unit

akuisisi yang menerima dan menyalurkan data sinyal analog ke digital untuk pemrosesan data spektrum selanjutnya. Pengoperasian seismograf dilakukan oleh komputer “notebook” (Gambar 3.2).

Banyak jenis dan spesifikasi seismograf yang ada di pasaran (produk industri), namun untuk penggunaan dalam teknik MASW diperlukan seismograf yang dilengkapi dengan set konektor multi-sensor. Dalam kajian ini, digunakan seismograf dengan 24 saluran konektor sensor, sehingga dalam sekali pengukuran dapat merekam pergerakan gelombang dari 24 sensor geofon. Biasanya, sebuah perangkat lunak untuk pengoperasian sistem akuisisi dipasangkan dalam komputer yang berkemampuan menjalankan analisis domain waktu, domain frekuensi, dan set operasi rekaman data digital.



Gambar 3.1: Sensor geofon dengan frekuensi natural 28 Hz untuk mendeteksi perambatan gelombang permukaan



Gambar 3.2: Alat seismograf yang dihubungkan pada sensor geofon dan komputer untuk perekaman data gelombang permukaan

c. Sumber Mekanik Gelombang

Alat lain yang penting dalam pengukuran MASW adalah sumber gelombang seismik. Sumber mekanik gelombang yang digunakan untuk pengujian digunakan yang mampu menghasilkan tenaga gelombang permukaan Rayleigh pada rentang frekuensi yang diperlukan dalam pengukuran.

Untuk pengukuran MASW ini dapat digunakan jenis sumber mekanik sementara (*transient mechanical source*), yang serupa dengan sumber pukulan mekanik seperti palu ringan, palu kayu, palu yang besar, dan pemberat yang dijatuhkan (Gambar 3.3). Sumber mekanik ini dapat digunakan untuk

menghasilkan pengukuran domain waktu bagi peningkatan kualitas sinyal terhadap derau (*signal to noise ratio*).

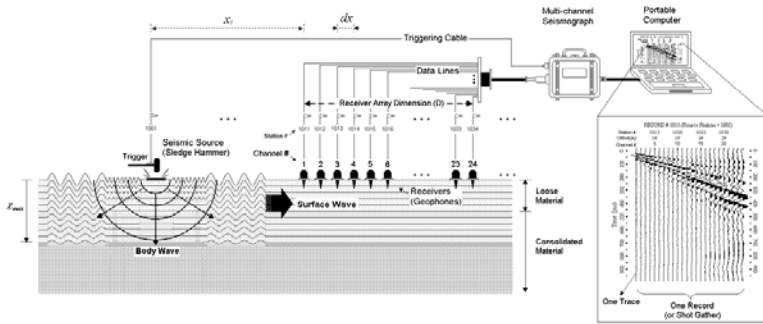


Gambar 3.3: Sumber gelombang mekanik yang digunakan dalam pengukuran teknik MASW

C. Prosedur dan Konfigurasi Pengukuran MASW

Guna memperoleh perekaman data seismik yang efektif dalam pengukuran menggunakan teknik MASW, diperlukan sejumlah prosedur pengukuran dan konfigurasi lapangan yang dijelaskan berikut ini:

- a. Dalam metode MASW, sejumlah 24 sensor geofon harus diletakkan (ditancapkan) di atas permukaan tanah dalam satu garis lurus imajiner (Gambar3.4). Sensor geofon diletakkan dengan jarak (d_x) yang sama.



Gambar 3.4: Konfigurasi penentuan letak sensor menggunakan 24 geofon dalam Teknik MASW

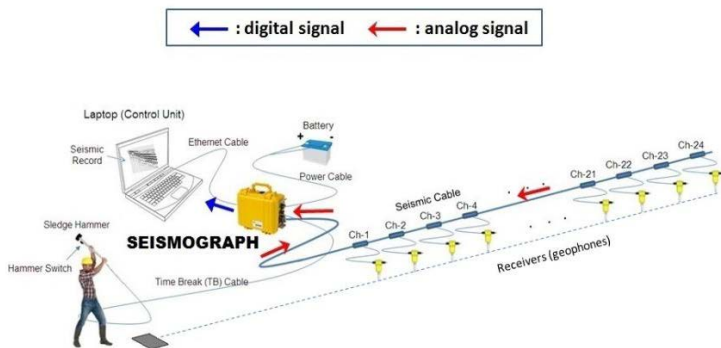
- b. Untuk menentukan kedalaman efektif investigasi, panjang total jarak sensor (dari sensor 1 hingga sensor 24 atau disebut sebagai D , sebagaimana dijelaskan dalam Gambar 3.4) secara langsung berkorelasi dengan maksimum panjang gelombang yang dapat dianalisis (λ_{max}). Panjang gelombang maksimum (z_{max}) merupakan representasi kedalaman maksimum yang bisa dicapai oleh perekaman gelombang Rayleigh menggunakan konfigurasi yang ditentukan. Hubungan parameter di atas dirumuskan dalam persamaan:

$$D \approx \lambda_{max} \approx z_{max} \quad (3.1)$$

Di sisi lain, jarak antar sensor (d_x) memiliki keterkaitan dengan panjang gelombang terpendek (λ_{min}) dan kedalaman efektif minimum (z_{min}) yang bisa dicapai dapat dirumuskan dalam:

$$d_x \approx \lambda_{min} \approx z_{min} \quad (3.2)$$

- c. Gelombang Rayleigh dihasilkan dari sumber mekanik vertikal dengan palu berukuran besar (*sledgehammer*) dengan berat 5 hingga 10 kg yang digunakan untuk menghasilkan gelombang yang sesuai bagi tanah. Meskipun demikian, variasi berat palu diperlukan untuk melakukan karakteristik spektrum tanah pada target kedalaman yang diinginkan (Miller et al., 1999). Oleh yang demikian, satu pengukuran awal (*pilot-study*) yang menggunakan variasi sumber gelombang perlu dilakukan dalam kajian MASW ini guna memilih set berat dan bentuk sumber gelombang yang sesuai bagi investigasi tanah berpasir. Gambar 3.5 menjelaskan skema pengukuran dengan multi-sensor dan tata letak sumber gelombangnya.



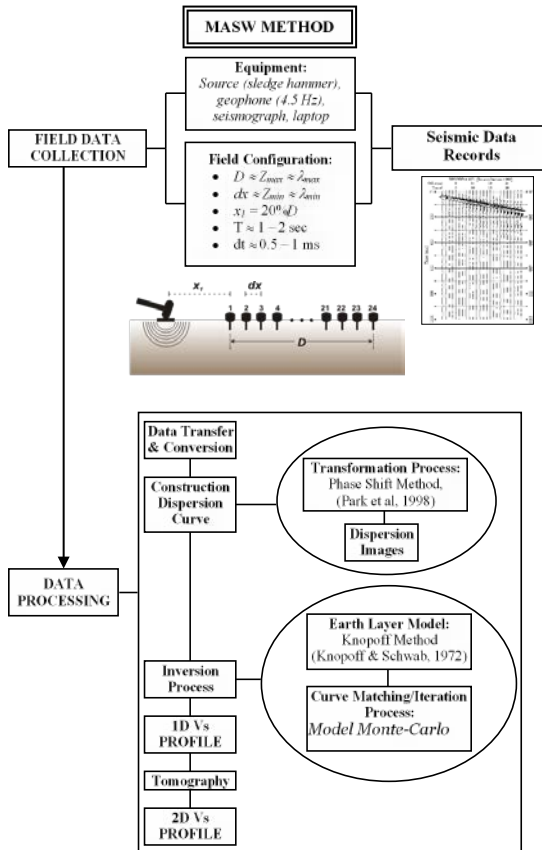
Gambar 3.5: Tata letak sumber gelombang, sensor dan peralatan seismograf. Sumber: Park Seismic LCC.
<http://www.masw.com/Seismograph.html>

- d. Jarak efektif sumber gelombang dari sensor pertama (x_1) dipengaruhi oleh efek lapangan atau disebut sebagai *near-field effect*. Nilai awal x_1 yang akan digunakan dalam penelitian merujuk kepada Park et al (1999a) yaitu 20% jarak D. Meskipun demikian, perlu diperhatikan jika nilai jarak x_{1D} dan D terlalu lebar akan berakibat dominasi mode tinggi dalam pengukuran dan mengurangi rasio S/ N pada mode dasar (*fundamental mode*) untuk gelombang Rayleigh. Dengan demikian, untuk mencari jarak yang optimum, faktor geometrik sumber perlu dikaji secara lebih terperinci untuk mengetahui besaran pengaruh guna menghasilkan resolusi sinyal yang baik.
- e. Menghasilkan gelombang dari sumber gelombang pada permukaan media yang memberikan reaksi menegak pada kedua sensor. Penghasilan 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 acak (*random noise*) dan sinyal yang tidak jelas pada proses perekaman data (Nazarian, 1984; Karl, 1989).

D. Analisis Kurva Dispersi dan Inversi Profil Kecepatan Gelombang Geser.

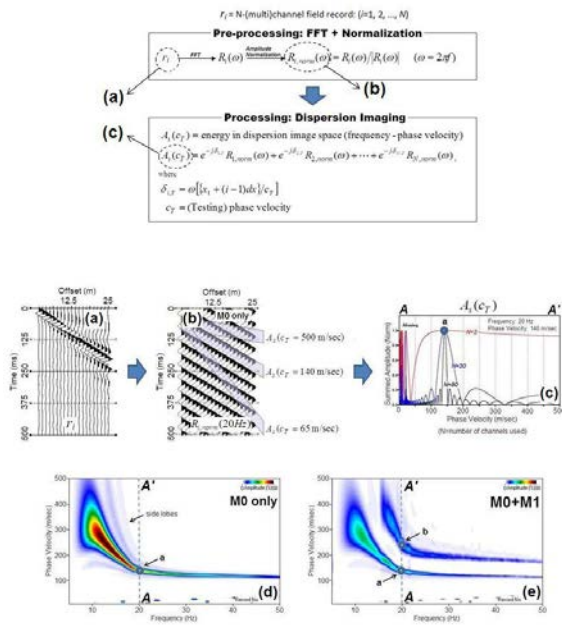
Tahapan selanjutnya setelah mendapatkan data pengukuran lapangan adalah pemrosesan spektrum dan pembangunan kurva dispersi. Kurva dispersi ini memberikan informasi mengenai sebaran kecepatan fase gelombang

permukaan yang terekam dalam sensor pengukuran. Berdasarkan kurva dispersi ini, selanjutnya dibangun suatu profil tanah menggunakan analisis inversi. Proses yang akan dilakukan dalam tahapan ini secara umum dijelaskan dalam bagan di Gambar 3.6.



Gambar 3.6: Skematik umum proses analisis untuk pembangunan kurva dispersi dan analisis inversi dalam Teknik MASW

Urutan analisis untuk pembangunan inversi kurva dispersi eksperimen kecepatan gelombang fase dan frekuensi serta analisis tomografi untuk image menghasilkan profil 2D kurva dispersinya diberikan secara skematik dalam Gambar 3.7. Dari Gambar 3.7, dapat dijelaskan bahwa proses analisis dalam Teknik MASW terhadap data seismik hasil pengukuran lapangan yang diperoleh dari multi-sensor (a), pertama kali dilakukan didekomposisi menggunakan *Fast Fourier Transformation* (FFT) menjadi komponen frekuensi individual dan kemudian normalisasi amplitudo untuk digunakan pada masing-masing komponennya (b).



Gambar 3.7: Alur analisis kurva dispersi dalam Teknik MASW

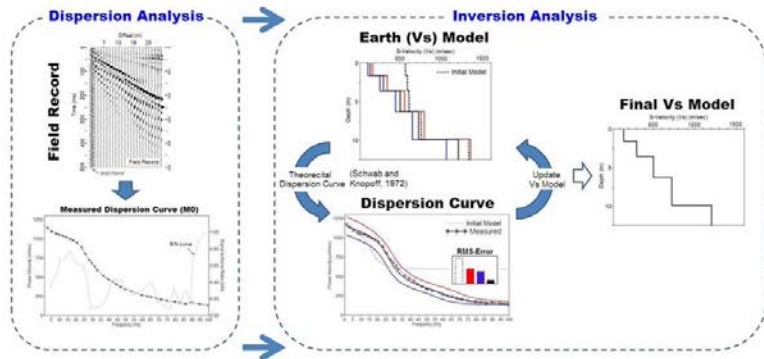
Selanjutnya, untuk menentukan kecepatan fase (menggunakan metode pergeseran fase/ *phase shift*) pada titik tertentu dalam pengujian dengan nilai kisaran tertentu (misalnya, 10 m/s hingga 2000 m/s), jumlah yang diperlukan untuk melakukan pergeseran fase dihitung untuk mengkompensasi keterlambatan waktu terkait dengan titik offset tertentu yang diterapkan pada komponen individual data. Seterusnya, semuanya dijumlahkan bersama untuk menghasilkan energi totalnya (c).

Perhitungan ini diulang kembali untuk komponen frekuensi yang berbeda. Jika semua energi total dalam domain kecepatan fase-frekuensi digabungkan, maka akan menunjukkan derai akumulasi energi yang mewakili kurva dispersi seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.7(d) dan Gambar 3.7(e) untuk kurva dengan multi-moda.

Proses inversi dengan pendekatan multi-sensor (MASW), hal utama yang menjadi perhatian adalah penetapan kurva dispersi mode fundamental (M_0) seakurat mungkin. Selanjutnya, kurva dispersi M_0 teoritis kemudian dihitung dari model permulaan (starting model parameter = SMP) yang berbeda dengan menggunakan analisis pemodelan ke depan (*forward analysis*) yang tepat (Gambar 3.8). Parameter model permulaan digunakan untuk mempermudah proses inversi yang dilakukan. Tahapan ini merupakan tahapan pertama yang harus dijalankan untuk menyediakan informasi awal bagi analisis inversi selanjutnya. Parameter model permulaan yang sangat berpengaruh dalam pembangunan kurva dispersi

teori adalah parameter kecepatan fase dan ketebalan lapisan sedangkan parameter nilai Poisson bahan, berat volume bahan, faktor damping dapat diasumsikan sesuai kondisi tanah.

Dalam penelitian ini, SMP dibangun berdasarkan profil dari hasil pengukuran geolistrik yang dilakukan. Proses yang dilakukan untuk membangun parameter model permulaan adalah pengukuran profil kecepatan geser gelombang permukaan (*preliminary shear wave velocity*). Dalam kajian Teknik MASW ini, kurva dispersi dianalisis menggunakan pendekatan Schwab dan Knopoff (1972).



Gambar 3.8: Alur analisis inversi dalam Teknik MASW

Pendekatan inversi ini didasarkan pada asumsi bahwa kurva dispersi yang diukur hanya mewakili kurva M0 yang tidak dipengaruhi oleh mode gelombang permukaan lainnya. Di sisi lain, konsep komposit dari rekaman data yang sebenarnya di lapangan menunjukkan bahwa kurva dispersi merupakan kurva multi-modal.

Kurva dispersi gelombang permukaan dan struktur tanah memiliki korelasi yang tidak linier. Dalam inversi Monte-Carlton yang digunakan dalam penelitian ini, terdapat penggunaan pendekatan iterasi dilinearisasi antara model stratifikasi tanah dan corak gelombang seismik permukaan. Tahapan inversi dibagi dalam dua analisis yaitu (1) estimasi 2D peta kurva dispersi dalam tomografi dan (2) inversi tidak linier terhadap kurva dispersi pada setiap titik model kecepatan gelombang permukaan yang diberikan.

a. Estimasi Tomografi

Tomografi gelombang permukaan merupakan inferensi peta sebaran gelombang permukaan yang kemungkinan terjadi pada lapisan tanah yang tidak seragam. Metode tomografi yang akan digunakan dalam penelitian ini dijelaskan dalam Barmin et al. (2001) dan Shapiro dan Ritzwoller (2002). Persamaan dasar resolusi tomografi menggunakan model Gaussian (*Gaussian smoothing*) untuk model kecepatan gelombang geser yang akan digunakan dalam analisis ini adalah:

$$m(r) \square \int_s S(r \cdot r') m(r') dr' \tag{3.3}$$

dengan, $m(r)$ adalah matrik model gelombang permukaan yang disusun,

$$S(r \cdot r') = K \exp \left(-\frac{|r - r'|^2}{2\sigma^2} \right) \tag{3.4}$$

$$\int_s S(r \cdot r') dr' = 1 \quad (3.5)$$

r = posisi vektor 2D

K = konstanta ternormalisasi

b. Inversi tidak linier terhadap kurva dispersi

Inversi analisis dimulai dengan menyusun model SMP sebagaimana dijelaskan di atas (m_0). Estimasi parameter model selanjutnya dilakukan dengan asumsi yang logik dan disusun dalam model estimasi (m_1). Selanjutnya model parameterik dibangun dan melakukan simulasi untuk mendapatkan model teori (m_3). Simulasi dilakukan dengan kriteria Monte Carlo untuk mendapatkan model dengan fit terbaik (*best fit-model*). Apabila tidak ditemui suatu kesesuaian yang baik antara model teori dan data eksperimen, maka dilakukan proses fitting dan iterasi menggunakan algoritma Markov-chain (Gilks et al., 1996). Proses inversi dilakukan terus menerus hingga mendapatkan kesesuaian yang baik (fitting) antara model dan eksperimen dengan nilai kesalahan RMS kurang dari 10 m/s.

c. Tomografi profil kecepatan gelombang geser tanah 2D

Analisis tomografi dilakukan dengan menggabungkan beberapa profil tanah 1D dan menyusun interpolasi dalam pixels antar profil 1D. Algoritma untuk proses ini digunakan linier interpolasi. Untuk menjalankan analisis pembangunan kurva dispersi dan analisis inversi kurva dispersi untuk mendapatkan profil kecepatan gelombang

geser pada profil tanah, perangkat lunak Matlab versi 6.1
Dan SurfSeis versi 2.1.

BAB IV

TEKNIK GEOLISTRIK

A. Konsep Teknik Geolistrik

METODE geofisika lainnya yang penting digunakan untuk mendapatkan stratigrafi permukaan tanah adalah menggunakan sistem **elektrik** dan **elektromagnetik**. Misalnya, metode *DC resistivity* atau *georesistivity*, *Induced Polarization (IP)*, *Self-Potential (SP)*, dan *Electromagnetic (EM)*. Jenis-jenis sistem ini menerapkan pendeteksian secara aktif dan pasif terhadap sumber sinyal atau elektrik. Metode elektrik dan elektromagnetik telah lama digunakan oleh ahli geofisika untuk mengeksplorasi interior bumi.

Sistem elektrik seperti metode *DC resistivity* atau geolistrik menjalankan kerjanya dengan memberikan pengukuran terhadap respon arus listrik yang dalam hal ini adalah tahanan arus (*resistivity*) yang dialirkan ke bumi (tanah). Metode ini untuk pertama kalinya diidentifikasi oleh Peter Barlow pada tahun 1874 Dengan menganalisis arus elektrik alam di interior bumi yang selanjutnya lebih dikenal sebagai arus *telluric*.

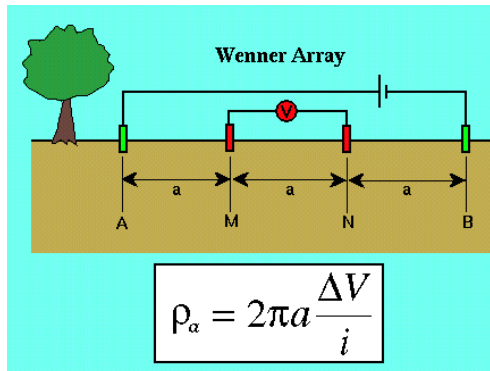
Metode geolistrik digolongkan sebagai pengukuran potensial listrik secara aktif. Sumber elektrik dihasilkan dari sumber listrik DC atau dapat divariasikan dengan arus AC yang lemah. Selanjutnya faktor-faktor yang memengaruhi respon aliran arus ini dideteksi dan digunakan untuk memetakan bahan dan kualitas pori fluida dan lempung.

Material bumi secara khususnya memiliki kemampuan untuk mengalirkan arus listrik yang tidak dipengaruhi oleh faktor geometrik. Kualitas pengaliran arus ini dikenal sebagai tahanan atau resistivitas (*resistivity*). Tahanan merupakan parameter dasar pada suatu material yang menunjukkan kemudahan suatu material dalam mengalirkan arus listrik. Nilai tahanan tinggi menunjukkan bahwa suatu material sangat resistan (sukar) dialiri arus listrik sedangkan nilai tahanan rendah menjelaskan bahwa suatu material sangat mudah untuk dialiri arus listrik.

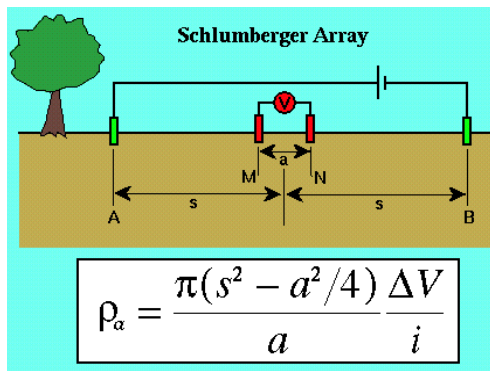
Permasalahan dalam pengukuran geolistrik tidak hanya fokus dalam pengukuran tahanan yang dihasilkan oleh arus listrik saja melainkan juga faktor geometrik dan konfigurasi elektroda yang digunakan untuk mengalirkan dan mendeteksi arus. Ketika jarak elektroda dilebarkan, tahanan terukur akan meningkat. Demikian pula apabila diameter elektroda dikecilkan maka tahanan juga akan meningkat.

Konfigurasi survei geolistrik dibagi dalam dua tipe yang banyak digunakan di lapangan. Tipe pertama dikenali sebagai survei *Wenner*. Survei ini merupakan teknik dengan konfigurasi geometrik termudah. Tipe kedua disebut sebagai

survei *Schlumberger* yang merupakan teknik yang paling efektif dari segi waktu untuk kerja lapangan. Untuk kedua survei tersebut, elektroda diletakkan di satu garis lurus dengan konfigurasi pengukuran titik tengah (*midpoint configuration*) untuk lokasi soundingnya. Secara skematisnya kedua konfigurasi survei diberikan dalam Gambar 4.1 dan Gambar 4.2.



Gambar 4.1: Konfigurasi pengukuran survei Wenner



Gambar 4.2: Konfigurasi pengukuran survei Schlumberger

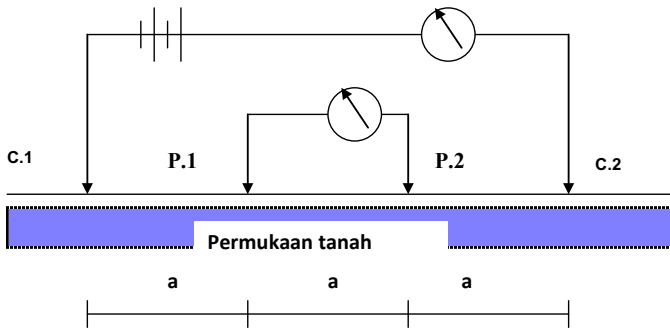
1. Peralatan dan Konfigurasi Pengukuran Geolistrik

Alat utama yang digunakan dalam pengukuran geolistrik adalah *resistivity meter* yang dilengkapi dengan elektroda-elektroda guna mengalirkan arus listrik ke permukaan tanah.

Pengukuran geolistrik atau *geoelectric sounding*, sering pula disebut *resistivity sounding*. Pengukuran ini dilakukan tahapan yang dijelaskan secara umum berikut ini:

- a. Alat geolistrik diletakkan di atas permukaan tanah dan disambungkan pada dua elektroda arus dan dua elektroda potensial. Keempat elektroda diletakkan pada satu garis lurus.
- b. Konfigurasi lapangan yang akan digunakan dapat menggunakan konfigurasi bentangan Wenner. Kesesuaian kedua konfigurasi untuk penelitian ini akan dievaluasi guna mendapatkan hasil pengukuran geolistrik yang optimum pada lokasi yang telah ditetapkan.
- c. Melalui kedua elektroda arus, dimasukkan arus searah, kemudian diukur beda potensial yang terjadi di antara kedua elektroda arus tersebut.
- d. Pada konfigurasi ini, jarak antara masing-masing elektrode arus (C1 dan C2) dan elektrode potensial (P1 dan P2) akan diatur dalam jarak yang sama.
- e. Pengukuran sounding akan dilakukan dengan menggeser letak elektroda ke arah luar, dengan selalu menjaga jaraknya agar tetap sama. Bentangan maksimum jarak antar elektroda ditetapkan 100 meter.

- f. Data hasil pengukuran tersebut akan diproses dengan program perangkat lunak PROGRES, di mana sumbu tegak adalah nilai tahanan jenis semu, sedangkan sumbu horizontal yaitu jarak antara elektrode (nilai a , dalam meter). Tahanan semua (apparent resistivity) dihitung dari pengukuran voltase, ΔV dengan persamaan dasar dijelaskan dalam Gambar 4.3. Untuk mendapatkan plot tahanan jenis semu terhadap kedalaman, jarak antar elektroda diubah secara bervariasi.



Gambar 4.3: Konfigurasi bentangan Wenner, dimana C-1 dan C-2 merupakan elektrode arus, P-1 dan P-2 elektrode potensial, sedangkan jarak antara elektrode (a) selalu sama

- g. Dari grafik hasil plot tahapan keenam tersebut kemudian akan dilakukan proses *forward modeling* dan *inverse modeling*, untuk mendapatkan nilai kesalahan yang minimum dalam perhitungan tahanan jenis sebenarnya (*true resistivity*). Nilai tahanan jenis ini mencerminkan nilai tahanan jenis per lapisan batuan di bawah permukaan, pada posisi di bawah titik pengukuran.

2. Metode Interpretasi Stratifikasi Lapisan Tanah dengan hasil Geolistrik dan Pengeboran

BERIKUT ini dijelaskan metode dan pendekatan interpretasi stratigrafi tanah dari hasil survei geolistrik dan data-data lapisan tanah yang diperoleh dari hasil pengeboran (Lesmana et al., 2009).

- a. Pemetaan lokasi patahan dan stratifikasi lapisan tanah di lokasi penelitian akan dilakukan dengan penyusunan dan kompilasi data pengukuran geolistrik dan hasil pengeboran. Penampang geologi yang direncanakan disusun dalam tiga penampang geologi yaitu dua penampang untuk arah selatan-utara dan satu penampang untuk arah barat-timur.
- b. Pemetaan akan disusun berdasarkan peta distribusi tahanan jenis untuk menentukan jenis tanah dan batuan yang terdapat dalam lokasi pengujian.
- c. Satu pola kontur akan diplotkan dalam peta untuk menunjukkan perubahan distribusi tahanan jenis yang dapat memberi kesesuaian dugaan adanya retakan atau jalur persesaran pada kedua arah yang ditetapkan dalam penampang.

BAB V

ANALISIS POTENSI LIKUIFAKSI

DALAM kajian ini, analisis potensi likuifaksi tanah diperoleh dengan menganalisis hasil pengukuran MASW-Geolistrik dan investigasi geoteknik (*borehole*) untuk menentukan besaran potensi likufaksi berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser dan rasio tegangan siklik dengan memodifikasi model Andrus dan Stokoe (2000). Uraian cara perhitungan potensi likuifaksi tanah diberikan berikut ini:

A. Prosedur Analisis Likuifaksi dengan Penggabungan Teknik MASW-Geolistrik

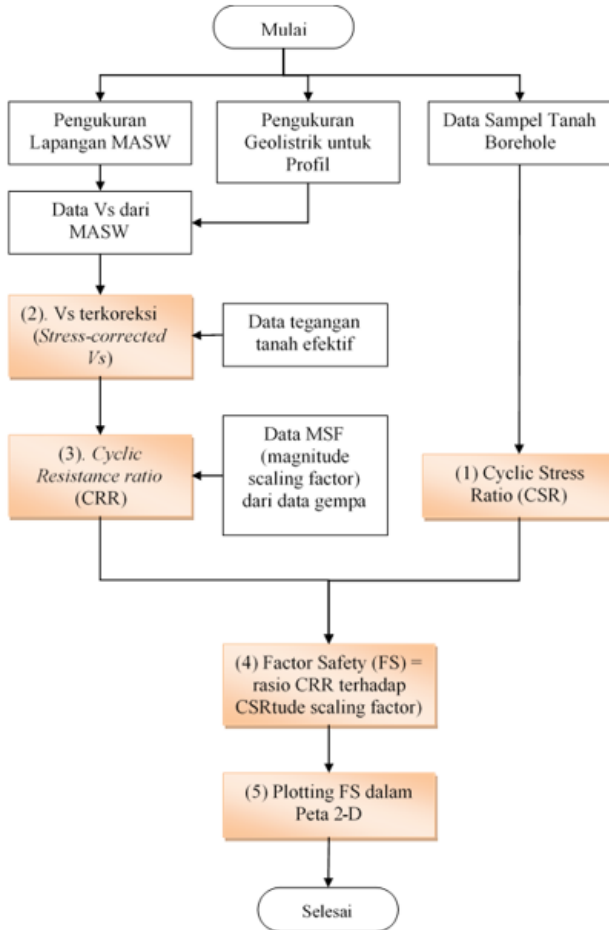
1. Stratifikasi lapisan tanah pada lokasi likuifaksi diinvestigasi menggunakan survei geolistrik dan data *borehole*. Hasil yang akan didapatkan adalah penampang melintang (potongan stratifikasi sub-permukaan). Selain itu, informasi lapisan diskontinu, lensa tanah dan lapisan miring yang terbentuk di sub-permukaan dapat diplot dalam penampang melintang.

2. Survei MASW dilakukan pada lokasi yang sama dengan lokasi pengukuran geolistrik. Tujuan survei MASW adalah menghasilkan parameter daya dukung tanah dalam profil tomografi 2D atau penampang melintang sebagaimana hasil pengukuran geolistrik. Informasi stratifikasi lapisan dari survei geolistrik selanjutnya menjadi input parameter dalam analisis inversi di teknik MSW untuk menghasilkan profil tomografi 2D tersebut.
3. Berdasarkan hasil profil tomografi daya dukung tanah dari MASW dan geolistrik dilakukan analisis potensi likuifaksi dengan menggabungkan data geologi, klasifikasi tanah (bisa diperoleh melalui pengujian langsung atau prediksi klasifikasi tanah berdasarkan data tahanan jenis), kedalaman muka air tanah (dari geolistrik), dan tekanan siklik dari hasil korelasi empirik.
4. Hasil perhitungan potensi likuifaksi tersebut akan diberikan dalam bentuk plot indeks tahanan likuifaksi yang merupakan fungsi dari tegangan siklik tanah dan daya dukung tanah dalam V_s (kecepatan gelombang geser) dan G (modulus geser).

B. Prosedur Perhitungan Potensi Likuifaksi Berdasarkan Data Kecepatan Gelombang Geser

Bagian ini menunjukkan prosedur perhitungan potensi likuifaksi berdasarkan data utama tanah berupa parameter kecepatan gelombang geser (V_s). Metode perhitungan ini dikembangkan dari Andrus dan Stokoe (2000). Dalam penelitian ini, data V_s yang diperoleh dari analisis MASW.

Analisis likuifaksi didasarkan pada model penyederhanaan Seed-Idriss berdasarkan SPT. Prosedur perhitungan potensi likuifaksi berdasarkan data tanah Vs diberikan dalam Gambar 5.1.



Gambar 5.1: Bagan Alir Perhitungan Potensi Likuifaksi Berdasarkan Data Kecepatan Gelombang Geser

b. Penentuan Cyclic Stress Ratio

Rasio tegangan siklus, CSR, pada setiap kedalaman profil tanah ditentukan dari persamaan:

$$CSR = \frac{\tau_{av}}{\sigma_v} = 0.65 \left(\frac{a_{\max}}{g} \right) \left(\frac{\sigma'_v}{\sigma_v} \right) r_d \quad (5.1)$$

dengan,

τ_{av} = tegangan geser siklik seragam ekuivalen akibat gempa

a_{\max} = akselerasi tanah puncak (*peak ground acceleration*)

σ'_v = tegangan vertikal efektif awal

σ_v = total tegangan overburden

r_d = koefisien reduksi tegangan geser.

5. Perhitungan Kecepatan Gelombang Geser Terkoreksi (*Stress-Corrected Shear Wave Velocity*), dihitung berdasarkan persamaan:

$$V_{S_k} = V_S \left(\frac{P_a}{\sigma_v} \right)^{0.25} \quad (5.2)$$

dengan,

V_{S_k} = kecepatan gelombang geser terkoreksi,

P_a = tegangan referensi (100 kPa)

Kecepatan gelombang geser didapatkan dari hasil analisis data seismik menggunakan metode MASW. Dalam analisis, profil awal MASW diperoleh dari hasil geolistrik. Data tegangan tanah tegangan vertikal efektif awal (σ'_v) dan total tegangan overburden (σ_v).

6. Perhitungan rasio tahanan siklus (*Cyclic Resistance Ratio* = *CRR*), dihitung berdasarkan persamaan:

$$CRR = \left\{ a \left(\frac{V_{S_k}}{100} \right)^2 + b \left(\frac{1}{V_{S_k}^* - V_{S_k}} - \frac{1}{V_{S_k}^*} \right) \right\} MSF \quad (5.3)$$

dengan,

$V_{S_k}^*$ = nilai batas atas kecepatan gelombang geser terkoreksi untuk kejadian likuifaksi,

a, b = kurva penyesuaian

$$MSF = \left(\frac{M_w}{7.5} \right)^n$$

dengan $n = -2.56$ dan M_w = magnitude gempa

7. Perhitungan potensi likuifaksi (*factor of safety* = *FS*). Faktor keselamatan untuk tahanan terhadap likuifaksi dapat didefinisikan sebagai:

$$FS = \frac{CRR}{CSR} \quad (5.4)$$

Likuifaksi terjadi apabila $FS < 1$.

8. Pemetaan potensi likuifaksi 2D dihasilkan dari plotting beberapa profil *FS* secara tomografi dari data profil 2D kecepatan gelombang geser.

BAB VI

INTERPRETASI HASIL BORELOG DAN PENGUKURAN GEOLISTRIK

A. Pendekatan Pengujian *Deep Boring* dan Geolistrik

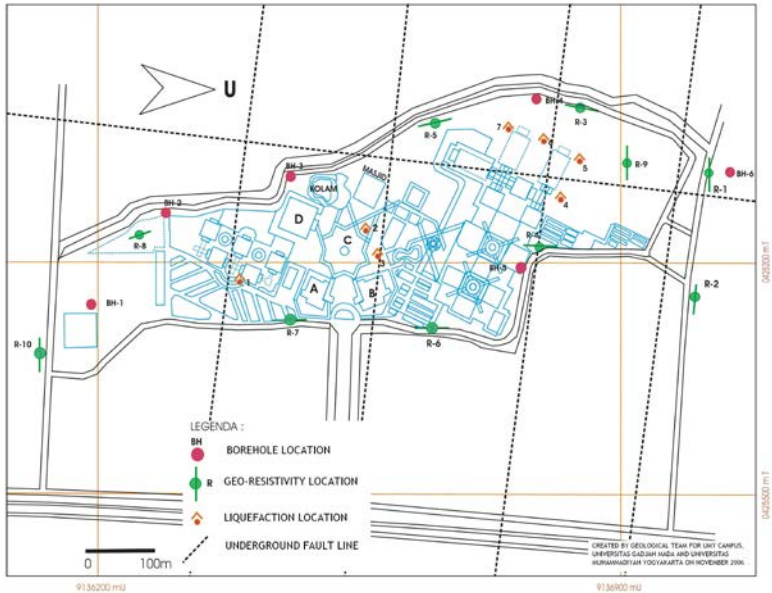
UNTUK menentukan stratigrafi pada lokasi yang akan dianalisis potensi likuifaksinya menggunakan teknik MASW, diperlukan informasi dari hasil pengeboran dan penentuan kapasitas daya dukung tanah menggunakan pengujian SPT (*Standard Penetration Test*) serta pengujian geolistrik guna mendapatkan jangkauan yang lebih luas. Hasil pengeboran (*borelog*) dari pengujian *deep boring* sendiri juga digunakan untuk mengkalibrasi hasil-hasil profil sub-permukaan yang diperoleh dari pengujian geolistrik.

Dalam kajian ini, ditentukan lokasi analisis potensi likuifaksi yang terletak di Kampus Universitas Muhammadiyah Yogyakarta. Titik *borelog* difokuskan pada lokasi tanah di mana terdapat titik-titik likuifaksi dan titik-titik tak terlikuifaksi akibat gempa bumi 27 Mei 2006 di Yogyakarta. Pengujian pengeboran ini mengacu pada hasil pengujian yang

dilakukan oleh Rosyidi et al. (2010). Agar mendapat gambaran yang lebih dalam, maka pada beberapa tempat telah dilakukan pengukuran geolistrik oleh Rosyidi et al. (2010) untuk dapat menentukan lebih dalam kondisi geologi sub permukaan yang ada. Untuk pengujian geolistrik, Rosyidi et al. (2010) telah melakukan pada segmen-segmen permukaan di Kawasan Kampus UMY yang mengambil bentang dari Utara-Selatan dan Timur-Barat guna mendapatkan profil melintang sub-permukaan.

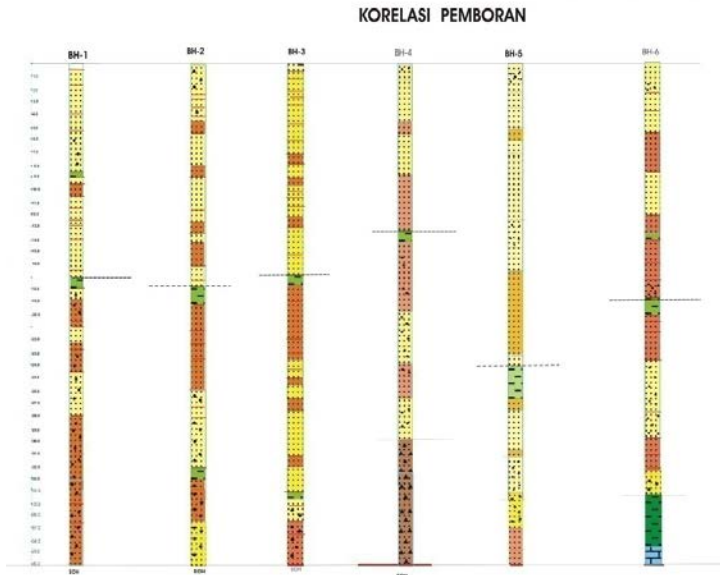
Gambar 6.1 berikut ini menunjukkan titik-titik pengeboran dan pengukuran geolistrik oleh Rosyidi et al. (2010) yang hasil-hasilnya ditunjukkan dalam Gambar 6.2. Informasi hasil pengeboran ini selanjutnya diinterpretasikan guna mendapatkan stratigrafi sub permukaan yang diperlukan dalam analisis potensi likuifaksi dan pemetaan kecepatan gelombang geser tanahnya.

Pelaksanaan pengujian *deep boring* mengacu pada ASTM D1586 dan pengujian geolistrik mengacu dari ASTM D6431-99 dan SNI 03-2528-1991. Beberapa pengambilan sampel juga dilakukan untuk mendeteksi karakteristik material tanahnya sekaligus melakukan analisis empirik untuk menentukan perkiraan tegangan sikliknya.



Gambar 6.1: Lokasi titik-titik pengujian deep boring (BH) dan pengujian geolistrik (R) Sumber: Rosyidi et al. (2010)

Sampel tanah yang diambil merupakan suatu volume massa tanah dari tubuh tanah (horison/ lapisan/ solum). Pengambilan contoh tanah dalam kajian ini dilakukan dengan pengambilan contoh tanah secara tidak utuh. Pengambilan sampel tanah disesuaikan dengan sifat-sifat yang akan diteliti. Terdapat dua jenis pengambilan contoh tanah yang digunakan yaitu sampel tanah tidak terusik (*undisturbed soil sample*) dan sampel tanah dalam keadaan terusik (*disturbed soil sample*).



Gambar 6.2: Hasil pengeboran (*deep boring*) dari investigasi sub-permukaan yang dilakukan oleh Rosyidi et al. (2010).

B. Intepretasi Hasil *Borelog* dan N-SPT

Pada area kampus Universitas Muhammadiyah Yogyakarta, telah dilakukan pengeboran inti (pengujian *deep boring*) pada 6 tempat, dengan kedalaman maksimum 40 meter (Rosyidi et al, 2010). Pengujian Deep Boring adalah pekerjaan pengambilan *sample* tanah asli untuk mengetahui kondisi tanah per *layer* sampai ke lapisan keras.

Dalam *boring* ini sekaligus dilakukan dengan tes *Undisturbed* dan *Disturbed Sampling* serta SPT (*standard penetration test*) di setiap interval 1,50-2 m dengan berat *hammer* adalah 63,5 kg dan tinggi jatuh bebas *hammer* adalah 76 cm.

Interpretasi hasil pengeboran dan pengujian *SPT* untuk mendeskripsikan informasi stratigrafi sub-permukaan diberikan berikut ini:

a. Titik bor BH-1

Kedalaman 0 – 4,0 m: Bagian paling atas setebal 30 cm berupa soil permukaan, warna coklat, kering, banyak akar tumbuhan. Ke bawah berupa pasir halus dan pasir kasar, dengan warna hitam hingga abu-abu gelap, butiran seragam. Pasir kasar setebal 1,4 m merupakan bagian atas dari lapisan ini, sedangkan bagian bawahnya berukuran lebih halus. Pengujian *SPT* memberi nilai 21-24. Lapisan ini merupakan tanah timbunan sirtu yang permukaannya telah bercampur dengan material organik. Sebagian besar lapisan ini relatif padat.

Kedalaman 4,0 – 9,0 m: Pada interval ini berupa pasir halus lanauan. Bagian atas setebal 1,20 m berwarna coklat keabuan, tebal 1,20 m, sedangkan ke bawah menjadi pasir lanauan dengan warna abu-abu kehijauan. Secara umum plastisitas sedang, lunak, terdapat *gravel* batupasir halus, warna kehijauan, agak kompak, agak keras, diameter 0,5 cm. Pengujian *SPT* memberi nilai 8-13. Di bagian paling bawah terdapat lapisan lanau setebal 0,3 m dengan warna kecoklatan. Lapisan ini secara umum kurang padat (agak lepas) dengan pasir halus yang cenderung seragam dengan campuran tanah lanau. Nilai daya dukungnya lebih rendah dibandingkan lapisan permukaan sebelumnya.

Kedalaman 9,0 – 16,40 m: Interval ini merupakan perulangan pasir kasar dengan pasir halus. Paling atas berupa pasir kasar dengan warna hijau kecoklatan hingga coklat dengan butiran yang seragam. Ke bawah mulai kedalaman 11,40 m berubah menjadi pasir halus dengan warna coklat kadang kehitaman, butiran seragam. Pada kedalaman 14,0 – 16,40 m berupa lapisan pasir kasar dengan warna hitam. Pengujian *SPT* pada interval ini memberi nilai 22-29.

Kedalaman 16,40 – 18,80 m: Posisi paling atas pada interval ini berupa pasir halus lanauan, warna coklat dengan plastisitas sedang setebal 0,6 m. Di bawahnya, setebal 1,0 m berupa lempung abu-abu kehijauan dengan plastisitas tinggi. Di bawah lempung ini kembali dijumpai pasir halus dengan warna hijau kecoklatan, mengandung gravel batupasir hijau, butiran halus diameter 0,5 cm, agak kompak. Pengujian *SPT* pada interval ini memberi nilai 11-20.

Kedalaman 18,80 – 24,50 m: Interval ini berupa batupasir dengan warna hijau hingga coklat. Pada bagian atas tampak mengandung gravel andesit, abu-abu kehitaman, kompak, keras, menyudut tanggung, diameter 0,5 – 1,0 cm. Bagian bawah dari interval ini warna batupasir coklat kehitaman, tebal 2,0 m; mengandung gravel andesit dengan warna kehitaman, kompak, keras, menyudut tanggung, diameter 1,0 – 2,0 cm. Pengujian *SPT* menunjukkan nilai meningkat makin ke dalam, dari 39 hingga 54.

Kedalaman 24,50 – 28,0 m: Interval ini berupa batupasir halus kerikilan, tebal 3,50 m, berwarna coklat kehitaman,

masif, mengandung gravel andesit berwarna abu-abu, kompak, keras, menyudut tanggung, dengan diameter 1,0 – 2,0 cm. Pengujian *SPT* cenderung tinggi, menghasilkan nilai 44-48.

Kedalaman 28,0 – 40,0 m: Interval ini berupa batupasir, warna coklat, kadang agak kehitaman, sedikit lapuk, agak kompak, agak keras, ukuran pasir halus. Lapisan ini mengandung gravel andesit berwarna abu-abu, kompak, keras, menyudut tanggung, dengan diameter 1,0 – 5,0 cm. Bagian bawah dari lapisan batupasir ini warnanya cenderung menjadi coklat kekuningan, mengandung fragmen andesit, butiran agak besar, diameter sekitar 1,0 - 5,0 cm, abu-abu, kompak. Pengujian *SPT* menunjukkan nilai tinggi yaitu dari 31 menaik terus hingga mencapai lebih dari 60.

b. Titik Bor BH-2

Kedalaman 0 – 4,0 m: Bagian paling atas setebal 2,5 m merupakan gravel andesit, material lepas pasir halus kerikilan. Ke bawah dijumpai perselang selingan pasir halus dan pasir kasar, warna abu-abu hingga kecoklatan, dengan butiran yang seragam

Kedalaman 4,5 – 5,7 m: Pada interval ini berupa batupasir berwarna coklat dengan ukuran butiran yang halus, pengujian *SPT* memberi nilai 38 (untuk masuk 0,5 m), relatif lebih keras dan kompak dibandingkan lapisan di atas maupun di bawahnya.

Kedalaman 5,7 – 17,5 m: Interval ini berupa perselingan pasir halus dan pasir kasar, warna coklat atau abu-abu ke-

coklatan dengan butiran yang seragam. Selain itu tersisipi pula batupasir, warna abu-abu kecoklatan hingga coklat, ketebalan berkisar 0,9 – 2,0 m. Pada lapisan batupasir di kedalaman 14 m setebal 2,0 m dengan warna abu-abu kecoklatan, memiliki nilai *SPT* 55, berarti sangat kompak dan keras, sedangkan sisipan batupasir lainnya relatif tidak kompak.

Kedalaman 17,5 – 25,5 m: Pada interval 17,5 – 19,0 m terdapat lapisan lempung setebal 1,5 m berwarna abu-abu kehijauan dengan plastisitas tinggi, nilai *SPT* = 11. Di bawah lapisan tersebut, hingga kedalaman 25,5 m terdapat lapisan batupasir berwarna coklat muda, kadang keabuan atau kekuningan dan paling bawah berwarna abu-abu, masip, keras dengan ukuran butiran halus, tebal total 6,7 m. Uji *SPT* pada lapisan batupasir ini menunjukkan nilai di atas 60 pukulan (untuk masuk 0,5 m).

Kedalaman 25,5 – 32,0 m: Pada interval ini berupa pasir halus, warna coklat hingga coklat kehitaman, mengandung gravel andesit, abu-abu, kompak, keras dengan diameter sekitar 2 cm, membulat tanggung. Pada bagian paling bawah dari interval ini, terdapat lapisan lempung setebal 0,8 m, warna hijau mengandung gravel andesit. Pengujian *SPT* di interval ini cenderung menurun nilainya, dari 37 (pasir halus paling atas) hingga ke 12 (lempung).

Kedalaman 32,0 – 40 m: Interval ini terdiri dari dua lapisan batuan. Bagian atas, setebal 3,7 m berupa batupasir coklat kehijauan, berukuran pasir halus, mengandung gravel andesit, kompak, keras, abu-abu, dengan ukuran diameter hingga 10

cm. Pengujian *SPT* memiliki nilai lebih dari 60 pukulan. Di bawahnya, setebal 4,0 m, berupa pasir halus coklat kehitaman, mengandung gravel andesit abu-abu, keras, kompak, dengan ukuran sekitar 10 cm, nilai *SPT* berkisar 31 – 37 pukulan.

c. Titik Bor BH-3

Kedalaman 0 – 1,5 m: Bagian paling atas setebal 1,5 m merupakan pasir sedang dan halus, warna abu-abu, banyak gravel andesit, kompak, keras, dengan ukuran sampai 3 cm, sementara tanah paling atas setebal 0,3 m berwarna coklat.

Kedalaman 1,5 – 16,60 m: Pada interval ini berupa selang seling lapisan pasir halus berwarna coklat dan pasir kasar berwarna abu-abu, dengan ketebalan bervariasi 0,4 sampai 2,20 m, ukuran butir relatif seragam. Pada kedalaman 7,0 m, 9,0 m dan 12,0 m, terdapat sisipan batupasir dengan ketebalan bervariasi 0,4 – 0,8 m, warna coklat ataupun abu-abu, berukuran halus hingga sedang, keras dan kompak, di mana pengujian *SPT* bernilai lebih dari 60.

Kedalaman 16,60 – 23,0 m: Pada interval ini berupa lapisan batupasir. Pada posisi paling atas dijumpai lapisan lempung setebal 0,7 m warna abu-abu kehitaman, sangat lunak, plastisitas tinggi. Di bawah lempung ini terdapat lapisan batupasir dengan warna coklat kekuningan, hingga abu-abu kehijauan, kadang abu-abu kehitaman. Lapisan batupasir ini berbutir halus hingga sedang, agak kompak, lapuk, agak lunak. Hasil pengujian *SPT* mempunyai nilai 30 – 35.

Kedalaman 23,0 – 36,0 m: Interval ini berupa selang seling pasir halus dengan batupasir. Lapisan pasir halus bervariasi

ketebalannya antara 0,7 sampai 3,50 m dengan warna abu-abu hingga coklat kehitaman, ukuran butiran seragam dan cukup padat. Sebagian besar lapisan mengandung fragmen andesit dan batupasir halus, kompak, keras, sedikit lapuk, ukuran 3 - 10 cm. Lapisan batupasir mempunyai warna abu-abu kecoklatan, atau kehitaman, tebal bervariasi 0,5 - 1,0 m kadang mengandung gravel andesit, kompak, keras, berukuran 0,5 - 3 cm. Hasil pengujian *SPT* pada interval ini mempunyai nilai 22- 32 pukulan.

Kedalaman 36,0 - 40,0 m: Interval ini berupa batupasir abu-abu coklat hingga kehitaman, berukuran halus sampai sedang, mengandung gravel andesit, abu-abu, kompak, keras, dengan ukuran 1 - 5 cm, nilai uji *SPT* lebih dari 60.

d. Titik Bor BH-4

Kedalaman 0 - 1,30 m: Merupakan lapisan tanah permukaan berupa pasir kasar kerakalan setebal 70 cm, warna abu-abu, banyak mengandung gravel andesit, abu-abu, kompak, keras, diameter hingga 3-8 cm, merupakan material urug. Di bawahnya, setebal 60 cm berupa pasir halus abu-abu dengan butiran seragam.

Kedalaman 1,30 - 8,80 m: Pada interval ini berupa per-selang-selingan pasir kasar dan pasir halus dengan ketebalan 0,9 m sampai 3,4 m, warna abu-abu kehitaman di bagian atas, dengan sisipan lanau, pada bagian bawah berwarna coklat dengan butiran seragam. Pada kedalaman 5,60 m terdapat lapisan batupasir coklat berukuran pasir halus, tebal 0,90 m, lapuk sedang, agak kompak dan agak keras.

Kedalaman 8,80 – 19,80 m: Pada interval ini berupa lapisan batupasir, bagian atas berbutir halus, warna coklat hingga abu-abu kecoklatan, lapisan lainnya berwarna coklat hingga agak keabuan, pada lapisan bawah terdapat gravel andesit, kompak keras, dengan diameter hingga 10 cm. Pada kedalaman 13,40 sampai 14,30 m terdapat lapisan batulempung, hitam, plastis, tebal 0,90 m, lunak.

Kedalaman 19,80 – 30,0 m: Interval ini berupa lapisan pasir sedang warna hitam, setebal 2,70 m, kemudian pasir halus setebal 1,40 m, di bawahnya terdapat lapisan batupasir abu-abu hingga hitam, mengandung gravel andesit, diameter 1-3 cm, kompak, keras, halus bervariasi ketebalannya, 0,7 sampai 3,30 m dengan warna abu-abu hingga coklat kehitaman, ukuran butiran seragam dan cukup padat. Keseluruhan mengandung gravel andesit dengan ukuran 0,5 sampai 5,0 cm. Pada kedalaman 24,0 m terdapat lapisan batupasir setebal 2,70 m warna abu-abu hitam, berukuran pasir halus, mengandung gravel andesit dengan diameter 1 – 3 cm, kompak, keras, hasil pengujian *SPT* memberi nilai 57 hingga lebih dari 60.

Kedalaman 30,0 – 40,0 m: Kedalaman ini berupa batupasir kerakalan, berwarna coklat tua hingga kehitaman, dengan matrik pasir halus, banyak terdapat fragmen andesit, abu-abu, kompak, keras, diameter 10 – 15 cm, hasil pengujian *SPT* memberi nilai, seluruh interval ini, sebesar lebih besar dari 60.

e. Titik Bor BH-5

Kedalaman 0 – 1,50 m: Merupakan lapisan tanah permukaan berupa pasir halus dan pasir kasar kerikilan. Pasir

kasar berada di atas, tebal 0,5 m, coklat, kompak, terdapat gravel andesit. Pasir halus, abu-abu, berada di bawahnya setebal 1,0 m, banyak mengandung gravel andesit dengan diameter 1 – 4 cm.

Kedalaman 1,50 – 16,20 m: Pada interval ini didominasi oleh lapisan pasir halus warna coklat dengan butiran seragam, kadang warna abu-abu kehijauan, tebal lapisan berkisar 0,3 – 1,4 m. Lapisan pasir ini relatif padat, hasil pengujian *SPT* menunjukkan nilai berkisar 21- 30. Di bagian tengah dari interval ini, pada kedalaman 5,0 m terdapat lapisan batupasir setebal 1,0 m yang sedikit lapuk dan lepas-lepas, berwarna coklat. Bagian bawah dari interval ini berupa pasir kasar warna abu-abu, seragam, dan bagian bawah mengandung sedikit gravel andesit, kompak, keras, dengan diameter 1 – 2 cm.

Kedalaman 16,30 – 23,40 m: Pada interval ini berupa lapisan batupasir, dengan tebal 6,50 m, agak kompak, dan agak keras, warna coklat hingga abu-abu kecoklatan, dengan butiran halus hingga sedang, bagian paling bawah berupa lapisan pasir halus berwarna coklat. Pengujian *SPT* pada interval ini memberi nilai lebih besar dari 60.

Kedalaman 23,40 – 26,00 m: Interval ini berupa lapisan lempung abu-abu kehijauan, plastisitas tinggi, tebal 2,60 m, lunak (nilai *SPT* 12–16).

Kedalaman 26,00 – 37,00 m: Interval ini berupa lapisan pasir halus, warna abu-abu hingga abu-abu kecoklatan, mengandung sedikit gravel andesit yang kompak dan keras,

dengan diameter 2 – 5 cm. Pada kedalaman 30 m terdapat sisipan lapisan batupasir setebal 30 cm berwarna abu-abu, lapuk, agak kompak, agak keras. Lapisan pasir halus di bagian bawah 6,30 m mengandung gravel andesit, abu-abu hitam, kompak, keras, diameter berkisar 1 – 3 cm.

Kedalaman 37,00 – 40,00 m: Interval ini berupa batupasir, kompak, sedikit lapuk, keras, warna abu-abu, kadang coklat, berukuran pasir halus, pengujian *SPT* nilainya lebih besar dari 60.

f. Titik Bor BH-6

Lokasi titik bor berada di utara Kampus UMY. Koordinat X: 0425124 Y: 9137040 (UTM). Secara umum kondisi tanah kering di permukaan, pemboran dimulai pada tanggal 12–15 Agustus 2009. Perolehan inti bor berhasil baik, minimum 80% dan sebagian besar mencapai 100 persen.

Kedalaman 0 – 5,90 m: Bagian atas merupakan tanah pelapukan dan urugan berwarna coklat kemerahan, tebal tanah urugan ini mencapai 0,5 m. Selanjutnya ke bawah, hingga kedalaman 5,9 m (sekitar 6 m) berupa pasir halus dan pasir sedang hingga kasar, kerikilan, sortasi buruk, kemas terbuka. Secara umum berwarna abu-abu dengan butiran seragam, kadang dijumpai gravel-gravel andesit berwarna abu-abu, kompak dan keras dengan ukuran berkisar 1,0 – 5,0 cm. Lapisan ini relatif tidak keras, di mana uji *SPT* dengan nilai berkisar 23 sampai 30.

Kedalaman 5,90 – 9,0 m: Berupa batupasir berwarna coklat keabuan, masip, keras, kompak, sortasi baik, matrik

kemas tertutup, pelapukan sedikit, ukuran butiran sedang, terdapat sisipan pasir halus. Inti terangkat berkisar 70-90%. Pengujian *SPT* menunjukkan nilai tinggi yaitu mencapai pukulan 55 hingga 60 kali untuk penetrasi setengah meter.

Kedalaman 9,0 – 12,70 m: Berupa pasir sedang dengan ketebalan 3,7 m, padat, dengan warna abu-abu dan butiran nampak seragam, kemas tertutup. Pada bagian atas sekitar 0,5 m berupa pasir lempungan, kemudian pasir kasar dengan kemas terbuka. Muka air tanah diduga pada kedalaman 2,50 m. Uji *SPT* pada interval ini menunjukkan hasil seragam yaitu berkisar 30-35 kali pukulan untuk penetrasi 0,5 m.

Kedalaman 12,70 – 19,50 m: Pada interval ini litologi berupa batupasir, dengan ukuran butiran pasir halus, warna umum coklat kadang agak kekuningan. Pada kedalaman 14,0 sampai 14,70 m terdapat sisipan lapisan lanau (lempung) dengan warna kehitaman, lunak dengan plastisitas sedang. Pada bagian bawah, kedalaman 16,0 m, batupasir berwarna abu-abu kecoklatan dengan ukuran butir halus, kadang kerakalan, mengandung gravel andesit berukuran sekitar 3 cm, berwarna abu-abu, sortasi jelek, kompak dan keras. Pengujian *SPT* pada kedalaman 18,0 – 18,5 m, menghasilkan pukulan lebih dari 60 kali.

Kedalaman 19,50 – 21,70 m: Pada interval ini, bagian paling atas berupa lempung berwarna hitam hingga abu-abu kehijauan dengan plastisitas tinggi, lunak, porositas tinggi tetapi permeabilitas rendah, tebal 1,5 m. Bagian bawah berupa lempung pasiran tebal 0,7 m, warna abu-abu kehijauan,

plastisitas tinggi. Hasil uji *SPT* menunjukkan pukulan 12 – 14 kali untuk penetrasi 0,5 m.

Kedalaman 21,70 – 24,70 m: Pada interval ini litologi berupa batupasir halus, ke bawah makin kasar; berwarna abu-abu berukuran pasir sedang, sedikit lapuk, agak kompak, agak keras, sortasi baik. Pengujian *SPT* memberikan nilai tinggi yaitu 44 hingga lebih dari 60 kali pukulan untuk penetrasi setengah meter. Pada bagian bawah batupasir tersebut berwarna agak kecoklatan dengan butiran lebih halus.

Kedalaman 24,70 – 31,00 m: Litologi pada interval ini berupa pasir halus. Bagian atas, setebal 4,10 m berwarna abu-abu kehitaman, bersifat lempungan mengandung gravel andesit berwarna abu-abu, kompak, keras, dengan ukuran sekitar 0,5 – 5,0 cm. Sedangkan pada bagian bawah, dengan ketebalan 2,20 m, batupasir tersebut agak kerikilan berwarna kecoklatan, agak padat, dan masih mengandung gravel andesit dengan diameter sekitar 2,0 cm. Terdapat gejala retak terbreksikan. Pengujian *SPT* menunjukkan nilai 26 – 30 pukulan.

Kedalaman 30 – 33,4 m: Litologi di interval ini berupa batupasir dengan warna coklat hingga coklat kekuningan, berbutir halus. Sedikit lapuk, agak kompak, agak keras, pengujian *SPT* memberi nilai 26-30 pukulan.

Kedalaman 33,4 – 34,70 m: Berupa pasir halus dengan tebal 1,10 m, warna coklat kehitaman, mengandung gravel andesit berwarna abu-abu, kompak keras, dengan diameter 0,5 – 4,0 cm., terdapat fragmen batuan yang patah.

Kedalaman 34,70 – 38,50 m: Berupa lempung pasiran, abu-abu gelap hingga agak kehitaman, plastisitas tinggi, ketebalan 1,30 m. Sedangkan di bawahnya dengan tebal 2,50 m terdapat lempung kuning kehijauan, lunak dan sangat plastis., terdapat fragmen-fragmen andesit dan gamping, berukuran 2 cm. Hasil uji *SPT* memberi nilai pukulan 18-20 kali.

Kedalaman 38,50 – 40,00 m: Berupa batupasir gampingan berwarna coklat kekuningan, agak lapuk, agak kompak, dan agak keras, mengandung fragmen gamping dan kerikil andesit. Pengujian *SPT* memberi nilai 37 pukulan.

g. Hasil Analisis dan Korelasi Borelog untuk Stratigrafi Sub Permukaan

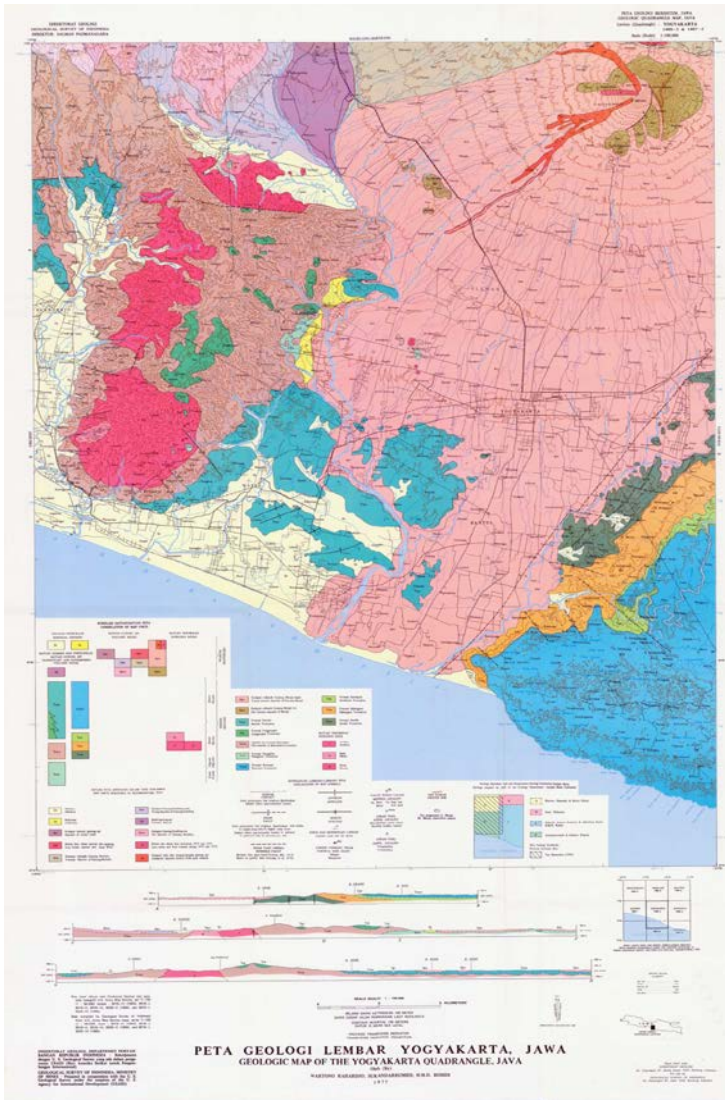
Di wilayah Yogyakarta, basement atau batuan dasar mempunyai kedalaman berkisar 58 m sampai 75 m, sementara di atasnya terdapat lapisan perselingan endapan pasir dan kerikil kerakal yang membentuk Formasi Sleman dan Formasi Yogyakarta. Formasi batuan dasar ini mendominasi seluruh kawasan di Yogyakarta sebagaimana ditampilkan dalam peta geologi pada Gambar 6.3.

Secara umum, deposit muda vulkanik dapat dibagi menjadi dua formasi. Bagian bawah dari endapan vulkanik muda adalah formasi Sleman, terdiri dari pasir dan kerikil yang ditumpuk oleh batu-batu andesit. Bagian atasnya, adalah formasi Yogyakarta, terdiri dari pasir, kerikil, lanau, dan lempung yang saling bertautan. Ketebalan formasi ini diidentifikasi dari beberapa informasi *borelog* yang diperoleh di lokasi yang berbeda. Adapun di sisi barat dari kedua

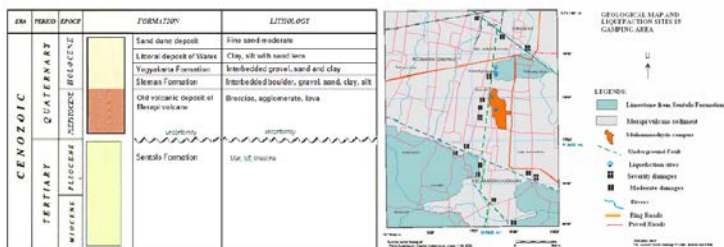
formasi Sleman dan Yogyakarta ini, terdapat formasi Sentolo yang ditemukan pada kedalaman sekitar 60 m. Formasi ini terdiri dari batu kapur dan batupasir *marly*.

Khusus di daerah Gamping berdekatan dengan Kawasan Kampus UMY, yang berada di dekat situs batu gamping di Ambarketawang, dari deskripsi interpretasi hasil pengeboran terlihat bahwa batuan dasar berupa batu gamping hanya didapat di lapisan terbawah titikbor BH-6, dan di lain lokasi tidak ada. Sedangkan di titik BH-4 bagian bawah justru berupa batupasir kerakalan. Hal ini dijelaskan dalam kajian Rosyidi et al. (2010) yang ditunjukkan dalam Gambar 6.4 bahwa lokasi kampus UMY berada pada perbatasan formasi batuan Sentolo (batu gamping) dan formasi Sleman (didominasi sedimen pasir). Kondisi ini yang memicu kompleksitas geologi struktur di wilayah Kampus UMY.

Hasil pencermatan dari informasi geologi regional Yogyakarta dan deskripsi interpretasi *borelog* dari kajian Rosyidi et al. (2010) di Kawasan Kampus UMY, maka dapat diberikan beberapa kesimpulan sebagai hasil korelasi informasi yang menunjukkan stratigrafi lapisan dan formasi bawah permukaan yang dijelaskan sebagai berikut:



Gambar 6.3: Peta geologi Yogyakarta dan wilayah di sekitarnya. Sumber: Rahardjo et al. (1977)



Gambar 6.4: Struktur cekungan Yogyakarta dari (MacDonald dan Partner, 1984) dan hasil interpretasi formasi batuan pada Kawasan Kampus UMY oleh Rosyidi et al. (2010).

- 1) Titik pemboran BH-1, BH-2, BH-3, dari selatan ke utara menunjukkan pola yang mirip. Lapisan tipis lempung mempunyai kedalaman yang hampir sama dan lapisan ini dapat dijadikan sebagai penciri ketiga lokasi tersebut. Bagian bawah dari area ini berupa pasir ataupun batupasir mengandung gravel andesit yang cukup kompak.
- 2) Antara titik bor BH-3 dan BH-4 yang berada di utaranya, korelasi mendatar tidak menunjukkan kesesuaian. Selain itu pada bor BH-4, bagian bawah berupa batupasir kerakalan masip dengan gravel andesit berukuran besar, sangat kompak, dan nilai uji *SPT* melebihi 60. Hal ini mengindikasikan bahwa antara titik BH-3 dan BH-4 dipisahkan oleh kontak struktural berupa patahan.
- 3) Hubungan antara titik bor BH-4 dan titik BH-5, dalam arah barat-timur, korelasinya juga tidak sinkron. Di titik BH-5, pada kedalaman 23,4 m terdapat lapisan lempung abu-abu kehijauan dengan tebal 2,6 m. Korelasi barat-timur antara BH-4 dan BH-5 ini jelas dibatasi oleh kontak

struktural berupa patahan yang membujur utara selatan, sebagaimana diduga pada peta geologi.

- 4) Hubungan antara titik bor BH-5 dengan BH-6 juga tidak sesuai. Di titik BH-6 pada lapisan terbawah, mulai kedalaman 34,7 m berupa lempung abu-abu kehitaman, berubah menjadi agak coklat, dan terbawah berupa batugamping. Hubungan antara titik BH-5 dengan BH-6 jelas dibatasi oleh kontak struktural berupa patahan yang membujur barat-timur.

C. Interpretasi Hasil Pengukuran Geolistrik

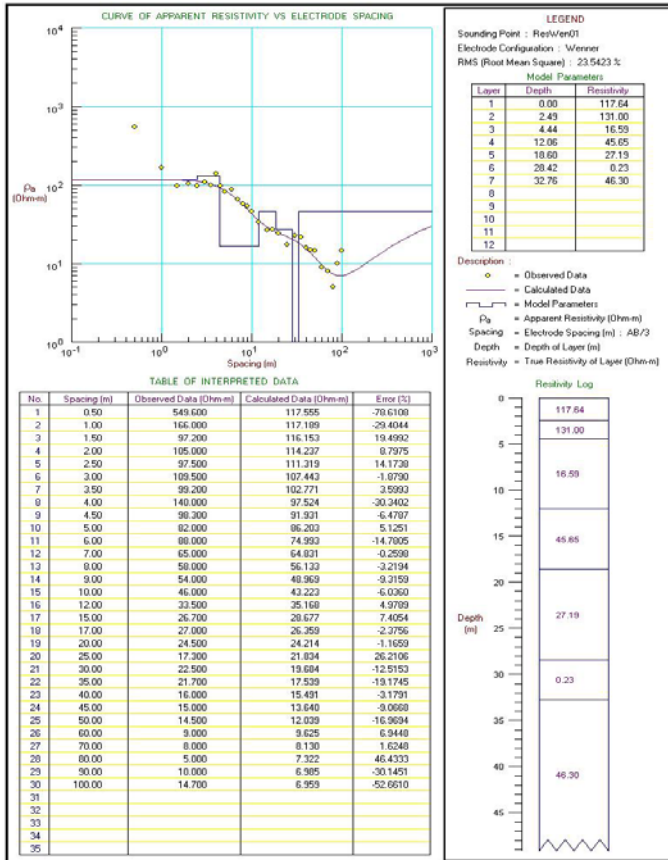
Pengukuran geolistrik atau *geoelectric sounding*, sering pula disebut *resistivity sounding*. Pengukuran ini dilakukan dengan memasukkan arus searah, melalui elektrode arus, kemudian diukur beda potensial yang terjadi di antara kedua elektrode arus tersebut.

Di Kawasan Kampus UMY, Rosyidi et al. (2010) telah melakukan pengukuran geolistrik dengan konfigurasi bentangan Wenner. Pada konfigurasi ini, jarak antara masing-masing elektrode arus dan elektrode potensial selalu sama. Pengukuran sounding dilakukan dengan menggeser letak elektrode ke arah luar, dengan selalu menjaga jaraknya agar tetap sama. Menimbang kedalaman yang diobservasi, bentangan maksimum pengukuran geolistrik dilakukan jarak antar elektrode mencapai 100 m. Peralatan yang diperlukan dan prosedur pengukuran selengkapnya diberikan dalam **Lampiran 1** monograf ini.

a. Hasil Pengukuran Geolistrik

Pengukuran dilakukan pada sepuluh titik dengan kode R-01 sampai dengan R-10. Jarak antara titik sekitar 300 m. Data pengukuran geolistrik dari Rosyidi et al. (2010) selanjutnya diproses dengan program PROGRES. Plot hasil geolistrik merupakan hubungan antara jarak antar elektroda dan tahanan jenis semunya. Sumbu tegak (y) merupakan nilai tahanan jenis semu ($2 \Pi aR$), sedangkan sumbu horisontal (x) yaitu jarak antara elektrode (nilai a , dalam m).

Grafik hasil plot tersebut kemudian dilakukan proses *forward modeling* dan *inverse modeling*, sedemikian rupa agar nilai galat minimum, untuk menghitung tahanan jenis sebenarnya (*true resistivity*). Nilai tahanan jenis ini mencerminkan nilai tahanan jenis per lapisan batuan di bawah permukaan, pada posisi di bawah titik pengukuran. Gambar 6.5 menunjukkan contoh hasil analisis yang diplot dalam grafik tahanan jenis semu dan jarak elektrode. Yang selanjutnya diperoleh nilai tahanan sebenarnya setelah melalui proses inversi.



Gambar 6.5: Kurva tahanan jenis semu dan jarak elektroda, serta hasil analisis inversi untuk mendapatkan tahanan jenis sebenarnya dan profil tahanan akhir yang dihasilkan

Nilai tahanan jenis batuan tidak bersifat pasti, sangat tergantung pada kondisi geologi setempat. Khususnya di Kawasan Kampus UMY, nilai tahanan jenis sangat bervariasi, bahkan pada titik R-07 dijumpai lapisan dengan tahanan jenis

sangat tinggi, berarti sangat resistif. Untuk menduga jenis batuan di bawah permukaan maka dilakukan konversi dengan membandingkan terhadap informasi dari *borelog* yang sudah dilakukan.

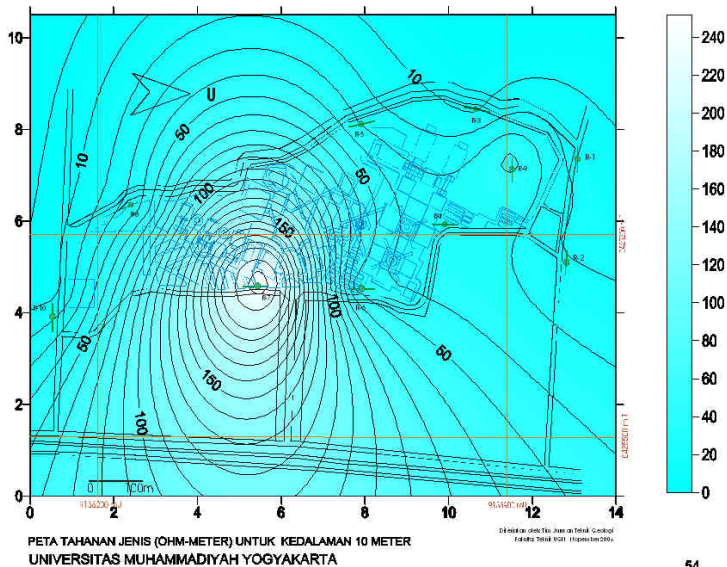
Dari pengukuran dan konversi terhadap titik-bor maka dibedakan jenis batuan menjadi:

- 1) Tanah di permukaan hingga mencapai kedalaman sekitar 2 m, lapisan batuan ini mempunyai kisaran tahanan jenis bervariasi hingga lebih dari 1000 ohm-m, terutama jika tanah sangat kering.
- 2) Lapisan lempung, dengan tahanan jenis berkisar 0,45 – 4,0 ohm-m.
- 3) Breksi batuan beku, tahanan jenis tinggi, bervariasi 193 - 744 ohm-m.
- 4) Pasir, kadang berkerakal, baik berupa pasir halus maupun pasir kasar, dengan tahanan jenis bervariasi 7,0 – 26 ohm-m
- 5) Batupasir masip, tahanan jenis bervariasi 20 – 78 ohm-m.
- 6) Batupasir berkerakal, tahanan jenis berkisar 42 – 100 ohm-m.

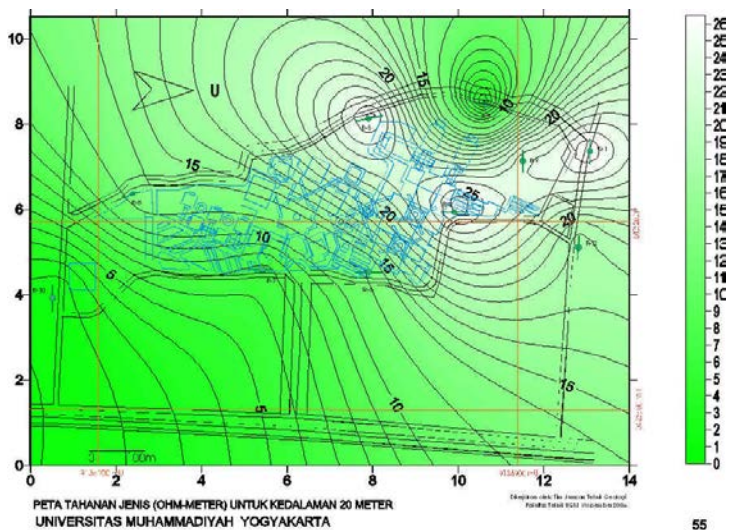
Untuk membantu interpretasi struktur bawah permukaan, dibuat peta kontur tahanan jenis bawah permukaan untuk kedalaman 10 m, 20 m, 30 m, 40 m, 50 m, dan 80 m sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 6.6 hingga Gambar 6.11. Peta kontur tahanan jenis bawah permukaan mencerminkan distribusi lateral tahanan jenis batuan pada kedalaman terkait.

b. Hasil Analisis serta Korelasi Geolistrik dan Borelog untuk Stratigrafi Sub Permukaan

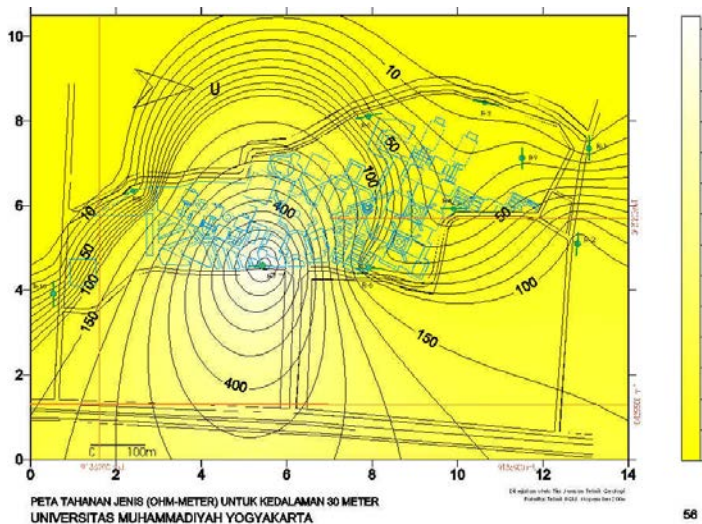
DARI gabungan data pengukuran geolistrik dan pemboran, maka dibuat penampang geologi sebanyak tiga jalur, yaitu penampang geologi-1 dan penampang geologi-2 dengan arah selatan-utara, serta penampang geologi-3 dengan arah barat-timur.



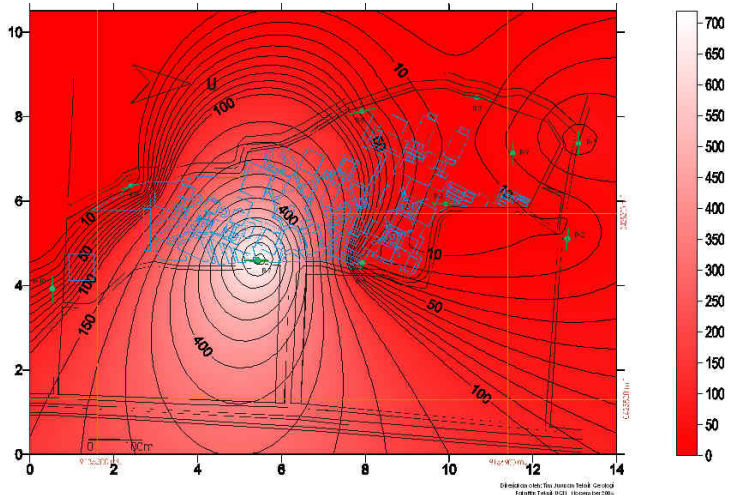
Gambar 6.6: Plot garis kontur untuk kedalaman 10 m.



Gambar 6.7: Plot garis kontur untuk kedalaman 20 m.

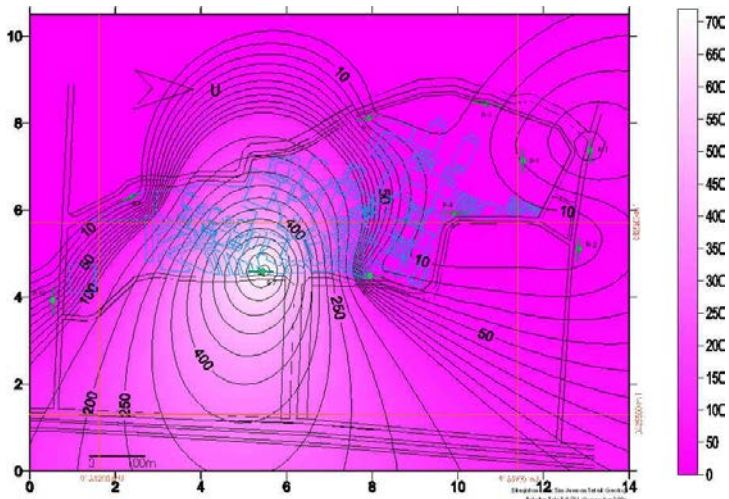


Gambar 6.8: Plot garis kontur untuk kedalaman 30 m



PETA TAHANAN JENIS (OHM-METER) UNTUK KEDALAMAN 40 METER
UNIVERSITAS MUHAMMADIYAH YOGYAKARTA

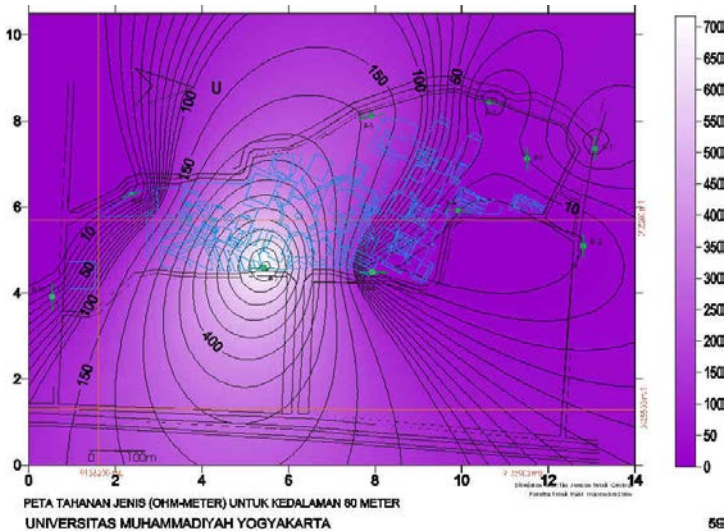
Gambar 6.9: Plot garis kontur untuk kedalaman 40 m



PETA TAHANAN JENIS (OHM-METER) UNTUK KEDALAMAN 50 METER
UNIVERSITAS MUHAMMADIYAH YOGYAKARTA

58

Gambar 6.10: Plot garis kontur untuk kedalaman 50 m



Gambar 6.11: Plot garis kontur untuk kedalaman 80 m

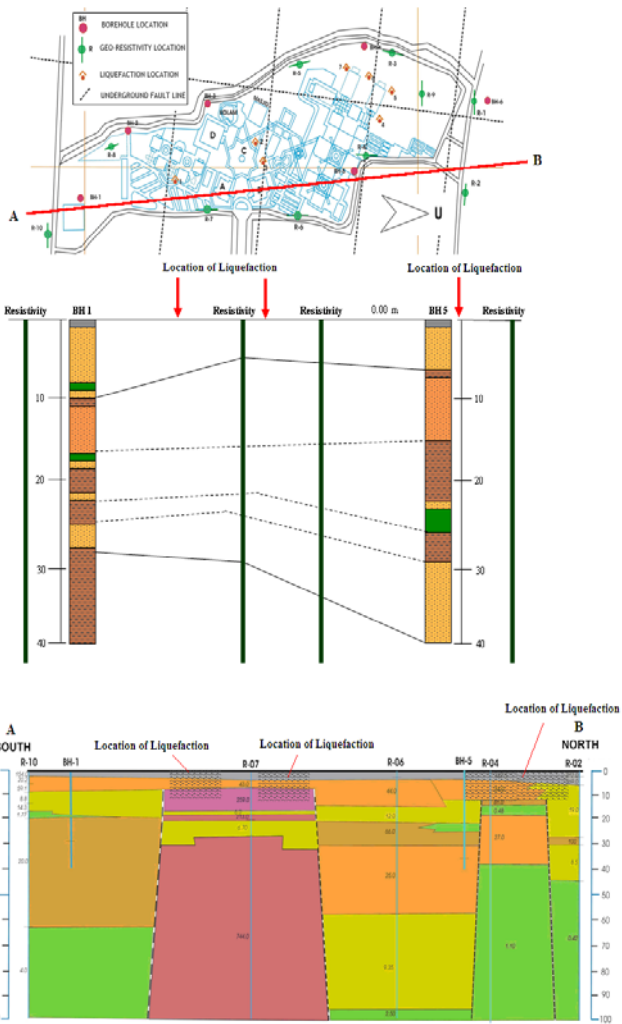
Penampang geologi-1 dibuat melalui titik R-10 di selatan, menuju utara melalui titik R-07, R-06, R-04, dan R-02 di utara, yang digabungkan dengan data bor BH-1 dan BH-5. Jalur ini relatif melalui sisi timur kampus UMY. Beberapa titik kejadian likuifaksi juga dideteksi dari analisis ini dan dimasukkan untuk memberikan informasi tambahan dalam mengkalibrasi stratigrafi dan kesesuaian (verifikasi) garis diskontinuitas dan dugaan sesar pada kawasan yang ditinjau. Gambar 6.12 menunjukkan proses kalibrasi dari data dan informasi lapisan sub permukaan dari *borelog*, data geolistrik, dan kejadian likuifaksi oleh Gempa 2006 yang melanda kawasan studi.

Tampak menyolok di bawah titik R-07 terdapat material dengan tahanan jenis tinggi, dengan nilai hingga lebih 700 ohm-m. Diduga, batuan di tempat tersebut berupa batuan

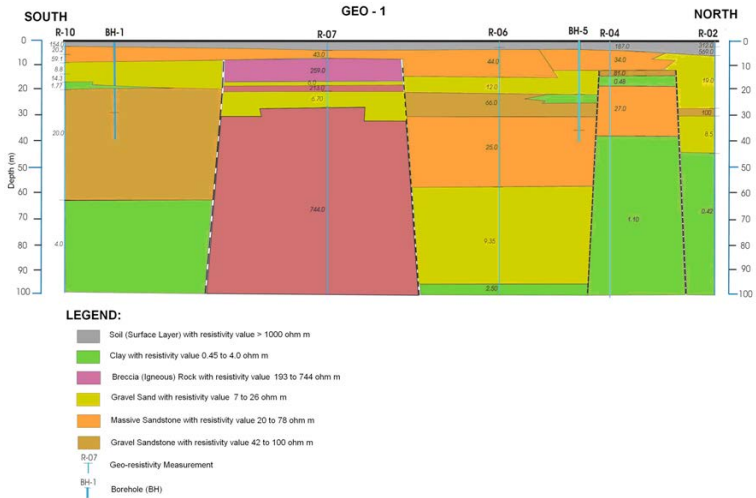
breksi vulkanik ataupun batuan beku (endapan Merapi Tua). Dari peta distribusi tahanan jenis, batuan ini muncul pada peta distribusi untuk kedalaman 10 m, menghilang pada peta kedalaman 20 m, kembali muncul pada peta kedalaman 30 m, bahkan sampai peta kedalaman 80 m.

Pola kontur pada peta-peta tersebut menunjukkan ada perubahan distribusi tahanan jenis yang memberi kesesuaian dugaan adanya retakan atau jalur persesaran arah barat timur, di selatan maupun di utara dari titik R-07. Pola ini sangat jelas terutama pada peta tahanan jenis untuk kedalaman 80 m. Pada peta tahanan jenis untuk kedalaman 20 m, pola tahanan tinggi (20 ohm-m) nampak berada di bagian barat laut. Hasil akhir penampang geologi untuk Utara-Selatan diberikan dalam Gambar 6.13.

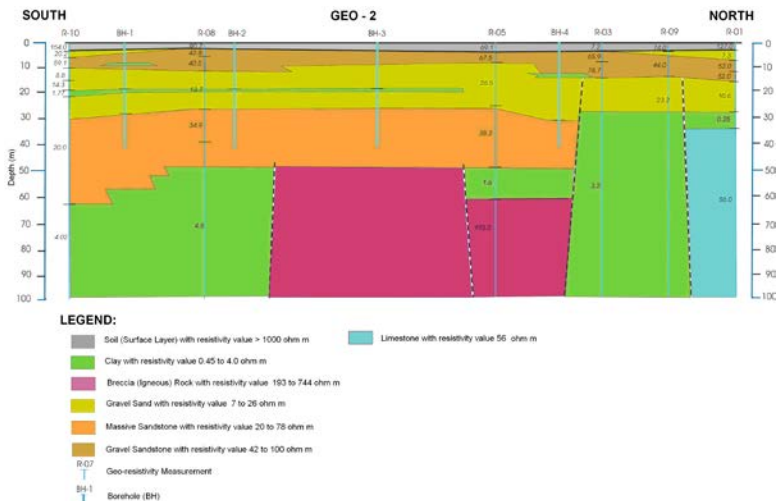
Penampang geologi-2 (Gambar 6.14), nampak batuan breksi tersebut masih tercermin di bagian tengah, sedangkan di selatan dan utara pada kedalaman lebih dari 50 m didominasi oleh lapisan lempung (dengan tahanan jenis rendah) serta lapisan batu gamping di bagian utara. Dari penampang geologi-1 dan penampang geologi-2, diduga terdapat empat jalur retakan atau patahan yang berarah timur barat. Jalur retakan ini dijumpai mulai kedalaman sekitar 15-30 m. Adanya lapisan lempung yang bersifat kedap air (*impermeable*) menyebabkan daerah di kampus UMY merupakan suatu cekungan yang dulu kala membentuk sebuah telaga (kubangan air).



Gambar 6.12: Proses korelasi pengeboran inti (borehole) dan garis kontur dari georesistivity untuk mendapatkan profil subpermukaan di penampang Geo-1



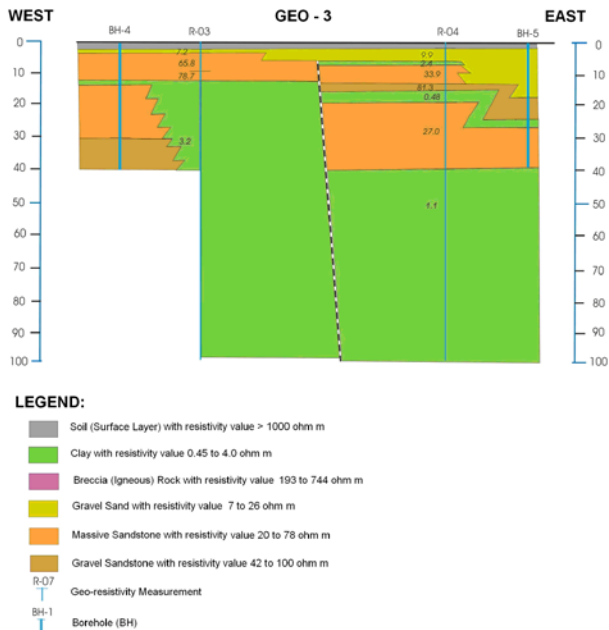
Gambar 6.13: Penampang subpermukaan dari hasil korelasi pengeboran inti (borehole) dan georesistivity untuk S-N Geo-1



Gambar 6.14: Penampang subpermukaan dari hasil korelasi pengeboran inti (borehole) dan georesistivity untuk S-N Geo-2

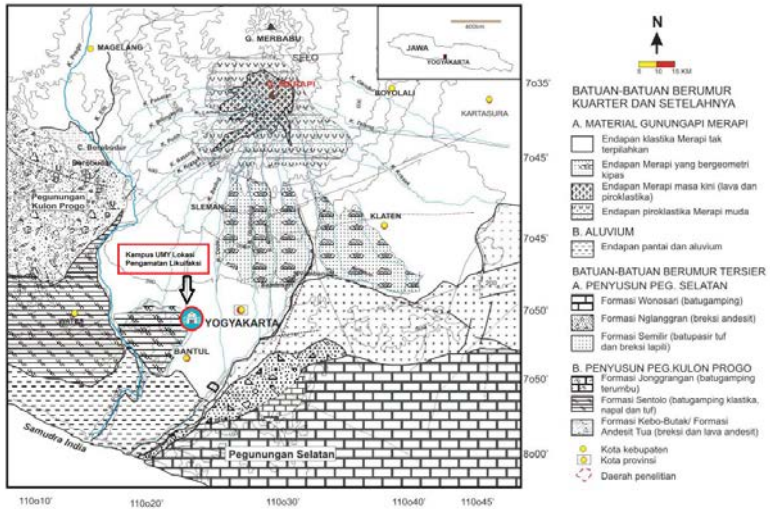
Pada penampang geologi-3 (Gambar 6.15) yang berarah barat-timur, menunjukkan bahwa sebagian besar kedalaman di atas 40 m didominasi oleh lapisan lempung (tahan jenis rendah), serta terdapat setidaknya satu jalur patahan (retakan) pada kedalaman sekitar 10 m.

Secara umum, dari pemboran yang dilakukan, batuan dasar (*basement*) yang pada awalnya diduga berupa batu gamping, ternyata hanya dijumpai pada bagian terbawah dari titik pemboran BH-6, sementara di pemboran lain tidak ditemukan.



Gambar 6.15: Penampang subpermukaan dari hasil korelasi pengeboran inti (borehole) dan georesistivity untuk W-E Geo-3

Hasil interpretasi ini dikuatkan dengan hasil penelitian yang dilakukan oleh Mulyaningsih et al. (2006) yang meneliti struktur geologi Yogyakarta, mencakup kawasan yang ditinjau dalam hasil kajian sebagaimana disajikan dalam monograf ini. Mulyaningsih et al. (2006) kembali memetakan secara detail bahwa batuan dasar yang menyusun bagian selatan dari daerah penelitiannya (Kawasan Yogyakarta) adalah batupasir *tuf* Formasi Semilir berumur Oligosen-Miosen dan lava bantal basal yang secara stratigrafi terletak di bawah batupasir *tuf*. Sedangkan, batuan dasar dijumpai di bagian barat daya-barat tersusun atas batu gamping nonklastika dan batu gamping *napal* Formasi Sentolo. Sementara di bagian barat tersusun atas breksi dan lava andesit Formasi Andesit Tua. Dari lokasi yang diteliti oleh Mulyaningsih et al. (2006), Kawasan Kampus UMY terletak di antara kedua sebaran formasi Sentolo dan formasi Semilir, sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 6.16.



Gambar 6.16: Peta geologi Yogyakarta dan sekitarnya dengan memperlihatkan distribusi formasi batuan dan penyusunnya (dimodifikasi dari Mulyaningsih et al. (2006) untuk menambahkan lokasi kajian dalam monograf ini

Secara tidak selaras di atas batuan dasar terdapat endapan Gunung Merapi yang berupa deposit pasir tebal, yang terdiri atas perselingan endapan lahar, *fluvium*, dan endapan awan panas. Di antara batuan dasar dan endapan gunung api, di beberapa lokasi tersisipi endapan lempung hitam dalam ketebalan yang bervariasi dari 1,5-20 m. Bukti ini yang menguatkan terbentuknya penampang geologi-1, penampang geologi-2, dan penampang geologi-3 yang menjelaskan stratigrafi kompleks dari susunan lapisan batuan dasar, deposit, dan adanya sisipan-sisipan lapisan termasuk potensi diskontinuitas dan sesar di Kawasan Kampus UMY.

BAB VII

HASIL PENGUKURAN TEKNIK MASW DAN ANALISIS POTENSI LIKUIFAKSI

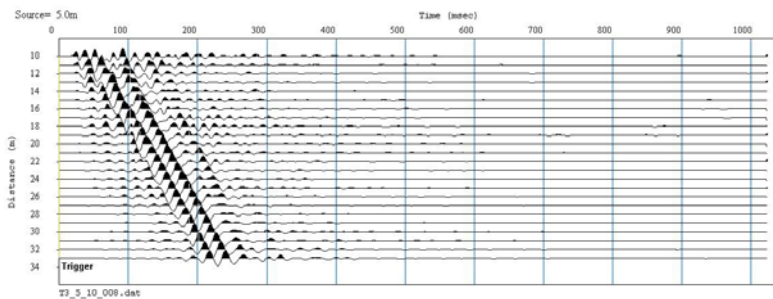
A. Hasil Pengukuran Teknik MASW

DALAM kajian ini, teknik *multi-channel analysis of surface waves* (MASW) digunakan untuk menghasilkan profil tanah kecepatan gelombang geser pada lokasi ujian. Penggunaan teknik MASW dilakukan karena teknik ini merupakan teknik pengujian NDT (*non destructive testing*) yang dapat menghasilkan profil 2D Vs. Penelitian ini dilakukan untuk mengembangkan teknik ini menjadi teknik yang bisa digunakan untuk mengevaluasi potensi likuifaksi tanah.

Perambatan gelombang permukaan direkam oleh seismograf yang dihubungkan pada 24 geofon yang ditanamkan kedalam tanah sepanjang lintasan survei. Geofon yang digunakan adalah geofon berfrekuensi rendah yaitu 4,5 Hz untuk merekam gelombang Rayleigh dengan baik. Sumber getaran yang digunakan untuk menghasilkan gelombang,

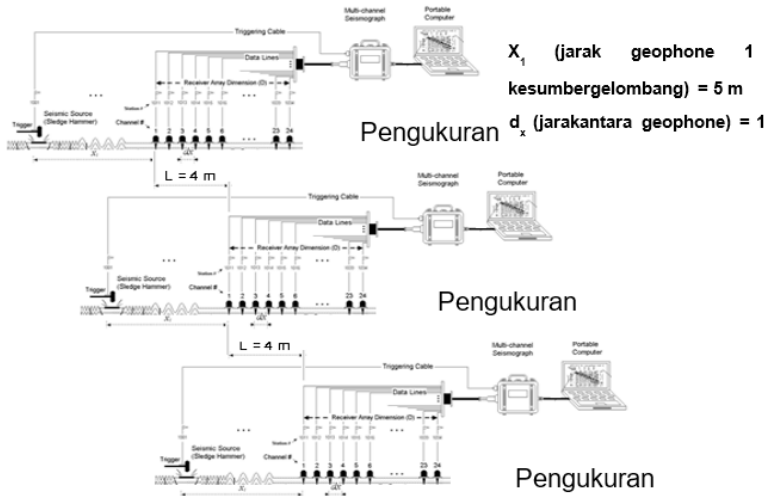
berasal dari sebuah palu besar yang mempunyai berat sekitar 20 lb atau 23 kg.

Untuk kajian ini, jarak antara sumber getaran dengan geofon pertama dipilih sebesar 5 m sedangkan untuk spasi antara geofon adalah 1 m, dengan waktu perekaman 1000 mili detik serta nilai sampling 1 mili detik. Gambar 7.1 menunjukkan contoh hasil rekaman seismik dari 24 geofon yang diukur di lokasi penelitian.



Gambar 7.1: Rekaman data seismik dari pengukuran MASW

Untuk melakukan karakterisasi potensi likuifaksi, diperlukan konfigurasi pengukuran yang mampu menghasilkan profil tanah dengan kedalaman dari 2 hingga 10 m di bawah tanah. Profil 1D kecepatan gelombang geser ditentukan dari susunan satu lintasan pengvam dalam konfigurasi lapangan juga perlu diperhatikan dan ditentukan dengan benar (Gambar 7.2). Terdapat beberapa asumsi umum yang biasa digunakan dan dapat menjadi acuan dalam pemilihan konfigurasi lapangan, seperti yang dianjurkan oleh Penumadu dan Park (2005) dan Park et al. (2007).



Gambar 7.2: Konfigurasi lapangan untuk mendapatkan profil 2D untuk jarak antar sensor 1 m dan jarak sumber gelombang ke sensor 1 = 5 m. Sumber: Rosyidi (2015)

Seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 7.2, bahwa jarak antar sensor ditentukan sebesar 1 m dengan jarak sumber gelombang kepada sensor 1 adalah 5 m. Konfigurasi jarak ini ditentukan untuk mendapatkan rekaman data hingga kedalaman sekitar 10 m.

Setelah rekaman data seismik kita peroleh, kemudian terdapat beberapa tahap pemrosesan dan analisis data seismik. Tahap pertama adalah proses pembentukan dan penentuan kurva dispersi (Park et al, 1998), kemudian dilanjutkan dengan proses inversi, di mana dilakukan pencocokan kurva dispersi teori dan hasil pengukuran melalui beberapa iterasi (Xia et al, 1999a,b), sehingga akhirnya dihasilkan profil kecepatan gelombang tanah.

Dari rekaman data (Gambar 7.1), selanjutnya dibangun kurva dispersif 2D. Kurva ini memberikan informasi mengenai kecepatan fase gelombang pada setiap frekuensi perambatannya. Kurva 2D juga menunjukkan informasi distribusi energi gelombang pada kedua param, kecepatan fase dan frekuensi tersebut. Metode yang digunakan untuk menghasilkan kurva ini adalah metode transformasi gelombang 2D seperti yang telah dijelaskan sebelumnya dalam Bab IV. Kurva dispersif 2D disusun dari puncak spektrum transformasi DSFT (*discrete-space Fourier transform*). Informasi dispersi mode fundamental dan mode tinggi perambatan gelombang yang terjadi dalam perambatan gelombang pada media berlapis dapat ditentukan dengan lokalisasi beberapa puncak energi dalam spektrum frekuensi-nomor gelombang dan frekuensi-kecepatan fase. Dalam studi ini, metode transformasi ini juga merujuk pada *multi-station wavefield transformation of surface wave* (MWTSW) sehingga sangat mudah untuk melakukan pemilihan dan penentuan kurva dispersif dalam domain frekuensi-kecepatan fase. Keunggulan metode yang dijalankan ini adalah (Rosyidi, 2015):

1. Prosedur pembukaan spektrum fase dapat dihindari sehingga tidak terjadi kompleksitas dalam analisis multi-sensor/channel,
2. Kurva dispersif multi-mode dapat dihasilkan menggunakan multi-data seismik,
3. Spektrum 2D memberikan visualisasi yang baik dalam interpretasi data dan

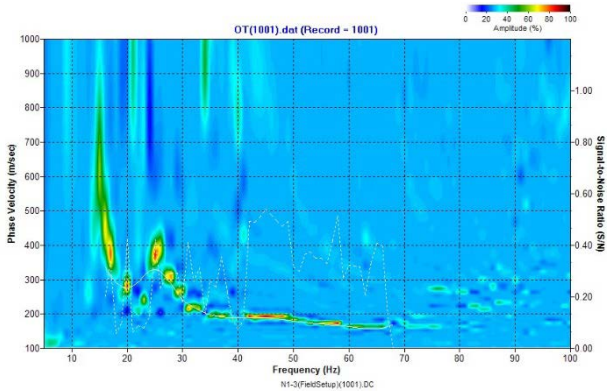
4. Rekaman sinyal gangguan secara sensitif dapat dideteksi.

Gambar 7.3 hingga 7.5 menunjukkan hasil perhitungan untuk kurva dispersif 2D untuk pengukuran MASW di ketiga lokasi penelitian. Dalam penelitian ini, tiga lokasi dipilih untuk dikaji profil 2D kecepatan gelombang geser dengan jarak total lintasan survei yang ditentukan sepanjang 10 m, sehingga diperlukan 3 pengukuran MASW pada setiap lokasi. Jarak pusat lintasan (*center line*) dalam satu lokasi adalah 5 m. Dengan demikian, setiap lokasi telah diperoleh tiga buah kurva dispersif yang merepresentasikan kondisi sub-permukaan pada lokasi penelitian seperti yang ditunjukkan di bawah ini.

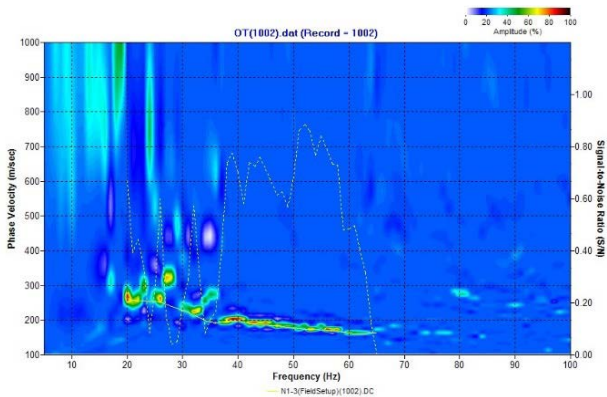
Hasil kurva dispersif untuk lokasi pertama, Utara (N) ditunjukkan dalam Gambar 7.3. Dari gambar tersebut diperoleh informasi bahwa distribusi energi kurva dispersif kecepatan fase tergolong dalam pola kurva dispersif normal di mana lapisan permukaan tanah merupakan media berlapis yang nilai kekakuan lapisan semakin ke bawah (penetrasi kedalaman), nilai kekakuan bahan relatif lebih tinggi.

Dalam pola dispersif normal ini, mode fundamental terlihat mendominasi kurva dispersif fase dibandingkan dengan mode tinggi. Hal ini terlihat dari distribusi energi pada frekuensi yang rendah. Meskipun demikian, terlihat pada frekuensi 22 – 35 pada lintasan 1001 dan 1002, mode tinggi sedikit mendominasi pada kurva dispersif. Hal ini disebabkan oleh kemungkinan adanya lapisan tanah keras dengan ketebalan rendah pada lapisan dalam yang terjepit

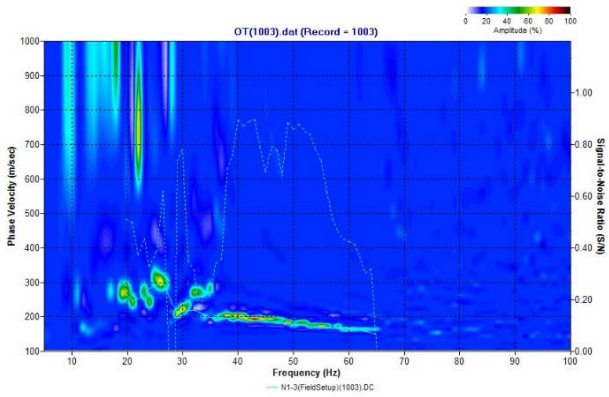
(di antara) lapisan dengan kekakuan yang lebih rendah. Hal yang sama ditunjukkan pada lokasi kedua, Tengah (T) dalam Gambar 7.4, dengan frekuensi gelombang yang lebih rendah yaitu di antara 15 hingga 25 Hz.



(a) Lintasan survei 1 (1001)

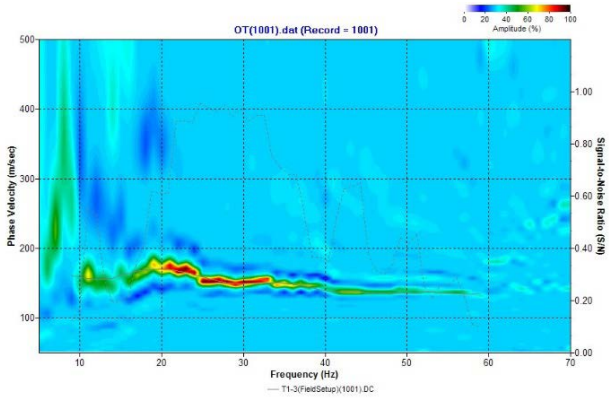


(b) Lintasan survei 2 (1002)

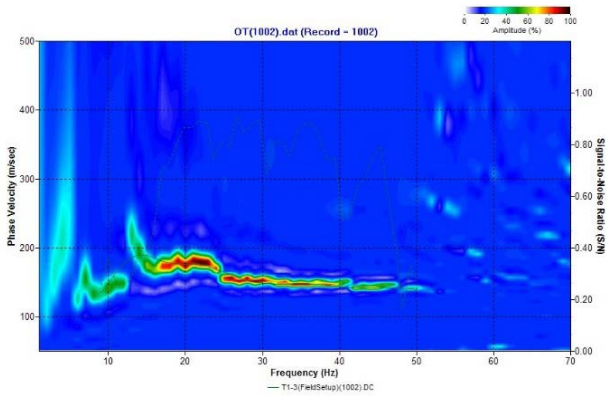


(c) Lintasan survei 3 (1003)

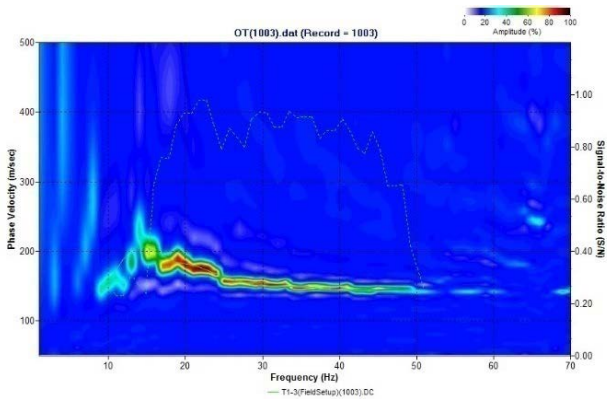
Gambar 7.3: Kurva dispersif untuk lokasi pertama kode Utara (N)



(a) Lintasan survei 1 (1001)

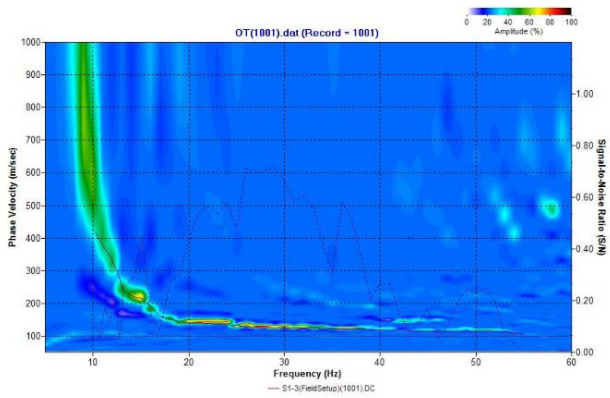


(b) Lintasan survei 2 (1002)

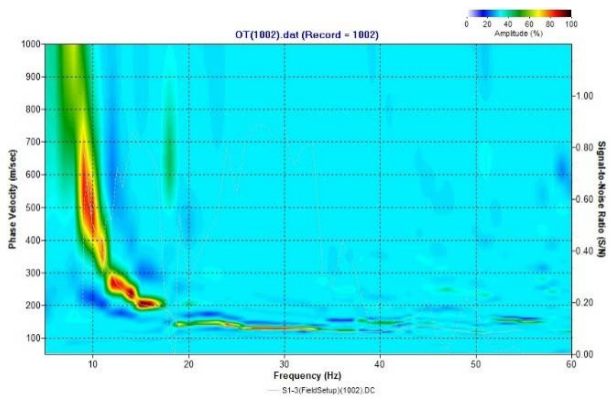


(d) Lintasan survei 3 (1003)

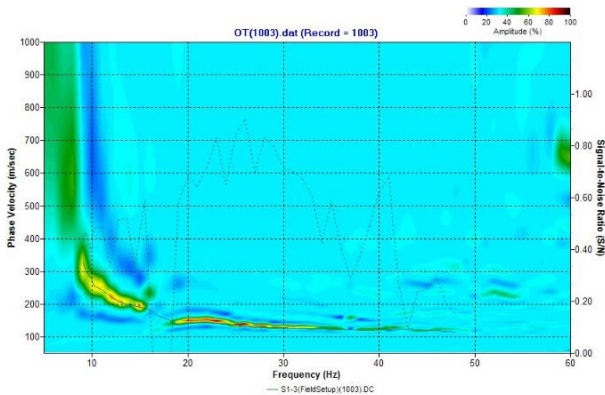
Gambar 7.4: Kurva dispersif untuk lokasi kedua kode Tengah (T)



(a) Lintasan survei 1 (1001)



(b) Lintasan survei 2 (1002)



(c) Lintasan survei 3 (1003)

Gambar 7.5: Kurva dispersif untuk lokasi kedua kode Selatan (S)

Untuk lokasi ketiga (Gambar 7.5) Selatan (S), kurva dispersif terlihat halus (*smoothed curves*), di mana perubahan kecepatan fase terlihat sangat regular (teratur). Nilai rasio S/N (rasio sinyal terhadap gangguan) pun terlihat baik, di atas 0.3 untuk sepanjang wilayah frekuensi kurva dispersif.

Berdasarkan informasi kurva dispersif 2D tersebut, seterusnya dilakukan analisis inversi untuk mendapatkan beberapa profil satu dimensi (1D) dan profil dua dimensi (2D) kecepatan gelombang geser tanah dari setiap lintasan pada masing-masing lokasi. Proses inversi kurva dispersif eksperimen dijalankan menggunakan penyelesaian ke depan masalah perambatan gelombang Rayleigh (*the solution of the forward problem of Rayleigh wave propagation*) dalam media berlapis. Lapisan tanah dianggap elastik linier dan homogen, yang dipengaruhi oleh param observasi tebal, kepadatan dan

dua param elastik berupa kecepatan gelombang geser dan rasio Poisson tanah. Param elastik tersebut didapatkan dari informasi *database* tanah yang bisa diasumsikan, sedangkan param ketebalan diperoleh dari informasi data *borehole* pada lokasi yang berdekatan atau geolistrik yang telah sebelumnya dijalankan dalam penelitian ini. Proses inversi dimulai dengan melakukan estimasi profil param awal (*profile of initial model param*). Model awal untuk inversi dijalankan menggunakan persamaan inversi mudah di mana kecepatan gelombang geser ditentukan dari nilai 110% kecepatan fase dan panjang gelombang dihitung sebesar $1/3$ hingga $1/2$ panjang gelombang. Tabel 7.1 menunjukkan contoh parameter-parameter analisis dalam profil awal. Kecepatan gelombang primer (V_p) ditentukan dari hubungan antara kecepatan gelombang geser dan rasio Poisson.

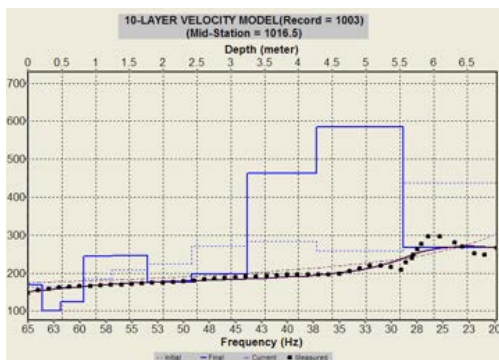
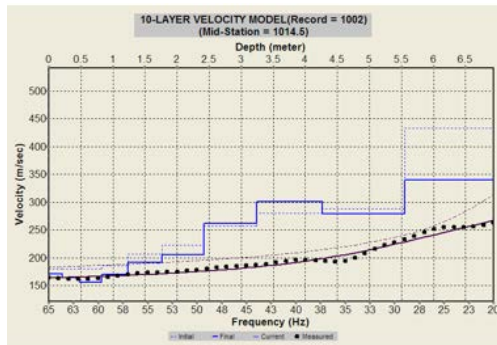
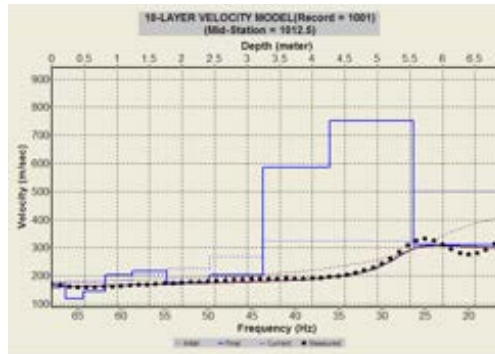
Profil awal tersebut selanjutnya disesuaikan dengan mengurangi perbedaan antara kurva dispersif teori dan eksperimen. Proses penyesuaian ini dilakukan dengan prosedur interaktif menggunakan algoritma pencarian tidak linier (*nonlinear search algorithm*) seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 7.6 hingga 7.8. Dari gambar-gambar tersebut ditunjukkan proses penyesuaian (*fitting*) dihentikan jika kurva dispersif teori (dalam simbol titik/dot) telah sesuai (*matched*) dengan kurva dispersif eksperimen dari pengukuran lapangan. Dalam gambar juga ditunjukkan perubahan profil dari profil awal menjadi profil akhir (*final profile*). Proses inversi dijalankan menggunakan software *SeisSurf*. Analisis inversi yang dijalankan hanya mempertimbangkan mode fundamental

perambatan gelombang permukaan saja (seperti terlihat melalui energi dominan dalam kurva dispersif). Mode tinggi hanya dominan pada frekuensi yang lebih tinggi dari mode fundamen (dasar).

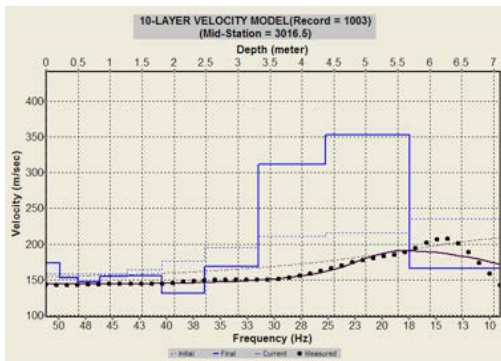
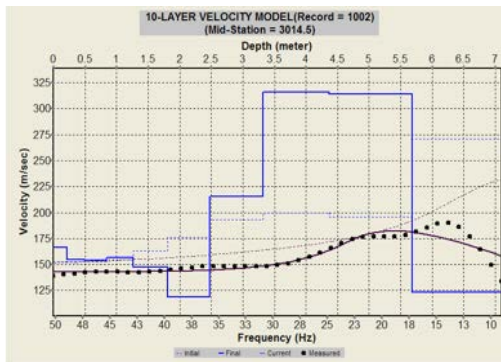
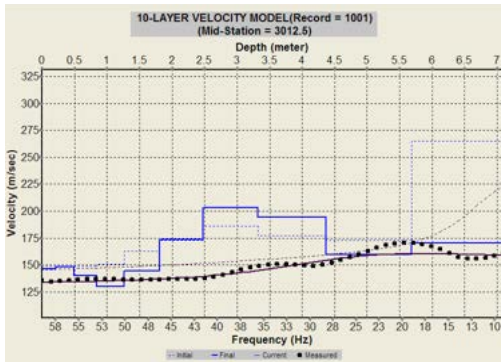
Tabel 7.1 Profil Awal untuk Analisa Inversi

Tebal (m)	INITIAL Vs (m/s)	Vp (m/s)	Density (kg/m ³)
0.69	116	428.99	2000
1.56	131	196.11	2000
2.65	150	665.18	2000
4.01	179	305.31	2000
5.7	230	591.67	2000
7.82	278	743.26	2000
10.47	350	964.59	2000
13.78	419	1154.81	2000
17.93	458	1236.38	2000
22.407	688	1742.9	2000

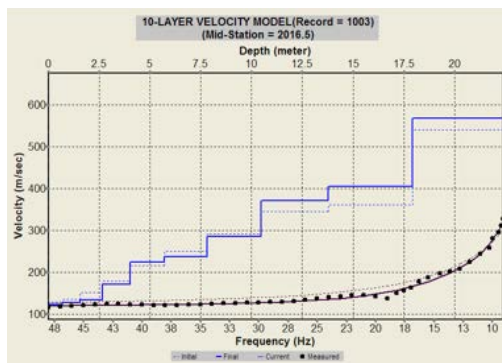
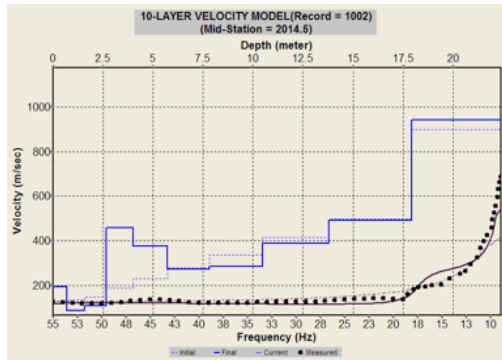
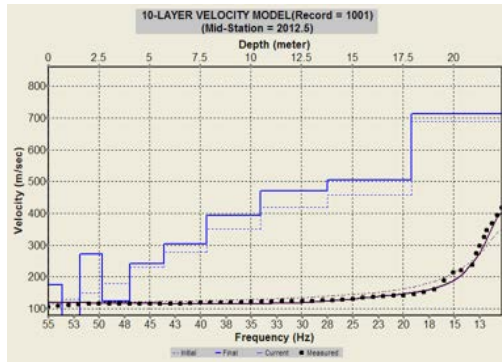
Gambar 7.9 hingga 7.11, memperlihatkan profil-profil 1D kecepatan gelombang geser tanah pada ketiga lokasi. Penampang 2D untuk ketiga lokasi penelitian dapat dilihat pada Gambar 7.12, 7.13, dan 7.14.



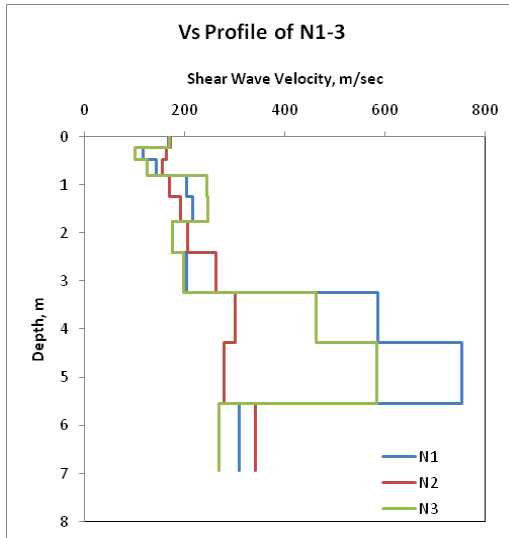
Gambar 7.6: Penyesuaian kurva dispersif dan profil dalam proses inversi untuk lokasi pertama kode N



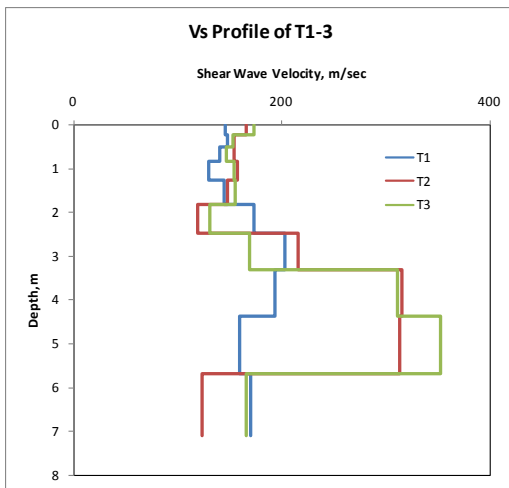
Gambar 7.7: Penyesuaian kurva dispersif dan profil dalam proses inversi untuk lokasi kedua kode T



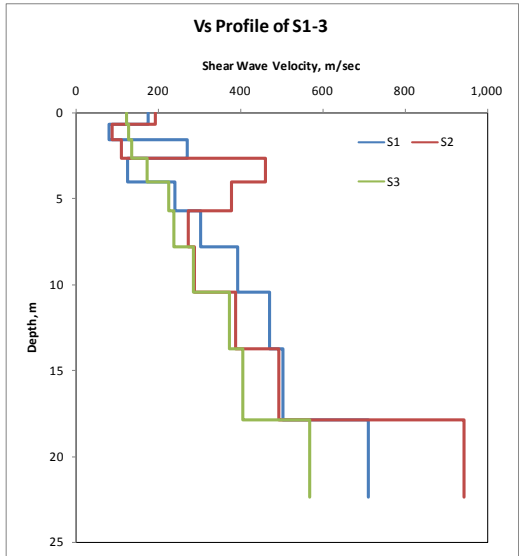
Gambar 7.8: Penyesuaian kurva dispersif dan profil dalam proses inversi untuk lokasi kedua kode S



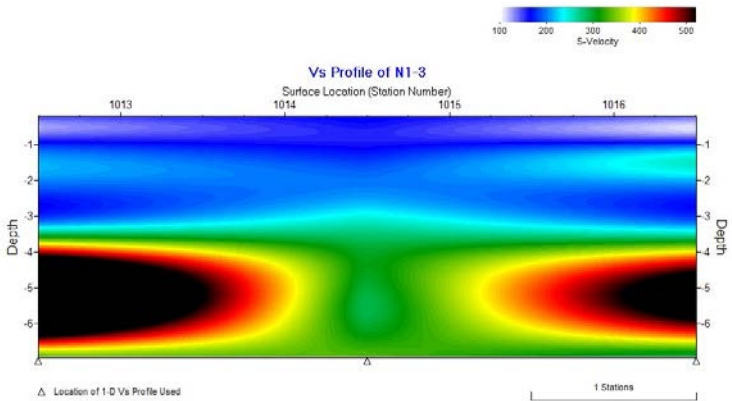
Gambar 7.9: Profil akhir untuk lokasi pertama N



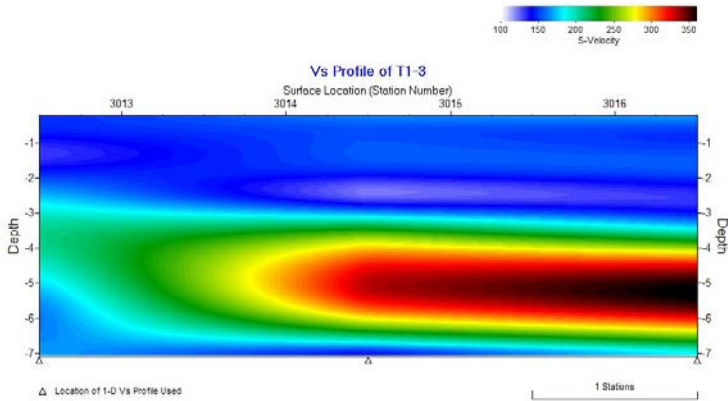
Gambar 7.10: Profil akhir untuk lokasi kedua T



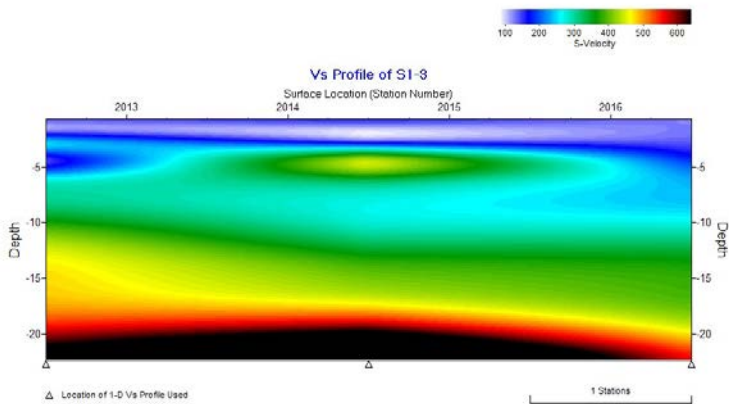
Gambar 7.11: Profil akhir untuk lokasi ketiga S



Gambar 7.12: Profil akhir 2D untuk lokasi pertama N



Gambar 7.13: Profil akhir 2D untuk lokasi kedua T



Gambar 7.14: Profil akhir 2D untuk lokasi ketiga S

Pada profil pertama dan kedua (masing-masing pada Gambar 7.12 dan 7.13), terdapat lapisan tanah keras pada

kedalaman 5 hingga 6 m. Lapisan ini terletak di antara 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 batupasir yang terletak di antara lapisan pasir halus hingga kasar (Gambar 7.15).

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
1.0	Pasir halus krikilan	1.0		Abu-abu, terdapat banyak gravel andesit, abu-abu, kompak, keras, diamtr 1- 4 cm
2.0	Pasir halus	0.5		Coklat, butiran seragam
2.0	Pasir halus lanauan	0.4		Coklat, plastisitas sedang
3.0	Pasir halus	0.9		Coklat, butiran seragam
4.0	Pasir sedang	1.4		Abu-abu kecoklatan, butiran seragam
5.0	Pasir sangat halus	0.3		Coklat, butiran seragam
5.0	Batupasir	1.0		Coklat, berukuran pasir halus
6.0	Pasir halus	1.0		Abu-abu kehijauan, butiran seragam
7.0	Pasir halus	0.7		Coklat, butiran seragam
8.0	Pasir sedang	0.8		Coklatkeabuan, butiran seragam
9.0	Pasir halus	0.5		Coklat, butiran seragam
9.0	Pasir sedang	0.4		Coklat, butiran seragam
10.0	Pasir halus	0.3		Coklat, butiran seragam
11.0	Pasir kasar	2.0		Abu-abu, butiran seragam
12.0	Pasir halus	0.5		Coklatkeabuan, butiran seragam
13.0	Pasir kasar	2.10		Abu-abu kehitaman, terdapat sedikit gravel andesit, abu-abu, kompak, keras diam: 1-2 cm
14.0				
15.0				

Gambar 7.15: Hasil borehole 5 (BH-5)

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 likuifaksi pada lokasi pengujian.

B. Hasil Analisis Potensi Likuifaksi dengan Parameter Kecepatan Gelombang Geser

a. Data dan Variabel untuk Parameter Analisis Likuifaksi

Variabel dari pengukuran lapangan dan informasi yang diperlukan sebagai karakteristik *database* tanah untuk menghitung potensi likuifaksi berdasarkan data kecepatan gelombang geser dari pengukuran MASW dijelaskan di bawah ini.

1) Magnitudo Gempa Bumi

Magnitudo gempa bumi dinyatakan dalam *Momen magnitude* (M_w) yang menunjukkan suatu skala besaran atau kekuatan gempa bumi yang biasa digunakan untuk aplikasi kerekeyasaan. Skala gempa bumi M_w telah diadopsi sebagai satuan standar dalam analisis likuifaksi (Youd et al. 1997). Penggunaan skala lainnya perlu dikonversikan dalam skala *Momen magnitude* ini. Dalam

penelitian ini, simulasi gempa bumi dilakukan mulai dari kejadian gempa yang berlaku di Yogyakarta, 27 Mei 2006, yaitu $6.3 M_w$. Selanjutnya digunakan $7.5 M_w$ dan $8 M_w$ untuk melihat perilaku perubahan ketahanan tanah dan potensi likuifaksi.

2) Pengukuran Kecepatan Gelombang Geser (V_s)

Kecepatan gelombang geser (V_s) merupakan parameter penting dalam perhitungan analisis potensi likuifaksi ini. Parameter V_s berkontribusi dalam menghasilkan karakteristik rasio tahanan siklus yang menggambarkan kekuatan tanah granular untuk menahan perubahan tegangan tanah dan air dalam tanah akibat berlakunya gempa bumi. Dalam kajian ini, *teknik multi-channel analysis of surface waves* (MASW) digunakan untuk menghasilkan profil tanah kecepatan gelombang geser pada lokasi ujian. Penggunaan teknik MASW dilakukan karena teknik ini merupakan teknik pengujian NDT (*non destructive testing*) yang dapat menghasilkan profil 2D V_s . Terdapat 9 lokasi pengukuran MASW dilakukan pada lokasi studi yang diperlukan untuk menghasilkan 3 profil 2D V_s . Ketiga profil 2D V_s tersebut menggambarkan secara umum kondisi kekakuan dan stratifikasi lokasi studi pada bagian barat, utara dan selatan kampus UMY, di mana ditemukan tanda-tanda terjadinya likuifaksi.

Penggunaan 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 likuifaksi pada lokasi pengujian.

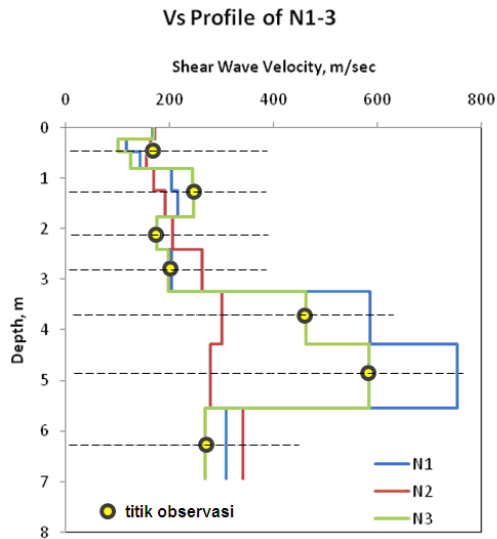
3) Penentuan kedalaman profil yang diobservasi

Pengukuran V_s di lapangan menggunakan MASW memberikan profil V_s yang dilaporkan dalam kedalaman diskrit. Oleh sebab itu, titik investigasi ditentukan di tengah-tengah interval kedalaman bagi setiap nilai V_s . Misalkan, profil V_s dilaporkan mempunyai 4 lapisan dengan berbeda ketebalan, maka ditentukan profil tanah terdiri dari empat titik observasi dengan kedalaman pada tengah (*center*) setiap ketebalan lapisannya. Gambar 7.16 menunjukkan profil observasi likuifaksi yang dihasilkan dari profil V_s hasil pengukuran MASW.

4) Lapisan Kritis (*Critical Layer*)

Lapisan kritis yang dipertimbangkan dalam analisis potensi likuifaksi perlu ditentukan. Lapisan kritis merupakan lapisan tanah non-plastik di bawah muka air tanah (MAT) yang mana nilai kecepatan gelombang geser terkoreksi dan tahanan penetrasi tanah biasanya yang didapatkan bernilai terendah dan CSR yang berkaitan dengan nilai V_s adalah bernilai terbesar. Andrus et al. (1999) merangkum karakteristik lapisan kritis hampir lebih dari 225 kasus likuifaksi akibat gempa bumi. Kajiannya menyimpulkan distribusi frekuensi dari kejadian-kejadian tersebut yang dijelaskan berikut ini.

- Ketebalan lapisan kritis ditemukan terjadi pada 1 hingga 13 m dan sekitar 50% distribusi frekuensi dari kasus yang terjadi mempunyai ketebalan lapisan kritis kurang dari 3,5 m serta 90% di antaranya kurang dari 7 m.
- Rata-rata kedalaman untuk pengukuran Vs adalah antara 2 hingga 11 m. Lebih dari 50% rata-rata kedalaman pengamatan untuk likuifaksi berdasarkan Vs adalah kurang dari 5,5 m dan 90% di antaranya kurang dari ketebalan 8 m.



Gambar 7.16: Posisi dan kedalaman titik observasi likuifaksi pada profil kecepatan gelombang geser

- Dari 225 kasus yang diamati, 57 kasus likuifaksi adalah tanah berpasir dengan FC (*fine content*) 5% dan kurang darinya. Sedangkan 98 kasus adalah untuk 6 hingga 35% dan 70 kasus merupakan tanah dengan FC sebanyak lebih dari 35%. FC seterusnya digunakan untuk membedakan batas likuifaksi dan tidak terlikuifaksi dari hubungan CSR dan V_s ter-koreksi. Dari total kasus likuifaksi tersebut, 70% merupakan deposit alam yang dibentuk dari proses aluvium. Kemudian, sekurang-kurangnya 85% dari total kasus menunjukkan bahwa tanah berusia Holocene (< 10.000 tahun).

Dari karakteristik di atas, dapat disimpulkan beberapa persyaratan teknis yang perlu disusun untuk analisis likuifaksi pada lokasi penelitian, bahwa:

- Kedalaman lapisan kritis pada kejadian likuifaksi dengan MAT dangkal biasanya ditemukan pada kedalaman kurang dari 10 m.
- Rata-rata kedalaman profil V_s yang diperlukan untuk observasi potensi likuifaksi adalah sekitar 7 hingga 10m.
- Jumlah butiran halus (FC) pada tanah deposit berpasir perlu diamati dari BH untuk menentukan batas atas V_s untuk kejadian likuifaksi. Jika pada lokasi tertentu tidak dijumpai, maka batas atas V_s bisa diasumsikan dengan mengambil nilai 215 m/s (Andrus dan Stokoe, 2000).

- Kejadian likuifaksi biasanya berlaku pada tanah deposit aluvium dengan usia Holocene.

Berdasarkan persyaratan dalam menentukan lapisan kritis likuifaksi di atas, maka profil Vs hasil MASW yang diperoleh dari penelitian ini telah sesuai dengan batas persyaratan kedalaman. Lokasi yang dipilih dalam analisis likuifaksi juga telah tepat, yaitu deposit pasir dari usia Holocene. Beberapa bukti terjadinya likuifaksi setempat juga telah ditemukan dari pengamatan visual oleh Rosyidi et al. (2008a). Beberapa data FC telah diambil dari lokasi BH terdekat dari titik observasi.

5) Muka Air Tanah

Kedalaman muka air tanah (MAT) merupakan data penting yang digunakan untuk analisis likuifaksi. Hampir 90% kasus likuifaksi yang diamati oleh Andrus et al. (1999), mempunyai kedalaman MAT sekitar kurang dari 4,5 m. Dalam penelitian ini, data MAT diperoleh dari informasi log BH yang dilakukan pada lokasi-lokasi berdekatan dan hasil geolistrik. Kedalaman MAT pada lokasi studi kemudian dicari rata-ratanya dari wilayah (*range*) data yang ada. Dari hasil BH, ditemukan bahwa MAT pada lokasi studi berada sekitar 1,5 hingga 3 m.

6) Tegangan Vertikal (*Overburden*) Total dan Efektif

Tegangan vertikal total dan efektif ditentukan dari data berat volume atau massa jenis tanah setiap lapisan dalam profil tanah yang diobservasi. Jika tidak ada data yang tersedia, berat volume atau massa jenis ini

bisa diasumsikan berdasarkan data jenis tanah yang mendekati, distribusi butiran, dan kekakuan tanah. Andrus et al. (1999) merekomendasikan nilai $1,76 \text{ Mg/m}^3$ untuk tanah di atas MAT dan $1,92 \text{ Mg/m}^3$ untuk tanah di bawah MAT sebagai nilai asumsi bagi perhitungan tegangan vertikal total dan efektif.

Data berat volume atau massa jenis tanah dalam kajian ini diperoleh dari pengujian laboratorium terhadap sampel BH yang berdekatan dan dilakukan pada lokasi studi. Pada lokasi lainnya dalam wilayah studi, menggunakan nilai yang sama dengan pertimbangan stratifikasi tanah masih relatif sama untuk kawasan sekitar 40 Ha.

7) Rata-rata Akselerasi Puncak Tanah (*Peak Ground Acceleration*)

Nilai PGA diperoleh dari estimasi nilai PGA menggunakan hubungan *atenuasi* yang didapatkan dari kajian-kajian sebelumnya. Dalam penelitian ini, nilai PGA yang digunakan berdasarkan kesimpulan kajian observasi gempa Yogyakarta, 27 Mei 2006 yang dilaporkan dalam Rosyidi et al. (2008b).

8) Kesimpulan Parameter untuk Analisis Likuifaksi

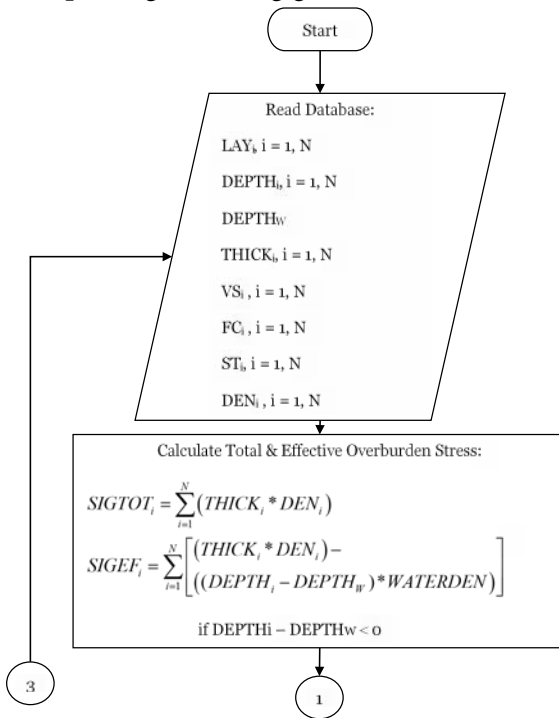
Dari pembahasan di atas, disimpulkan beberapa parameter penting yang digunakan untuk analisis potensi likuifaksi berdasarkan kecepatan gelombang geser. Tabel 7.2 menunjukkan kesimpulan dari uraian data dan variable sebagai parameter analisis likuifaksi dari kajian ini.

Tabel 7.2: Kesimpulan data dan variabel yang digunakan sebagai parameter analisis potensi likuifaksi

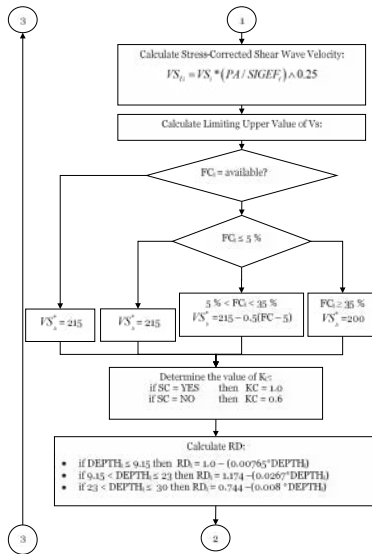
Parameter	Variabel	Data	Keterangan
Magnitudo gempa bumi	M_w (moment magnitude)	6.3 Mw, 7.5 Mw dan 8 Mw	Data gempa besar Yogyakarta 2006 dan simulasi
Kekakuan tanah	V_s (kecepatan gelombang geser)	Hasil analisis MASW	9 lokasi
Kedalaman observasi	Titik observasi (m)	Profil V_s	Nilai tengah tebal lapisan
Lapisan kritis	V_s dan CSR	Profil V_s , FC, umur geologi	Kedalaman efektif V_s
MAT	Kedalaman MAT (m)	Log BH dan Geolistrik	---
PGA	a_{maks}	Persamaan atenuasi/ observasi atau pengukuran	Data observasi (kajian sebelumnya)
Tegangan vertikal tanah	σ_v (total) dan σ_v' (efektif)	Kedalaman dan berat volume tanah/massa jenis	Data pengujian laboratorium dari sampel BH atau asumsi.

b. Diagram Alir Subrutin Analisis Likuifaksi

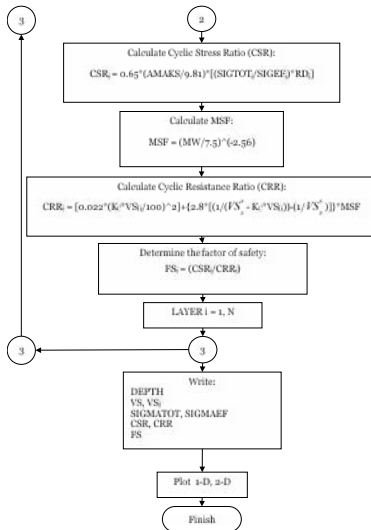
Dalam penelitian ini, program MATLAB telah digunakan untuk alat komputasi bagi menyelesaikan perhitungan potensi likuifaksi yang telah dijelaskan sebelumnya. Berikut ini, Gambar 7.17 menunjukkan diagram alir subrutin yang disusun dari algoritma untuk analisis potensi likuifaksi berbasis kecepatan gelombang geser.



Gambar 7.17: Diagram alir subrutin MATLAB yang digunakan dalam penelitian ini, untuk menghitung potensi likuifaksi berdasarkan kecepatan gelombang geser



Gambar 7.17: Lanjutan



Gambar 7.17: Lanjutan

1) *Input Data*

Beberapa format input data yang digunakan sebagai *database* dalam program komputasi ini adalah dijelaskan berikut ini.

$LAY_i, i = 1, N$	% amount of layer defined by user
$DEPTH_i, i = 1, N$	% depth of soil profile
$DEPTH_W$	% depth of ground water level
$THICK_i, i = 1, N$	% thickness of each layer
$VS_i, i = 1, N$	% shear wave velocity
$FC_i, i = 1, N$	% fine particle content in soil
$ST_i, i = 1, N$	% soil type (USCS)
$DEN_i, i = 1, N$	% soil density (SI unit) in each layer
MW	% moment magnitude of earthquake
AMAKS	% peak ground acceleration
WATERDEN	% water density (9,81 kN/m ³)
PA = 100	% reference stress 100 kPa (atm press)
SC = YES/NO	% YES: uncemented &< 10000 years, NO: others

Format input database dalam program disusun dalam matrik sederhana, seperti ditunjukkan dalam contoh berikut ini. Kasus pada profil tanah tiga lapisan, dengan parameter tanah yang menjadi *input database* adalah jumlah lapisan (LAY), kedalaman profil (DEPTH), ketebalan (THICK), kecepatan gelombang geser (VS),

jumlah partikel halus (FC), jenis tanah (ST), massa jenis tanah (DEN) dan klasifikasi tanah *uncemented* atau tidak (SC).

LAY	DEPTH	THICK	VS	FC	ST	DEN	SC
12.00	2.00	121	5	SM	1.78	YES	
25.00	3.00	122	4	SP	1.91	YES	
37.00	2.00	127	11	SP	1.92	YES	
48.00	1.00	210	9	SP	1.88	YES	

2) *Output Program*

Program komputasi likuifaksi yang dibangun dalam penelitian ini menyediakan hasil analisis berupa tegangan vertikal total (*Tot-Stress*), tegangan vertikal efektif (*Eff-Stress*), kecepatan gelombang geser dan koreksinya, CSR, CRR dan FS, dalam bentuk file data/teks (TXT), seperti yang dicontohkan berikut ini.

Depth	Tot-Stress	Eff-Stress	VS	VS-corr CSR CRR FS			
0.8	11.73	11.73	121	208	0.304	-	-
3.1	18.7	17.72	122	188	0.32	0.14	0.45
6.6	26.52	21.03	127	187	0.381	0.14	0.37
7.8	30.6	22.75	130	188	0.406	0.14	0.35

3) *Ploting Hasil dari Program*

Hasil program komputasi likuifaksi berupa profil tegangan vertikal total (*Tot-Stress*), tegangan vertical efektif (*Eff-Stress*), kecepatan gelombang geser dan koreksinya, CSR, CRR dan FS, terhadap ke dalam dapat diplot secara langsung menggunakan menu grafik yang tersedia di MS Excel (*delimited text*) atau bisa menggunakan visualisasi

data melalui MATLAB. Berikut ini, fungsi MATLAB yang digunakan untuk visualisasi data dalam 1D dan 2D.

Plot data 1D untuk profil hasil analisis likuifaksi. Misalkan, ditampilkan plot 1D untuk profil FS. Hasil analisisnya disimpan dalam nama:

```
% dataDEPTH.txt    % data untuk kedalaman profil
% dataFS.txt    % data untuk FS pada setiap titik observasi
clear all;
clc,
disp('profil FS');
x=load('dataFS.txt');
y=load('dataDEPTH');
plot(x,y)
title('grafik FS')
xlabel('Factor of Safety')
ylabel('Depth')
```

Plot data 2D untuk profil tomografi dari beberapa profil FS.

```
% data                % X = distance, Y = depth, Z = FS
X=data(:,1);
Y=data(:,2);
Z=data(:,3);
ZI = griddata(X,Y,Z,XI,YI)
cc=contourf(ZI);
```

```
clabel(cc,fontsize...)  
set(gca,color',[0 0 0],...)  
Title('_____')  
xlabel('Distance')  
ylabel('Depth')  
zlabel('FS')
```

Subrutin di atas, digunakan terpisah dari program likuifaksi MATLAB.

c. Hasil Perhitungan Likuifaksi

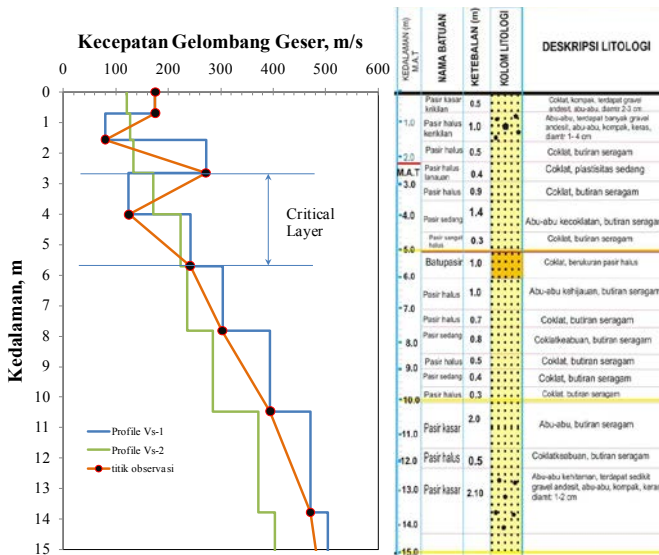
1) *Database* Tanah dan Keseismikan

Pada bagian ini, diberikan contoh analisis likuifaksi pada lokasi studi di Kawasan Kampus UMY. Lokasi yang dipilih berdekatan dengan titik BH-5, di bagian tengah kampus UMY. Berdasarkan data BH, hingga kedalaman 15 m, dijumpai dominasi material berupa pasir halus – kasar dengan deskripsi litologi berupa pasir abu-abu warna kecokelatan. Kedalaman muka air tanah (MAT) didapatkan pada kedalaman 2,20 m. Pada lokasi ini, survei pengukuran MASW (S1-3) telah dilaksanakan untuk mendapatkan data profil kecepatan gelombang geser (V_s). Gambar 7.18 menunjukkan contoh profil hingga kedalaman 15 m. Dari profil V_s ini, perubahan pasir halus ke kasar ditandai dengan peningkatan nilai kecepatan gelombang geser. Ini berarti, semakin ke dalam, lapisan deposit pasir semakin kompak dan padat, menghasilkan nilai V_s yang lebih tinggi. Lapisan kritis (*critical layer*)

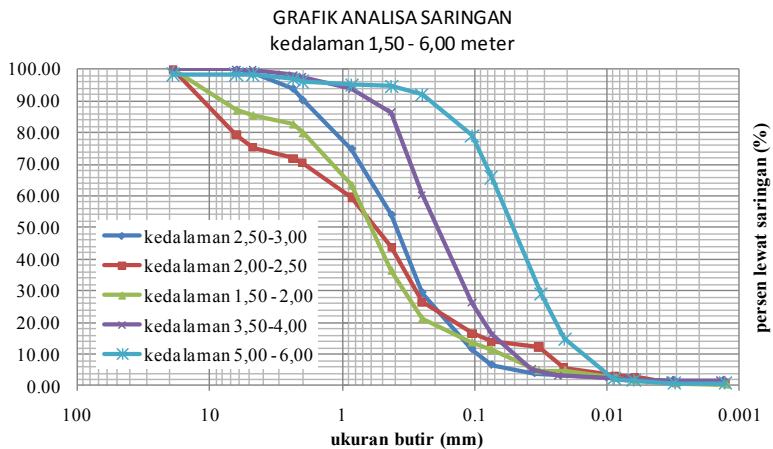
ditentukan pada kedalaman 2,60 hingga 5,70 m, yang diidentifikasi memenuhi kriteria lapisan kritis sebagai deposit tanah non-plastik (pasir berbutir sangat halus ke halus, hasil BH-5), lapisan berada di bawah kedalaman MAT, dan mempunyai nilai V_s terendah yang terkait dengan nilai CSR tertinggi pada lapisan tersebut.

Berdasarkan data V_s ini, evaluasi potensi likuifaksi dilakukan mengikuti prosedur analisis Andrus dan Stokoe (2000) yang disusun dalam subrutin komputasi MATLAB yang dibangun dalam penelitian ini. Titik observasi likuifaksi pada profil tanah telah ditentukan seperti yang juga ditunjukkan dalam Gambar 7.16 sebelumnya.

Data tanah berupa massa jenis (atau kepadatan), distribusi partikel, dan jumlah butiran halus telah diperoleh dari hasil pengujian laboratorium terhadap sampel BH. Gambar 7.19 menunjukkan beberapa hasil pengujian distribusi ukuran butiran hingga kedalaman lapisan 6,00 m. Secara umum, kandungan butiran halus pada kedalaman tanah yang diobservasi berada dalam wilayah 9 hingga 20%. Grafik gradasi butiran juga menginformasikan kandungan butiran halus yang tinggi pada kedalaman 5,00 hingga 6,00 m hingga 60%. Tabel 7.3 menunjukkan ringkasan parameter tanah untuk setiap titik observasi yang ditentukan yang digunakan untuk analisis potensi likuifaksi.



Gambar 7.18: Profil kecepatan gelombang geser (Vs), titik observasi untuk likuifaksi dan data borehole yang berdekatan (BH-5)



Gambar 7.18: Beberapa hasil grafik distribusi ukuran butiran pada kedalaman 5 hingga 6 m.

Tabel 7.3: Parameter-parameter tanah yang digunakan untuk menganalisis potensi likuifaksi pada salah satu lokasi studi (S1-3)

Titik observasi	H (m)	Vs (m/s)	Parameter Tanah		
			FC (%)	Jenis Tanah	Kepadatan (Mg/m ³)
1	0.69	175	20	SM	1.76
2	1.56	80	10	SP	1.76
3	2.65	272	16	SM	1.92
4	4.01	125	18	SM	1.92
5	5.7	242	60	SM	1.92
6	7.82	303	20	SM	1.92
7	10.47	394	15	SM	1.92
8	13.78	471	16	SM	1.98
9	17.93	505	11	SP	1.98
10	22.407	712	9	SW	1.98

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan sebelumnya oleh Muntohar (2009), PGA kritis pada wilayah 0.34g hingga 0.69g diperkirakan dapat menimbulkan kejadian likuifaksi pada lapisan deposit pasir lepas di lokasi kajian (sekitar Kampus UMY).

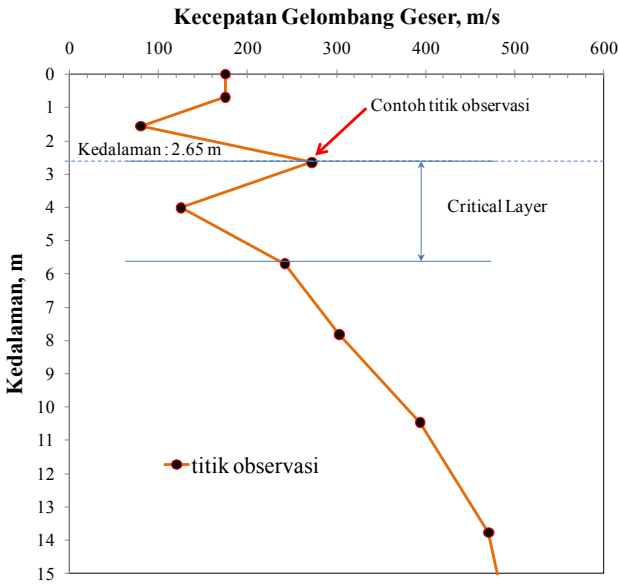
Menurut Elnashai et al. (2006), kajian yang dilakukan pada rekaman seismograf stasiun YOGI dan BJI dari gempa Yogyakarta 2006, menunjukkan bahwa PGA vertikal yang terjadi diperkirakan (YOGI) 0.183g hingga 0.303g dan PGA horizontal adalah 0.197g hingga 0.336g. untuk stasiun BJI (90 km dari episentrum gempa),

PGA horisontal dan vertikal masing-masing diestimasi sebesar 0.021 hingga 0.035g dan 0.015 hingga 0.025g. Meskipun demikian, merujuk pada kondisi deposit sedimen yang membentuk sebagian besar wilayah di Yogyakarta, Bantul, dan termasuk lokasi studi, amplifikasi yang lebih tinggi dimungkinkan terjadi. Oleh sebab itu, mempertimbangkan kedua hasil studi tersebut, dalam penelitian ini, ditetapkan nilai 0.47g sebagai PGA (*peak ground acceleration*) di lokasi yang diobservasi sebagai nilai maksimum yang mungkin tercapai pada lokasi deposit pasir yang tebal. Sementara itu, gempa bumi diskenariokan terjadi pada magnitudo 6,3 M_w (gempa Yogyakarta, 27 Mei 2006), 7,5 M_w , dan 8 M_w . Pemilihan gempa bumi berkekuatan 7,5 dan 8 M_w mengambil asumsi bahwa kedua gempa lebih besar dari sejarah tahun 2006 ini dimungkinkan terjadi pada wilayah subduksi sebagai skenario bencana yang lebih buruk.

d. Contoh Urutan Langkah Perhitungan Potensi Likuifaksi

Meskipun analisis likuifaksi dihitung menggunakan program komputasi MATLAB, pada contoh ini moment magnitudo gempa bumi yang digunakan adalah 6,3 M_w sesuai dengan rekaman kejadian gempa di Yogyakarta pada 27 Mei 2006. Langkah perhitungan dan contoh analisis potensi likuifaksi yang dilakukan dijelaskan secara berurutan berikut ini. Gambar 7.19 menunjukkan contoh titik observasi pada profil tanah yang dianalisis pada kedalaman 2,56 m dengan nilai kecepatan gelombang geser adalah 272 m/s.

- Langkah pertama adalah menghitung tegangan vertikal (*overburden*) total dan efektif berdasarkan profil tanah pada setiap titik observasi menggunakan data kepadatan tanah. Diketahui dari Tabel 7.3, hingga kedalaman 2,56 m, terdapat dua nilai kepadatan yaitu 1.76 Mg/m^3 (di atas MAT) dan 1.92 Mg/m^3 (di bawah MAT), dengan kedalaman MAT pada 2,20 m. Menggunakan parameter tersebut, diperoleh nilai tegangan vertikal (*overburden*) total dan efektif sebagai berikut:



Gambar 7.19: Contoh analisis likuifaksi pada salah satu titik observasi pada kedalaman 2,65 m

- Tegangan vertikal (*overburden*) total:

$$\begin{aligned}\sigma_v &= \sum_{i=1}^N (H_i * \rho_i) = (2.20 \times 1.76) + [(2.65 - 2.20) \times 1.92] \\ &= 4.73 \text{ Mg/m}^2 = 46.46 \text{ kPa}\end{aligned}\quad (7.1)$$

- Tegangan vertikal efektif:

$$\begin{aligned}\sigma'_v &= \sigma_v - u = \sum_{i=1}^N [(H_i * \rho_i) - u] = 46.46 - [(2.65 - 2.20) \times 9.81] \\ &= 46.46 - 4.42 = 42.04 \text{ kPa}\end{aligned}\quad (7.2)$$

- 2) Berdasarkan nilai PGA (0.47g), tegangan vertikal (*overburden*) total dan efektif, nilai CSR (*cyclic soil resistance*) dapat ditentukan sebagai berikut: Dengan kedalaman 2,56 m maka nilai koefisien reduksi tegangan (r_d):

$$r_d = 1 - 0.000765z = 1 - 0.000765(2.65) = 0.979 \quad (7.3)$$

$$CSR = \frac{\tau_{av}}{\sigma'_v} = 0.65 \left(\frac{a_{\max}}{g} \right) \left(\frac{\sigma'_v}{\sigma_v} \right) r_d \quad (7.4)$$

$$\begin{aligned}CSR &= 0.65 \left(\frac{0.47g}{g} \right) \left(\frac{46.46}{42.04} \right) 0.979 \\ &= 0.3305\end{aligned}$$

Nilai kecepatan gelombang geser terkoreksi dapat ditentukan berdasarkan:

$$V_{S_k} = V_s \left(\frac{P}{\sigma'_v} \right)^{0.25} \quad (7.5)$$

$$V_{S_k} = 272 \left(\frac{100}{42.04} \right)^{0.25} = 337.80 \quad (7.6)$$

- 3) Nilai rasio tahanan siklus (*Cyclic Resistance Ratio, CRR*) selanjutnya dapat ditentukan dengan data FC sebesar 16% (Tabel 5.2) dan kecepatan gelombang geser terkoreksi dan magnitude gempa. Nilai K_c pada profil tanah ini diberikan

bernilai 1 (usia Holocene). Detil analisis ditunjukkan sebagai berikut.

Batas atas kecepatan gelombang geser terkoreksi:

$$\begin{aligned} V_{S_k}^* &= 215 - 0.5(FC - 5) = 215 - 0.5(16 - 5) \\ &= 209.5 \text{ m/s} \end{aligned} \quad (7.7)$$

$$CRR = \left\{ a \left(\frac{K_c V_{S_k}}{100} \right)^2 + b \left(\frac{1}{V_{S_k}^* - K_c V_{S_k}} - \frac{1}{V_{S_k}^*} \right) \right\} MSF \quad (7.8)$$

$$\begin{aligned} CRR &= \left\{ 0.022 \left(\frac{1 \times 337.80}{100} \right)^2 + 2.8 \left(\frac{1}{209.5 - (1 \times 337.80)} - \frac{1}{209.5} \right) \right\} \left(\frac{6.3}{7.5} \right)^{-2.56} \\ &= (0.251 - 0.0351) \times \left(\frac{6.3}{7.5} \right)^{-2.56} \\ &= 0.337 \end{aligned}$$

- 4) Perhitungan angka aman likuifaksi (*factor of safety*, FS) untuk tahanan terhadap likuifaksi diberikan sebagai:

$$\begin{aligned} FS &= \frac{CRR}{CSR} \\ FS &= \frac{0.3372}{0.3305} = 1.02 \end{aligned} \quad (7.9)$$

Dengan nilai tersebut $FS = 1$, maka pada kedalaman yang dirujuk/ ditunjukkan berada dalam batas angka aman berpotensi terjadi likuifaksi.

Tabel 7.4 menunjukkan ringkasan perhitungan untuk contoh profil tanah pada keseluruhan titik observasi yang dihitung menggunakan program komputasi MATLAB. Plot grafik 1D potensi likuifaksi dari beberapa parameter dasar analisis diberikan dalam Gambar 7.20 dan Gambar 7.21.

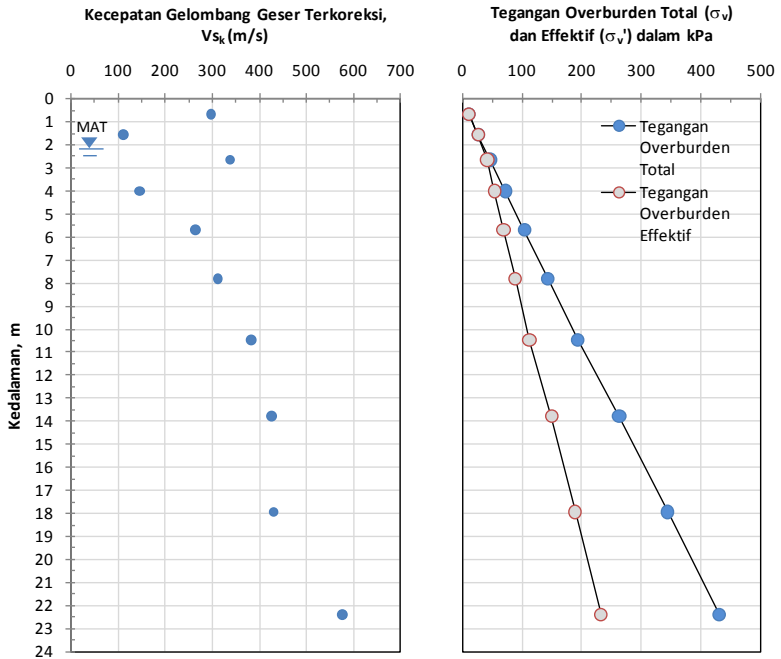
Angka aman, *the factor of safety* (FS), dapat ditentukan melalui rasio antara CRR dan CSR (Gambar 7.21). Likufaksi berpotensi apabila nilai FS kurang daripada 1. Gambar 7.21 menunjukkan bahwa likuifaksi berpotensi terjadi pada kedalaman 1 hingga 8 m di bawah permukaan tanah. Jenis tanah pada lapisan tersebut hampir dikatakan seragam yaitu lapisan deposit pasir halus ke sedang dengan klasifikasi tanah yang tergolong pada SM (USCS). Pada subpermukaan, ditemui sedikit kerikil dan pada kedalaman 5 hingga 6 m dijumpai lapisan batupasir. Meskipun demikian, pada titik observasi dengan kedalaman 2,65 m, analisis menunjukkan tidak berpotensi terjadi likuifaksi. Ini disebabkan oleh nilai kekakuan lapisan yang tinggi (272 m/s) yang menunjukkan lapisan deposit yang padat dan lebih kompak.

Tabel 7.4: Hasil analisis potensi likuifaksi untuk profil contoh

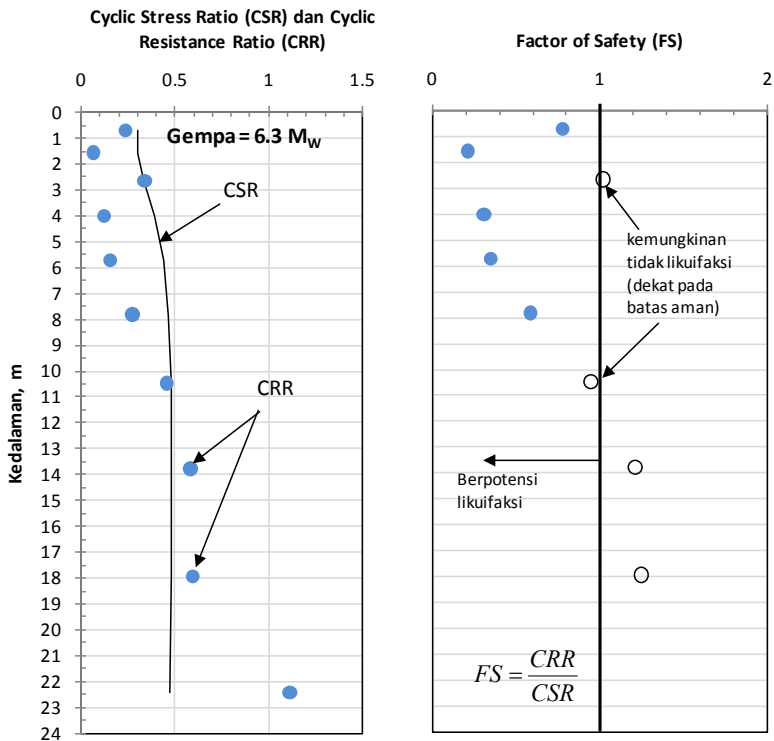
H (m)	σ_v (kPa)	σ'_v (kPa)	rd	CSR	V_{S_k} (m/s)	CRR	FS	Potensi Liq.
0.69	11.91	11.91	0.994722	0.304	297.8725	0.236	0.775	Ada
1.56	26.93	26.93	0.988066	0.302	111.0487	0.065	0.215	Ada
2.65	46.46	42.04	0.979728	0.330	337.7836	0.337	1.019	Tidak
4.01	72.08	54.32	0.969324	0.393	145.603	0.121	0.309	Ada
5.7	103.91	69.57	0.956395	0.436	264.9756	0.152	0.348	Ada
7.82	143.84	88.71	0.940177	0.466	312.2155	0.272	0.584	Ada
10.47	193.75	112.62	0.919905	0.483	382.4633	0.457	0.944	Tidak
13.78	262.91	149.31	0.894583	0.481	426.0859	0.583	1.211	Tidak
17.93	343.52	189.21	0.862836	0.479	430.5818	0.597	1.246	Tidak
22.407	430.48	232.25	0.828586	0.469	576.7544	1.110	2.367	Tidak

e. Beberapa Skenario Gempa terhadap Potensi Likuifaksi

Gambar 7.22 menunjukkan perbandingan profil CSR dan CRR yang dihasilkan dari beberapa skenario gempa bumi, $6.3 M_w$, $7.5 M_w$ dan $8 M_w$ untuk contoh profil tanah dengan sebaran kecepatan gelombang geser pada profil S1-3. Perubahan magnitude gempa bumi berpengaruh kepada perubahan nilai CRR.



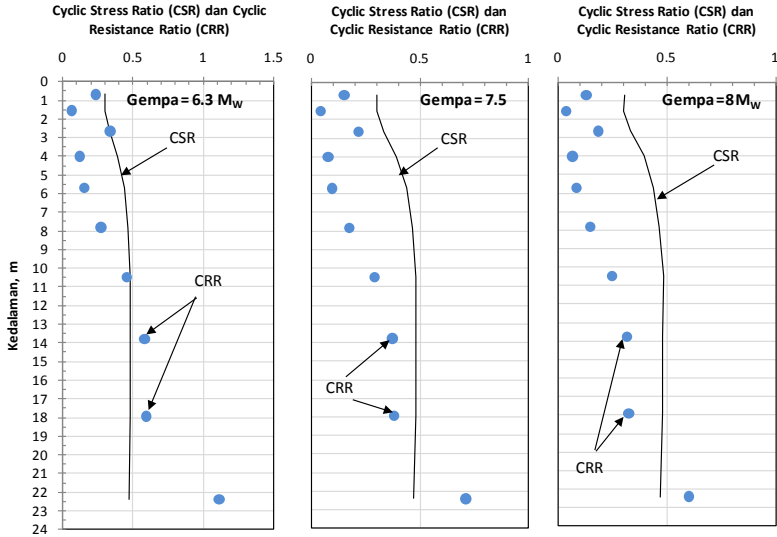
Gambar 7.20: Profil kecepatan gelombang geser terkoreksi tegangan vertikal (overburden) dan nilai tegangan vertikal total dan efektif pada titik-titik observasi hingga kedalaman 22 m



Gambar 7.21: Profil CRR-CSR dan FS pada titik-titik observasi hingga kedalaman 22 m

Pada gempa 6.3 M_w , nilai CRR yang lebih kecil dari CSR terlihat hingga sampai kedalaman sekitar 11 m saja. Ini menunjukkan potensi likuifaksi adalah terjadi hingga kedalaman 11 m. Meningkatnya magnitudo gempa bumi menjadi skenario 7.5 dan 8 M_w , menyebabkan nilai CSR yang lebih kecil dari CSR terlihat hingga kedalaman 18 m. Kondisi ini menjelaskan peningkatan potensi likuifaksi yang berhubungan dengan kekuatan kejadian gempa. Kenaikan

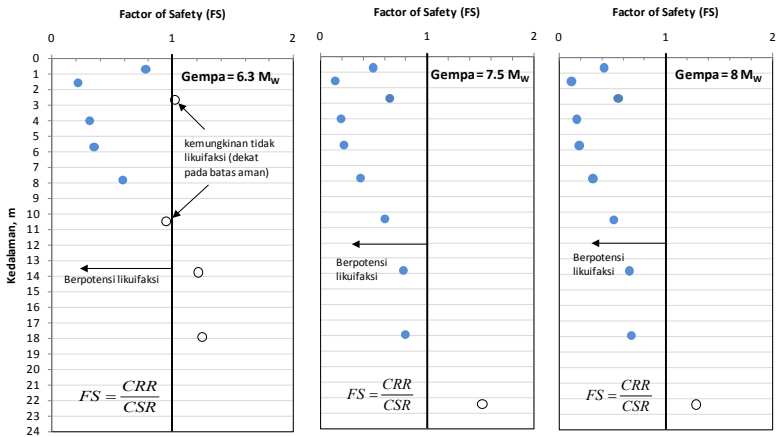
besaran atau magnitude gempa bumi menyebabkan peningkatan risiko terjadinya likuifaksi baik dari sisi kualitas (nilai CRR) yang semakin kecil maupun kedalaman dan jumlah lapisan deposit yang berpotensi terjadi likuifaksi.



Gambar 7.22: Perbandingan profil CRR-CSR titik-titik observasi untuk beberapa skenario gempa bumi.

Fenomena perubahan risiko likuifaksi akibat perubahan magnitude gempa ini dapat juga dilihat melalui perbandingan nilai FS. Gambar 7.23 menunjukkan perbandingan beberapa profil FS yang dihasilkan dari beberapa skenario gempa bumi. Perubahan magnitude kepada $7,5$ dan $8 M_w$ menyebabkan risiko likuifaksi lapisan tanah deposit meningkat khususnya pada kedalaman 11 hingga 18 m. Risiko ini dilihat dari pe-

rubahan nilai FS, dari di atas angka aman menjadi nilai FS yang lebih rendah daripada 1.



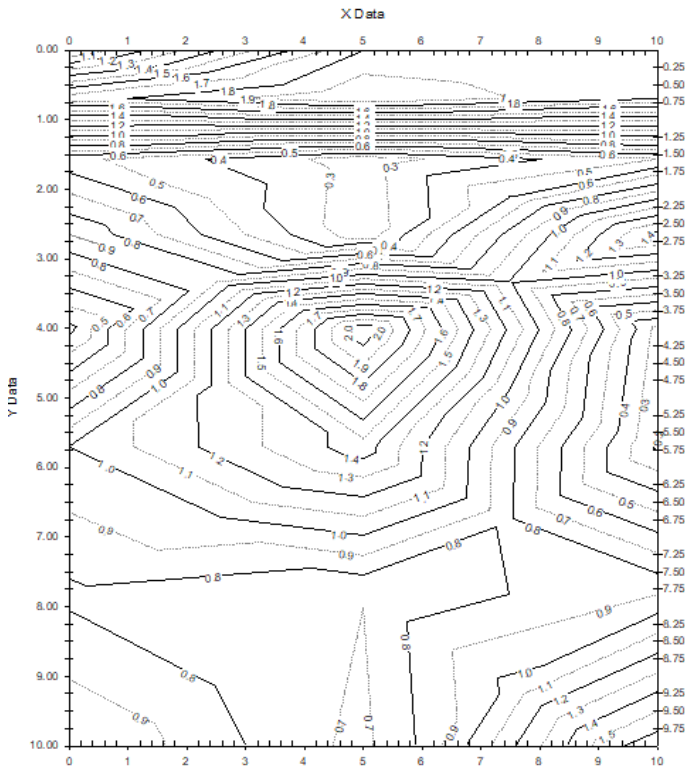
Gambar 7.23: Perbandingan profil FS titik-titik observasi untuk beberapa skenario gempa bumi.

f. Analisis Tomografi 2D Potensi Likuifaksi

Output selanjutnya dari penelitian ini adalah menghasilkan peta tomografi yang memberikan informasi mengenai potensi likuifaksi dalam dua dimensi (2D). Peta 2D potensi likuifaksi ini dihasilkan dari analisis korelasi kontur dari beberapa profil 2D Vs untuk menghasilkan peta 2D FS dengan perhitungan FS seperti yang dicontoh di atas. Plot 2D ini dimaksudkan untuk memberikan gambaran secara lebih jelas, lokasi subpermukaan dan kedalaman lapisan-lapisan yang memiliki risiko likuifaksi.

Gambar 7.24 menunjukkan hasil awal peta 2D tomografi analisis potensi likuifaksi dari profil 2D kecepatan gelombang

geser yang didapatkan dari survei MASW pada lokasi S1-3 untuk kedalaman hingga 10 m. Profil 2D FS tersebut dianalisis untuk skenario gempa bumi $6,3 M_w$ (27 May 2006). Dimensi jarak (sumbu X) dalam peta 2D FS ini diukur untuk jarak memanjang 10 m. Meskipun demikian, pembuatan peta untuk jarak yang lebih panjang adalah dimungkinkan dengan menambahkan data profil 2D Vs pada titik-titik selanjutnya.



Gambar 7.24: Peta bentukan awal tomografi 2D FS pada lokasi studi S1-3 subpermukaan 10 m untuk skenario gempa bumi $6.3 M_w$

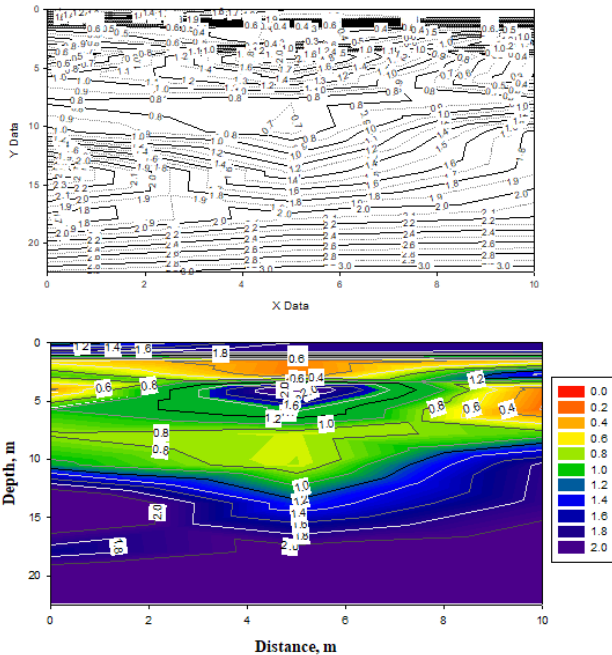
Dari Gambar 7.24, distribusi nilai FS pada setiap lapisan deposit yang diobservasi terlihat secara jelas. Adanya *soil lense* lapisan deposit yang dibentuk dari nilai FS yang tidak seragam juga terindikasi dengan jelas pada kedalaman 3 hingga 5 m. Seterusnya, setiap kontur yang sama dalam peta tomografi diberikan bobot warna spektrum yang sama sehingga menghasilkan peta 2D FS yang lebih baik. Gambar 7.25 menunjukkan perbandingan peta tomografi 2D FS untuk versi kontur dan versi spektrum warna hingga kedalaman observasi 22 m.

Berdasarkan Gambar 7.25, lapisan yang berpotensi mengalami likuifaksi dapat diidentifikasi dengan baik dan jelas. Melalui spektrum warna, lapisan berpotensi terlikuifaksi diketahui berwarna merah hingga hijau muda di antara nilai FS sebesar 0 hingga 1 yang ditunjukkan pada kedalaman 2 hingga 10 m. Secara khususnya dari wilayah tersebut untuk nilai $FS < 0.6$ (warna kuning) mempunyai risiko yang lebih besar (kedalaman 3 hingga 7 m).

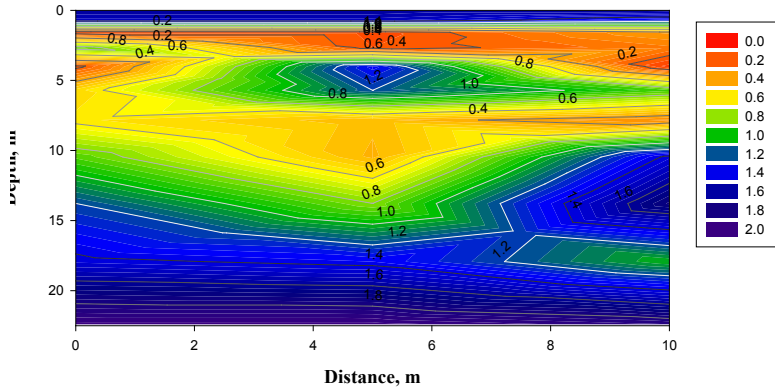
Gambar 7.26 dan Gambar 7.27 selanjutnya menunjukkan peta tomografi FS 2D untuk skenario gempa bumi $7,5 M_w$ dan $8 M_w$. Seperti halnya hasil dari analisis profil FS 1D, peningkatan magnitude gempa menghasilkan sebaran likuifaksi yang lebih merata dan melibatkan lapisan yang lebih dalam. Kedalaman potensi likuifaksi pada lapisan deposit di lokasi studi diidentifikasi hingga kedalaman 18 m. Peta-peta tomografi 2D ini menunjukkan informasi yang berguna pada subpermukaan yang berpotensi mengalami likuifaksi. Lokasi lapisan-lapisan kritis dengan mudah diketahui dan

diidentifikasi dalam profil dua dimensi untuk berbagai skenario gempa yang mungkin terjadi.

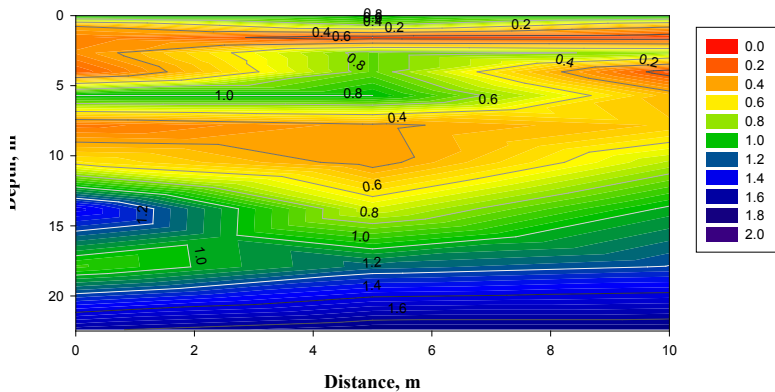
Penelitian ini telah mencapai suatu hasil temuan yang signifikan bagi kajian-kajian kebencanaan. Meskipun tidak ada algoritma baru yang dihasilkan atau diturunkan dari penelitian ini, namun dengan satu program komputasi berbasis MATLAB dan pembangunan peta tomografi 2D potensi likuifaksi telah dihasilkan dengan baik dalam kajian ini.



Gambar 7.25: Hasil akhir peta tomografi 2D FS pada lokasi studi S1-3 subpermukaan 22 m untuk skenario gempa bumi 6.3 Mw



Gambar 7.26: Hasil akhir peta tomografi 2D FS pada lokasi studi S1-3 subpermukaan 22 m untuk skenario gempa bumi 7,5 MW



Gambar 7.27: Hasil akhir peta tomografi 2D FS pada lokasi studi S1-3 subpermukaan 22 m untuk skenario gempa bumi 8 M_w

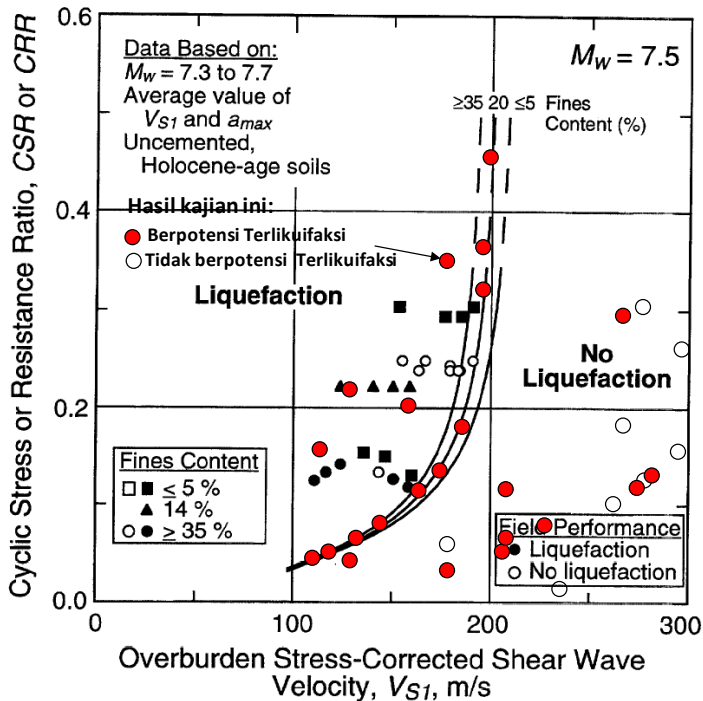
g. Verifikasi Hasil Kajian dalam Kurva Vs-CSR atau CRR (Andrus et al. 1999)

Andrus et al. (1999) telah merekomendasikan suatu kurva hubungan antara kecepatan gelombang geser yang terkoreksi oleh tegangan vertikal terhadap rasio tegangan siklik (CSR) atau rasio tahanan siklik (CRR). Kurva ini dihasilkan dari hubungan empirik data lapangan (*case history*) dari 225 kasus likuifaksi yang dihasilkan dari peristiwa 26 gempa bumi di empat Negara, yaitu US (149 kasus likuifaksi), Cina (6 kasus likuifaksi), Taiwan (36 kasus likuifaksi) dan Jepang (34 kasus likuifaksi). Gambar 7.28 merupakan plot hasil kajian ini pada kurva Vs-CSR/CRR dari Andrus et al. (1999) untuk skenario gempa 7.5 M_w .

Secara umum, sebagian besar plot data observasi yang berpotensi terjadinya kejadian likuifaksi dari daerah studi berada pada wilayah likuifaksi yang direkomendasikan oleh Andrus et al. (1999). Prosen butiran halus pada gradasi tanah dari plot data lokasi studi sekitar 10-20%. Peristiwa likuifaksi berpotensi terjadi pada lapisan deposit basir atau tanah mengandung pasir yang bergradasi buruk dan bersifat tidak padat (*loose*). Peristiwa likuifaksi banyak terjadi pada lapisan deposit di bawah muka air tanah dengan kedalaman efektif hingga 10-15 m.

Selain kriteria tersebut, menurut kurva Andrus et al. (1999), peristiwa likuifaksi terjadi pada kecepatan gelombang geser terkoreksi antara 100 hingga 200 m/s. Meskipun demikian, dalam studi ini, menunjukkan bahwa lapisan

deposit dengan kecepatan yang lebih daripada 200 m/s pun berpotensi terjadi likuifaksi. Hal ini lebih dipengaruhi oleh gradasi butiran pada lapisan deposit dan bentukan lapisan tersebut secara geologi.



Gambar 7.28: Plot nilai kecepatan gelombang geser terkoreksi dan CSR/CRR dari kajian ini pada kurva empirik yang direkomendasikan oleh Andrus et al. (1999) untuk mengidentifikasi kejadian likuifaksi untuk skenario gempa bumi 7.5 MW

Dalam kasus yang terjadi di Kampus UMY, lapisan deposit pasir halus bisa mencapai kedalaman hampir 30 m,

bentukannya ada yang bersifat lepas (*loose sand*) dan ada yang padat/ kompak. Berdasarkan data *georesistivity* yang dilakukan dalam penelitian ini di tahun pertama, ditunjukkan bahwa lapisan deposit pasir membentuk sedimen hingga kedalaman 80 m lebih. Kondisi ini yang menyebabkan amplifikasi dari getaran yang dihasilkan oleh gempa bumi menjadi lebih tinggi. Dengan demikian, lapisan-lapisan dengan kecepatan gelombang 200 – 300 m/s pun menjadi berisiko untuk terlikuifaksi.

BAB VIII

PENUTUP

A. Kesimpulan

1. Hasil kajian dalam monograf ini menunjukkan bahwa analisis potensi likuifaksi berbasis data kecepatan gelombang geser telah berhasil digunakan untuk mengevaluasi potensi likuifaksi pada lokasi studi di Kawasan Kampus UMY, Bantul, Yogyakarta dengan baik dan mudah. Kecepatan gelombang geser diperoleh dari analisis metode seismik menggunakan teknik MASW. Teknik tersebut adalah non-destruktif yang efektif dan efisien yang dapat digunakan untuk menyediakan informasi kecepatan gelombang geser sub-permukaan.
2. Kajian dalam monograf ini menghasilkan satu subrutin MATLAB untuk menilai potensi likuifaksi berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser dan parameter tanah penting lainnya telah dihasilkan. Perangkat lunak ini memudahkan untuk mengevaluasi potensi likuifaksi dengan mudah dan cepat.

3. Kajian ini juga menghasilkan studi potensi likuifaksi dalam profil tomografi dua dimensi (2D). Dengan demikian, kondisi lapisan tanah sub-permukaan yang berpotensi terjadi likuifaksi dapat dievaluasi secara jelas dan lokasi antar lapisan dapat dideteksi dengan baik melalui spektrum warna yang ditampilkan. Informasi ini selanjutnya dapat digunakan oleh perencana geoteknik untuk melakukan usaha meminimalisasi potensi likuifaksi melalui peningkatan daya dukung tanah.
4. Prosedur analisis potensi likuifaksi gabungan berdasarkan data Vs dari gabungan teknik MASW dan geolistrik telah diusulkan untuk memberikan penyelesaian bagi analisis potensi likuifaksi pada daerah rawan gempa secara cepat dan interaktif (dalam plotting 2D).

B. Rekomendasi

1. Satu studi yang komprehensif laboratorium perlu dilakukan untuk menilai keakuratan studi ini, khususnya mengevaluasi bilamana diperlukan melakukan perubahan terhadap korelasi-korelasi empirik yang digunakan dalam kajian ini yang mengacu pada metode *simplified procedure*.
2. Kajian komputasi likuifaksi selanjutnya perlu melibatkan metode-metode lain, sehingga bisa menjadi pembandingan dari hasil yang didapatkan, misalnya analisis likuifaksi menggunakan korelasi NSPT atau CPT.

3. Beberapa persamaan lain untuk mencari CRR perlu dipertimbangkan, untuk memastikan terdapat beberapa hasil akhir profil potensi likuifaksi yang bisa dikomparasikan untuk menghasilkan keputusan lapangan yang lebih baik.

DAFTAR PUSTAKA

- Andrus, R.D. 1994. *In situ characterization of gravelly soils that liquified in the 1983 borah Peak Earthquake*. PhD Dissertation. The University of Texas, Austin.
- Andrus, R.D. dan Stokoe, K.H., II. 2000. *Liquefaction resistance of soils from shear-wave velocity*. J. Geotech. and Geoenviron. Engrg. 126(11): 1015-1025.
- Andrus, R.D., Stokoe, K.H., II. & Chung, R.M. 1999. *Draft Guidelines for Evaluating Liquefaction Resistance using Shear Wave Velocity Measurements and Simplified Procedures*. NISTIR 6277, National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, MD, 121p.
- ASTM D1586. 2018. *Standard Test Method for Standard Penetration Test (SPT) and Split-Barrel Sampling of Soils*. ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM D6431. 1999. *Standard Guide for Using the Direct Current Resistivity Method for Subsurface Investigation*. ASTM International, West Conshohocken, PA.

- Barmin, M.P., Levshin, A.L. dan Ritzwoller, M.H., 2001. *A fast and reliable method for surface wave tomography*. Pure appl. Geophys. 158: 1351–1375.
- BBC. 2019. Dokumen foto: *Tanah di Perumahan Balaroa anjlok (terlikuifaksi) setelah gempa-tsunami melanda Kota Palu dan sekitarnya, pada 28 September 2019*. Diakses dari <https://www.bbc.com/indonesia/indonesia-45708229>, pada tanggal 21 Januari 2020.
- Bolt, B.B. 1976. *Nuclear Explosions and Earthquake*. San Francisco: *The Parted Veil*. W.H. Freeman and Company.
- Casagrande, A. 1936. *Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of earth fills*. Journal of Boston Soc. Civ. Eng.
- Casagrande, A. 1975. *Liquefaction and cyclic deformation of sands: A critical review*. 5th Pan American Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Buenos Aires.
- Chiou, J.S. dan Chen, C.H. 2007. *Geotechnical Hazards During Chi-Chi Earthquake* in International Training Program for Seismic Design of Structure 2007, (K-C. Tsai and R-Z. Wang ed.), National Center for Research on Earthquake Engineering, Report No.NCREE-07-039, Taipei, pp. 19-29.
- Christian, J.T. dan Swiger, W.F. 1975. *Statistics of liquefaction and SPT results*. Journal Geotechnical Engineering, ASCE **101**: 1135-1150.

- ESDM. 2019. Dokumen foto: *Peta zonasi likuifaksi di Kawasan Palu*, :<https://www.esdm.go.id/en/media-center/news-archives/rekonstruksi-paska-gempa-dan-tsunami-di-palu-ini-rekomendasi-badan-geologi>. Diakses: 20 Januari 2020.
- Finn, W.D.L., Lee, K.W. dan Martin, G.R. 1975. *Seismic pore water pressure generation and dissipation*. Symposium on Soil Liquefaction, ASCE, Philidelphia: 169-198.
- Florin, V.A. dan Ivanov, P.L. 1961. *Liquefaction on saturated sandy soils*. Proc. 5th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Paris, Vol.1: 107-111.
- Gilks, W.R., Richardson, S. dan Spiegelhalter, D.J. 1996. *Markov Chain Monte-Carlo in Practice*, Chapman and Hall, London.
- Gucunski, N. dan Woods, R.D. 1991. *Instrumentation for SASW testing*, in Bhatia, S. K., and Blaney, G. W., Eds., *Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics: Am.Soc. Civil Eng.*: 1–16.
- Joh, S.H. 1996. *Advance in interpretation and analysis technique for spectral analysis of surface wave (SASW) measurements*. Disertasi Ph.D. The University of Texas at Austin.
- 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. & Roesset, J.M. 1981. *Stiffness matrices for layered soils*. Bulletin of the Seismological Society of America 71(6): 1743-1761.
- Kim, D.-S., Shin, M.-K. & Park H.C. 2001. *Evaluation of density in layer compaction using SASW method*, Soil Dynamic and Earthquake Engineering 21 : 39-46
- Lesmana, S.B., Rosyidi, S.A., Wintolo, J. dan Widiyanti, A. 2009. *Pengembangan teknik pengukuran lapangan terpadu seismik dan geo-listrik untuk potensi likuifaksi pada tanah berpasir dan lokasi patahan*. Laporan Penelitian Hibah Bersaing Tahun Pertama. DP2M, Direktorat Pendidikan Tinggi, Kementrian Pendidikan Nasional.
- 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, July 3-5, Trondheim, Norway.
- Maslov, N.N. 1957. *Questions on seismic stability of submergerd sandy foundations and structures*. Proc.4th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, London, Vol.1:368-372.
- 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: 1-13.

- 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. Austin: Center of Transportation Research. Bureau of Engineering Research. The University of Texas.
- 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.
- Mulyaningsih, S., Sampurno, Zaim, Y., Puradimaja, D.J., Bronto, S. & Siregar, D.A. 2006. *Perkembangan Geologi pada Kuartar Awal sampai Masa Sejarah di Dataran Yogyakarta*. *Jurnal Geologi Indonesia*, Vol. 1 No. 2 Juni 2006: 103-113.
- Nazarian, S. & Stokoe II, K. H. 1984. *In-situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves*. Proc.of 8th World Conf. on Earthquake Engineering 3 : 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.
- NCREE. 2007. *Module of The International Training Program for Seismic Design of Structures and Hazard Mitigation (ITP 2007)* October 22-26, 2007, National Center for Research on Earthquake Engineering, Taipei, Taiwan.
- Park, C. B., R. D. Miller, and J. H. Xia, 1998, *Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record*. SEG

- Technical Program Expanded Abstracts 1998, p. 1377-1380.
- Park, C. B., R. D. Miller, J. H. Xia, and J. Ivanov, 2007, *Multichannel analysis of surface waves (MASW)--active and passive methods*. The Leading Edge, 26, 60-64.
- 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.
- Penumadu, D. & Park, C. 2005. *Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW) Method for Geotechnical Site Characterization*. Geotechnical Special Publication. Conference: Geo-Frontiers Congress 2005. DOI: 10.1061/40779(158)3
- Prakash, S. 1981. *Soil dynamics*. New York: McGraw-Hill
- Prakash, S. & Gupta, M.K. 1970. *Liquefaction and settlement characteristics of loose sand under vibrations*. Proc. International Conference on Dynamics Waves in Civil Engineering: 323-338.

- Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi. 2006. *Peta Wilayah Rawan Gempa di Indonesia*.
- Rahardjo., W., Sukandarrumidi, & Rosidi, H.M.D., 1977. *Peta Geologi lembar Jogjakarta, Jawa skala 1:100.000, Edisi II*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Robertson, P. K., Woeller, D. J., & Finn, W. D. L. 1992. *Seismic cone penetration test for evaluating liquefaction potential under cyclic loading*. Can. Geotech. J. 29; 686–695.
- Rosyidi, S.A. 2004. *Evaluation of Dynamic Stiffness of Pavement Material using SASW Method*. Master Thesis. Universiti Kebangsaan Malaysia. 210 pp.
- Rosyidi, S.A. 2005. *Studi Pengukuran Modulus Elastisitas Dinamik Lapangan pada Bahan Perkerasan Jalan Menggunakan Teknik Spektrum Gelombang Seismik (Studi Kasus pada Jalan Nasional Piyungan–Gading)*. Laporan Penelitian Kopertis Wilayah V Yogyakarta.
- Rosyidi, S.A.P. 2015. *Pemetaan Daya Dukung Tanah dan Diskontinuitas Struktur Tanah Dasar Menggunakan Metode Multi-Channel Analysis of Surface Waves (MASW)*. Proseding Seminar Nasional Teknik Sipil V Tahun 2015, Universitas Muhammadiyah Surakarta.
- 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 (FSTPT). Universitas Indonesia

- Rosyidi, S.A., Hantoro, G. & Taha, M.R. 2003. *Determination the design input param of dynamic elastic modulus of road-pavement base layer using wave propagation technique*. Konferensi Nasional Teknik Jalan ke-7 pada tanggal 7– 10 Oktober 2003. Himpunan Pengembang Jalan Indonesia (HPJI). Jakarta.
- Rosyidi, S.A., Hantoro, G., Siegfried, Handayani, G. & Taha, M.R. 2007. *Pengembangan metode integrated-spectral-analysis-of-surface-waves (SASW) untuk evaluasi nilai modulus elastisitas struktur perkerasan jalan*. Laporan Penelitian Hibah Bersaing, Direktorat Pendidikan Tinggi, Departemen Pendidikan Tinggi Republik Indonesia.
- Rosyidi, S.A., Taha, M.R., Lesmana, S.B., Wintolo, J. & Adi, A.D. 2008a. *Some lessons from Yogyakarta earthquake of May 27, 2006*. Proc.of International Conference, Case History in Geotechnical Engineering, Arlington, VA, 11-16 August 2008.
- Rosyidi, S.A., Taha, M.R., Chik, Z. & Ismail, A. 2008b. *Seismic response identification of surface waves on residual soils using wavelets analysis*. Proc. International Conference in Geotechnical and Highway Engineering, Geotropika 2008, Kuala Lumpur Malaysia.
- Rosyidi, S.A., Taha, M.R., Chik, Z. & Ismail, A. 2008c. *Seismic response identification of surface waves on residual soils using wavelets analysis*. Proc. International Conference in Geotechnical and Highway Engineering, Geotropika 2008, Kuala Lumpur Malaysia.

- Rosyidi, S.A., Lesmana, S.B., Widiанти, A., Taha, M.R. & Wintolo, D. 2010. *Faults and Liquefaction Potential Assessment from Integrated Site Investigations*. Proceeding of 14th European Conference of Earthquake Engineering, Ohrid 30 August – 3 September 2010.
- Rosyidi, S.A.P. & Taha, M.R. 2012. *Wavelet Spectrogram Analysis of Surface Wave Technique for Dynamic Soil Properties Measurement on Soft Marine Clay Site*. In book: *Seismic Waves - Research and Analysis*. InTech, DOI: 10.5772/27530.
- Rosyidi, S.A.P. & Yusoff, NIM. 2018. *Wavelet-Spectrogram Analysis of Surface Wave Technique for In Situ Pavement Stiffness Measurement*. J. Material in Civil Engineering ASCE, Vol.30(11). DOI: doi.org/10.1061/(ASCE)MT.1943-5533.0002504.
- 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.
- Schwab, F. & Knopoff, L., 1972. *Fast surface wave and free mode computations*, on *Methods in Computational Physics*, Volume 11, 57-180, ed. B. A. Bolt, Academic Press, New York.
- Seed, H. B., dan Idriss, I. M. 1971. *Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential*. J. Soil Mech. and Found. Div. ASCE 97(9): 1249–1273.

- Seed, H.B. 1976. *Some aspects of sand liquefaction under cyclic loading*. Conference on Behavior of Off-shore Structures, The Norwegian Institute of Technology.
- Seed, H.B. dan Idriss, I.M. 1967. *Analysis of soil liquefaction, Niigata Earthquake*. Journal of Soil Mechanics and Foundation, ASCE 93 (SM 3): 83-108.
- Seed, H.B. dan Idriss, I.M. 1971. *Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential*. Journal of Soil Mechanics and Foundation, ASCE 97 (SM 9): 1249-1273.
- Shapiro, N. M. dan Ritzwoller, M. H. 2002. *Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle*. Geophys. J. Int. 151: 88–105
- SNI 03-2528-1991. *Metode Eksplorasi Awal Air Tanah dengan Cara Geolistrik Wenner*. Standar Nasional Indonesia.
- Stokoe II, K.H., Wright, S.G., Bay, J.A. & Rössset, J.M. 1994. *Characterization of geotechnical sites by SASW method*. In: Woods, R.D. editor. ISSMFE Technical Committee 10. XIII ICSMFE. New Delhi. India
- Stokoe, K.H.II, Andrus, R.D., Rix, G.J., Sanchez-Salinero, I., Sheu, J.C. dan Mork, Y.J. 1988. *Field investigation of gravelly soils which did and did not liquefy during the 1983 Borah Peak, Idaho Earthquake*. Geotechnical Eng Center Report GR 87-1, University of Texas at Austin.
- Syifa, M., Kadavi, P.R. & Lee, C.W. 2019. *An Artificial Intelligence Application for Post-Earthquake Damage Mapping in Palu, Central Sulawesi, Indonesia*. Sensors, Vol. 19 (542).doi:10.3390/s19030542

- Tokimatsu, K., Kuwayama, S., Abe, A. Nomura, S. dan Tamura S. 1991. *Considerations to damage patterns in the Marina district during Loma Prieta Earthquake based on Rayleigh wave investigation*. Proc. 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, Vol.II: 1649-1654.
- 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., 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.
- Youd, T. L., et al. 1997. Summary report. Proc., *NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils*, Tech. Rep. NCEER-97-0022, T. L. Youd and I. M. Idriss, eds., National Center for Earthquake Engineering Research, Buffalo, 1–40.
- Zeffitni, Basir-Cyio, M., Napitupulu, M. & Worosuprojo, S. 2020. *Spatial analysis of the liquefaction vulnerability zone based on the phreatic level at the Palu groundwater basin, Central Sulawesi Province*. Journal of Physics: Conference Series 1434. doi:10.1088/1742-6596/1434/1/012019.

LAMPIRAN

METODE PENYELIDIKAN BAWAH PERMUKAAN DENGAN CARA GEOLISTRIK WENNER SNI 03-2528-1991

Sumber:

**Balai Geoteknik Jalan Puslitbang Jalan dan Jembatan
Badan Penelitian dan Pengembangan Departemen PU**

Peralatan



1. Sumber arus dan pengirim arus



Empat buah gulungan kabel



Lima buah elektroda

2. Gulungan kabel dan elektroda



Empat buah palu besi

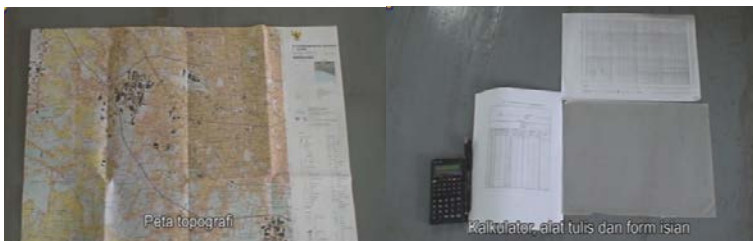


Dua gulung tali ukur panjang 300 m

3. Palu dan meteran



4. Kompas geologi dan alat komunikasi



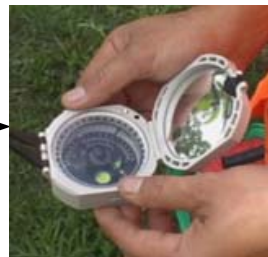
5. Peta geologi, hidrologi, kalkulator, kertas milimeter

Prosedur Pengujian

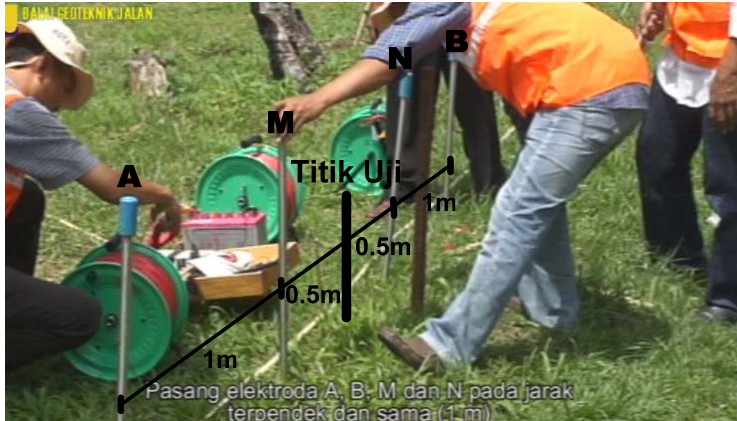
Patok titik uji



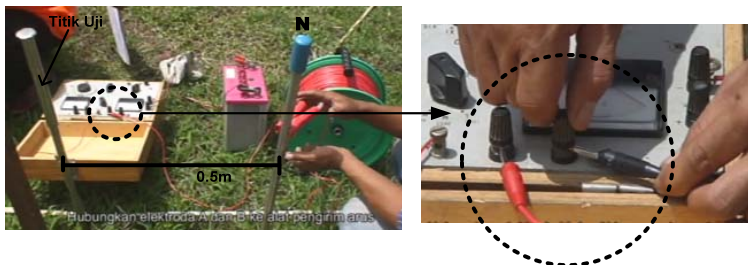
1. Tentukan titik pengujian dan gambarkan titik pengujian dipeta



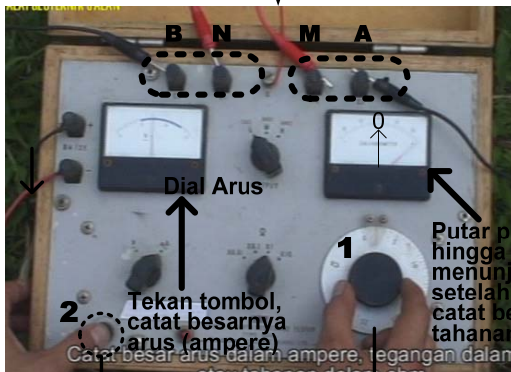
2. Tentukan arah bentang pengukuran



3. Pasang elektroda pada jarak terpendek dengan jarak elektroda harus sama dengan $AM = MN = NB = 1$



4. Hubungkan elektroda A dan B ke alat pengirim arus dan Hubungkan elektroda M dan N ke pengukur potensial pada alat geolistrik



Tombol

Pengatur Tegangan

5. Catat besar arus yang dikirim dalam ampere, Catat besar tegangan dalam volt atau besar tahanan listrik dalam ohm

6. Pindahkan elektroda dengan jarak 1.5m

7. Ulangi langkah (3) sampai (5) untuk jarak elektroda berikutnya.

TENTANG PENULIS



Sri Atmaja P. Rosyidi

Ir. (UMY)., Ir. (PII), ST. (UMY)., MSc.Eng (UKM), P.Grad.Cert.(Salerno), Ph.D. (UKM), P.Eng., IPM

M.ASCE, M.IACMAG, M Inst of Engineers Indonesia (PII), M.ISGE, M.IRDA, Greenship Associate (GA)

SCOPUS ID Author: 26321207400

ORCID ID: orcid.org/0000-0001-8853-555X

SRI Atmaja P. Rosyidi, membidangi keahlian pada kajian-kajian teknik transportasi dan infrastruktur, dinamika material pada tanah, rekayasa perkerasan jalan dan penggunaan *Non-Destructive Testing* (NDT) untuk monitoring dan evaluasi kekuatan infrastruktur.

Penulis mengawali karir akademiknya sebagai asisten dosen (1999), dosen muda (2000) hingga saat ini sebagai dosen senior (Lektor Kepala/ Associate Professor) sejak tahun 2013 di

Jurusan Teknik Sipil Universitas Muhammadiyah Yogyakarta (UMY). Selain sebagai dosen, penulis juga aktif sebagai peneliti senior di Center for regional Energy Management (Pusat Studi Pengelolaan Energi Regional/PUSPER) UMY untuk bidang energi-lingkungan dan transportasi; dan penulis menjadi Direktur PUSPER (2010 –2011; 2017 – saat ini). Saat ini, penulis menjadi Direktur Pascasarjana UMY, setelah sebelumnya diberikan amanah sebagai Wakil Rektor bidang Kemahasiswaan, Alumni, Kerjasama, dan Internasionalisasi di Universitas Muhammadiyah Yogyakarta periode 2011 – 2013 dan 2013 –2017.

Penulis menyelesaikan pendidikan Sarjana Teknik Sipil dengan predikat *Cum Laude* di Universitas Muhammadiyah Yogyakarta pada 1999. Selanjutnya penulis melanjutkan studinya di Department of Civil and Structural Engineering, the National University of Malaysia; dan menyelesaikan studinya dengan gelar MSc.Eng (Master of Science in Engineering) pada tahun 2004. Penulis juga menempuh Pendidikan Postgraduate Certificate pada International School of Landslide Risk Analysis and Hazards Mitigation, University of Salerno, Italy di tahun 2008. Pada tahun 2009, penulis menyelesaikan Pendidikan Ph.D. (Doctor of Philosophy) di Department of Civil and Structural Engineering, the National University of Malaysia. Selanjutnya, tahun 2009 hingga 2011 penulis melanjutkan penelitiannya pada program Postdoctoral research, di GeoHazards and GeoEnvironment Research Group, the National University of Malaysia. Penulis dari tahun 2007 hingga saat ini mengikuti banyak kursus keahlian yang

diselenggarakan di beberapa negara, di antaranya Dinamika Struktur (NCREE Taiwan, 2007), Material Perkerasan Jalan (Yunani, 2007), Aplikasi Radiasi Sinar Gamma untuk Analisis Material (Malaysia, 2008), Pemodelan Energi (ECN Belanda, 2008), Pengujian Seismik (Chung Ang, Korea 2010), Konservasi Energi (TU/e Belanda, 2010 – 2011), Aplikasi Geotekstil untuk Perkerasan Jalan (Mesir, 2018), Keprofesian Insinyur (2018-2019).

Dalam bidang penelitian, penulis terlibat dalam lebih dari 60 penelitian yang didanai oleh Universitas Muhammadiyah Yogyakarta (UMY), Ministry of Public Works Indonesia, Ministry of National Education Indonesia; Ministry of Research and Technology Indonesia; Ministry of Research, Technology & Higher Education Indonesia; Ministry of Transportation Indonesia; Ministry of Science, Technology and Innovation Malaysia; Ministry of Foreign Affairs Netherlands (Agency of NL); European Commission dan Embassy of the Royal of the Netherlands. Penulis juga secara aktif mempresentasikan hasil-hasil studi dan penelitiannya pada seminar dan konferensi internasional serta jurnal-jurnal bereputasi internasional.

Selain bidang akademik, penulis juga memegang sertifikat praktisi sebagai Professional Engineer dalam bidang Road (Pavement) and Bridge Engineer (2006), Building Construction Engineer (1999), Greenship Associate Certificate for Green building (2016), dan Insinyur Profesional Madya dari Persatuan Insinyur Indonesia (PII), serta mendapatkan Sertifikasi Kompetensi Ahli Utama dalam bidang Teknik

Jalan Raya dan Teknik Perkeretaapian. Selain kegiatan profesi insinyur, Penulis juga terlibat dalam Kegiatan Auditor dan Asesor Keselamatan Infrastruktur Perkeretaapian bersama Tim Safety Assessment Direktorat Jenderal Perkeretaapian, di antaranya pada Mass Rapid Transit Jakarta (MRTJ) System (Februari 2019), Double Track Kebasen-Notog & Tunnel Constructions (Januari 2019), Double Track Kualanamu Airport Railway Line (Desember 2018), Light Rapid Transit (LRT) Palembang (Juli – Agustus 2018), Soekarno-Hatta Airport Railway Line (2018), Minangkabau (Padang) Airport Railway Line (2018), dan Double Track Kebasen, Purwokerto (2017).

Penulis menerima penghargaan untuk penelitiannya di antaranya Medali Perunggu in category of Innovation in Building – Architecture – Civil Engineering Construction – Materials – Woodwork Category in Malaysian Technology Exhibition 2009. Medali Perunggu in Malaysian Innovation and Research Expo and Competition 2004. Bronze Medal in Malaysian Technology Expo (2011), Ministry of Science, Technology and Innovation of Malaysia, 17-19 February 2011, serta Medali Emas & The Best Award (Invention & Innovation Awards 2013), pada Malaysian Technology Expo (2013), Geo-Sw@T: An Innovative Landslide Prediction Using Seismic Signal Analysis, Ministry of Science, Technology, and Innovation of Malaysia, 21 – 23 February 2013. Dari hasil penelitiannya, penulis mempunyai 1 patent terdaftar, 3 patent-pending, 2 trademarks, dan 7 copyright. Buku ini merupakan

karya Penulis yang kelima dari tujuh buku yang pernah ditulis dan dipublikasikanya hingga tahun 2019.

