TUGAS AKHIR – RF184838

PEMETAAN SITUS SUMBERBEJI, JOMBANG MENGGUNAKAN METODE GROUND PENETRATING RADAR (GPR)

AISYA NUR HAFIYYA KRISTANTO
NRP. 03411640000032

Dosen Pembimbing
Dr. Ir. Amien Widodo, MS
NIP. 19591010 198803 1002

Juan Pandu Gya Nur Rochman S.Si, MT
NIP. 19890612 220150 1003

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil Perencanaan dan Kebumian
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2020

TUGAS AKHIR – RF184838

PEMETAAN SITUS SUMBERBEJI, JOMBANG MENGGUNAKAN METODE GROUND PENETRATING RADAR (GPR)

AISYA NUR HAFIYYA KRISTANTO
NRP. 03411640000032

Dosen Pembimbing
1. Dr. Ir. Amien Widodo, MS
   NIP. 19591010 198803 1002
2. Juan Pandu Gya Nur Rochman S.Si, MT
   NIP. 19890612 220150 1003

Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil Perencanaan dan Kebumian
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2020

Halaman ini sengaja dikosongkan

FINAL PROJECT – RF184838

MAPPING OF SUMBERBEJI ARCHAEOLOGICAL SITE USING GROUND PENETRATING RADAR (GPR)

AISYA NUR HAFIYYA KRISTANTO
NRP. 03411640000032

Supervisor
2. Dr. Ir. Amien Widodo, MS
   NIP. 19591010 198803 1002
3. Juan Pandu Gya Nur Rochman S.Si, MT
   NIP. 19890612 220150 1003

Geophysical Engineering Department
Faculty of Civil, Environmental and Geo Engineering
Institute Technology of Sepuluh Nopember
Surabaya 2020

Halaman ini sengaja dikosongkan

HALAMAN PENGESAHAN

Tugas akhir ini diajukan oleh

Nama	:	Aisya Nur Hafiyya Kristanto
NRP	:	0341 16 40000 032
Departemen	:	Teknik Geofisika
Judul Tugas Akhir	:	Pemetaan Situs Sumberbeji, Jombang Menggunakan Metode *Ground Penetrating Radar* (GPR)

Telah berhasil dipertahankan di hadapan tim penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumian, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

Surabaya, 30 Juli 2020

1. ……
   Dr. Ir. Amien Widodo, MS
   NIP. 19591010 198803 1002 (Pembimbing I)

2. ……
   Juan Pandu Gya Nur Rochman S.Si, MT
   NIP. 19890612 220150 1003 (Pembimbing II)

3. ……
   Wien Lestari, ST., M.T
   NIP. 19811002 201212 2 003 (Penguji I)

4. ……
   Moh. Singgih Purwanto, S.Si., M.T.
   NIP. 19800916 200912 1 002 (Penguji II)

Menyetujui,
Kepala Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumian
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Dr. Dwa Desa Warnana
NIP. 19760123 200003 1 001

Halaman ini sengaja dikosongkan

PERNYATAAN KEASLIAN
TUGAS AKHIR

Saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan tugas akhir saya dengan judul "**Pemetaan Situs Sumberbeji, Jombang Menggunakan Metode *Ground Penetrating Radar***" adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka.

Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 30 Juli 2020

Aisya Nur Hafiyya Kristanto

NRP. 0341 16 40000 032

Halaman ini sengaja dikosongkan

Pemetaan Situs Sumberbeji, Jombang Menggunakan Metode Ground Penetrating Radar (GPR)

Nama Mahasiswa	: Aisya Nur Hafiyya Kristanto
NRP	: 03411640000032
Departemen	: Teknik Geofisika FTSPK-ITS
Pembimbing	: 1. Dr. Ir. Amien Widodo, MS
	2. Juan Pandu Gya Nur Rochman S.Si, MT

ABSTRAK

Situs arkeologi berupa sendang dengan struktur batubata yang berasosiasi dengan peradaban Majapahit ditemukan di Desa Kesamben, Kecamatan Ngoro, Kabupaten Jombang. Situs tersebut tersingkap pada kedalaman ±2 m di bawah endapan lahar Gunung Kelud dan memiliki saluran air yang menerus ke arah timur dan barat. Pemetaan struktur situs yang masih terpendam dilakukan menggunakan metode *Ground Penetrating Radar* (GPR) karena bersifat non-destruktif dan telah banyak digunakan dalam penelitian arkeologi *near-surface*. Pengukuran GPR dilakukan menggunakan perangkat GPR MALÅ GS dengan frekuensi 4800 MHz pada 29 lintasan yang dibentangkan berarah utara-selatan dan timur-barat di seluruh area penelitian (638456.00E, 9152450.00S - 638606.00E, 9152426.00S dan 638535.00E, 9152463.00S - 638526.00E, 9152415.00S). Data hasil pengukuran diolah menggunakan perangkat lunak MatGPR R-3.1 dengan operasi *adjust time-zero*, *background removal*, *median filter*, *inverse amplitude decay*, *subtract mean dewow*, *K-L filter*, *suppress dipping features*, dan *Gazdag's migration*. Data yang telah diproses dimodelkan dalam profil 1-D dan 3-D untuk memvisualisasikan distribusi situs. Profil 1-D lintasan SB-01 s/d SB-12 mendeteksi adanya anomali struktur batubata ditunjukkan dengan nilai amplitudo tinggi, memiliki nilai konstanta dieletrik 3,429-9 dan kecepatan 0,1-0,162 m/ns yang terletak pada kedalaman 0-6 meter. Anomali yang sama terdeteksi pada lintasan SB-13 dengan kedalaman 0-3 meter. Hasil 3-D menunjukkan ketebalan dinding struktur di sisi timur, utara, dan barat sekitar 2 meter, dan terdapat struktur terdeteksi di tengah kubus dengan dimensi 15 × 25 meter pada kedalaman 2-8 meter. Situs Sumberbeji yang tertimbun berada pada lapisan endapan piroklastik (penimbun) pada kedalaman 0-5 meter dan lapisan paleosoil (dasar) pada kedalaman >5 meter.

Kata Kunci: geoarkeologi, *ground penetrating radar*, permitivitas dielektrik, Situs Sumberbeji

Halaman ini sengaja dikosongkan

Ground Penetrating Radar Mapping of Archaeological Site "Sumberbeji" Jombang

Nama Mahasiswa	: Aisya Nur Hafiyya Kristanto
NRP	: 03411640000032
Departemen	: Teknik Geofisika FTSPK-ITS
Pembimbing	: 1. Dr. Ir. Amien Widodo, MS
	2. Juan Pandu Gya Nur Rochman S.Si, MT

ABSTRACT

Archaeological site in the form of spring with brick structure associated with Majapahit civilization was found in Kesamben Village, Ngoro District, Jombang Regency. The site is exposed at a depth of ± 2 m below the Kelud Mountain lava deposit and has continuous waterways to the east and west. Ground Penetrating Radar (GPR) method has been conducted to map the site, as it is a non-destructive method and often used for sub-surface archaeological investigation. The GPR survey was conducted using GPR MALÅ GS with 4800 MHz central frequency on 29 trajectories which stretched north-south and east-west inside research area (638456.00E, 9152450.00S - 638606.00E, 9152426.00S and 638535.00E, 9152463.00S - 638526.00E, 9152415.00S). The obtained data was processed using MatGPR R-3.1 with adjust time-zero, background removal, median filter, inverse amplitude decay, subtract mean dewow, K-L filter, suppress dipping features, and Gazdag's migration. The processed data was modeled in 1-D and 3-D profile to visualize the distribution of the site. 1-D profile of trajectory SB-01 to SB-12 detected an anomaly of the bricks structure indicated by high amplitude, has a dielectric constant value of 3.429-9 and velocity of 0.1-0.162 m / ns located at depths of 0-6 meters . The same anomaly was detected on the SB-13 trajectory at a depth of 0-3 meters. The 3-D result shows the wall thickness of the structure on the east, north, and west sides is around 2 meters, and there is a structure detected in the middle of the cube with dimensions of 15 × 25 meters at a depth of 2-8 meters. The buried Sumberbeji site was built on paleosoil which starts at the depth of 5 meters and buried by ±5 meters thick of pyroclastic deposit.

Keywords: geoarchaeology, ground penetrating radar, relative dielectric permittivity, Sumberbeji site

Halaman ini sengaja dikosongkan

KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadirat Allah SWT atas segala rahmat dan hidayah-Nya, sehingga penulis dapat meyelesaikan penyusunan tugas akhir yang berjudul: **Pemetaan Situs Sumberbeji, Jombang Menggunakan Metode *Ground Penetrating Radar***. Tugas akhir ini ditulis sebagai salah satu syarat untuk menyelesaikan program pendidikan Strata Satu Teknik Geofisika ITS Surabaya.

Penulis menyadari bahwa tugas akhir ini dapat diselesaikan berkat dukungan dari berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis berterima kasih kepada semua pihak yang telah memberikan kontribusi dalam penyelesaian tugas akhir ini dan secara khusus penulis menyampaikan terima kasih kepada:

1. Allah *Subhanahu wa Ta'ala*
2. Bapak Dr. Ir. Amien Widodo, MS dan Bapak Juan Pandu Gya Nur Rochman S.Si, MT, sebagai pembimbing yang membimbing dan mengarahkan dalam penyusunan tugas akhir ini dari awal hingga tugas akhir ini dapat diselesaikan.
3. Orang tua penulis, yang selalu memberikan dukungan selama penyusunan tugas akhir.
4. Teman-teman dan senior-senior, yang selalu memberikan masukan, bantuan dan kepercayaan untuk menyelesaikan tugas akhir ini.

Penulis menyadari masih banyak kekurangan dalam tugas akhir ini. Oleh karena itu, kritik dan saran yang sifatnya membangun akan penulis terima dengan senang hati. Semoga tugas akhir ini dapat memberiakn sumbangsih bagi pendidikan yang selalu menghadapi tantangan seiring dengan tuntutan zaman.

Surabaya, 30 Juli 2020

Penulis

DAFTAR ISI

HALAMAN PENGESAHAN ..... **i**
PERNYATAAN KEASLIAN ..... **iii**
ABSTRAK ..... **v**
ABSTRACT ..... **vii**
KATA PENGANTAR ..... **ix**
DAFTAR ISI ..... **x**
DAFTAR GAMBAR ..... **xii**
DAFTAR TABEL ..... **xvi**
BAB I PENDAHULUAN **1**
1.1 Latar Belakang 1
1.2 Rumusan Masalah 2
1.3 Batasan Masalah 2
1.4 Tujuan 2
1.5 Manfaat 2
BAB II TINJAUAN PUSTAKA **3**
2.1 Dasar Teori 3
2.1.1 Tinjauan Geologi *3*
2.1.2 Situs Sumberbeji *10*
2.1.3 Metode Ground Penetrating Radar (GPR) *11*
2.1.4 Prinsip Dasar Metode GPR *12*
2.1.5 Instrumentasi GPR *18*
2.1.6 Pengolahan Data GPR *23*
2.2 Penelitian Terdahulu 31
BAB III METODE PENELITIAN **33**
3.1 Lokasi Pengukuran 33
3.2 Peralatan 34
3.2.1 Perangkat Keras *34*
3.2.2 Perangkat Lunak *35*
3.3 Metode Penelitian 35
3.3.1 Tahap Persiapan *35*
3.3.2 Tahap Pengolahan Data *35*

3.3.3 Analisis Kecepatan *48*
BAB IV HASIL **49**
4.1 Hasil Pengolahan 49
4.1.1 Hasil Penampang 1-D *49*
4.1.2 Hasil Pemodelan 3-D *54*
4.2 Pembahasan 56
BAB V SIMPULAN DAN SARAN **60**
5.1 Kesimpulan 60
5.2 Saran 60
DAFTAR PUSTAKA **62**
BIOGRAFI PENULIS **74**

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1 Zona Fisiografi Jawa Timur (Bemmelen, 1949)..... 3
Gambar 2. 2 Pembagian Zona Solo Jawa Timur (Bemmelen, 1949, dimodifikasi)..... 5
Gambar 2. 3 Stratigrafi regional Jawa Timur (Pringgoprawiro, 1983) 7
Gambar 2. 4 Peta Geologi Regional Lembar Kediri (Santosa dan Atmawinata, 1992, dimodifikasi) 8
Gambar 2. 5 (atas) Kenampakan singkapan batu bata di sendang Sumberbeji Desa Kesamben, Kecamatan Ngoro, Kabupaten Jombang. Arah foto menghadap timur (dokumentasi pribadi). (bawah) Foto udara diambil menggunakan drone. 10
Gambar 2. 6 Kenampakan singkapan Situs Kedaton. Struktur batubata situs (kotak kuning) tertimbun oleh lapisan endapan kerakal-pasir. Arah foto menghadap timur (dokumentasi pribadi). 11
Gambar 2. 7 Prinsip kerja GPR. Umumnya pengukuran GPR untuk mendeteksi energi yang dipantulkan atau yang terpencar dan menyelidiki struktur dari variasi transmisi melalui material (Annan, 2003). 12
Gambar 2. 8 (a) Hukum Faraday dalam Persamaan Maxwell 1 dan (b) Hukum Ampere dalam Persamaan Maxwell 2 (Annan, 2003) 13
Gambar 2. 9 (a) Persamaan Maxwell 3 menjelaskan bahwa perpindahan listrik dimulai (atau berakhir) dengan adanya muatan listrik dan (b) Persamaan Maxwell 4 menyatakan bahwa loop fluks magnetik akan menutup sendiri jika tidak ada muatan magnet bebas (Annan, 2003)..... 13
Gambar 2. 10 Gelombang TE dan TM (Annan, 2003)..... 17
Gambar 2. 11 Penjalaran muka gelombang dari sumbernya. Pada (a), sumber berada di atas permukaan, garis titik-titik menunjukkan sinyal yang dipantulkan. Pada (b), sumber berada di antarmuka udara-permukaan, garis putus-putus menunjukkan gelombang yang dibiaskan dan garis osilasi menunjukkan gelombang sementara (*evanescent waves*). 17
Gambar 2. 12 Jalur sinyal antara pemancar (Tx) dan penerima (Rx) pada dua lapisan dengan beda nilai permitivitas dielektrik (Annan, 2003) 18
Gambar 2. 13 Resolusi GPR terbagi menjadi resolusi kedalaman (Δr) dan resolusi sudut (Δl) (Jol, 2009)..... 18
Gambar 2. 14 (a) *Transmitter blanking* terjadi ketika sinyal langsung yang bergerak dari pemancar ke penerima tumpang tindih dengan sinyal yang dipantulkan. (b) Jika dua target menghasilkan panjang jalur yang sama, perbedaan waktu perjalanan menjadi

kecil menyebabkan sinyal yang dipantulkan tumpang tindih. Untuk menyelesaikan dua peristiwa tersebut, perbedaan panjang jalur harus melebihi setengah lebar sinyal dikalikan kecepatan. 20
Gambar 2. 15 Contoh radargram yang mendeteksi pipa. Respon sinyal dari suatu objek yang berbentuk pipa berbentuk hiperbola, sehingga disebut *hyperbolic response* (Annan, 2003) 22
Gambar 2. 16 Ilustrasi konfigurasi *common-offset* (Jol, 2009) 23
Gambar 2. 17 Ilustrasi konfigurasi *common-midpoint* (CMP) (Annan, 2003) 23
Gambar 2. 18 Gambaran umum alur data GPR (Annan, 2003)..... 24
Gambar 2. 19 Profil GPR sebelum (kiri) dan sesudah diterapkan dewow (kanan) (Dojack, 2012) 25
Gambar 2. 20 Contoh radargram dengan koreksi DC. Penghapusan *noise* frekuensi rendah dihilangkan dengan rata-rata bergerak dari panjang jendela yang ditentukan dikurangi dari setiap titik di sepanjang pulsa (Goodman dan Piro, 2013) 26
Gambar 2. 21 Profile GPR sebelum (kiri) dan sesudah difilter (kanan) dengan bandpass filter (frekuensi = 200, 400, 600, 800) (Dojack, 2012) 26
Gambar 2. 22 Contoh transformasi Hilbert pada radargram yang telah dimigrasikan yang diambil melintasi rebar yang terkubur dalam beton. Pantulan dari Hilbert transform yang termigrasi menunjukkan penampilan sangat "bulat". Namun, perlu dicatat bahwa permukaan bawah rebar sebenarnya tidak direkam, tetapi diberi tampilan dipetakan dengan melakukan transformasi Hilbert. (Goodman dan Piro, 2013) 27
Gambar 2. 23 (a) Contoh set data awal pada pipa yang terkubur. (b) Kumpulan data yang ditunjukkan dalam gambar 2.22(a) setelah jejak rata-rata untuk seluruh bagian telah dikurangi. Respons hiperbolik terlihat jelas seperti halnya tepi penggalian yang landai (Annan, 2003)..... 28
Gambar 2. 24 Perbandingan antara profil GPR sebelum (bawah) dan sesudah dilakukan dekonvolusi pembagian spectral (atas). Beberapa reflektor gema dalam data nampak lebih terang oleh penerapan filter dekonvolusi (Goodman dan Piro, 2013). 29
Gambar 2. 25 Ilustrasi benda silindris yang terekam sebagai hiperbola (Goodman dan Piro, 2013)..... 29
Gambar 2. 26 Contoh profil GPR sebelum dimigrasi (pertama), ketika dimigrasi dengan kecepatan terlalu rendah (kedua), terlalu tinggi (ketiga) dan tepat (keempat). Seringkali, proses migrasi juga dapat diterapkan hanya pada pantulan di bawah pantulan gelombang permukaan (kelima) untuk mengurangi pantulan

bayangan di dekat permukaan (terlihat pada bagian atas dari diagram keempat) (Goodman dan Piro, 2013)..... 31
Gambar 2. 27 Peta kontur ketebalan candi kedaton yang di-overlay dengan citra satelit (Sugiarto dkk., 2018)..... 32
Gambar 3. 1 Peta Lokasi Penelitian..... 33
Gambar 3. 2 Desain Akuisisi..... 34
Gambar 3. 3 Diagram Alir Penelitian..... 35
Gambar 3. 4 Alur pengolahan data GPR..... 36
Gambar 3. 5 *Picking* pada sinyal data mentah pada lintasan SB-01..... 37
Gambar 3. 6 Sinyal data lintasan SB-01 setelah dilakukan *Adjust Signal Position*. 37
Gambar 3. 7 Profil data lintasan SB-01 (a) sebelum dilakukan *Adjust Signal Position* dan (b) sesudah dilakukan *Adjust Signal Position*. 38
Gambar 3. 8 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan *background removal*. 38
Gambar 3. 9 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan filter atenuasi median. 39
Gambar 3. 10 Model atenuasi lintasan SB-01 menggunakan *median attenuation* dan ordo 4. 40
Gambar 3. 11 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan penguatan sinyal dengan *inverse amplitude decay*. 40
Gambar 3. 12 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *de-wowing*. 41
Gambar 3. 13 Hasil rekonstruksi dan residual filter *Karhunen-Loeve*..... 42
Gambar 3. 14 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan operasi *Karhunen-Loeve Filter*. 42
Gambar 3. 15 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *dipping event suppression*..... 43
Gambar 3. 16 Tampilan spektrum sinyal lintasan SB-01 pada *window* pemilihan *cutoff frequencies*. 43
Gambar 3. 17 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *bandpass filter*..... 44
Gambar 3. 18 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan *resampling trace*.... 44
Gambar 3. 19 Tampilan *window* informasi marker, secara urut dari kolom pertama yaitu nomor *trace*, posisi x, posisi y, dan elevasi. .. 45
Gambar 3. 20 Tampilan window untuk memasukkan parameter model 1-D lintasan SB-01. 45
Gambar 3. 21 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *1-D Phase Shifting migration*..... 46
Gambar 3. 22 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan konversi *time-to-depth*. 46
Gambar 3. 23 Tampilan *window* pembuatan data 3-D. 47
Gambar 3. 24 Tampilan sayatan 3-D. 47

Gambar 3. 25 Tampilan *iso-surface*. 48
Gambar 3. 26 Tampilan *window fitting diffraction hyperbola*. 48
Gambar 4. 1 Profil GPR 1-D lintasan SB-01, dalam *jetscale*. 49
Gambar 4. 2 Profil GPR 1-D lintasan SB-01, dalam *grayscale*. Permukaan batubata dikenali sebagai refleksi linear tebal (kotak merah) dengan hiperbola kecil. Hiperbola besar (kotak biru) sebagai refleksi sinyal pada badan objek. 49
Gambar 4. 3 Hasil analisis kecepatan menggunakan metode *fit diffraction hyperbola* pada lintasan SB-01. 50
Gambar 4. 4 (a) Model 2-D dan (b) radargram sintetis. 51
Gambar 4. 5 (a) Profil GPR 1-D lintasan SB-13 dalam *jet-scale*. Kotak hitam adalah anomali objek arkeologi. (b) Profil GPR 1-D lintasan SB-13 dalam *grayscale*, refleksi linear tebal dari batubata (kotak merah) dengan sambungan (*joints*) yang cukup jelas (panah biru). 52
Gambar 4. 6 Hasil analisis kecepatan profil lintasan SB-13. 53
Gambar 4. 7 Profil GPR 1-D lintasan SB-16 (*jet-scale*). Kotak hitam adalah refleksi lapisan material vulkanik dan elips hitam adalah refleksi *pyroclastic-paleosoil interface*. 53
Gambar 4. 8 Penampang 3-D lintasan SB-01 s/d SB-12. Kotak putih menunjukkan refleksi objek arkeologi. 54
Gambar 4. 9 Model 3-D lintasan SB-01 s/d SB-12. Kotak putih menunjukkan refleksi objek arkeologi. 55
Gambar 4. 10 Penampang *Iso-surface* model 3-D. 55
Gambar 4. 11 Penampang sayatan geologi lokasi penelitian (Santosa dan Atmawinata, 1992, dimodifikasi) 57
Gambar 1 Profil GPR 1-D lintasan SB-02 66
Gambar 2 Profil GPR 1-D lintasan SB-03 66
Gambar 3 Profil GPR 1-D lintasan SB-04 67
Gambar 4 Profil GPR 1-D lintasan SB-05 67
Gambar 5 Profil GPR 1-D lintasan SB-06 68
Gambar 6 Profil GPR 1-D lintasan SB-07 68
Gambar 7 Profil GPR 1-D lintasan SB-08 69
Gambar 8 Profil GPR 1-D lintasan SB-09 69
Gambar 9 Profil GPR 1-D lintasan SB-10 70
Gambar 10 Profil GPR 1-D lintasan SB-11 70
Gambar 11 Profil GPR 1-D lintasan SB-12 71
Gambar 12 Profil GPR 1-D lintasan SB-14 dalam *grayscale* (kiri) dan *jet-scale* (kanan) 71
Gambar 13 Profil GPR 1-D lintasan SB-15 dalam *grayscale* (kiri) dan *jet-scale* (kanan) 72

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1 Nilai parameter fisis dari beberapa material (Annan, 2003; Goodman dan Piro, 2013) 15
Tabel 2. 2 Ringkasan kedalaman, resolusi, dan bandwidth yang umum dibutuhkan dalam sistem GPR (Annan, 2003) 20
Tabel 2. 3 Ringkasan resolusi spasial dan frekuensi antena (Annan, 2003) 21
Tabel 3. 1 Lintasan Akuisisi GPR..... 33
Tabel 4. 1 Parameter EM untuk model simulasi 2-D..... 51

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Jawa Timur merupakan wilayah yang berkembang kerajaan-kerajaan Hindu-Buddha zaman klasik, terutama di daerah sekitar Gunung Kelud (Mojokerto-Jombang-Kediri) dimana banyak ditemukan situs peradaban lama seperti Candi Tikus, Candi Tegowangi, dan masih banyak lagi. Beberapa waktu lalu, tepatnya Juni 2019 kembali ditemukan situs berupa susunan batu bata kuno di Kabupaten Jombang, tepatnya di Desa Kesamben, Kecamatan Ngoro. Situs tersebut berada di dalam sendang Sumberbeji yang telah lama dimanfaatkan dan dipelihara oleh warga setempat. Kondisi situs ketika ditemukan berada di bawah lapisan endapan vulkanik dengan kedalaman ±2 m. Kondisi tersebut menjadi sebab perlunya diadakan studi kelayakan dengan beberapa pendekatan teknis untuk membantu perencanaan ekskavasi. Studi geologi dan geofisika dapat dilakukan untuk menentukan luas dan ketebalan situs. Salah satu pendeketan geofisika yang dapat dilakukan adalah metode *Ground Penetrating Radar*.

Ground Penetrating Radar (GPR) adalah sistem radar kecil yang dipasang pada satu perangkat (Bevan dan Kenyon, 1975). Pada dasarnya metode ini menggunakan prinsip pemancaran gelombang elektromagnetik berfrekuensi 10 MHz - 10 GHz melalui antena pemancar ke dalam tanah untuk menggambarkan kondisi bawah permukaan dan mendeteksi objek yang terpendam dalam tanah. Gelombang yang dipancarkan kemudian akan dipantulkan oleh objek maupun lapisan di bawah permukaan dan diterima oleh antena penerima sehingga menghasilkan visualisasi bawah permukaan dalam bentuk radargram (Goodman dan Piro, 2013).

Metode GPR telah banyak diterapkan dalam penelitian arkeologi sejak pertama kali diperkenalkan oleh Bevan dan Kenyon (1975) pada investigasi situs Stenton Mansion di Philadelphia. Conyers dan Leckerbush (2010) mendefinisikan metode geofisika dalam bidang ilmu arkeologi yaitu sebagai suatu perangkat untuk mengetahui lokasi, memetakan dan menghasilkan gambar dari objek arkeologi yang terkubur. Pengaplikasian metode GPR pada penelitian arkeologi di Indonesia diantaranya yaitu menentukan lokasi bata kuno Candi Kedaton Muarojambi pada kedalaman 1,65 – 4,50 meter (Sugiarto dkk., 2018), mendeteksi keberadaan pagar batu Situs Candi Kedulan (Husein dkk., 2010), dan mendeteksi keberadaan puing-puing istana Speelwijk Banten (Mazaya dan Supriyanto, 2019). Selain karena sifatnya yang non-destruktif, pemanfaatan metode GPR dalam bidang arkeologi juga didasari oleh resolusi hasil yang baik (bergantung pada sifat lapisan dan frekuensi antena) dan perekonstruksian posisi dan bentuk objek yang cukup detil, meskipun penetrasi kedalamannya relatif rendah (~10 m). Oleh karena itu, survei menggunakan metode GPR sangat cocok untuk investigasi arkeologi di Situs Sumberbeji.

1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah pada tugas akhir ini adalah bagaimana bentuk struktur dan kedalaman Situs Sumberbeji Jombang berdasarkan visualisasi data GPR?

1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah yang digunakan dalam tugas akhir ini adalah

1. Area cakupan penelitian berada pada koordinat 638456.00E, 9152450.00S - 638606.00E, 9152426.00S dan 638535.00E, 9152463.00S - 638526.00E, 9152415.00S dengan luasan 7.580 m^2.

1.4 Tujuan

Tujuan dilakukannya tugas akhir ini adalah

1. Mengidentifikasi bentuk struktur Situs Sumberbeji.
2. Menentukan kedalaman struktur Situs Sumberbeji.

1.5 Manfaat

Adapun manfaat dari tugas akhir ini adalah

1. Memberikan informasi mengenai letak dan kedalaman Situs Sumberbeji sebagai acuan untuk tahap ekskavasi situs.
2. Menunjukkan kontribusi geofisika dalam bidang arkeologi.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

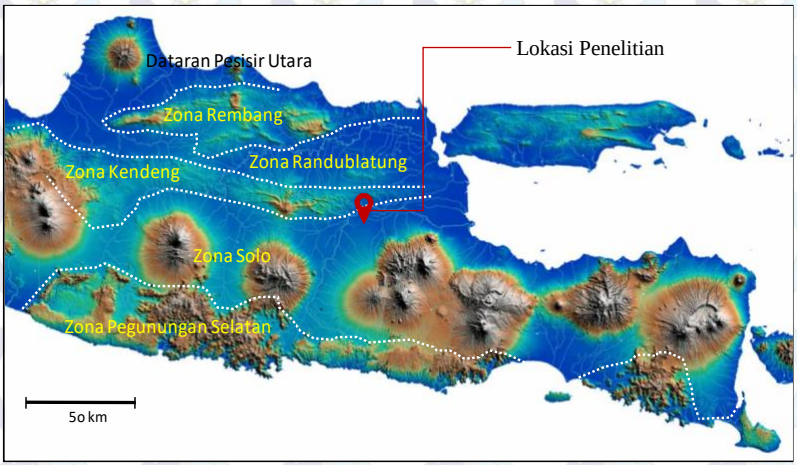
2.1 Dasar Teori

2.1.1 Tinjauan Geologi

2.1.1.1 Fisiografi Daerah Penelitian

Van Bemmelen (1949) menuturkan bahwa Pulau Jawa sebagian besar tersusun atas struktur antiklin Jawa Selatan yang membentang di sepanjang bagian selatan pulau dan struktur sinklin Jawa Utara yang mengisi bagian utara pulau. Struktur sinklin Jawa membagi menjadi dua bagian yaitu cabang utara yang mengisi perbukitan Rembang dan Madura, dan cabang selatan yang meliputi Perbukitan Kendeng dan Selat Madura. Struktur antiklin pulau Jawa secara fisiografis menjadi zona depresi disebabkan oleh hancurnya bagian atas dari antiklin Jawa. Sementara itu, sisi selatan dari antiklin pulau Jawa dibentuk oleh Pegunungan Selatan, namun menghilang di bawah permukaan laut pada bagian tengah pulau. Menurut Van Bemmelen (1949) berdasarkan fisiografis dan perbedaan struktur Pulau Jawa dibagi menjadi empat bagian, yaitu:

1. Jawa Barat (sebelah barat Cirebon)
2. Jawa Tengah (antara Cirebon dan Semarang)
3. Jawa Timur (antara Semarang dan Surabaya)
4. Taji Bagian Timur Jawa



Gambar 2. 1 Zona Fisiografi Jawa Timur (Bemmelen, 1949)

Fisiografi regional Jawa Timur mengacu pada Van Bemmelen (1949) meliputi Zona Solo, Zona Perbukitan Kendeng, Zona Randublatung, Zona Pegunungan Rembang, dan Zona Pesisir Utara Jawa.

a. Zona Pegunungan Rembang

Zona Pegunungan Rembang terdiri dari sejumlah pegunungan berselingan dengan dataran aluvial. Antiklinorium Rembang ini memiliki luas rata-rata sebesar 50 km, dengan puncak tertinggi mencapai 500 mdpl. Perbukitan ini hampir mencapai pesisir Utara. Puncak datar pegunungan di dekat Tuban terdiri dari batugamping karang.

b. Zona Randublatung

Zona sinklinal Randublatung membentang dari Semarang melalui Purwodadi-Randublatung-Ngimbang hingga Wonokromo, memisahkan Zona Rembang dan Kendeng. Kepentingan struktural dari zona sinklinal ini mengikuti dari fakta bahwa arah lipatan di Rembang umumnya ke selatan, sedangkan strata Kendeng ke utara.

c. Zona Perbukitan Kendeng

Antiklinorium Kendeng merupakan kontinuasi Barisan Utara Jawa Tengah ke arah timur. Depresi aksial terjadi di dekat Ngawi, dimana pegunungan dipotong dengan Sungai Solo sehingga terbagi menjadi bagian barat dan timur. Luas dan ketinggian Perbukitan Kendeng mengalami pengurangan kea rah timur mulai dari Gunung Pandan, antiklin pegunungan ini mulai menghilang dekat Mojokerto di bawah endapan aluvial delta Brantas.

d. Zona Solo

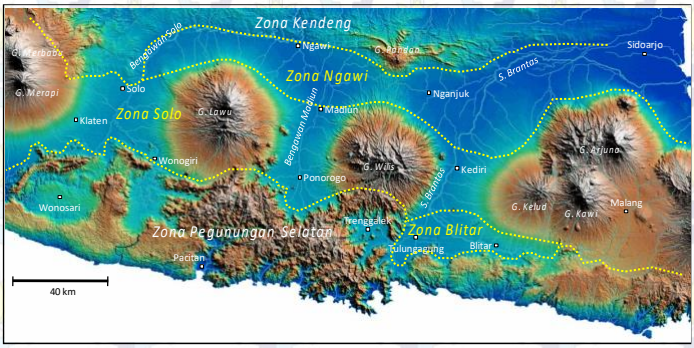
Zona depresi terjadi di antara Perbukitan Kendeng dan sebelah timur Pegunungan Selatan, yang secara fisiografis dan tektonis setara dengan Zona Bandung, Jawa Barat. Zona depresi ini akhirnya terbagi di Jawa Tengah menjadi Zona Serayu dan dataran pesisir selatan Jawa Tengah, yang kemudian menyatu kembali di dekat Jogjakarta dan membentuk Zona Solo Jawa Timur. Zona depresi ini sebagian terisi oleh deretan pegunungan muda. Zona Solo dapat dibagi menjadi tiga subzona, yaitu Subzona Ngawi, Zona Solo (*sensu stricto*), dan Subzona Blitar. Saat ini, Zona Solo merupakan cekungan sedimenter aktif dengan sistem fluvial yang menerima pasokan sedimen dari busur gunungapi, Zona Pegunungan Selatan, dan Zona Perbukitan Kendeng.

e. Zona Pegunungan Selatan

Pada umumnya Zona Pegunungan Selatan merupakan blok yang ditinggikan dan memiring ke arah laut. Batas utara zona ini ditandai dengan lereng curam yang kompleks. Pada bagian timur (antara Opak dan Pacitan), terdiri dari sebagian batugamping dengan fenomena Karst yang khas bernama Gunung Sewu. Bagian utara Pegunungan Selatan, antara Pacitan dan Popoh, terdiri dari endapan vulkanik yang lebih tua dan sisa-sisa peneplain pra-kuaterner. Pada bagian selatan ditutupi oleh batugamping Gunung Sewu

f. Zona Pesisir Utara

Karakter zona ini ditandai dengan keberadaan gunungapi Muria dan Lasem, yang diduga merupakan gunungapi belakang busur (*back-arc volcanism*). Dataran pesisir ini dibentuk terutama oleh sedimentasi Sungai Serang dan Sungai Tuntang Sungai Serang mengerosi perbukitan Zona Kendeng hingga menjulur jauh hulunya ke lereng timur G. Merbabu. Sungai Serang juga menerima pasokan sedimen dari Sungai Lusi yang mengerosi Perbukitan Kendeng dan Rembang, dimana keduanya bertemu di sebelah barat Purwodadi. Hingga saat ini muara kedua sungai tersebut masih aktif dalam sedimentasi yang mendorong maju garis pesisir antara Jepara dan Semarang, dicirikan tipe morfologi delta *bird's foot*.



Gambar 2. 2 Pembagian Zona Solo Jawa Timur (Bemmelen, 1949, dimodifikasi)

Situs Sumberbeji Jombang yang merupakan daerah penelitian berada pada Kabupaten Jombang tepatnya di bagian selatan. Van Bemmelen (1949) menetapkan Kabupaten Jombang bagian selatan (selatan Sungai Brantas) termasuk ke dalam Zona Solo, sedangkan bagian utara termasuk ke dalam Zona Perbukitan Kendeng. Zona Solo merupakan daerah depresi yang tersusun oleh gunungapi-gunungapi muda, salah satunya terdapat di Jombang bagian selatan yaitu kompleks Anjasmoro-Arjuno-Kawi-Butak-Welirang-Kelud, dengan Gunung Anjasmoro sebagai bagian paling tua di zona ini. Zona Solo dapat dibagi menjadi beberapa bagian, yaitu Subzona Ngawi, Subzona Solo, dan Subzona Blitar.

a. Subzona Ngawi

Subzona Ngawi merupakan sebuah depresi sinklin yang membatasi Zona Kendeng di sisi selatan, dibentuk oleh endapan *alluvial* dan endapan gunungapi mulai dari Delta Brantas sampai Sragen dan Ngawi hingga Jombang. Zona ini berawal dari Simo dan dapat dianggap sebagai kontinuasi Barisan Serayu Utara Jawa Tengah ke arah timur.

b. Subzona Solo

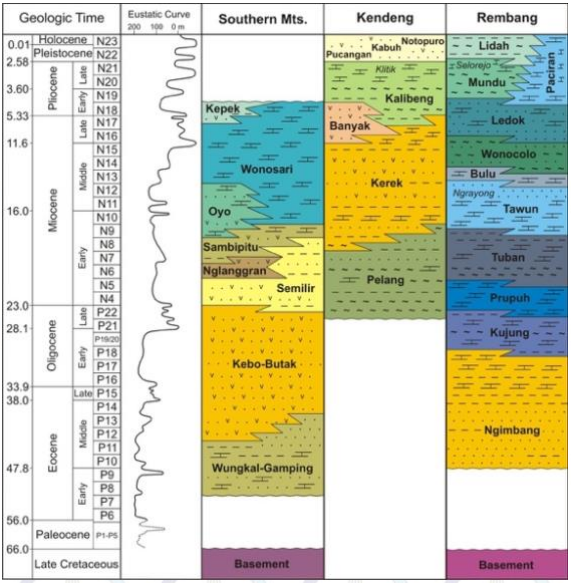
Subzona Solo terbentuk oleh gunungapi-gunungapi kuarter (Gunung Lawu, Gunung Wilis, Gunung Kelud, Pegunungan Tengger dan Gunung Ijen di ujung timur Pulau Jawa) dan dataran antar-gunungapi (Dataran Madiun, Dataran Ponorogo, dan Dataran Kediri). Dataran antar-gunungapi (*intermontane*) ini pada umumnya dibentuk oleh endapan lahar.

c. Subzona Blitar

Subzona Blitar merupakan jalur depresi yang sempit, berhubungan dengan Pegunungan Selatan di bagian selatan dan ditutupi oleh endapan aluvial. Pembentukan Zona Blitar ini dipengaruhi oleh tektonik Pegunungan Selatan, dimana penyesaran bongkah Pegunungan Selatan di Tulungagung - Blitar terbentuk cukup jauh dari posisi kemunculan busur gunungapi modern (G. Kelud - G. Kawi), sehingga terbentuk depresi struktural yang kemudian diisi dataran banjir S. Brantas.

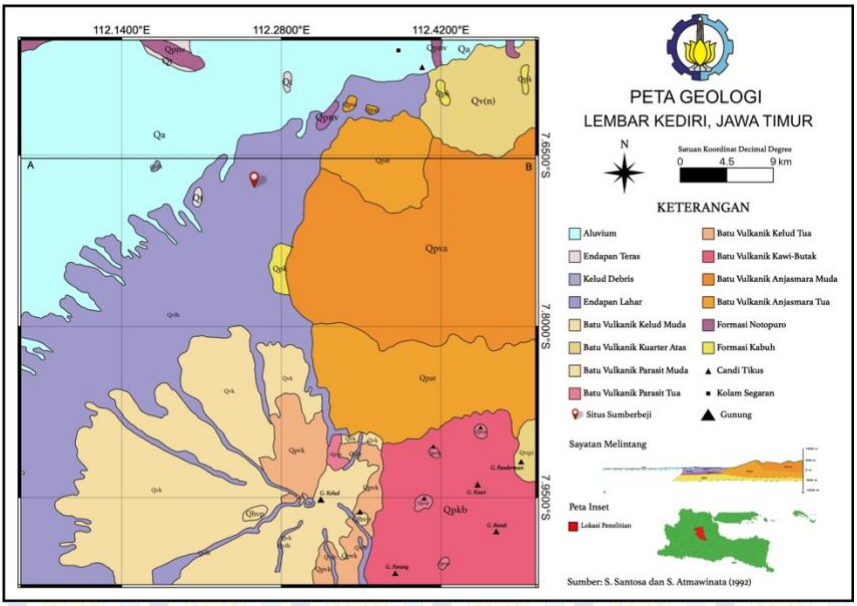
2.1.1.2 Stratigrafi Regional

Van Bemmelen (1949) mengurutkan stratigrafi Pulau Jawa dimana Pegunungan Muda Zona Solo terbentuk pada Plistosen akhir-Holosen. Formasi Notopuro dan Lapisan Jombang terbentuk lebih tua yaitu Plistosen tengah membentang dari Barisan Serayu-Utara hingga Kendeng. Formasi Kabuh terbentuk di bawah Formasi Notopuro dengan umur akhir Plistosen awal-Plistosen tengah, hanya menerus di bagian tengah Jawa Timur. Stratigrafi regional Jawa Timur dipadatkan menjadi tiga zona, yaitu Zona Pegunungan Selatan, Zona Kendeng dan Zona Rembang. Stratigrafi Zona Solo umumnya didekatkan dengan zona perbukitan atau pegunungan di dekatnya, yaitu Zona Perbukitan Kendeng, karena Zona Solo merupakan zona depresi. Sementara stratigrafi Zona depresi Randublatung didekatkan dengan Zona Rembang.



Gambar 2. 3 Stratigrafi regional Jawa Timur (Pringgoprawiro, 1983)

Stratigrafi daerah penelitian menurut Santosa dan Atmawinata (1992) dalam Peta Geologi Lembar Kediri berada di perbatasan aluvium (Qa) dan endapan lahar (Qvlh) yang berlitologi kerakal-pasir gunungapi, tuf, lempung dan sisa tumbuhan atau peradaban. Berdasarkan sayatan melintang, berada tepat di bawah endapan lahar terdapat Formasi Notopuro (Qpnv) dengan litologi breksi, batupasir tufan, batulempung tufan, batugamping dan batupasir gampingan yang terbentuk selaras di atas Formasi Kabuh (Qpk) dengan litologi tidak jauh berbeda dari Notopuro, yaitu batupasir, batulempung, sisipan konglomerat dan tuf. Santosa dan Atmawinata (1992) menggolongkan lapisan alluvium dan endapan lahar berumur Holosen, dimana endapan lahar terbentuk lebih dulu. Sementara Formasi Notopuro diperkirakan berumur Plistosen akhir dan Formasi Kabuh berumur lebih tua dari Notopuro, yaitu Plistosen Awal-Tengah. Sebelah timur daerah penelitian terdapat Formasi Batuan Vulkanik Anjasmara Muda (Qpva) berumur Plistosen Tengah yang terbentuk di atas Batuan Vulkanik Anjasmara Tua (Qpat) berumur Plistosen Awal-Tengah. Sebelah barat-barat laut daerah penelitian terdapat Formasi Pucangan (Qpp) berumur Plistosen Awal yang terbentuk di bawah Formasi Kabuh.



Gambar 2. 4 Peta Geologi Regional Lembar Kediri (Santosa dan Atmawinata, 1992, dimodifikasi)

2.1.1.3 Sejarah Geologi Daerah Penelitian

Secara tektonik, Zona Solo mewakili bagian tertinggi dari antiklin Jawa. Namun secara fisiografis Zona Solo saat ini membentuk sabuk terdepresi dengan gunungapi-gunungapi raksasa dan dataran subur. Zona Solo merupakan bagian dari Cekungan Kendeng (Zona Kendeng) berupa cekungan sedimentasi aktif, dimana hampir seluruh permukaannya tertutup oleh endapan aluvium. Hal ini menyebabkan sulitnya menemukan jejak struktur geologi pada permukaannya. Menurut (Smyth dkk., 2008), Cekungan Kendeng bukan termasuk jenis cekungan busur belakang. Hal ini karena pada cekungan ini tidak ditemukan bukti adanya kerak samudera yang terbentuk di bawah Cekungan Kendeng. Meskipun demikian, terdapat indikasi adanya patahan besar dengan arah relatif timur tenggara-barat barat laut yang ditunjukkan oleh kelurusan busur gunungapi modern di zona ini dengan arah serupa (Bemmelen, 1949). Busur gunungapi modern ini memotong kerak sebagai jalur keluarnya magma ke permukaan. Kompleks G. Lawu, G. Kawi, G. Arjuna, G. Semeru-G. Bromo merupakan gunungapi-gunungapi yang berasal dari perkembangan bususr gunungapi modern ini.

Cekungan Kendeng menurut (Smyth dkk., 2008) merupakan depresi asimetris dengan bagian terdalamnya berada tepat di belakang busur. Isi dari cekungan ini sebagian besar berasal dari Busur Pegunungan Selatan di sebelah

selatan cekungan. Cekungan ini mulai terbentuk pada pertenganan Eosen ketika busur gunungapi kembali beraktivitas, dan penurunannya berkaitan dengan aktivitas busur gunungapi tersebut. Menurut Bemmelen (1949) dan Smyth dkk., (2008), penyebab utama penurunan Zona Depresi Kendeng -yang di dalamnya terdapat Zona Solo- adalah pembebanan dari busur vulkanik.

Subzona Ngawi dikenal sebagai dataran aluvium -yang merupakan ciri khas fisiografi Jawa Timur- berarah relatif timur-barat di antara tubuh busur gunungapi modern dengan Perbukitan Kendeng. Pola fisiografi demikian hanya berkembang hingga bagian utara Gunung Lawu. Keterdapatan endapan lahar di zona ini dihubungkan dengan Pegunungan Selatan oleh Smyth dkk. (2008), dimana paparan sempit vulkaniklastik terbentuk dan sekuen material vulkanik dan epiklastik yang tebal terendapkan. Material ini kemudian tertransportasi ke Cekungan Kendeng, dimana Zona Solo termasuk di dalamnya. Blok litologi tua di Cekungan Kendeng yang tersingkap pada era Plistosen dan gunung lumpur modern menunjukkan karakter sedimen yang mirip dengan karakter batuan sedimen berumur Eosen tengah di Pegunungan Selatan (Smyth dkk., 2008). Sementara itu, busur vulkanik modern yang membentuk gunungapi-gunungapi aktif hanya berada di Cekungan Kendeng -tepatnya di Zona Solo- yang bertumpang tindih dengan tepi Pegunungan Selatan dan terbentuk pada akhir Miosen (Soeria-Atmadja dkk., 1994). Produk dari gunungapi-gunungapi muda ini adalah andesit basaltik, yang mana merupakan komposisi rata-rata yang dari Pegunungan Selatan namun lebih mendasar. Hampir seluruh gunungapi muda ini berada pada ~100 km di atas lempeng subduksi (England dkk., 2004).

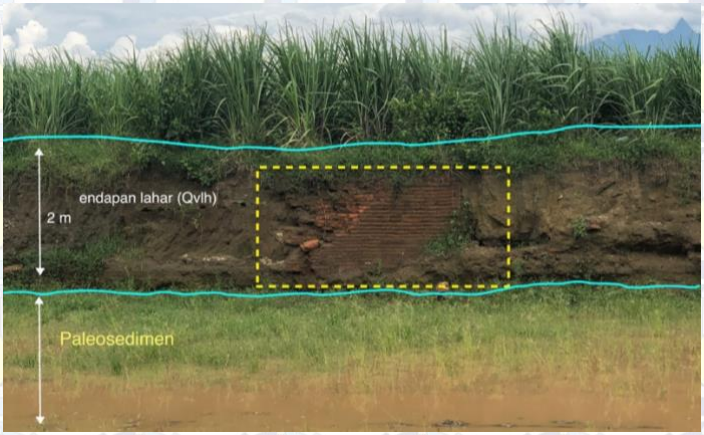
Pada Zona Solo tersingkap formasi-formasi berumur Plio-Plistosen yaitu formasi Kalibeng, Pucangan, Kabuh dan Notopuro. Namun penentuan korelasi stratigafi formasi-formasi pada zona ini dengan zona lainnya sulit ditentukan (ed.J. A. Van Couvering, 1997). Seperti lempung laut biru yang merupakan litologi umum yang ditemukan pada bagian atas formasi Kalibeng berumur Pliosen juga terbentuk di bagian lain di daerah zona ini pada waktu yang berbeda-beda (awal Plistosen-pertengahan Plistosen). Berdasarkan stratigrafinya, Kalibeng bagian atas yang dimulai dari lempung biru mengandung moluska dan tufa terbentuk di atas bagian bawah Kalibeng yang berisi napal *Globigerina*. Endapan lahar (breksi vulkanik) kemudian terbentuk di atas Kalibeng, membatasi formasi tersebut dengan formasi Pucangan yang merupakan lempung hitam (bagian atas) dan lempung abu-abu kebiruan mengandung moluska (bagian bawah). Kemudian terjadi perubahan drastis pada bagian atas Pucangan yang mengalami transisi menjadi sedimen formasi Kabuh, umumnya pasir, batuan kerikil dan tuf. Setelah itu terjadi pembentukan tebing konglomerat yang sangat mencolok (disebut *Grenzbanks*), menandakan berakhirnya sedimentasi laut lapisan Kabuh. Breksi dan lahar formasi Notopuro terbentuk tidak selaras di atas formasi Kabuh (Sémah dalam ed.J. A. Van Couvering, 1997).

2.1.2 Situs Sumberbeji

Situs Sumberbeji terletak di Desa Kesamben, Kecamatan Ngoro, Kabupaten Jombang, dimana secara geografis yaitu pada 7.665949°S dan 112.256306°E dengan ketinggian rata-rata 83 mdpl. Situs ini berada pada kurang lebih 29 km arah utara dari Gunung Kelud. Situs ini merupakan situs petirtaan (sendang) berukuran 27×35 m yang memiliki struktur berupa susunan batubata berukuran rata-rata 20×30 cm dengan ketebalan sekitar 5-6 cm. Berdasarkan pengamatan langsung pada survei pendahuluan, susunan batubata ini terpendam sedalam ±2 m di bawah lapisan lumpur yang mengandung batuan-batuan berukuran kerikil hingga pasir yang diduga merupakan endapan lahar Gunung Kelud (Qvlh).

Gambar 2. 5 (atas) Kenampakan singkapan batu bata di sendang Sumberbeji Desa Kesamben, Kecamatan Ngoro, Kabupaten Jombang. Arah foto menghadap timur (dokumentasi pribadi). (bawah) Foto udara diambil menggunakan drone.

Keberadaan Situs Sumberbeji sudah cukup lama dan sangat terjaga oleh masyarakat setempat. Menurut para ahli, situs ini memiliki kaitan dengan situs Kedaton yang baru ditemukan di Kecamatan Diwek, Kabupaten Jombang. Keterkaitan kedua situs tersebut didasari oleh kesamaan litologi yang menimbun situs tersebut serta batubata penyusunnya. Selain itu, para ahli juga menduga bahwa kedua situs ini berasosiasi dengan peninggalan Kerajaan Majapahit, yaitu Candi Tikus dan Kolam Segaran. Hal ini diperkuat oleh bentuk struktur Situs Sumberbeji yang hampir menyerupai kedua peninggalan Majapahit tersebut.



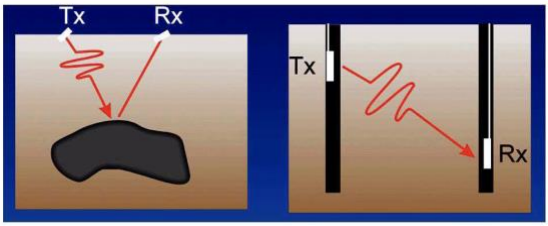
Gambar 2. 6 Kenampakan singkapan Situs Kedaton. Struktur batubata situs (kotak kuning) tertimbun oleh lapisan endapan kerakal-pasir. Arah foto menghadap timur (dokumentasi pribadi).

2.1.3 Metode Ground Penetrating Radar (GPR)

Ground Penetrating Radar (GPR) atau Georadar adalah metode dengan prinsip elektromagnetik (EM) dan menggunakan gelombang radio yang diaplikasikan untuk eksplorasi *very near surface* (dekat permukaan), umumnya dalam skala kecil. Penetrasi kedalaman metode GPR dapat mencapai kurang lebih 10 meter. Prinsip kerja alat GPR yaitu mentransmisikan pulsa radar dari antena pemancar ke tanah dan merekam gelombang yang dipantulkan dari bawah permukaan oleh antena penerima (Conyers, 2016).

Metode yang sering disebut sebagai *echo-sounding* ini sangat baik digunakan untuk survei dekat permukaan karena metode ini memberikan gambar dengan resolusi yang tinggi karena rentang frekuensi gelombang yang digunakan yaitu 10-1000 MHz. Metode GPR telah berhasil digunakan dalam investigasi struktur beton dan jalan, pemetaan struktur lapisan (urutan sedimen), penentuan kedalaman air tanah, dan penentuan infrastruktur yang tertimbun seperti pipa, terowongan dan kabel listrik. Metode GPR sangat baik digunakan terutama pada investigasi material berbahan logam karena gelombang EM yang digunakan

dalam metode ini sangat sensitif terhadap keberadaan objek yang memiliki konduktivitas tinggi (Ayi Syaeful Bahri dkk., 2015).



Gambar 2. 7 Prinsip kerja GPR. Umumnya pengukuran GPR untuk mendeteksi energi yang dipantulkan atau yang terpencar dan menyelidiki struktur dari variasi transmisi melalui material (Annan, 2003).

2.1.4 Prinsip Dasar Metode GPR

2.1.4.1 Prinsip Elektromagnetik pada GPR

Metode GPR mewakili bagian dari medan elektromagnetik penuh. Sinyal GPR merupakan gelombang elektromagnetik yang dapat dijelaskan dengan Persamaan Maxwell, dimana persamaan ini menggambarkan fisika elektromagnetik secara matematis dan hubungan konstitutif yang mengukur properti sebuah objek atau materi (Annan, 2003). Dalam istilah matematika, bidang elektromagnetik dan sifat-sifat terkait dinyatakan sebagai:

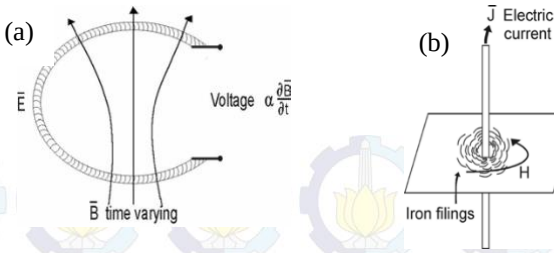
$$\bar{\nabla} \times \bar{E} = -\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\bar{\nabla} \times \bar{E} = -\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\bar{\nabla} \cdot \bar{D} = q \quad (2.3)$$

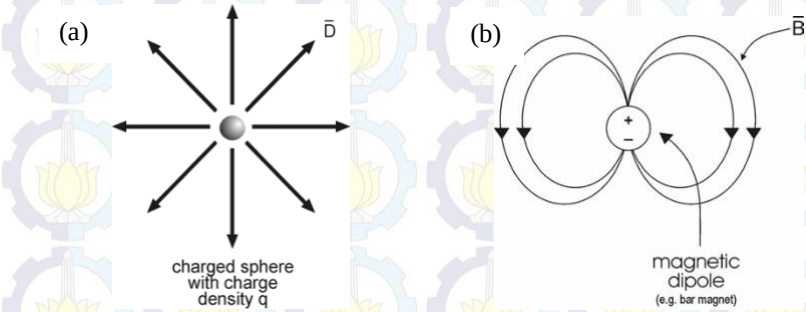
$$\bar{\nabla} \cdot \bar{B} = 0 \quad (2.4)$$

dimana $\bar{E}$ adalah vektor kekuatan medan listrik, $\bar{B}$ adalah vektor flux densitas magnetik, $\bar{D}$ adalah vektor perpindahan listrik, $\bar{H}$ adalah intensitas medan magnet, q adalah muatan listrik dan $\bar{J}$ adalah vektor densitas arus listrik.



Gambar 2. 8 (a) Hukum Faraday dalam Persamaan Maxwell 1 dan (b) Hukum Ampere dalam Persamaan Maxwell 2 (Annan, 2003)

Persamaan 2.1 merangkum pengamatan Faraday bahwa medan magnet yang memiliki variasi waktu menyebabkan muatan listrik bergerak sehingga menghasilkan medan listrik loop tertutup. Persamaan 2.2 merupakan pondasi dari pengamatan Ampere mengenai arus listrik yang menghasilkan medan magnet. Objek bersifat magnetik akan berperilaku sama ketika terdapat magnet atau arus listrik.



Gambar 2. 9 (a) Persamaan Maxwell 3 menjelaskan bahwa perpindahan listrik dimulai (atau berakhir) dengan adanya muatan listrik dan (b) Persamaan Maxwell 4 menyatakan bahwa loop fluks magnetik akan menutup sendiri jika tidak ada muatan magnet bebas (Annan, 2003)

Persamaan 2.3 menunjukkan bahwa muatan listrik adalah sumber dari medan listrik, sebagaimana medan listrik berasal dari muatan listrik. Medan listrik yang memiliki waktu bervariasi akan berbentuk *loop* tertutup ketika induksi terjadi (pengamatan Faraday). Medan listrik akan memancar keluar (atau masuk) ketika muatan bebas adalah sumber medan. Pada umumnya karakter dari medan listrik maupun medan magnet akan hadir dan ditumpangkan untuk sinyal yang bervariasi waktu (Annan, 2003). Muatan magnetik gratis tidak pernah diamati di alam; sebagai hasilnya, medan magnet harus membentuk loop tertutup yang menjelaskan Persamaan 2.4 dan membedakan perilaku fluks magnetik dari karakter medan listrik.

Melalui keempat persamaan tersebut, semua teori klasik EM (induksi, gelombang radio, resistivitas, teori rangkaian, dll.) dapat diturunkan untuk mengkarakterisasi sifat-sifat material. Sifat-sifat yang menentukan propagasi gelombang EM yang melalui medium yaitu konduktivitas listrik ($\tilde{\sigma}$), permitivitas dielektrik ($\tilde{\varepsilon}$), dan permeabilitas magnet ($\tilde{\mu}$) yang dijelaskan dalam Persamaan (2.5), (2.6), dan (2.7) yang memberikan deskripsi makroskopis (atau perilaku rata-rata) tentang bagaimana elektron, atom, dan molekul merespons secara massal terhadap penerapan medan EM.

$$\bar{J} = \tilde{\sigma}\bar{E} \tag{2.5}$$

$$\bar{D} = \tilde{\varepsilon}\bar{E} \tag{2.6}$$

$$\bar{B} = \tilde{\mu}\bar{H} \tag{2.7}$$

Konduktivitas listrik ($\tilde{\sigma}$) menjadi ciri pergerakan muatan bebas (menciptakan arus listrik) ketika terdapat medan listrik. Resistensi terhadap aliran muatan menyebabkan disipasi energi. Permitivitas dielektrik ($\tilde{\varepsilon}$) mencirikan perpindahan muatan yang dibatasi dalam struktur material dengan adanya medan listrik. Perpindahan muatan menghasilkan penyimpanan energi dalam material. Permeabilitas magnetik ($\tilde{\mu}$) menggambarkan bagaimana momen magnetik atom dan molekul intrinsik merespons medan magnet. Untuk material sederhana, momen magnet intrinsik yang terdistorsi menyimpan energi dalam material. $\tilde{\sigma}$, $\tilde{\varepsilon}$, dan $\tilde{\mu}$ merupakan besaran tensor dan bisa juga nonlinier, namun pada metode GPR besaran ini diasumsikan sebagai besaran skalar yang independen (Annan, 2003).

Sebagian besar aplikasi GPR hanya mengutamakan nilai konduktivitas material (σ) dan permitivitas (ε). Konduktivitas suatu material atau batuan tidak harus konstan, bergantung pada waktu, temperatur, tekanan dan faktor lingkungan. Permitivitas berkaitan dengan kemampuan dari medium untuk mempolarisasikan medan listrik dan menentukan kecepatan gelombang elektromagnetik yang berjalan pada suatu medium. Pada medium yang berbeda, harga permitivitas (ε) akan menentukan harga kecepatan gelombang dalam medium. Permitivitas relatif (ε_r) atau konstanta dielektrik (k) umumnya didefinisikan sebagai berikut:

$$k = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \tag{2.8}$$

dimana ε_0 adalah permitivitas ruang hampa (vakum) yaitu F/m.

2.1.4.2 Sifat - Sifat Material

Bumi tersusun dari bermacam-macam material-material dan komponen-komponen. Air menjadi penyusun sebagian besar dari material, sebagai contoh pasir pantai merupakan campuran butiran tanah, udara, air, dan ion-ion yang larut dalam air, dimana butiran tanah umumnya menempati 60-80% dari volume keseluruhan (Jol, 2009). Sifat-sifat elektromagnetik dari suatu material

berhubungan dengan komposisi dan kadar airnya, yang merupakan pengontrol utama kecepatan perambatan dan atenuasi gelombang elektromagnetik dalam material. Dalam rentang frekuensi 10-1000 MHz, keberadaan air dalam material mendominasi perilaku dengan gambaran umum sebagai berikut (Annan, 2003):

a. Mineral-mineral bulk dan agregat dalam campuran umumnya merupakan isolator yang baik, dengan nilai permitivitas berkisar 3-8 dan nilai konduktivitasnya mendekati nol.

b. Air merupakan material yang paling mudah terpolarisasi dan memiliki nilai permitivitas tinggi dengan .

c. Tanah, batuan, dan material bangunan memiliki ruang pori yang dapat terisi oleh air, udara, atau material lain. Tanah dan batuan yang ruang porinya terisi air memiliki rentang nilai konduktivitas antara 1-1000 mS/m.

Sifat fisis yang paling penting dalam metode GPR adalah permitivitas dielektrik. Sifat dielektrik pada tanah atau batuan dapat mempengaruhi gelombang mikro yang merambat melaluinya. Sifat dielektrik ini bertindak sebagai penghambat atau penghalang gelombang mikro dalam menembus kedalaman tanah dengan cepat, karena tanah berperan sebagai penyimpan gelombang mikro dan mengisi muatan tanah. Ketika tanah atau material tidak memiliki sifat dielektrik (atau memiliki namun lemah) maka gelombang akan menjalar lebih cepat. Gelombang mikro akan menjalar mendekati kecepatan cahaya dalam ruang hampa jika nilai dielektrik sebesar 1. Kecepatan gelombang mikro untuk material sebagai fungsi dielektrik dan konduktivitasnya dijelaskan dalam bentuk sederhana (Goodman dan Piro, 2013):

$$v = \frac{C}{\sqrt{\varepsilon_r}} \tag{2.9}$$

dimana C adalah kecepatan cahaya, yaitu $3\times10_8$ m/s. Persamaan 2.9 menunjukkan keadaan sederhana dimana dielektrik pada ruang hampa bernilai 1. Salah satu material yang paling lambat menjalarkan gelombang mikro adalah air dengan dielektrik 81. Material-material bumi umumnya memiliki nilai dielektrik antara 5 sampai 35. Nilai konduktivitas berbagai jenis material tanah juga bervariasi karena konduktivitas dipengaruhi oleh keberadaan air atau uap air di dalam tanah.

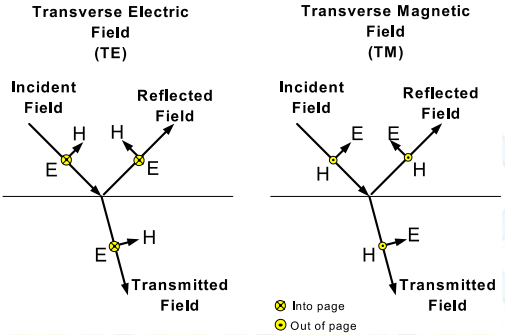
Tabel 2. 1 Nilai parameter fisis dari beberapa material (Annan, 2003; Goodman dan Piro, 2013)

Material	K	σ (mS/m)	v (m/ns)	a (dB/m)
Udara	1	0	0,30	0
Aspal	6	1	0,123	0,08

Beton	7	0,1	0,113	0,01
Clay (basah)	12	100	0,06-0,08	1-300
Pasir (kering)	3-9	0,01-1	0,1-0,15	0,01
Pasir (basah)	20-30	0,1-1	0,06	0,03-0,3
Tanah pasiran (kering)	2,5	0,14	0,189	0,02
Tanah Pasiran (basah)	25	7	0,06	0,26
Tanah lempungan (kering)	2,4	0,3	0,194	0,04
Batupasir (basah)	6	40	0,12	3,04
Batugamping	4-8	0,5-2	0,12	0,4-1
Granit	4-6	0,01-1	0,13	0,01-1
Air laut	80	3000-4000	0,01-0,025	103
Air tawar	80	0,5	0,033	0,1

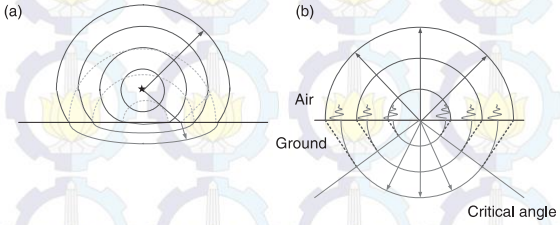
2.1.4.3 Penjalaran Gelombang pada GPR

Gelombang EM merupakan gelombang transversal yang pada kasus antarmuka bidang planar terbagi menjadi dua komponen berdasarkan orientasi bidang batasnya, yaitu *transverse electric field* (TE) dan *transverse magnetic field* (TM). Gelombang TE selalu memiliki medan listrik yang sejajar dengan bidang antarmuka yang sama sedangkan gelombang TM memiliki medan magnet di bidang antarmuka yang digambarkan pada Gambar 2.9.



Gambar 2. 10 Gelombang TE dan TM (Annan, 2003)

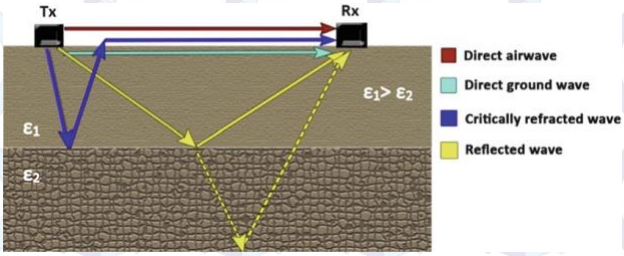
Metode GPR umumnya bergantung pada pendeteksian sinyal yang terpantul (reflected) atau tersebar (scattered). Model sederhana untuk melihat penjalaran gelombang ini yaitu pada batas planar. Koefisien Fresnel refleksi (dan transmisi) mengukur bagaimana amplitudo bidang EM bervariasi ketika melintasi antarmuka dari dua material. Gambar 2.10 (Annan, 2003) menjelaskan penjalaran muka gelombang yang bersumber dari atas tanah dan dari antarmuka udara-permukaan tanah. Sinyal yang dipancarkan pada permukaan dibagi menjadi dua bagian yaitu muka gelombang sferis (*spherical wave*) dan planar yang menjalar pada sudut kritis. Muka gelombang permukaan sferis yang menjalar dekat dengan antarmuka akan memanjang ke udara dan memudar dengan cepat.



Gambar 2. 11 Penjalaran muka gelombang dari sumbernya. Pada (a), sumber berada di atas permukaan, garis titik-titik menunjukkan sinyal yang dipantulkan. Pada (b), sumber berada di antarmuka udara-permukaan, garis putus-putus menunjukkan gelombang yang dibiaskan dan garis osilasi menunjukkan gelombang sementara (*evanescent waves*).

Sistem operasi GPR meliputi antena pemancar (Tx) dan antena penerima (Rx), dimana Tx memancarkan gelombang EM dengan frekuensi tetap ke bawah permukaan sedangkan Rx menerima sebagian energi yang dipantulkan oleh berbagai sifat material dari bawah permukaan dan merekam amplitudo gelombang tersebut. Antena penerima menghitung waktu perjalanan dua arah

(*two-way travel time*) dari gelombang, sedangkan kedatangan gelombang direkam dalam *elapsed time travel*, dalam nanosekon (ns) (Conyers, 2016). Jalur sinyal antara pemancar dan penerima di permukaan dapat dianggap sebagai sinar mengikuti jalur yang digambarkan pada Gambar 2.11 (Annan, 2003).



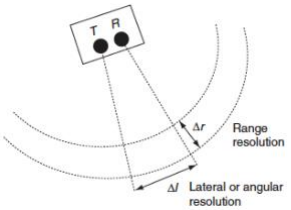
Gambar 2. 12 Jalur sinyal antara pemancar (Tx) dan penerima (Rx) pada dua lapisan dengan beda nilai permitivitas dielektrik (Annan, 2003)

2.1.5 Instrumentasi GPR

2.1.5.1 Resolusi GPR

Resolusi merupakan konsep yang sangat penting pada setiap metode berbasis pendeteksian fenomena gelombang. Resolusi GPR ditentukan oleh kedalaman eksplorasi, dimana penetrasi kedalaman dikendalikan oleh bandwidth frekuensi yang ditransmisikan oleh antena (Conyers, 2016). Frekuensi radar mengontrol baik panjang gelombang dari gelombang yang ditransmisikan dan penyebarannya, dan jumlah atenuasi dari gelombang-gelombang di tanah. Resolusi GPR terdiri dari dua komponen, yaitu resolusi kedalaman atau jarak dan resolusi sudut. Resolusi kedalaman oleh Annan (2003) diasumsikan sebagai 1/100 dari kedalaman maksimum.

$$\Delta r \approx \frac{d_{max}}{100} \tag{2.10}$$



Gambar 2. 13 Resolusi GPR terbagi menjadi resolusi kedalaman (Δr) dan resolusi sudut (Δl) (Jol, 2009)

2.1.5.2 Rentangan Waktu dan Bandwidth

Resolusi GPR dipengaruhi oleh pengaturan waktu dan bandwidth frekuensi (Annan, 2003). Pada pengaturan waktu, kita dapat memperkirakan rentang waktu maksimum dan minimum perjalanan gelombang (*travel time*) objek target dari perhitungan jarak maksimum dan minimum yang digabungkan dengan kecepatan maksimum dan minimum gelombang pada material geologi maupun buatan manusia yang biasa ditemukan. Annan (2003) menyimpulkan perhitungan *delay time* maksimum dan minimum sebagai berikut.

$$Delay\ time = \frac{2 \times Distance}{v} \tag{2.11}$$

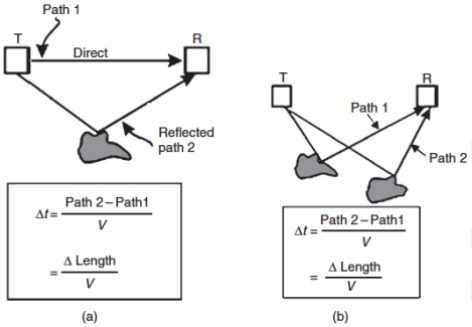
$$Maximum\ time = \frac{2 \times maximum\ distance}{minimum\ v} \tag{2.12}$$

$$Minimum\ time = \frac{2 \times minimum\ distance}{maximum\ v} \tag{2.13}$$

Setelah memperhitungkan *delay time*, kita juga harus memperhitungkan bandwidth frekuensi. Bandwidth berfungsi untuk menentukan waktu respons minimum sistem (resolusi). Pada bagian ini, resolusi menyangkut pada dua topik dimana keduanya merupakan masalah bandwidth dan rentang waktu, yaitu *transmitter blanking* dan *target separation* yang diilustrasikan pada Gambar 2.13. *Transmitter blanking* disebabkan oleh ketidakmampuan antena penerima untuk mendeteksi sinyal sampai setelah antena pemancar selesai mentransmisi sinyal. Hal ini terjadi ketika sumber pemancar memancarkan sinyal yang sangat besar, sementara pada sistem GPR letak penerima sangat dekat dengan pemancar sehingga penerima akan melihat sinyal transmisi langsung yang sangat besar. Ini menyebabkan komponen penerima akan kelebihan beban dan tidak dapat mendeteksi sinyal yang dipantulkan (Jol, 2009).

Pencegahan fenomena *transmitter blanking* dilakukan dengan *target separation*. Berkhout (1984) menuturkan jika dua *event* terjadi pada satu rekaman maka keduanya harus dipisahkan dalam waktu sehingga dapat dilihat jelas sebagai objek yang berbeda (Annan, 2003). Annan (2003) dalam Jol (2009) menyimpulkan bahwa durasi waktu transmisi sinyal berbanding terbalik dengan bandwidth. Penentuan bandwidth yang perlukan didapatkan dari panjang resolusi, dimana:

$$B \geq \frac{v}{4\Delta r} \tag{2.14}$$



Gambar 2. 14 (a) *Transmitter blanking* terjadi ketika sinyal langsung yang bergerak dari pemancar ke penerima tumpang tindih dengan sinyal yang dipantulkan. (b) Jika dua target menghasilkan panjang jalur yang sama, perbedaan waktu perjalanan menjadi kecil menyebabkan sinyal yang dipantulkan tumpang tindih. Untuk menyelesaikan dua peristiwa tersebut, perbedaan panjang jalur harus melebihi setengah lebar sinyal dikalikan kecepatan.

Penentuan bandwidth frekuensi juga harus mempertimbangkan keberadaan air atau udara di dalam material. Konstanta dielektrik air yang besar (tabel 2.1) dapat menyebabkan atenuasi gelombang sehingga panjang gelombang berkurang, begitu juga dengan resolusi kedalamannya. GPR standar menggunakan frekuensi bandwidth dalam rentang 10 MHz sampai 900 MHz. Frekuensi 400 MHz pada umumnya mampu mempenetrasi kedalaman hingga 2-3 m. Frekuensi tinggi umumnya digunakan untuk material konduktif, sementara frekuensi rendah baik digunakan untuk material resistif dengan kedalaman 3-15 m (Conyers, 2016).

Tabel 2. 2 Ringkasan kedalaman, resolusi, dan bandwidth yang umum dibutuhkan dalam sistem GPR (Annan, 2003)

Kedalaman Maksimum (m)	Resolusi (m)	Envelope width (ns)	Bandwidth (MHz)
0,1	0,001	0,02	50000
1,0	0,010	0,20	5000
10,0	0,100	2,00	500
100,0	1,000	20,00	50

2.1.5.3 Central Frequency

Central frequency umumnya menunjukkan frekuensi operasi sistem GPR dan berkaitan dengan bandwidth frekuensi atau rentang frekuensi. Pita frekuensi dimana saja dalam spektrum dapat memenuhi kebutuhan resolusi. Semakin lebar bandwidth, semakin baik resolusi radar. Namun, untuk mengefektifkan GPR perlu menjaga frekuensi serendah mungkin yang dipengaruhi oleh atenuasi. Atenuasi pada material merupakan kombinasi dari *electrical loss* dan *scattering loss*, yang mana keduanya akan bertambah seiring bertambahnya frekuensi. Semakin rendah frekuensi yang digunakan, semakin besar kemungkinan mendapatkan penetrasi sinyal ke dalam medium (Annan, 2003). Ketika frekuensi sistem radar diturunkan juga akan berdampak pada pengurangan kekusutan sinyal. Hubungan antara bandwidth dan *central frequency* dijelaskan dalam konsep sinyal GPR (R) dimana:

$$R = \frac{B}{f_c} \tag{2.15}$$

dengan pengupayaan agar nilai R sebesar mungkin. Hal ini karena tujuan instrumentasi adalah selalu memaksimalkan B dan meminimalkan f_c dengan nilai pembatas praktis R berada di atas kesatuan (R≈1).

Tabel 2. 3 Ringkasan resolusi spasial dan frekuensi antena (Annan, 2003)

Central Frequency	Bandwidth (MHz)	Pulsewidth (ns)	Resolusi (m)
200,0	200,0	5	0,25
100,0	100,0	10	0,50
50,0	50,0	20	1,00
25,0	25,0	40	2,00
12,5	12,5	80	4,00

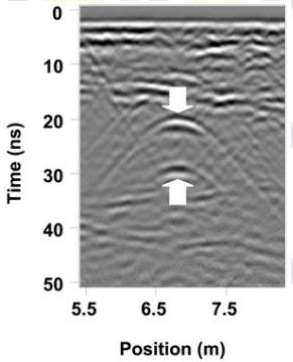
2.1.5.4 Antena GPR

Antena GPR merupakan bagian utama dalam sistem GPR, hal itu karena antena yang menghasilkan dan mendeteksi medan EM untuk mendapatkan karakteristik dari material. Sistem GPR memiliki dua antena yaitu antena pengirim (Tx) dan antena penerima (Rx). Dalam sistem GPR, antena pengirim harus menerjemahkan tegangan eksitasi ke bidang temporal dan spasial yang dapat diprediksi. Antena penerima harus mendeteksi variasi temporal komponen vektor medan elektromagnetik yang dibuat oleh antena pengirim dan respons permukaan.

Pembuatan dan pendeteksian medan yang efisien membutuhkan ukuran antena yang terbatas. Dalam terminologi domain frekuensi, dimensi antena harus sama dengan panjang gelombang sinyal. Antena yang telah terbukti paling efektif untuk GPR adalah dipol listrik pendek. Dipol kecil yang memuat resistansi menghasilkan tingkat kepercayaan yang cukup terhadap perilaku yang invarian dan dapat diprediksi sambil tetap mempertahankan efisiensi.

2.1.5.5 Pengumpulan dan Perekaman Data GPR

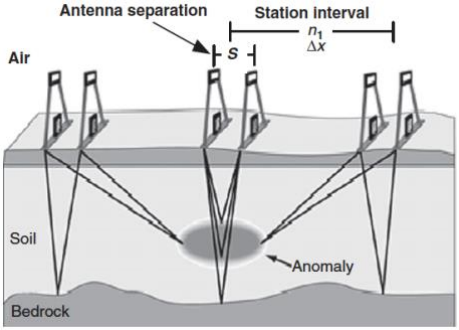
Selama pengumpulan data GPR, *two-way travel time*, amplitudo dan panjang gelombang dari sinyal radar yang dipantulkan dari dalam tanah, disebut radargramdiperkuat, diproses dan direkam untuk pengamatan langsung sebelum kemudian dilakukan proses pasca-akuisisi dan pemodelan. Rekaman gelombang diwakili oleh kolom data vertikal yang sempit dengan amplitudo dikonversi menjadi warna; merencanakan kolom-kolom ini satu demi satu membentuk bagian GPR, yaitu radargram. Bentuk refleksi yang dihasilkan dari "sumber titik" di tanah disebut dengan hiperbola. Hiperbola adalah refleksi penting karena dihasilkan dari "sumber titik" di tanah seperti batu, puncak dinding, atau apa pun yang merupakan fitur terisolasi. Adapun gelombang yang direkam dan ditumpuk secara vertikal dari banyak kedalaman di bawah permukaan disebut jejak refleksi (*reflection trace*).



Gambar 2. 15 Contoh radargram yang mendeteksi pipa. Respon sinyal dari suatu objek yang berbentuk pipa berbentuk hiperbola, sehingga disebut *hyperbolic response* (Annan, 2003)

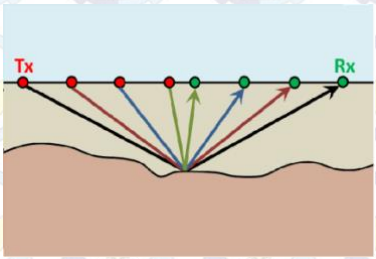
Untuk mendapatkan informasi di bawah permukaan, pengukuran GPR dilakukan di beberapa lokasi menggunakan konfigurasi survei tertentu. Survei *common-offset* adalah konfigurasi yang paling sering digunakan untuk survei GPR. Dalam survei *common-offset*, jarak antara pemancar dan satu penerima tetap. Data dikumpulkan setiap kali pasangan pemancar-penerima dipindahkan ke posisi baru. Dalam beberapa kasus, pemancar dan penerima ditempatkan pada offset-nol; atau dikenal sebagai sumber dan penerima yang bertepatan. Survei *common-offset* efektif untuk menentukan kedalaman antarmuka horizontal.

Selain itu, survei zero-offset sangat efektif untuk menemukan pipa, terowongan, dan benda padat yang tertimbun; karena mereka menghasilkan tanda tangan hiperbolik dalam data radargram.



Gambar 2. 16 Ilustrasi konfigurasi *common-offset* (Jol, 2009)

Selain *common-offset*, konfigurasi *common-midpoint* (CMP) juga sering digunakan untuk survei GPR, terutama digunakan untuk memperoleh perkiraan kecepatan sinyal radar versus kedalaman di tanah dengan memvariasikan jarak antena dan mengukur perubahan dalam waktu perjalanan dua arah (Jol, 2009). Untuk konfigurasi ini, jarak antara pemancar dan penerima diubah untuk setiap pembacaan. Namun, titik tengah antara pemancar dan penerima tetap sama. Berdasarkan skema survei (Gambar 2.16), dapat dilihat bahwa jika antarmuka mendekati rata, titik refleksi adalah sama untuk semua bacaan. Akibatnya, sinyal dari gelombang yang dipantulkan dalam radargram harus membentuk hiperbola.

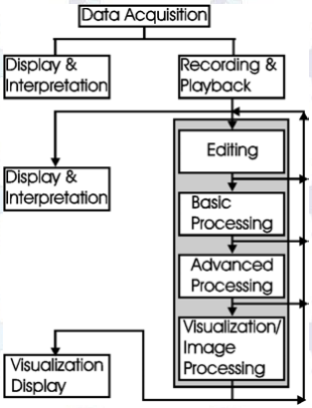


Gambar 2. 17 Ilustrasi konfigurasi *common-midpoint* (CMP) (Annan, 2003)

2.1.6 Pengolahan Data GPR

Sebagian besar analisis data GPR memerlukan beberapa pengkondisian pada data *raw* (mentah) sebelum konstruksi gambar dari profil jarak dekat diimplementasikan. Pemrosesan sinyal Radargram (RSP) meliputi *basic handling*, penggunaan *filter* khusus untuk meningkatkan dan menyesuaikan refleksi digital, serta untuk menghilangkan *noise* yang terkandung dalam data

raw (Goodman dan Piro, 2013). Jenis proses sinyal yang dibutuhkan akan tergantung pada berbagai faktor yang diamati dalam data *raw*. Ada berbagai RSP yang penting dan beberapa hanya digunakan jika *noise* suara tertentu ditemukan ada dalam data. Gambar 2.17 menunjukkan alur RSP secara umum.



Gambar 2. 18 Gambaran umum alur data GPR (Annan, 2003)

RSP dasar yang sering digunakan dalam survei GPR yaitu:

a) Adjust Signal Position (zero-time correction)
b) Subtract mean dewow
c) Post-Processing Gain (DC Shift)
d) Bandpass filtering
e) Hilbert Transform (inverse amplitude decay)
f) Background removal
g) Deconvolution
h) Migration

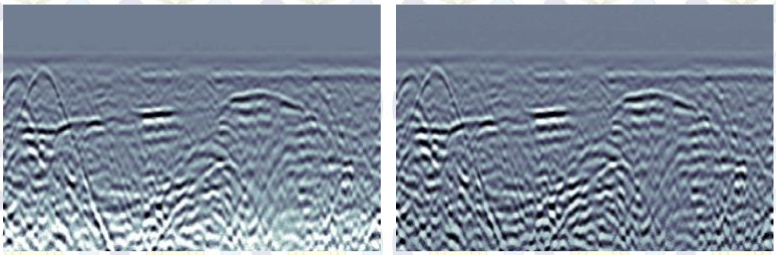
2.1.6.1 Adjust Signal Position (time-zero correction)

Pilihan *Adjust signal position* adalah masalah yang timbul dari kendala fisik, yaitu kenyataan bahwa sistem GPR memiliki pita terbatas sehingga tidak dapat memancarkan atau menerima "dengan benar" impuls dengan kenaikan seketika (Persico, 2014). Hal ini terjadi karena ada penundaan (*delay*) antara waktu instan ketika generator mulai menghasilkan impuls dan waktu instan ketika propagasi sinyal di lingkungan eksternal dimulai. *Zero-timing* adalah penting, karena mempengaruhi pengambilan kedalaman waktu dari target dan secara resmi juga evaluasi kecepatan perambatan gelombang. Cara kerjanya adalah dengan membawa *event* refleksi pertama yang mengindikasikan *ground*

surface wave ke nol. Hal ini dilakukan untuk menghitung kedalaman target dengan akurat.

2.1.6.2 Subtract mean dewow

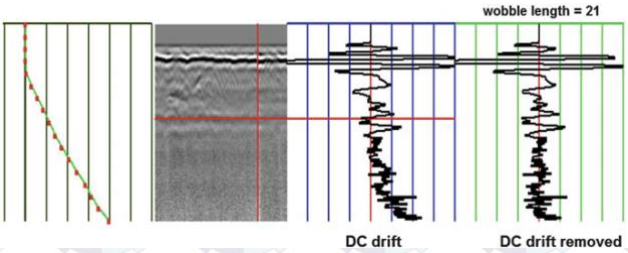
Pada dasarnya, langkah RSP ini merupakan filter temporal untuk menghapus komponen frekuensi sangat rendah (*very low frequency*) dari data. Langkah ini sering disebut sebagai me-non-wow-kan data. Komponen frekuensi data yang sangat rendah dikaitkan dengan fenomena induktif atau kemungkinan keterbatasan rentang dinamis instrumen. Operasi ini akan menghilangkan sinyal 'wow' dengan menerapkan filter FIR *high pass* fase nol dengan frekuensi *cutoff* tepat 2% dari Nyquist. Filter ini sangat disarankan untuk diterapkan pada semua set data sebelum langkah-langkah pemrosesan lainnya dilakukan.



Gambar 2. 19 Profil GPR sebelum (kiri) dan sesudah diterapkan dewow (kanan) (Dojack, 2012)

2.1.6.3 DC Shift Removal

Sebagian besar data *raw* pengukuran GPR memerlukan beberapa *gaining* pasca pemrosesan untuk dapat memvisualisasikan pulsa radar. Akibat dari penyebaran sumber gelombang radar yang mengerucut ke bawah dan atenuasi sinyal radar ketika melewati tanah, kedatangan gelombang refleksi kemudian dicatat dari antarmuka yang lebih dalam di tanah akan hampir selalu memiliki amplitudo yang lebih rendah daripada kedatangan sebelumnya. Untuk memperbaiki ini diperlukanlah *gaining* untuk memperkuat sinyal, disebut ***range gain*** (Dojack, 2012). Penguatan jangkauan dapat ditingkatkan secara eksponensial atau linear dengan kedalaman untuk memperkuat refleksi radar yang lebih dalam - yang kemudian tiba. Efek bersih dari filter ini adalah untuk menghapus penyimpangan DC dengan sangat efektif dan menggeser sinyal kembali ke garis 0. ***DC Shift Removal*** menghapus level DC konstan dari setiap jejak (*trace*). Ini dapat digunakan sebagai tambahan atau sebagai pengganti dewow. Pada saat ini ada beberapa alat GPR yang telah dilengkapi dengan opsi *gaining* pada saat akuisisi.

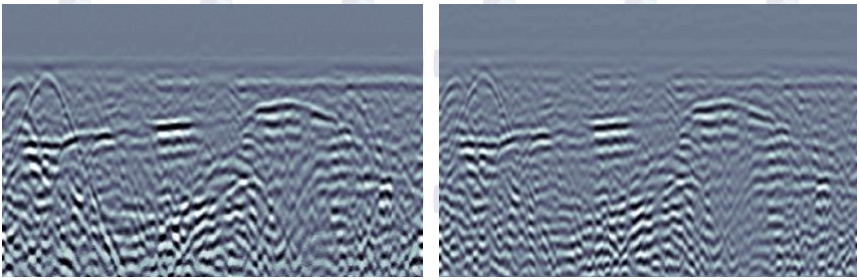


Gambar 2. 20 Contoh radargram dengan koreksi DC. Penghapusan *noise* frekuensi rendah dihilangkan dengan rata-rata bergerak dari panjang jendela yang ditentukan dikurangi dari setiap titik di sepanjang pulsa (Goodman dan Piro, 2013)

2.1.6.4 Bandpass Filtering

Filter bandpass adalah proses untuk menghilangkan frekuensi yang tidak diinginkan dalam data *raw*. Filter bandpass mengharuskan pulsa radargram dikonversi terlebih dahulu ke domain spektral menggunakan Fast Fourier Transforms (FFT). FFT digunakan untuk menghitung amplitudo dan fase yang terdapat pada setiap frekuensi yang membentuk pulsa radar. Kombinasi amplitudo pada frekuensi yang berbeda dan fase ketika komponen frekuensi tersebut sampai pada antena penerima menentukan sinyal radar unik yang direkam.

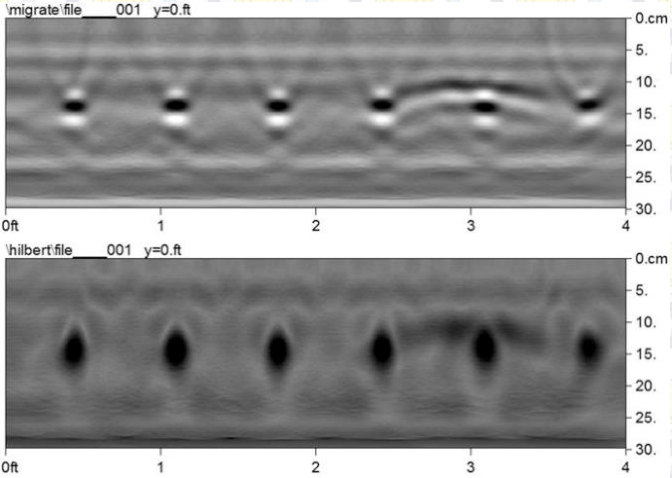
Dalam bandpass filtering, amplitudo pada frekuensi yang berbeda dapat dikurangi atau disaring seluruhnya dengan terlebih dahulu menguraikan sinyal radar yang direkam menggunakan FFT menjadi amplitudo dan fasa pada setiap frekuensi. Dengan sinyal yang didekomposisi menjadi komponen spektralnya, amplitudo frekuensi yang berbeda dapat disesuaikan hanya dengan menekan atau meningkatkan frekuensi yang diinginkan. Setelah filter diatur untuk menghapus atau mengurangi komponen frekuensi yang diinginkan, inversi FFT dijalankan untuk mengembalikan spektrum yang difilter ke sinyal radar domain waktu.



Gambar 2. 21 Profile GPR sebelum (kiri) dan sesudah difilter (kanan) dengan bandpass filter (frekuensi = 200, 400, 600, 800) (Dojack, 2012)

2.1.6.5 Hilbert Transform

Hilbert Tranform adalah proses sinyal lain yang sering diterapkan pada radargram, yaitu untuk menunjukkan amplop pulsa radar yang terekam dan pulsa radar yang dipantulkan. Secara matematis ini adalah proses di mana transformasi Fourier dari pulsa radar dijalankan, frekuensi negatif digeser 90°, dan kemudian inversi transformasi Fourier dibuat. Cara yang lebih sederhana untuk memahami transformasi Hilbert adalah dengan memikirkan sinyal yang diperbaiki -nilai absolut pulsa diambil- dan menghubungkan semua respons puncak. Pulsa radar yang ditransformasikan Hilbert berguna untuk pencitraan yang hanya menunjukkan daerah refleksi lemah atau kuat dan di mana pencitraan tidak tergantung pada fase pulsa radar.



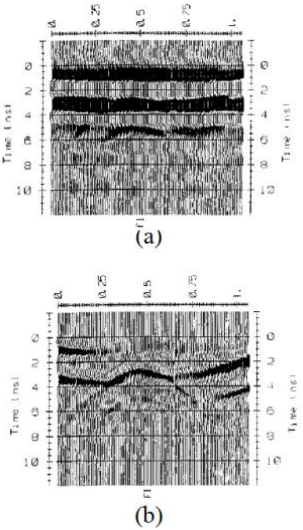
Gambar 2. 22 Contoh transformasi Hilbert pada radargram yang telah dimigrasikan yang diambil melintasi rebar yang terkubur dalam beton. Pantulan dari Hilbert transform yang termigrasi menunjukkan penampilan sangat "bulat". Namun, perlu dicatat bahwa permukaan bawah rebar sebenarnya tidak direkam, tetapi diberi tampilan dipetakan dengan melakukan transformasi Hilbert. (Goodman dan Piro, 2013)

2.1.6.6 Background Removal

Salah satu operasi paling umum yang secara khusus diterapkan pada data GPR adalah penggunaan penghapusan *background trace*. Umumnya ini berbentuk *high pass* filter atau penghapusan jejak rata-rata (*average trace*), dimana *background trace* adalah *average trace* yang ditentukan dengan menambahkan semua jejak dan membaginya dengan jumlah jejak. Ini juga disebut *stacking*. Proses *stacking* meningkatkan sinyal yang koheren dan mengurangi sinyal (atau noise) yang acak. Sinyal koheren dalam hal ini adalah

garis melintang horizontal yang sering terlihat dalam data GPR (noise sistem) dan sinyal yang acak adalah sinyal radar yang diterima dari bawah permukaan.

Penghapusan *average trace* adalah bentuk filter spasial. Dalam beberapa situasi di mana gema pemancar dan artefak sistem sinkron waktu muncul, sangat efektif untuk memungkinkan sinyal lemah yang hilang menjadi terlihat di bagian yang diproses.



Gambar 2. 23 (a) Contoh set data awal pada pipa yang terkubur. (b) Kumpulan data yang ditunjukkan dalam gambar 2.22(a) setelah jejak rata-rata untuk seluruh bagian telah dikurangi. Respons hiperbolik terlihat jelas seperti halnya tepi penggalian yang landai (Annan, 2003).

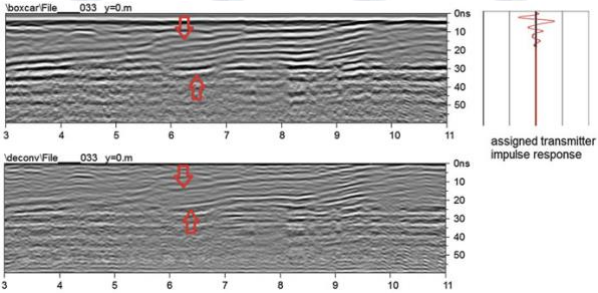
2.1.6.7 Deconvolution

Dekonvolusi adalah metode pemrosesan sinyal untuk membantu mengurangi beberapa pantulan dan gema yang direkam pada radar, serta untuk meminimalkan efek dari pulsa yang ditransmisikan. Pulsa yang ditransmisikan oleh antena GPR memiliki fungsi respons impuls yang ditentukan. Salah satu jenis filter dekonvolusi dirancang untuk menghilangkan fungsi respons impuls yang ditransmisikan dari radargram yang terekam (Goodman dan Piro, 2013). Objektifnya adalah hanya memiliki respons pantulan tanah -yang pada dasarnya adalah struktur tanah- tanpa masuknya respons impuls yang ditransmisikan dari antena yang mengaburkan fitur-fitur tanah yang sebenarnya.

Dekonvolusi memiliki beberapa skema. Metode dekonvolusi yang paling sederhana adalah dekonvolusi pembagian spektral. Dalam metode ini baik pemindaian radar yang direkam maupun fungsi respons impuls antena

dimasukkan ke dalam domain frekuensi menggunakan FFT. Pemindaian radar kompleks kemudian dibagi dengan fungsi respons impuls kompleks yang diketahui dalam ruang frekuensi. Secara matematis, metode dekonvolusi ini dijabarkan dalam persamaan 2.16, dimana respons permukaan didapatkan dengan membagi respons frekuensi radargram dengan respons frekuensi impuls yang ditransmisikan (Goodman dan Piro, 2013):

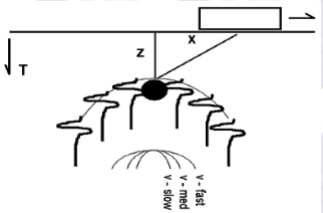
$$G(w) = \frac{R(w)}{I(w)} \tag{2.16}$$



Gambar 2. 24 Perbandingan antara profil GPR sebelum (bawah) dan sesudah dilakukan dekonvolusi pembagian spectral (atas). Beberapa reflektor gema dalam data nampak lebih terang oleh penerapan filter dekonvolusi (Goodman dan Piro, 2013).

2.1.6.8 Migration

Kebanyakan antena GPR mengirimkan sinar gelombang mikro yang luas ke permukaan. Tujuannya adalah untuk menyebabkan refleksi hiperbolik terekam dari benda bulat di bawah permukaan. Objek yang berada tidak tepat di bawah antena terekam saat gelombang mikro dipancarkan melalui berbagai sudut. Hal ini membuat waktu penjalaran dari objek ke antena lebih lama dari benda-benda yang berada tepat di bawah antena. Esensi dari titik terkubur objek adalah menciptakan pola refleksi hiperbolik.



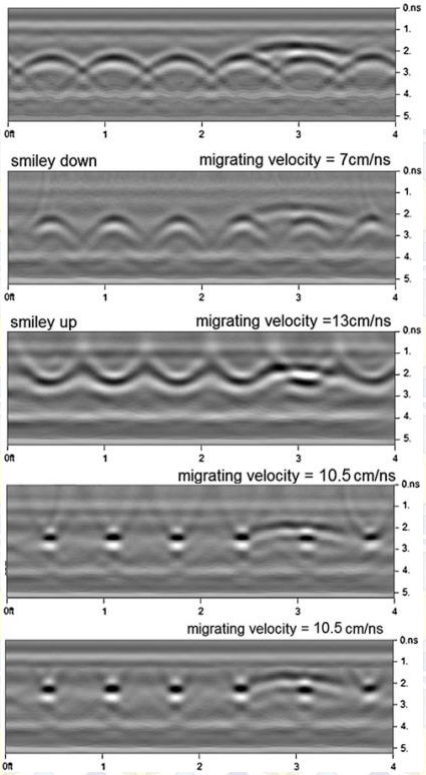
Gambar 2. 25 Ilustrasi benda silindris yang terekam sebagai hiperbola (Goodman dan Piro, 2013).

Ketika kecepatan gelombang mikro di dalam tanah sangat cepat, pantulan hiperbolik sangat luas dan lebar; sebaliknya, ketika kecepatannya sangat lambat, hiperbola sangat sempit. Bentuk hiperbola diberikan oleh persamaan waktu perjalanan dari objek yang terkubur sebagai fungsi jarak ke antena dan diberikan oleh (Goodman dan Piro, 2013):

$$T = \frac{2\sqrt{x^2+z^2}}{v} \tag{2.17}$$

dimana *T* adalah waktu tempuh penjalaran dua gelombang (twt), *x* adalah jarak horizontal ke objek bawah permukaan, *z* adalah kedalaman objek dan *v* adalah cepat rambat gelombang mikro dalam tanah.

Migrasi adalah proses sinyal yang akan mengecilkan pantulan hiperbolik menjadi pantulan sumber titik dengan menambahkan semua energi di sepanjang hiperbola di seluruh radargram, dan menempatkan energi ini di puncak hiperbola. Prinsip proses migrasi ini adalah bahwa fase sinyal ketika hiperbola tidak langsung di atas hiperbola akan cenderung mengganggu atau merusak dengan pantulan sinyal lain yang terekam sepanjang hiperbola. Ketika hiperbola secara langsung dicocokkan dengan hiperbola yang diamati, proses migrasi akan kuat karena sinyal di sepanjang hiperbola semuanya dalam fase. Selain itu migrasi juga mengorientasi ulang bidang reflektor permukaan dan memposisikannya ke posisi aslinya. Berbagai macam proses migrasi dalam domain waktu seperti migrasi Kirchoff dan dalam domain frekuensi menggunakan migrasi FK dapat diimplementasikan tetapi dalam kebanyakan kasus memberikan hasil yang hampir sama (Goodman dan Piro, 2013).

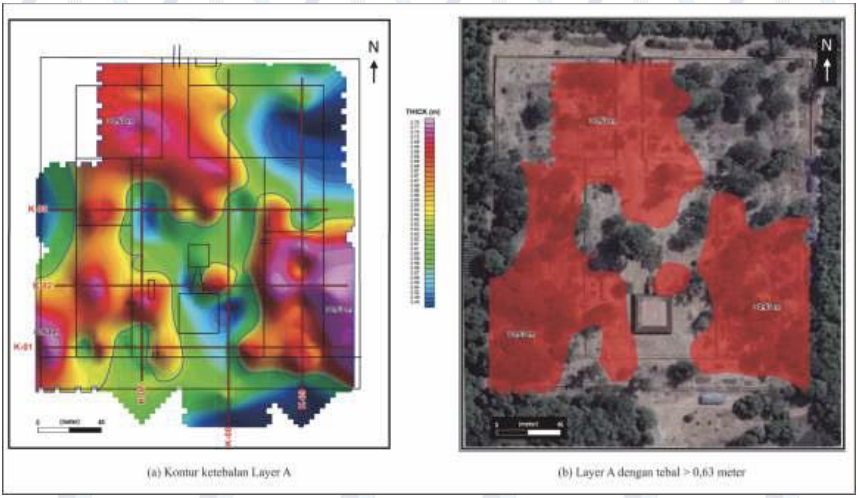


Gambar 2. 26 Contoh profil GPR sebelum dimigrasi (pertama), ketika dimigrasi dengan kecepatan terlalu rendah (kedua), terlalu tinggi (ketiga) dan tepat (keempat). Seringkali, proses migrasi juga dapat diterapkan hanya pada pantulan di bawah pantulan gelombang permukaan (kelima) untuk mengurangi pantulan bayangan di dekat permukaan (terlihat pada bagian atas dari diagram keempat) (Goodman dan Piro, 2013)

2.2 Penelitian Terdahulu

Penelitian mengenai geoarkeologi menggunakan metode GPR telah dilakukan oleh Husein dkk. (2010), Sugiarto dkk. (2018), Mazaya dan Supriyanto (2019), Ninje (2017), dan Puente dkk. (2018). Husein dkk. (2010) dalam penelitiannya melakukan survei GPR dengan 1 lintasan memotong pagar dalam Situs Kedulan yang merupakan candi kerajaan Mataram di Sleman, DIY dengan tujuan untuk mengidentifikasi lokasi dari pagar batu terluar. Hasil penelitiannya menunjukkan letak target berada pada kedalaman 7-8 m yang tertimbun oleh endapan vulkanik dengan ketebalan 7 m. Penelitian Sugiarto dkk.

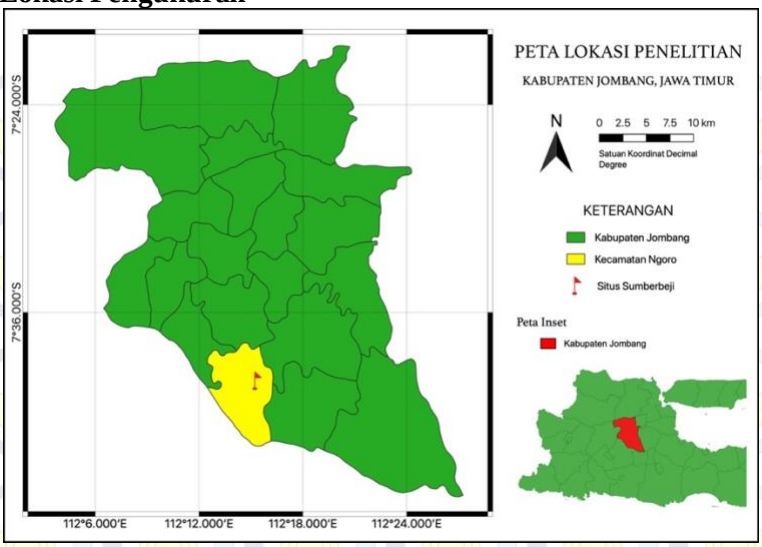
(2018) yang dilakukan di Komplek Candi Kedaton Muarojambi bertujuan untuk mencari artefak yang masih tertimbun di dalam area komplek candi. Dari penelitian tersebut didapatkan hasil yang menunjukkan delineasi di bagian selatan dan bagian utara candi utama yang diinterpretasikan sebagai objek arkeologi dengan kedalaman objek 1,65 m dan 4,50 m. Mazaya dan Supriyanto (2019) melakukan penelitian pada reruntuhan Istana lama Speelwijk Banten untuk mencari struktur istana yang masih tertimbun. Pada penelitian ini survei GPR dilakukan sebanyak 10 lintasan sejajar yang dibentangkan di dalam area istana dan didapatkan keberadaan anomali objek berada pada kedalaman 0,1 – 1,1 m yang ditandai dengan respon hiperbola. Ninje (2017) dalam penelitiannya mengintegrasikan profil GPR 2D (radargram) menjadi model balok 3D untuk menginterpretasikan anomali objek arkeologi di situs Castro de UI yang merupakan bekas pangkalan militer Romawi. Hasil penelitian tersebut menunjukkan anomali yang tersebar yang diperkirakan sebagai peninggalan arkeologi yang tertimbun. Ada pula yang menunjukkan anomali kontinu yang diduga sebagai dinding dari bangunan tua. Penelitian Puente dkk. (2018) mengintegrasikan GPR dan T-LiDAR untuk merekonstruksi situs Romawi "*Aquis Querquennis*". Dalam penelitiannya, data GPR diolah agar menghasilkan model 3D untuk mendeteksi geometri struktur yang tertimbun sedangkan T-LiDAR digunakan untuk merekam permukaan 3D. Model 3D GPR kemudian dikombinasikan dengan *orthoimage* T-LiDAR untuk dilakukan interpretasi. Hasil dari integrasi data tersebut menunjukkan bentuk dan lokasi dari struktur objek yang terpendam secara teliti.



Gambar 2. 27 Peta kontur ketebalan candi kedaton yang di-overlay dengan citra satelit (Sugiarto dkk., 2018)

BAB III METODE PENELITIAN

3.1 Lokasi Pengukuran



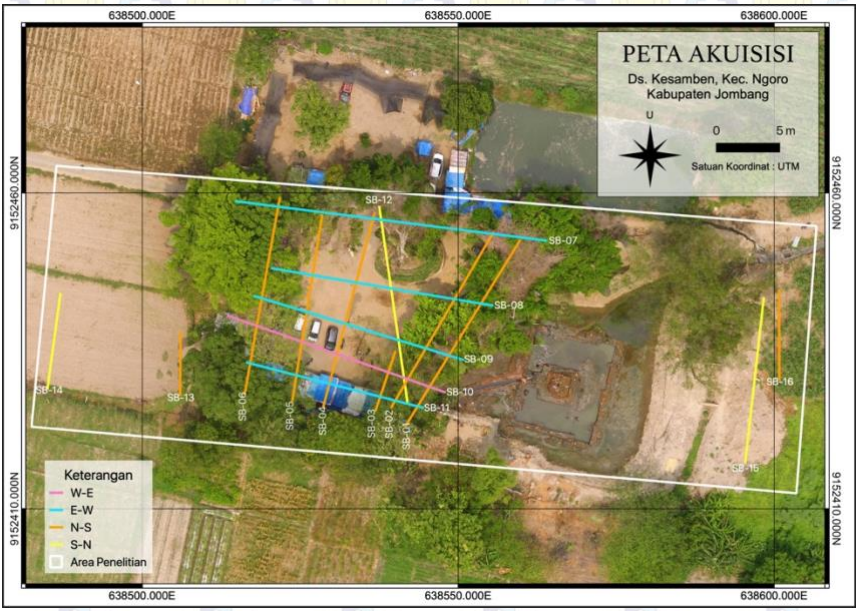
Gambar 3. 1 Peta Lokasi Penelitian

Akuisisi GPR dilakukan di lokasi penemuan Situs Sumberbeji, Desa Kesamben, Kecamatan Ngoro, Kabupaten Jombang, Jawa Timur. Pengukuran dilakukan selama dua hari yaitu pada hari Selasa, 10 Desember 2019 dan hari Rabu, 11 Desember 2019. Pada penelitian ini diambil 16 data lintasan dimana terdapat 6 lintasan berarah N-S, 5 lintasan berarah S-N, 4 lintasan berarah E-W, dan 1 lintasan berarah W-E. Panjang dan titik lintasan dijelaskan dalam tabel dan gambar berikut.

Tabel 3. 1 Lintasan Akuisisi GPR

Lintasan	Koordinat awal (m)		Koordinat akhir (m)		Arah	Panjang Lintasan (m)
	X UTM	Y UTM	X UTM	Y UTM		
SB-01	638559,81	9152452,5	638542,928	9152423,64	N-S	33,43158177
SB-02	638555,51	9152453,79	638539,531	9152426,09	N-S	31,97927207
SB-03	638536,925	9152425,54	638540,003	9152434,72	N-S	9,678484386
SB-04	638536,878	9152456,83	638528,931	9152426,38	N-S	31,47478092
SB-05	638528,364	9152456,44	638523,903	9152427,73	N-S	29,05253491
SB-06	638521,983	9152459,2	638516,792	9152428,14	N-S	31,49671153

SB-07	638563,774	9152452,57	638514,942	9152458,63	E-W	49,20695269
SB-08	638555,673	9152442,11	638520,817	9152448,03	E-W	35,35381846
SB-09	638550,902	9152433,96	638517,687	9152443,84	E-W	34,65386196
SB-10	638513,714	9152440,8	638547,965	9152428,74	W-E	36,31317901
SB-11	638544,531	9152426,11	638516,989	9152433,15	E-W	28,4267679
SB-12	638537,505	9152457,84	638541,935	9152426,96	S-N	31,2020816
SB-13	638506,018	9152428,13	638506,164	9152437,96	N-S	9,83708351
SB-14	638485,154	9152429,58	638487,174	9152444,05	S-N	14,60734367
SB-15	638595,677	9152417,68	638598,345	9152443,27	S-N	25,73765772
SB-16	638600,73	9152444,67	638600,769	9152430,66	N-S	14,0060543



Gambar 3. 2 Desain Akuisisi

3.2 Peralatan

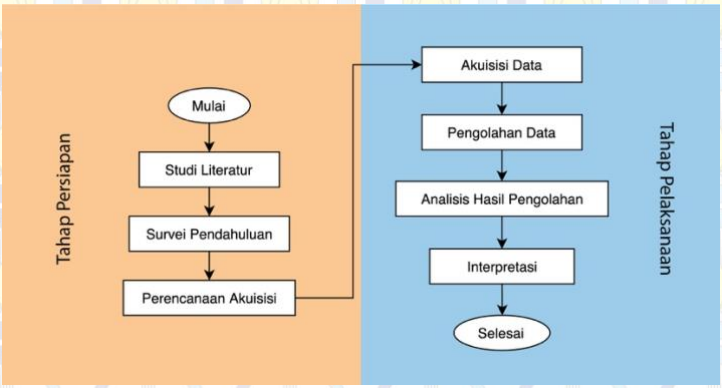
3.2.1 Perangkat Keras

Pengukuran dilakukan menggunakan seperangkat alat GPR MALÅ GS multiantenna, meteran, dan GPS. Frekuensi yang digunakan yaitu 4800 MHz.

3.2.2 Perangkat Lunak

Perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini yaitu Matlab 2015a, MatGPR R-3.1 untuk mengolah data GPR

3.3 Metode Penelitian



Gambar 3. 3 Diagram Alir Penelitian

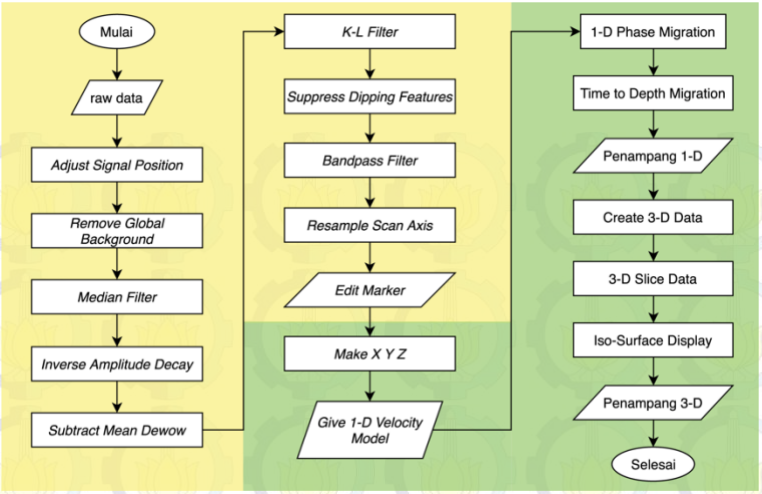
Adapun dalam melaksanakan tugas akhir ini secara garis besar dijelaskan dalam diagram alir pada Gambar 3.3 yang dijabarkan sebagai berikut.

3.3.1 Tahap Persiapan

1. Studi Literatur, kegiatan ini dilakukan untuk mempelajari hal-hal yang berkaitan dengan penelitian ini berdasarkan referensi, meliputi geologi daerah penelitian dan metode yang digunakan.
2. Survei Pendahuluan, kegiatan ini dilakukan untuk mengetahui kondisi medan akuisisi dan singkapan situs yang diperlukan untuk perencanaan akuisisi.
3. Akuisisi Data, kegiatan ini dilakukan untuk mendapatkan data primer yang akan diolah pada tahap berikutnya. Akuisisi data mengikuti desain akuisisi yang telah dirancang dengan lintasan yang telah ditentukan pada Gambar 3.2 menggunakan alat GPR MALÅ dengan frekuensi 4800 MHz.

3.3.2 Tahap Pengolahan Data

Data yang didapatkan dari hasil akuisisi kemudian diolah menggunakan perangkat lunak MatGPR R-3.1 untuk mendapatkan profil bawah permukaan yang lebih baik. Pengolahan data GPR dilakukan mengikuti alur sebagai berikut.

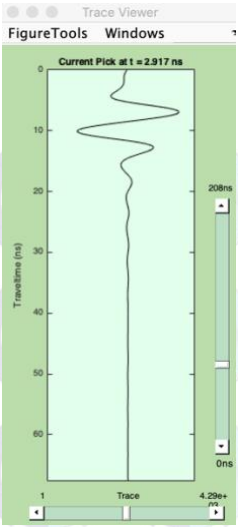


Gambar 3. 4 Alur pengolahan data GPR, terdiri dari *signal processing* dan *filtering* (kuning) dan pemodelan 1-D dan 3-D (hijau).

Berdasarkan diagram alir pada gambar 3.4, dilakukan *radargram signal processing* pada data GPR yang dijelaskan tiap tahap pengolahan sebagai berikut.

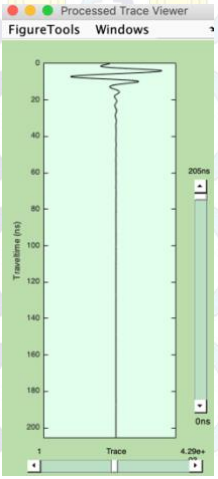
3.3.2.1 Adjust Signal Position

Adjust Signal Position merupakan tahap pertama yang dilakukan pada pengolahan data GPR yang bertujuan untuk mengoreksi posisi sinyal yang dibutuhkan pada *time zero*. Tahap ini dilakukan karena pengukuran GPR ketika di lapangan memiliki waktu jeda sebelum sinyal menyentuh permukaan tanah, hal ini disebabkan oleh adanya jarak antara alat GPR dengan permukaan tanah.



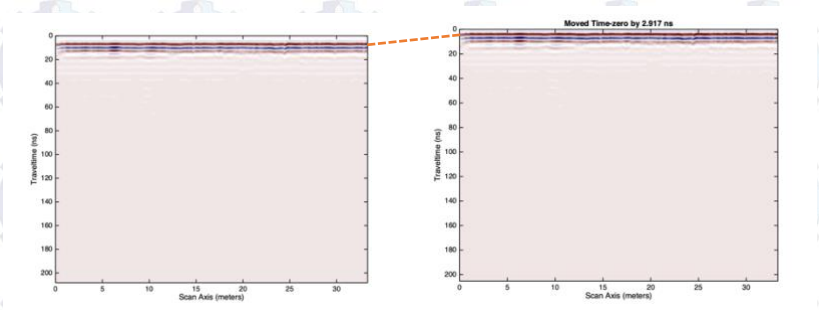
Gambar 3. 5 *Picking* pada sinyal data mentah pada lintasan SB-01

Gambar 3.5 menunjukkan *window Trace Viewer* yang menampilkan sinyal data mentah lintasan SB-01. Melalui *window* ini dapat dilihat bagian sinyal yang akan dipilih dan yang akan dipotong. Kemudian dilakukan pemilihan titik *time zero* secara manual pada sinyal. Pada lintasan SB-01 dilakukan pemotongan sinyal antara 0-2.917 ns dengan *sample trace* 14, yaitu merupakan *direct wave*.



Gambar 3. 6 Sinyal data lintasan SB-01 setelah dilakukan *Adjust Signal Position*.

Perubahan sinyal ini juga mempengaruhi profil radargram seperti Gambar 3.7. Pada gambar 3.7(a) terlihat adanya jeda sinyal pada waktu 0-2.917 ns sedangkan pada gambar 3.7(b) sudah tidak terlihat jeda sinyal. Ini menunjukkan bahwa sinyal permukaan sudah pada posisi sebenarnya.

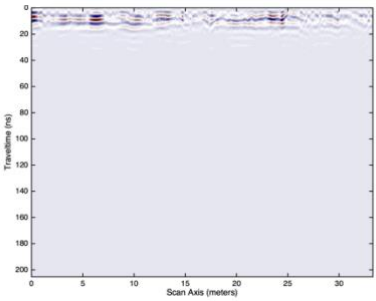


(a) (b)

Gambar 3. 7 Profil data lintasan SB-01 (a) sebelum dilakukan *Adjust Signal Position* dan (b) sesudah dilakukan *Adjust Signal Position*.

3.3.2.2 Remove Global Background

Filter *Background Removal* bekerja sebagai penghilangan sinyal rata-rata (*average trace removal*) dan seperti *high pass filter*, karena koreksi ini melakukan pembersihan pada energi koheren pada sumbu horisontal (*horizontal banding*) yang berfrekuensi rendah (sinyal lemah). Data-data tersebut harus dihilangkan untuk mendapatkan respon permukaan (reflektor) yang lebih jelas. Perubahan pada profil lintasan SB-01 ditunjukkan pada gambar berikut.

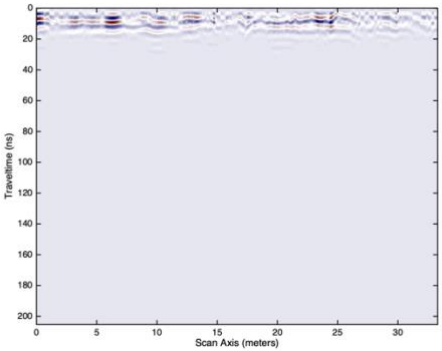


Gambar 3. 8 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan *background removal*.

3.3.2.3 Median Filter

Koreksi median dilakukan sebelum tahap *gaining amplitude*, bertujuan untuk memperhalus profil GPR dengan mengurangi *noise* berfrekuensi tinggi. Koreksi median mampu melakukan pembersihan optimal terhadap lonjakan

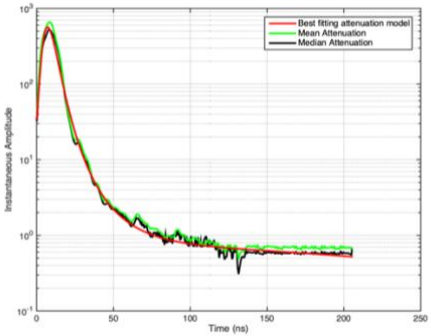
(*spike*) *noise* pada sumbu waktu (*time axis*) dan sumbu jarak (*scan axis*). Tahap ini dilakukan dengan menentukan nilai dimensi untuk masing-masing sumbu hingga mendapatkan tampilan profil yang optimal. Jika nilai dimensi yang diberikan pada *time axis* dan *scan axis* semakin besar, maka profil akan semakin halus (*noise* berkurang), namun berarti semakin banyak data yang hilang. Pada lintasan SB-01 diberikan nilai dimensi 1 pada *time axis* dan 5 pada *scan axis*, dihasilkan profil seperti gambar berikut.



Gambar 3. 9 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan filter atenuasi median.

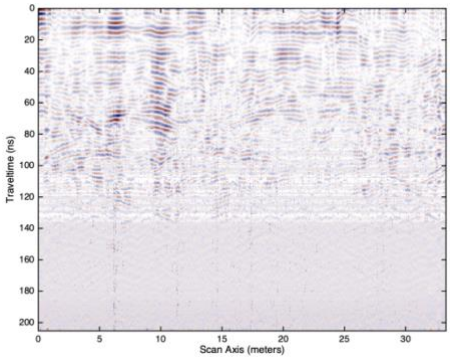
3.3.2.4 Inverse Amplitude Decay

Fitur penguatan sinyal (*gaining*) yang digunakan dalam pengolahan ini adalah *inverse amplitude decay*, yaitu metode *gaining* berdasarkan nilai rata-rata atenuasi dari perbandingan waktu tiba (*arrival time*) dengan sinyal (*mean attenuation*) atau nilai tengah dari dari seluruh data atenuasi (*median attenuation*). Penguatan sinyal perlu dilakukan karena terjadinya pelemahan sinyal radar saat menjalar di bawah permukaan yang diakibatkan oleh beberapa faktor, salah satunya yaitu kondisi tanah yang tersaturasi air. Berikut adalah gambar tampilan *window* untuk menentukan atenuasi dan ordo yang digunakan agar profil GPR lebih optimal.



Gambar 3. 10 Model atenuasi lintasan SB-01 menggunakan *median attenuation* dan ordo 4.

Pada gambar 3.10, kurva berwarna hijau menunjukkan nilai *mean attenuation* atau juga disebut sebagai *envelope*, kurva berwarna hitam menunjukkan nilai *median attenuation* dan kurva berwarna merah adalah fungsi eksponensial dari model yang dipilih. Pada pengolahan ini digunakan *median attenuation* dengan ordo 4, sehingga kurva merah akan mendekati kurva hitam dan menyesuaikan dengan besaran ordo 4. Perbedaan profil lintasan SB-01 setelah dilakukan penguatan sinyal seperti pada gambar 3.11.



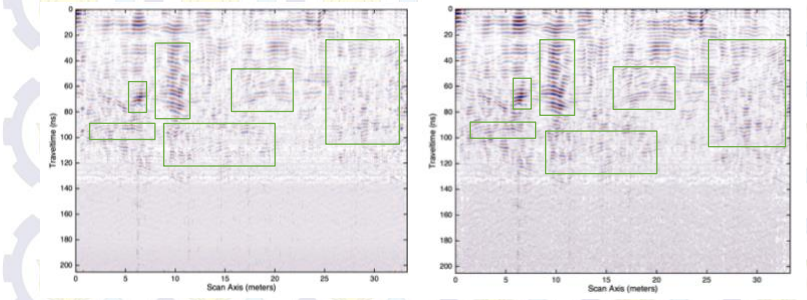
Gambar 3. 11 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan penguatan sinyal dengan *inverse amplitude decay*.

Pada gambar 3.11 terlihat pola refleksi yang cukup tebal, dimana sebelumnya pola refleksi hanya pada *traveltime* 0-20 ns.

3.3.2.5 Dewow

Koreksi *dewow* merupakan *filtering* temporal yang bertujuan untuk menghilangkan komponen-komponen berfrekuensi sangat rendah (*very low*

frequency) pada data. Perlunya menghilangkan komponen berfrekuensi sangat rendah (*wow*) karena komponen tersebut disebabkan oleh fenomena induktif atau batas jangkauan instrumen. Bagian yang ditunjukkan oleh kotak hijau menunjukkan perbedaan yang terlihat sebelum dan sesudah dilakukan koreksi *dewow*, dimana koreksi tersebut menghilangkan sinyal-sinyal yang melemahkan sinyal refleksi sehingga menjadi lebih jelas dan tebal.

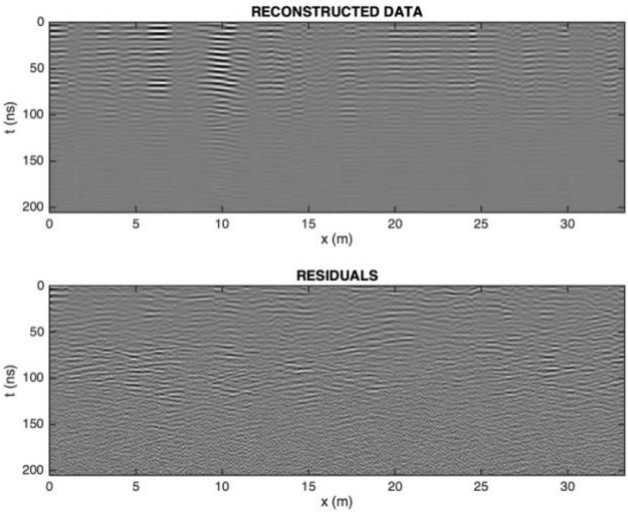


(a) (b)

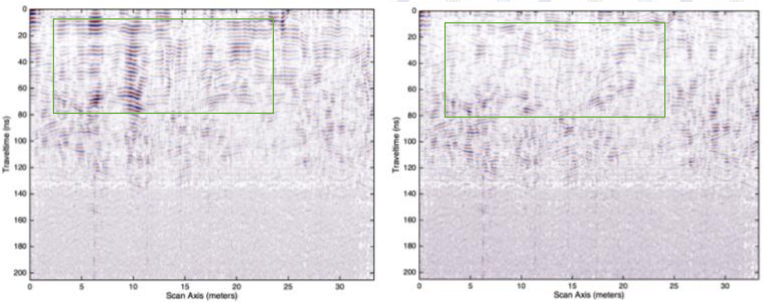
Gambar 3. 12 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *de-wowing*.

3.3.2.6 Karhunen-Loeve Filter

Filter Karhunen-Loeve (KL) merupakan koreksi lateral yang memanfaatkan transformasi *Karhunen-Loeve*. Filter ini digunakan untuk mengurangi atau menghilangkan *noise* dengan merekonstruksi sinyal berdasarkan nilai *eigen vector* yang diberikan. Hasil rekonstruksi sinyal terdiri dari dua data yang dapat dipilih, yaitu data terekonstruksi (*reconstructed data*) atau data residual (*residuals*). Penentuan nilai *eigen vector* didapatkan berdasarkan eksperimen, karena setiap data memiliki perbedaan nilai yang cocok. Berdasarkan eksperimen nilai *eigen vector* yang digunakan dalam pengolahan lintasan SB-01 yaitu 3 dan dipilih data residual karena pada data terekonstruksi terjadi pengurangan *noise* yang terlalu besar sehingga banyak fitur-fitur dari data yang hilang.



Gambar 3. 13 Hasil rekonstruksi dan residual filter *Karhunen-Loeve*



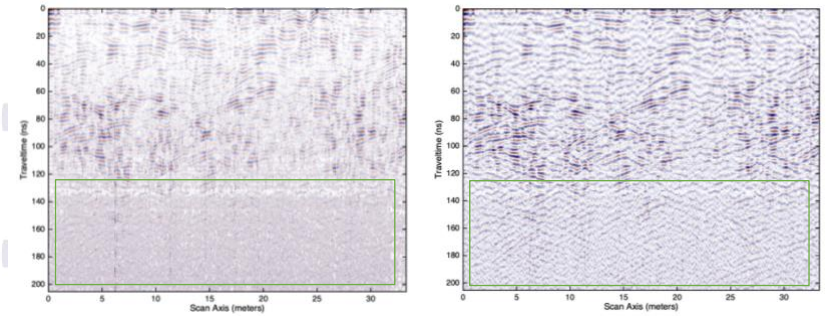
(a) (b)

Gambar 3. 14 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan operasi *Karhunen-Loeve Filter*.

3.3.2.7 Suppress Dipping Features

Pada profil lintasan SB-01 setelah dilakukan K-L filter menunjukkan banyak *noise* pada *traveltime* 120-200 ns sepanjang lintasan. Operasi *dipping event suppression* dilakukan untuk menghilangkan *noise* tersebut dan menampakkan fitur-fitur horizontal yang lebih kecil (sinyal yang koheren), hal inii karena terdapat air di bawah permukaan medan akuisisi. Koreksi *Suppress Dipping Features* mampu menghilangkan sinyal-sinyal yang bersudut pantul tinggi (*high-angle reflections*) dan sinyal *foreground* tanpa menghilangkan sinyal *background*. Koreksi ini dilakukan dengan menentukan lebar *window*

yang dibutuhkan berdasarkan eksperimen. Pada lintasan SB-01 digunakan lebar *window* 11 dan didapatkan perbedaan profil GPR seperti gambar berikut.



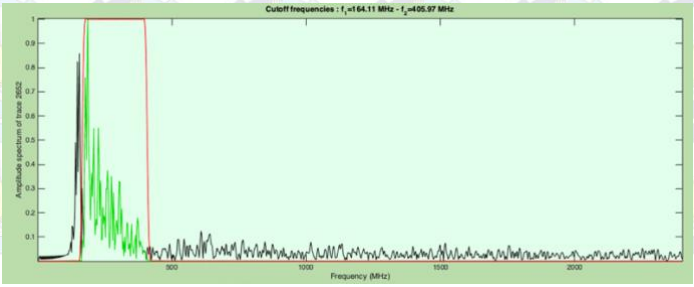
(a) (b)

Gambar 3. 15 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *dipping event suppression*.

Pada Gambar 3.15 terlihat perbedaan antara sebelum dan sesudah dilakukan *dipping event suppression* yang ditunjukkan oleh kotak hijau, dimana tampilan *trace* profil GPR pada gambar 3.15(b) lebih jelas dan tidak tertutupi oleh *noise*.

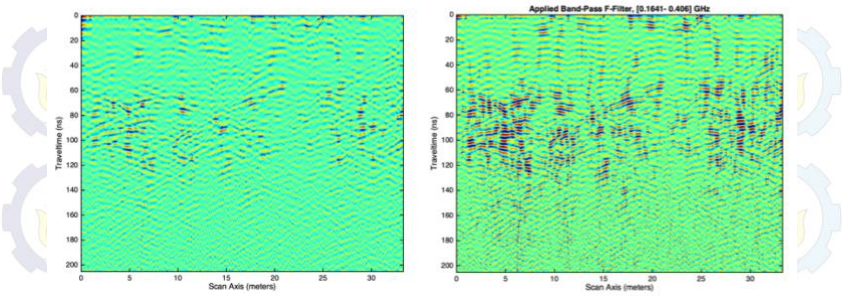
3.3.2.8 Bandpass Filter

Filter *bandpass* merupakan koreksi domain frekuensi yang digunakan dalam pengolahan ini, karena filter *bandpass* mampu mengeliminasi sinyal yang tidak diinginkan sesuai dengan keinginan peneliti, sementara koreksi domain frekuensi lainnya seperti *high pass* dan *low pass* hanya mampu mengeliminasi sinyal berfrekuensi rendah atau frekuensi tinggi saja. Koreksi *bandpass* dilakukan dengan menentukan rentang frekuensi sinyal yang diinginkan pada data. Gambar 3.16 menampilkan rentang frekuensi yang digunakan (*cutoff frequencies*) yaitu 164.11 MHz – 405.97 MHz.



Gambar 3. 16 Tampilan spektrum sinyal lintasan SB-01 pada *window* pemilihan *cutoff frequencies*.

Setelah *cutoff frequencies* ditentukan, sinyal kemudian dikoreksi dan didapatkan hasil yang ditunjukkan pada gambar 3.17(b). Sinyal pada Profil GPR setelah dilakukan koreksi *bandpass* menjadi lebih jelas.

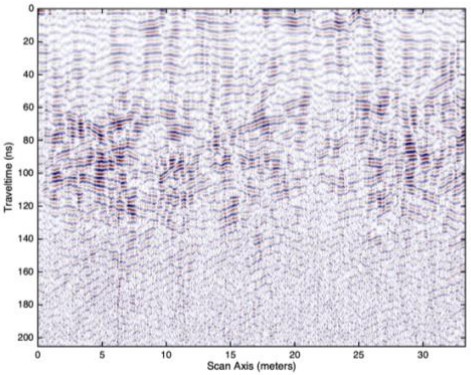


(a) (b)

Gambar 3. 17 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *bandpass filter*.

3.3.2.9 Resample Scan Axis

Proses *resampling* dilakukan untuk menyesuaikan jumlah *trace* data sesuai dengan kebutuhan. Proses ini umumnya dilakukan sebelum ke tahap interpretasi 1D atau 2D. Pada pengolahan ini, jumlah *trace* ditentukan dari panjang lintasan dan jumlah *trace* yang diinginkan per jarak, dimana panjang lintasan SB-01 yaitu 33.3 m dan jumlah *trace* yang diinginkan adalah 100 *trace* per meter, sehingga *trace* diubah menjadi 3300.

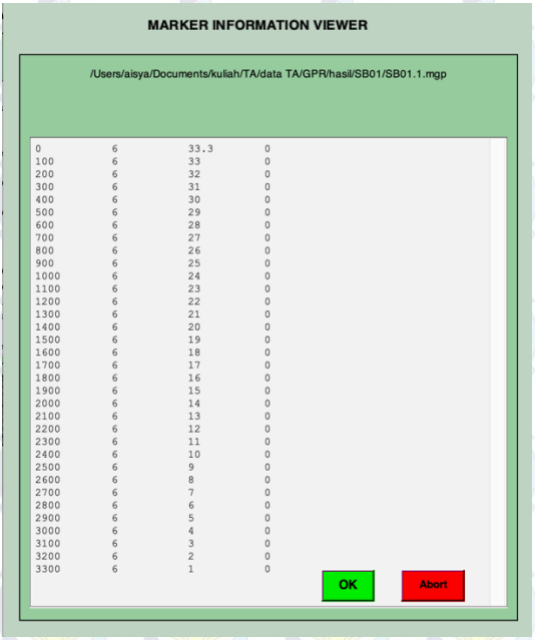


Gambar 3. 18 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan *resampling trace*.

3.3.2.10 Make X Y Z

Sebelum dilakukan pemodelan 1-D dan 3-D, data GPR memerlukan informasi posisi. Tahap pembuatan x, y, z pada data perlu didahului dengan

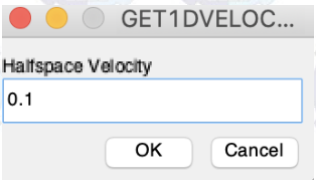
memastikan marker sudah sesuai, yaitu dengan menggunakan fitur *Edit Positioning Data* dan memasukkan informasi marker secara urutan yaitu nomor *trace*, posisi x lintasan, posisi y lintasan, dan z sebagai elevasi. Informasi marker pada lintasan SB-01 ditunjukkan oleh gambar berikut.



Gambar 3. 19 Tampilan *window* informasi marker, secara urut dari kolom pertama yaitu nomor *trace*, posisi x, posisi y, dan elevasi.

3.3.2.11 1-D Velocity Model

Tahap ini adalah tahap penentuan parameter untuk model 1-D dari data GPR yang telah dilakukan *signal processing*. Penentuan model 1-D dilakukan dengan menentukan jumlah lapisan yang terdeteksi dan memasukkan parameter seperti kecepatan dan ketebalan lapisan. Pada pengolahan ini jumlah layer yang diprediksi adalah 1 ditambah *half-space*.

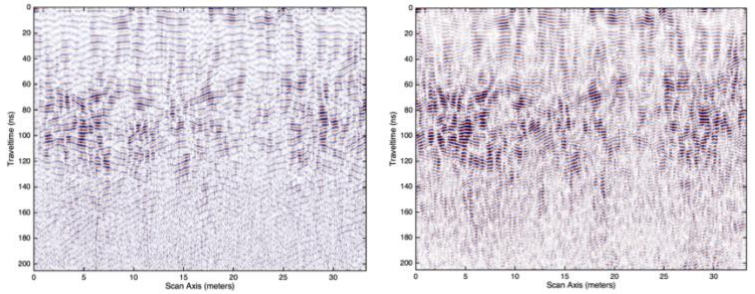


Gambar 3. 20 Tampilan window untuk memasukkan parameter model 1-D lintasan SB-01.

Kecepatan yang digunakan 0,1 m/ns, yaitu kecepatan endapan material vulkanik dengan rentang ~0,04-0,14 m/ns (Kruse dkk., 2010).

3.3.2.12 1-D Migration

Sebelum dilakukan konversi *time to depth* perlu dilakukan migrasi agar interpretasi data GPR lebih akurat. Pada pengolahan lintasan SB-01 digunakan migrasi 1-D *phase shifting* Gazdag yang bertujuan untuk memposisikan data GPR dengan benar secara vertikal maupun horizontal

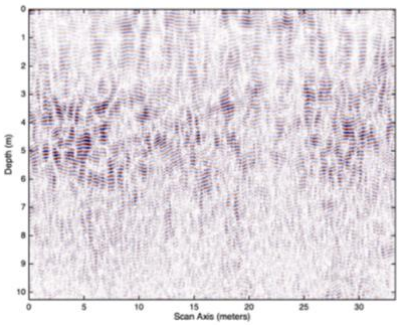


(a) (b)

Gambar 3. 21 Profil lintasan SB-01 (a) sebelum dan (b) sesudah dilakukan *1-D Phase Shifting migration*.

3.3.2.13 1-D Time-to-Depth Conversion

Tahap ini merupakan proses mengonversikan data GPR dari domain waktu (*time*) ke domain kedalaman (*depth*) berdasarkan parameter yang telah diberikan.

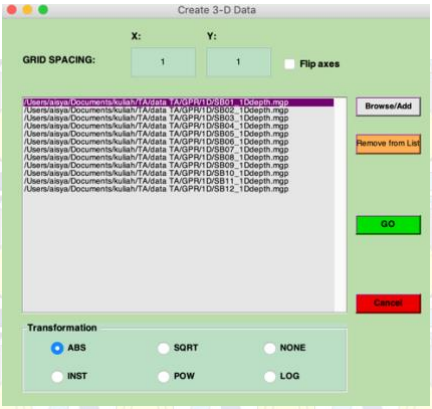


Gambar 3. 22 Profil lintasan SB-01 setelah dilakukan konversi *time-to-depth*.

3.3.2.14 Create 3-D Data

Pembuatan model 3-D pada matGPR dihasilkan dari data radargram 2-D yang sejajar, dilengkapi dengan informasi koordinat dan X Y Z. Cara kerja program matGPR dalam menghasilkan volume 3-D yaitu menghomogenisasi

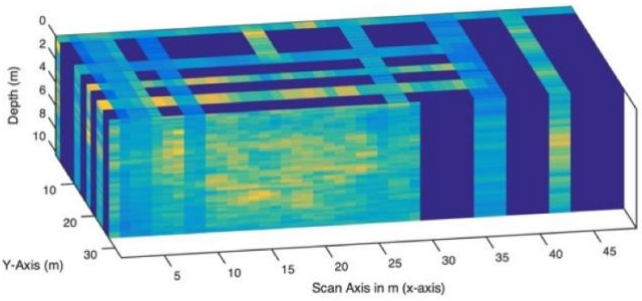
data dengan interpolasi. Data yang digunakan dalam pembuatan model 3-D yaitu data *depth migrated* dari seluruh lintasan paralel.



Gambar 3. 23 Tampilan *window* pembuatan data 3-D.

3.3.2.15 3-D Slices Data

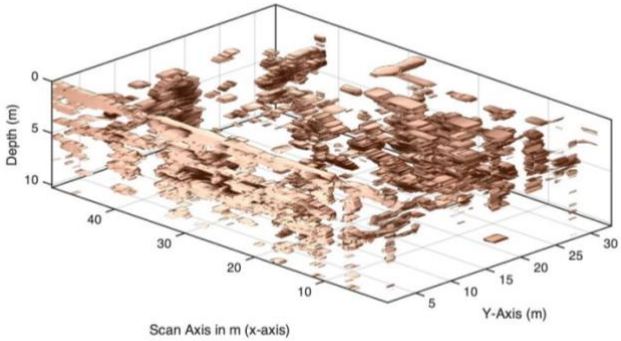
Model 3-D ditampilkan dalam bentuk penampang sayatan. Sayatan dapat diatur menggunakan fitur *GPR Slice GUI* atau *3-D Slice Display Controls*.



Gambar 3. 24 Tampilan sayatan 3-D.

3.3.2.16 Iso-surface Display

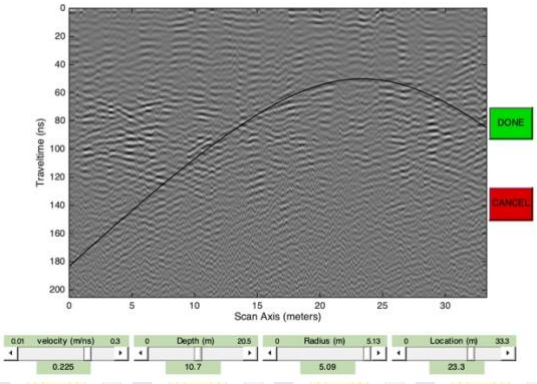
Tampilan *Iso-surface* menampilkan data yang memiliki amplitudo sinyal atau reflektivitas yang sama dalam bentuk proyeksi iso-metrik. Besar amplitudo yang ditampilkan dapat diatur pada *iso-surface value* di *window Iso-surface Display Controls*.



Gambar 3. 25 Tampilan *iso-surface*.

3.3.3 Analisis Kecepatan

Analisis kecepatan bertujuan untuk mengetahui kecepatan gelombang EM pada respons-respons hiperbolik yang diduga sebagai anomali. Tahap ini dilakukan dengan metode difraksi hiperbola menggunakan fitur *fitting diffraction hyperbola* pada matGPR.

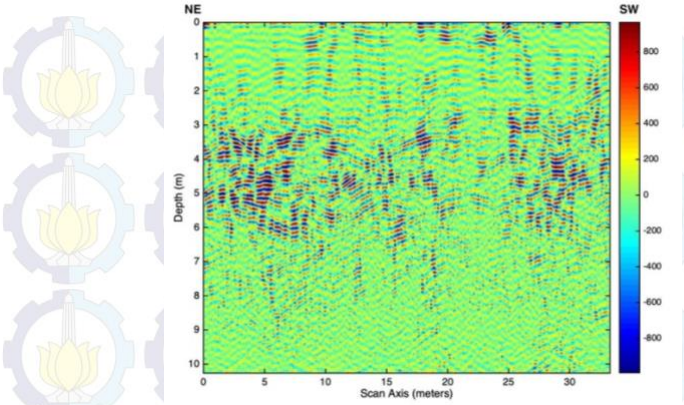


Gambar 3. 26 Tampilan *window fitting diffraction hyperbola*.

BAB IV HASIL

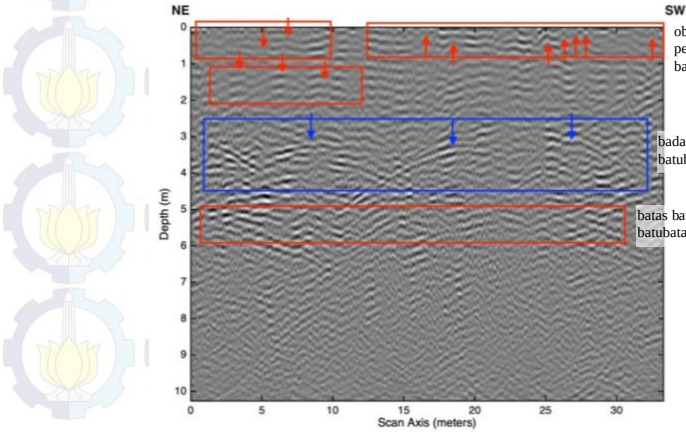
4.1 Hasil Pengolahan

4.1.1 Hasil Penampang 1-D



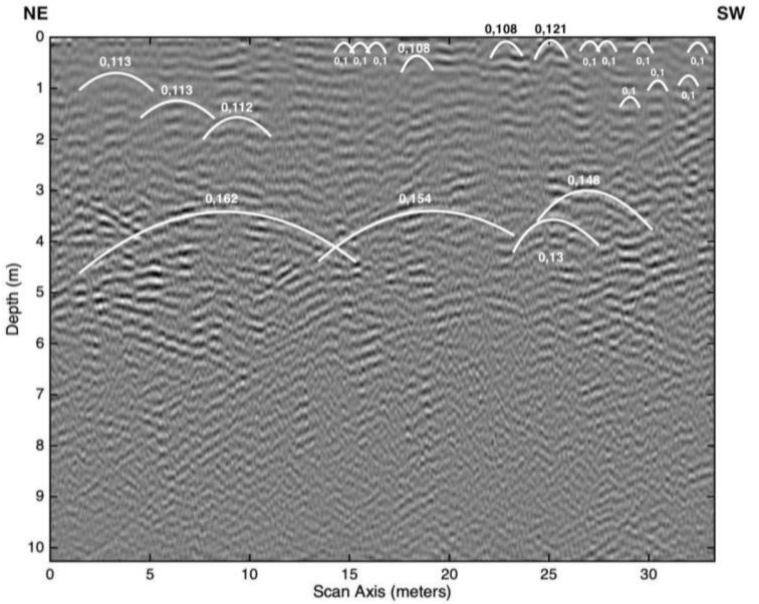
Gambar 4. 1 Profil GPR 1-D lintasan SB-01, dalam *jetscale*.

Penampang 1-D pada gambar 4.1 menunjukkan kontras amplitudo dimana amplitudo tinggi tersebar secara diskontinu pada kedalaman 0-1 meter sedangkan pada kedalaman 3-6 meter amplitudo tinggi terlihat lebih tebal dan konstan. Amplitudo tinggi ini diindikasikan sebagai anomali objek arkeologi sementara amplitudo rendah (warna hijau) yang merupakan warna dominan diindikasikan sebagai lapisan dasar (*background layer*).



Gambar 4. 2 Profil GPR 1-D lintasan SB-01, dalam *grayscale*. Permukaan batubata dikenali sebagai refleksi linear tebal (kotak merah) dengan hiperbola kecil. Hiperbola besar (kotak biru) sebagai refleksi sinyal pada badan objek.

Sedangkan pada gambar 4.2, respons GPR terhadap objek arkeologi diduga ditunjukkan pada kedalaman 0-2 meter, yaitu pola refleksi linear tebal dengan hiperbolik kecil yang kurang teratur, kemudian pada kedalaman 2-5 meter, yaitu pola refleksi hiperbolik besar yang saling tumpang tindih, dan terakhir pada kedalaman 5-6 meter yaitu pola refleksi hiperbolik kecil yang tidak teratur. Pola-pola refleksi tersebut ditemukan di profil lintasan lainnya, yaitu SB-02 s/d SB-12. Pola refleksi linear tebal dengan hiperbolik kecil dikenal sebagai refleksi dari permukaan batubata, sedangkan pola refleksi hiperbolik besar menunjukkan respon gelombang terhadap badan batubata. Sementara itu, pola refleksi hiperbolik kecil pada meter ke 5-6 diduga sebagai refleksi *interface* antara objek dengan lapisan dasar. Besarnya radius hiperbola dapat disebabkan oleh kedalaman bidang pantul, atau dapat disebabkan oleh varian ukuran objek yang terdeteksi.



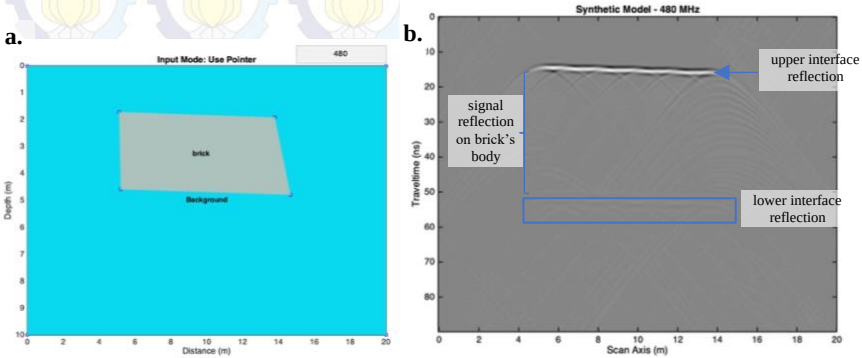
Gambar 4. 3 Hasil analisis kecepatan menggunakan metode *fit diffraction hyperbola* pada lintasan SB-01.

Analisis kecepatan menggunakan metode *fit diffraction hyperbola* dilakukan untuk mendapatkan nilai kecepatan dari pola-pola parabola tersebut. Nilai kecepatan yang didapatkan kemudian digunakan untuk menghitung konstanta dielektrik dari objek yang terdeteksi. Berdasarkan hasil analisis kecepatan didapatkan bahwa kecepatan hiperbolia dalam rentang 0,1-0,162 m/ns. Selanjutnya, dari hasil perhitungan didapatkan bahwa nilai konstanta dielektrik objek dalam rentang 3,429-9.

Selanjutnya, simulasi 2-D dilakukan untuk melihat kecocokan antara respons GPR yang didapat dari hasil pengukuran dengan respons GPR pada model simulasi. Model dibuat secara sederhana dengan menggunakan parameter EM yang didapatkan dari hasil analisis, yaitu sebagai berikut.

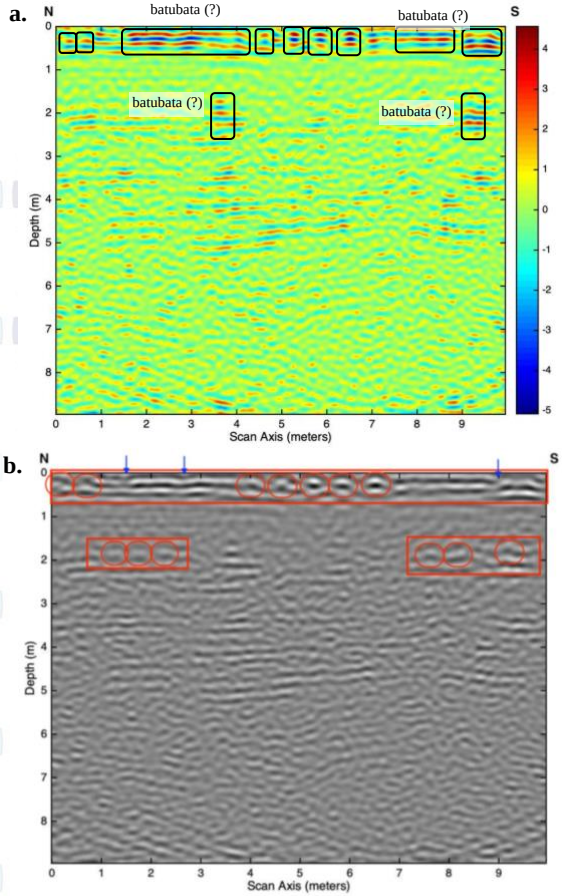
Tabel 4. 1 Parameter EM untuk model simulasi 2-D.

Material	***k***
Lapisan dasar (volcanic deposit)	15 (Kruse dkk., 2010)
batubata	4



Gambar 4. 4 (a) Model 2-D dan (b) radargram sintetis.

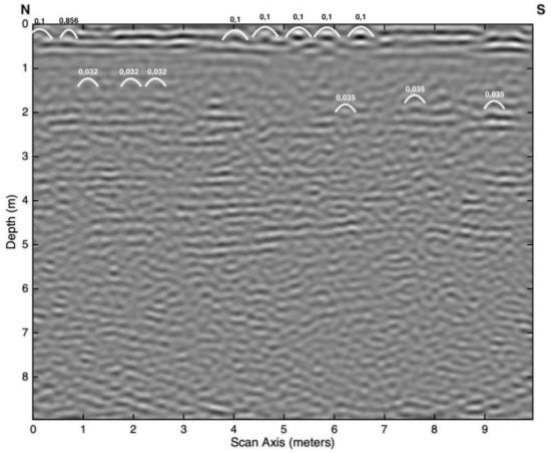
Radargram sintetis pada Gambar 4.4(b) menunjukkan refleksi pada bagian permukaan atas batubata, badan batubata, dan permukaan bawah batubata. Pola refleksi pada permukaan atas batubata ditunjukkan dengan refleksi linear tebal dengan hiperbola kecil, menyerupai pola refleksi pada Gambar 4.2 di kedalaman 0-2 meter. Pola refleksi pada permukaan bawah batubata ditunjukkan dengan refleksi hiperbola kecil yang tidak beraturan, juga menyerupai pola refleksi pada Gambar 4.2 di kedalaman 5-6 meter. Sedangkan pola refleksi pada badan batubata berbentuk pola hiperbola besar yang berhimpitan, yang mana hampir menyerupai pola refleksi pada Gambar 4.2 di kedalaman 2-5 meter. Dengan demikian, pola refleksi pada radargram hasil pengolahan dan radargram sintetis tidak berbeda jauh, sehingga hasil pengolahan dapat dikatakan cukup representatif.



Gambar 4. 5 (a) Profil GPR 1-D lintasan SB-13 dalam *jet-scale*. Kotak hitam adalah anomali objek arkeologi. (b) Profil GPR 1-D lintasan SB-13 dalam *grayscale*, refleksi linear tebal dari batubata (kotak merah) dengan sambungan (*joints*) yang cukup jelas (panah biru).

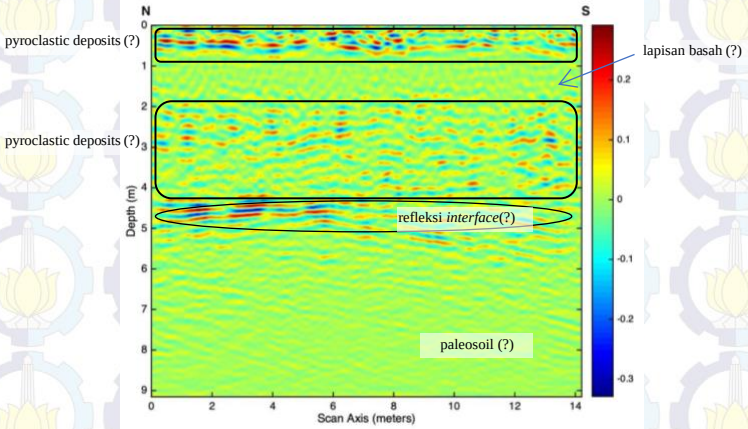
Lintasan SB-13, SB-14, SB-15, dan SB-16 merupakan lintasan tambahan untuk mengetahui kemenerusan situs Sumberbeji di sebelah barat dan timur situs utama. Dari keempat lintasan tersebut, hanya lintasan SB-13 yang menunjukkan adanya anomali beramplitudo lebih tinggi dari lapisan dasar dan berpola refleksi linear dengan hiperbola kecil (Gambar 4.5). Akan tetapi, amplitudo anomali tersebut hanya berkisar 4, yang mana sangat berbeda dengan anomali pada lintasan SB-01 s/d SB-12. Adapun nilai kecepatan yang didapat dari hasil analisis kecepatan pada lintasan SB-13 relatif sama pada kedalaman 0-1 meter, yaitu 0,1 m/ns. Namun, pada kedalaman >1 meter kecepatannya lebih kecil, yaitu 0,032

dan 0,035 serta pola refleksi lebih tipis dan buram. Kecilnya nilai amplitudo dan kecepatan, serta refleksi yang tipis dapat disimpulkan sebagai atenuasi yang disebabkan oleh kondisi bawah permukaan yang terganggu oleh air (basah).



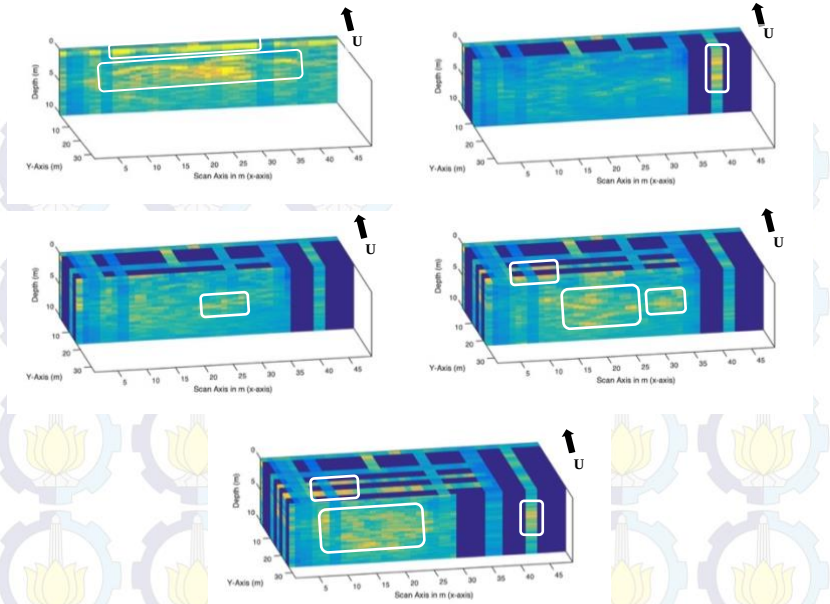
Gambar 4. 6 Hasil analisis kecepatan profil lintasan SB-13.

Meskipun tidak menunjukkan adanya anomali objek arkeologi, lintasan SB-16 menampilkan perbedaan refleksi yang dapat diinterpretasikan sebagai adanya *interface* dari litologi yang berbeda.



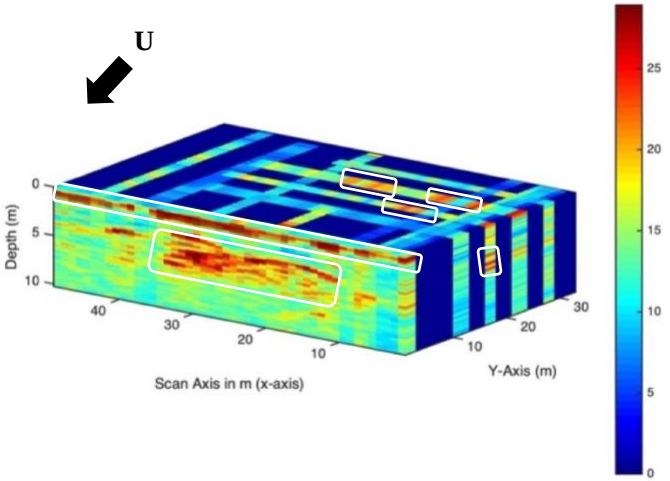
Gambar 4. 7 Profil GPR 1-D lintasan SB-16 (*jet-scale*). Kotak hitam adalah refleksi lapisan material vulkanik dan elips hitam adalah refleksi *pyroclastic-paleosoil interface*.

4.1.2 Hasil Pemodelan 3-D

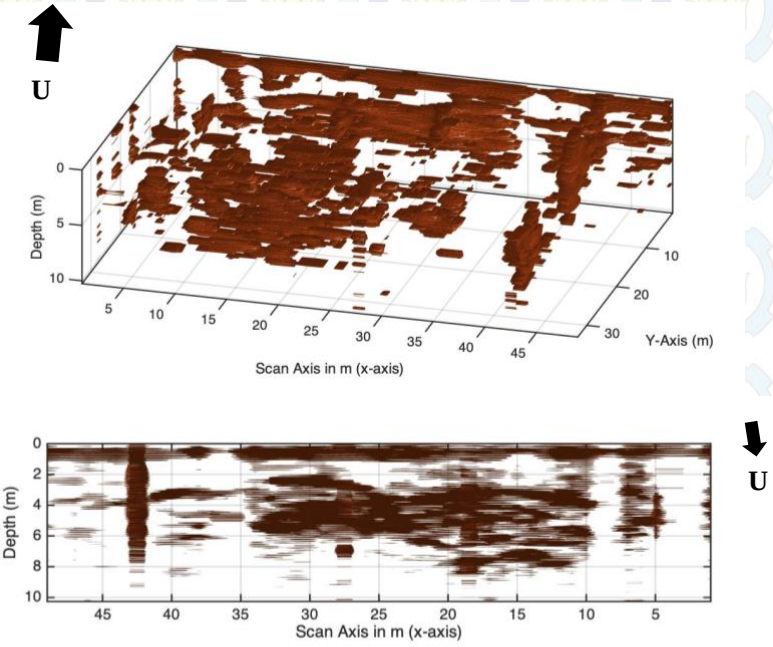


Gambar 4. 8 Penampang 3-D lintasan SB-01 s/d SB-12. Kotak putih menunjukkan refleksi objek arkeologi.

Penampang 3-D yang dihasilkan menunjukkan kekosongan data akibat dari interpolasi yang kurang baik. Hal ini disebabkan oleh desain kisi-kisi (*grid*) lintasan yang kurang rapat sehingga program sulit untuk menghomogenisasi data. Pada gambar 4.8 terlihat anomali dengan amplitudo tinggi (kuning-oranye) muncul secara konstan dari barat ke timur pada kedalaman 0-1 meter, sumbu y 0-2 meter. Anomali serupa juga muncul pada meter ke 10, 18, 21, dan 28 pada kedalaman 0-8 meter.



Gambar 4. Model 3-D lintasan SB-01 s/d SB-12. Kotak putih menunjukkan refleksi objek arkeologi.



Gambar 4. 9 Penampang *Iso-surface* model 3-D

4.2 Pembahasan

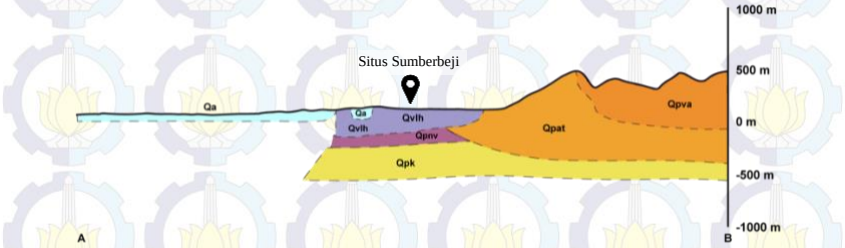
Pada penelitian ini, pengumpulan data berfokus pada lintasan di area barat situs utama (lintasan SB-01 s/d SB-12) yang diharapkan dapat memberikan informasi keberadaan kelanjutan struktur situs Sumberbeji yang tertimbun. Setelah dilakukan pengolahan dan pemodelan secara 1-D, terdapat pola refleksi linear-hiperbolik tebal dengan amplitudo tinggi yang menurut De Domenico dkk., (2013) sebagai struktur batubata (Gambar 4.1 dan 4.2) pada kedalaman 0-6 meter, dimana pola tersebut bersifat diskontinu dan cukup kompleks. Pola tersebut terlihat pada lintasan SB-01 s/d SB-12. Adapun dalam hampir semua lintasan, terdapat bagian dimana refleksi sinyal cenderung tidak terlihat dengan jelas, yaitu konstan pada kedalaman 1-2 meter. Hal ini diduga merupakan daerah atenuasi yang disebabkan oleh lapisan yang basah atau keberadaan air. Jika dilihat dari kondisi lapangan (Gambar 2.5), peristiwa ini cukup memungkinkan karena situs utama yang berupa sendang memiliki saluran air yang mengarah ke barat pada kedalaman ±2 meter di bawah permukaan tanah.

Hasil analisis kecepatan pada lintasan SB-01 (Gambar 4.3) menunjukkan kecepatan gelombang EM pada hiperbola tersebut sebesar 0,1-0,162 m/ns yang memberikan nilai konstanta dielektrik sebesar 3,429-9 menggunakan persamaan 2.9. Berdasarkan Yalciner dkk., (2007) dan De Domenico dkk., (2013), nilai permitivitas dielektrik dan kecepatan tersebut berkorespondensi dengan material batubata. Adapun untuk memperkuat interpretasi dari profil hasi pengolahan tersebut, dilakukan simulasi model 2-D untuk melihat respons GPR terhadap batubata secara sintetis. Radargram sintetis yang dihasilkan menunjukkan pola refleksi yang cukup menyerupai pola refleksi dari hasil pengolahan. Dengan demikian, profil yang didapatkan cukup sesuai dengan kondisi riil di bawah permukaan.

Sementara itu, untuk lintasan SB-13 dan SB-14 bertujuan untuk mengetahui keberlanjutan struktur situs di sebelah barat, sedangkan lintasan SB-15 dan SB-16 di sebelah timur. Berdasarkan hasil penampang 1-D lintasan-lintasan tersebut dapat diketahui bahwa pada lintasan SB-13 (Gambar 4.5) terdapat pola refleksi yang sama dengan lintasan SB-01 (Gambar 4.2) yaitu pada kedalaman 0-3 meter. Akan tetapi, pola refleksi pada lintasan SB-13 memiliki amplitudo yang sangat kecil dibandingkan dengan lintasan sebelumnya, yaitu sebesar ±4. Hasil analisis kecepatan profil lintasan tersebut juga menunjukkan nilai yang kecil yaitu 0,035 m/ns dan 0,032 m/ns, disamping nilai kecepatan 0,1 m/ns pada kedalaman 0-1 meter. Salah satu faktor yang dapat menyebabkan peristiwa tersebut adalah kondisi litologi dan kandungan air pada lapisan bawah permukannya. Melihat kepada kondisi lapangan, lintasan SB-13 berada lebih rendah dibandingkan dengan lintasan SB-01 s/d SB-12, sehingga jika jalur air masih menerus hingga lintasan ini maka air akan membasahi tanah dari permukaan hingga kedalaman ±3 meter. Selain itu, lintasan SB-13 juga berada

pada area persawahan yang ditanami vegetasi, dimana vegetasi tersebut juga berpotensi melemahkan sinyal gelombang.

Sedangkan pada lintasan SB-16 (Gambar 4.7), terlihat adanya perbedaan pola refleksi antara kedalaman 0-5 meter dengan kedalaman >5 meter. Pola refleksi pada kedalaman 0-5 meter menunjukkan bentuk *hummocky* atau *disrupted* yang diskontinu, dengan amplitudo yang lebih tinggi dari lapisan pada kedalaman >5 meter. (Nimnate dkk., 2017) menyebutkan bahwa litologi dengan fasies GPR tersebut merupakan *sand bed* atau *gravel bed*, sedangkan Kruse dkk. (2010) dan Abrams & Sigurdsson (2007) menyatakan bahwa endapan vulkanik akan memiliki refleksi yang lebih tebal dibandingkan dengan sedimen lainnya. Kedua hal tersebut sesuai dengan litologi lokasi penelitian yaitu berbutir kerakal-pasir gunungapi (endapan piroklastik), sama seperti litologi pada situs Kedaton. Jika mengacu kepada peta geologi Santosa dan Atmawinata (1992) dapat dilihat pada sayatan yang telah dibuat bahwa litologi yang terdeteksi ini merupakan Endapan Lahar Gunung Kelud (Qvlh) yang berlitologi kerakal-pasir gunungapi, tuff, dan lempung. Sementara lapisan di bawahnya merupakan lapisan paleosoil berupa sedimen dengan butiran yang lebih halus (pasir-lanau). Berdasarkan hal ini dapat diketahui bahwa situs dibangun di atas paleosoil dan berumur kurang lebih sama dengan umur paleosoil tersebut. Sedangkan waktu tertimbunnya situs ini dapat diketahui dengan mengetahui umur dari lapisan endapan piroklastik.



Gambar 4. 10 Penampang sayatan geologi lokasi penelitian (Santosa dan Atmawinata, 1992, dimodifikasi)

Penampang 3-D menunjukkan ketebalan dan kedalaman struktur batubata, walaupun terdapat kekosongan data yang cukup signifikan. Namun hal ini dapat terbantu oleh penampang *iso-surface*, dimana penampang tersebut menampilkan kedalaman dan ketebalan dari struktur situs (Gambar 4.10). Kecocokan antara penampang iso-surface dan kondisi di lapangan terlihat pada struktur dinding batubata di bagian timur sepanjang meter ke 40 sumbu m memiliki celah cukup besar di meter ke 20 sumbu y yang merupakan saluran air situs.

Berdasarkan hasil penelitian ini diketahui bahwa metode *Ground Penetrating Radar* mampu memberikan visualisasi bawah permukaan dan

mendeteksi persebaran dan kedalaman struktur situs yang terpendam di dalam area Situs Sumberbeji.

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB V SIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Telah dilakukan investigasi GPR pada situs Sumberbeji, Jombang dan dapat disimpulkan bahwa

1. Struktur Situs Sumberbeji diindikasikan oleh nilai amplitudo tinggi dalam rentang kecepatan 0,1-0,162 m/ns dan nilai permitivitas dielektrik 3,429-9 pada kedalaman 0-2 meter (bagian dangkal) dan 3-6 meter (bagian dalam).
2. Terdeteksi dua lapisan yang terdapat pada lokasi penelitian, yaitu lapisan endapan piroklastik pada kedalaman 0-5 meter dan paleosoil pada kedalaman >5 meter. Situs Sumberbeji berada di atas lapisan paleosoil, dan tertimbun oleh lapisan endapan piroklastik.
3. Kemenerusan struktur terdeteksi pada lintasan SB-13 (sebelah barat situs utama) pada kedalaman 0-3 meter, dengan nilai kecepatan 0,0352-0,0355 m/ns dan 0,1 m/ns dan amplitudo yang lebih kecil.

5.2 Saran

Berdasarkan hasil penelitian penulis dapat memberikan saran untuk penelitian selanjutnya yaitu

1. Melakukan akuisisi dengan jarak antar-lintasan yang lebih rapat agar mendapatkan hasil informasi bawah permukaan yang lebih banyak.
2. Penggunaan frekuensi tinggi saat akuisisi data untuk mendapatkan resolusi yang lebih tinggi dengan kedalaman dangkal, sehingga posisi dan ketebalan struktur situs lebih presisi.
3. Perlu memperhatikan pemilihan filter besera parameternya yang sesuai dengan data.

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR PUSTAKA

Abrams, L.J. dan Sigurdsson, H. (2007), "Characterization of Pyroclastic Fall and Flow Deposits from the 1815 Eruption of Tambora Volcano, Indonesia Using Ground-Penetrating Radar", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.161, No.4, hal. 352–361. http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.008.

Annan, A.P. (2003), *Ground Penetrating Radar Principles, Procedures & Applications*, Mississauga, Canada.

Ayi Syaeful Bahri, Firman Syaifuddin dan Juan Pandu G. N., R. (2015), *Delineation of Buried Old Tram Tracks of Surabaya City with Ground Penetrating Radar Technology*, http://doi.org/10.13140/RG.2.1.4923.8164.

Bemmelen, R.W.V. (1949), *THE GEOLOGY OF INDONESIA*, Government Printing Office, The Hague, Netherland.

Berkhout, A.J. (1984), "Principles of Seismic Inversion", dalam *Developments in Solid Earth Geophysics*, Elsevier, hal. 274. http://doi.org/10.1016/B978-0-444-42431-0.50008-2.

Bevan, B. dan Kenyon, J. (1975), "Ground-penetrating radar for historical archaeology", *MASCA Newsletter*, Vol.11, hal. 2–7.

Conyers, L.B. (2016), *Ground-penetrating radar for geoarchaeology*, John Wiley & Sons Inc, Hoboken, NJ.

Conyers, L.B. dan Leckebusch, J. (2010), "Geophysical Archaeology Research Agendas for the Future: Some Ground-Penetrating Radar Examples", *Archaeological Prospection*, hal. n/a-n/a. http://doi.org/10.1002/arp.379.

De Domenico, D., Campo, D. dan Teramo, A. (2013), "FDTD Modelling in High-Resolution 2D and 3D GPR Surveys on a Reinforced Concrete Column in a Double Wall of Hollow Bricks", *Near Surface Geophysics*, Vol.11, No.1, hal. 29–40. http://doi.org/10.3997/1873-0604.2012047.

Dojack, L. (2012), *Ground Penetrating Radar Theory, Data Collection, Processing, and Interpretation: A Guide for Archaeologists*.

England, P., Engdahl, R. dan Thatcher, W. (2004), "Systematic Variation in the Depths of Slabs beneath Arc Volcanoes", *Geophysical Journal International*, Vol.156, No.2, hal. 377–408. http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2003.02132.x.

Goodman, D. dan Piro, S. (2013), *GPR Remote Sensing in Archaeology*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. http://doi.org/10.1007/978-3-642-31857-3.

Husein, S., Samodra, S.B., Pramumijoyo, S. dan Astuti, W. (2010), "GEORADAR INVESTIGATION AT THE KEDULAN TEMPLE EXCAVATION SITE, KALASAN, YOGYAKARTA", *Journal of Applied Geology*, Vol.2, hal. 47–55. http://doi.org/https://doi.org/10.22146/jag.7234.

Jol, H.M. (2009), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, 2009 Ed., Elsevier, Oxford, UK.

Kruse, S., Mora-Amador, R., Ramirez, C. dan Alvarado, G.E. (2010), "GROUND PENETRATING RADAR IMAGING OF TEPHRA STRATIGRAPHY ON POÁS AND IRAZÚ VOLCANOES, COSTA RICA", *Revista Geológica de América Central*, hal. 119–135.

Mazaya, H.S. dan Supriyanto (2019), "Identification of Archeology Object at Speelwijk Castle Banten Lama Using GPR Method", *Journal of Physics*, http://doi.org/10.1088/1742-6596/1321/2/022006.

Nimnate, P., Thitimakorn, T., Choowong, M. dan Hisada, K. (2017), "Imaging and locating paleo-channels using geophysical data from meandering system of the Mun River, Khorat Plateau, Northeastern Thailand", *Open Geosciences*, Vol.9, No.1, hal. 675–688. http://doi.org/https://doi.org/10.1515/geo-2017-0051.

Ninje, D.J. (2017), *Treatment, Processing and Interpretation of Data Acquired from the Archaeological Site of Castro de Ul, Northern Portugal*, University of Porto, Portugal.

Persico, R. (2014), *Introduction to ground penetrating radar: inverse scattering and data processing*, Wiley, IEEE Press, Hoboken, New Jersey.

Pringgoprawiro, H. (1983), *Biostratigraphy and Paleogeography of the North-East Java Basin, A New Approach*, Institute of Technology Bandung, Indonesia.

Puente, I., Solla, M., Lagüela, S. dan Sanjurjo-Pinto, J. (2018), "Reconstructing the Roman Site “Aquis Querquennis” (Bande, Spain) from GPR, T-LiDAR and IRT Data Fusion", *Remote Sensing*, Vol.10, No.3, hal. 379. http://doi.org/10.3390/rs10030379.

Smyth, H.R., Hall, R. dan Nichols, G.J. (2008), "Cenozoic Volcanic Arc History of East Java, Indonesia: The Stratigraphic Record of Eruptions on an Active Continental Margin", dalam *Special Paper 436: Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*,

Geological Society of America, hal. 199–222. http://doi.org/10.1130/2008.2436(10).

Soeria-Atmadja, R., Maury, R.C., Bellon, H., Pringgoprawiro, H., Polve, M. dan Priadi, B. (1994), "Tertiary Magmatic Belts in Java", *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, Vol.9, No.1–2, hal. 13–27. http://doi.org/10.1016/0743-9547(94)90062-0.

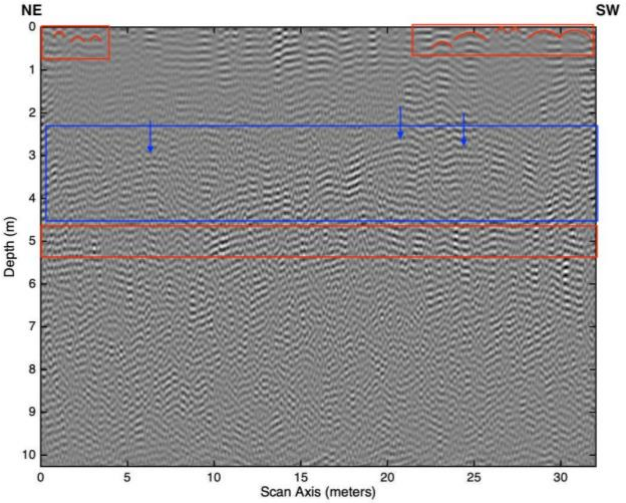
Sugiarto, B., Junursyah, G.M.L. dan Pratomo, I. (2018), "Identifikasi Objek Bawah Permukaan Menggunakan Metode Ground Penetrating Radar di Kompleks Candi Kedaton, Muarojambi, Indonesia Sub-Surface Object Identification using Ground Penetrating Radar Method in Kedaton Temple Complex, Muarojambi, Indonesia", *Geo-Science*, Vol.19, No.4, hal. 201–211. http://doi.org/http://dx.doi.org/10.33332/jgsm.geologi.19.4.201-211.

ed.Van Couvering, J. A. (1997), *The Pleistocene boundary and the beginning of the Quaternary*, World and regional geology series ,9, Cambridge University Press, Cambridge, U.K. ; New York, NY.

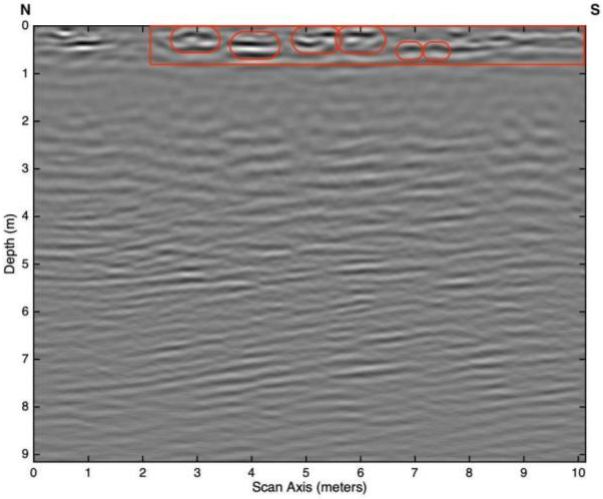
Yalciner, C.C., Bano, M., Altunel, E. dan Kadioglu, M. (2007), "Ground-Penetrating Radar Investigation of the Nysa (W Turkey) Archaeological Site – Preliminary Results", *Near Surface 2007 - 13th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, European Association of Geoscientists & Engineers, Istanbul, Turkey, http://doi.org/10.3997/2214-4609.20146655.

Halaman ini sengaja dikosongkan

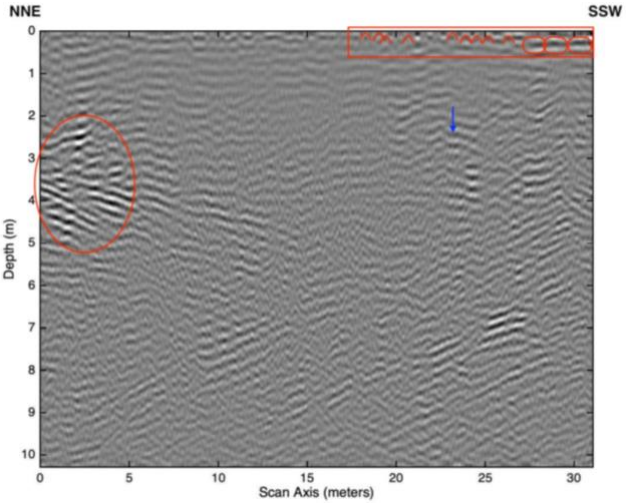
LAMPIRAN



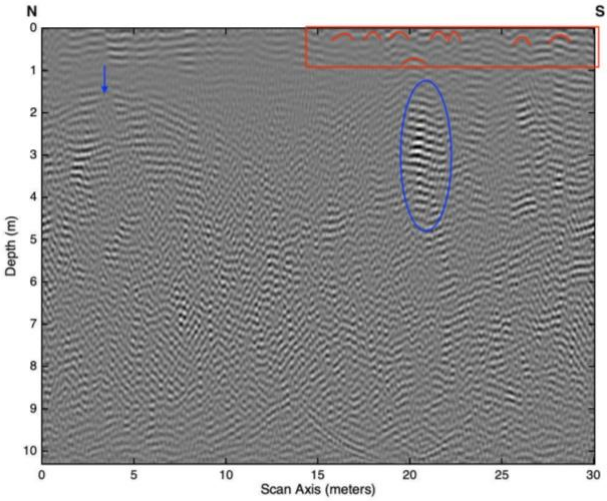
Gambar 1 Profil GPR 1-D lintasan SB-02



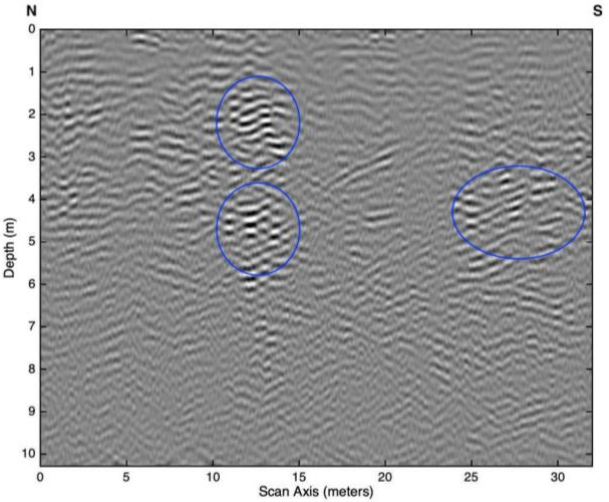
Gambar 2 Profil GPR 1-D lintasan SB-03



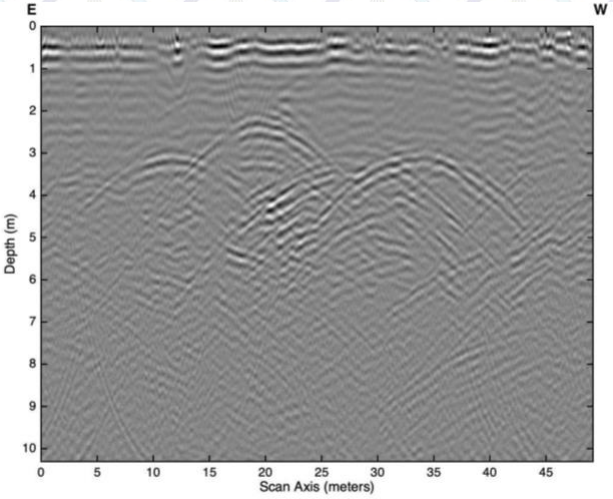
Gambar 3 Profil GPR 1-D lintasan SB-04



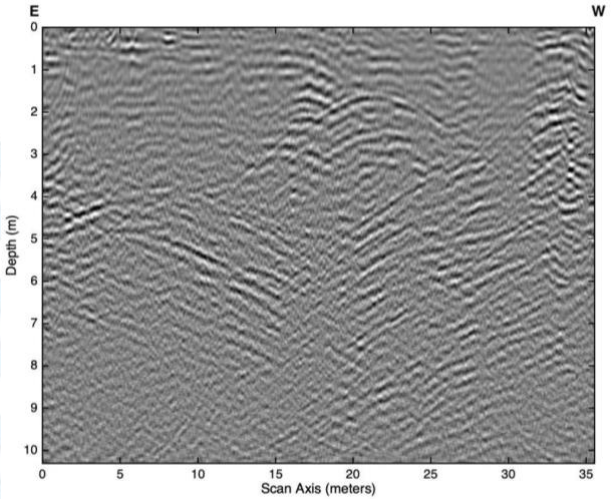
Gambar 4 Profil GPR 1-D lintasan SB-05



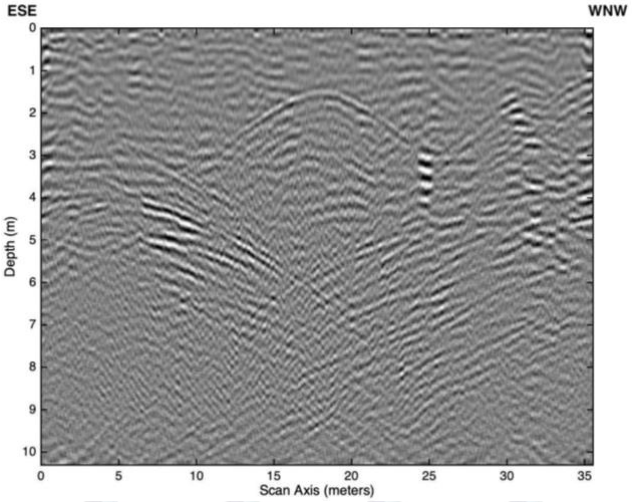
Gambar 5 Profil GPR 1-D lintasan SB-06



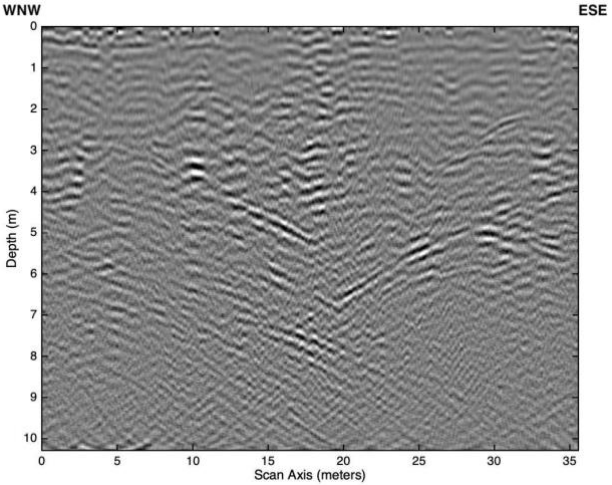
Gambar 6 Profil GPR 1-D lintasan SB-07



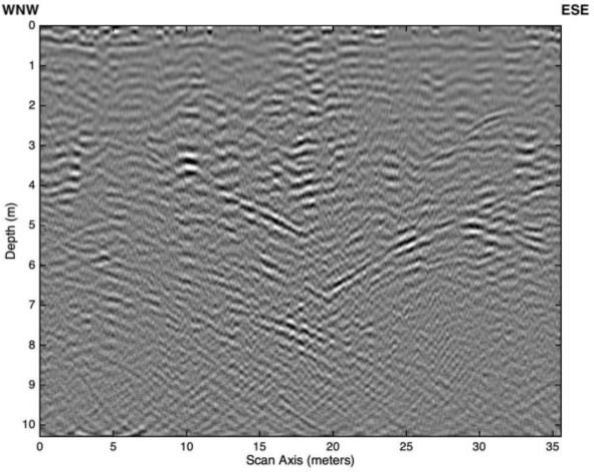
Gambar 7 Profil GPR 1-D lintasan SB-08



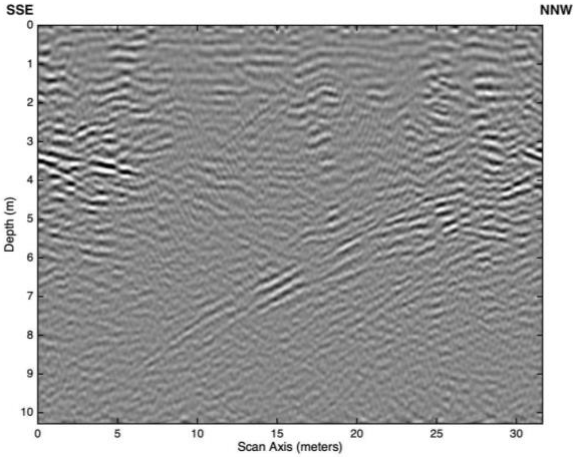
Gambar 8 Profil GPR 1-D lintasan SB-09



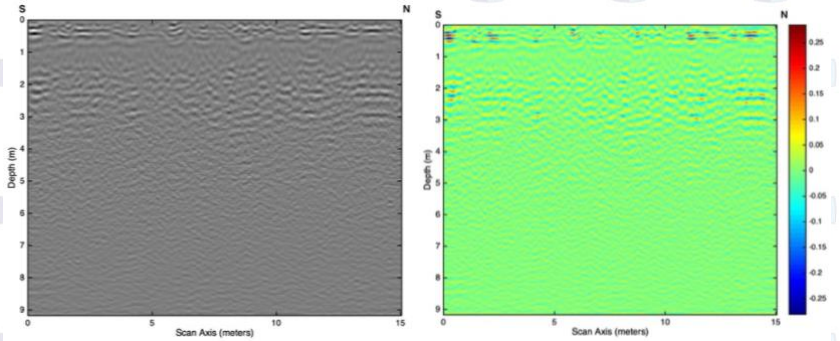
Gambar 9 Profil GPR 1-D lintasan SB-10



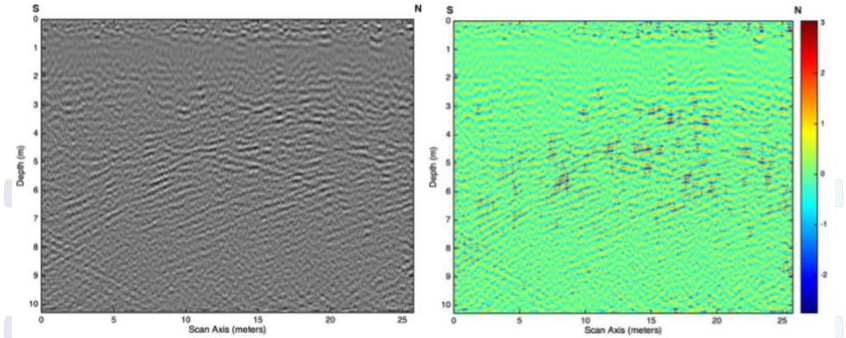
Gambar 10 Profil GPR 1-D lintasan SB-11



Gambar 11 Profil GPR 1-D lintasan SB-12



Gambar 12 Profil GPR 1-D lintasan SB-14 dalam *grayscale* (kiri) dan *jet-scale* (kanan)



Gambar 13 Profil GPR 1-D lintasan SB-15 dalam *grayscale* (kiri) dan *jet-scale* (kanan)

Halaman ini sengaja dikosongkan

BIOGRAFI PENULIS

Aisya Nur Hafiyya Kristanto lahir di Jakarta, 31 Agustus 1999 dari pasangan Bapak Andry Kristanto dan Ibu Wina Fitria. Penulis merupakan anak pertama dari tiga bersaudara. Pendidikan formal penulis dimulai di SD Muhammadiyah 5 Jakarta (2005-2011), kemudian melanjutkan sekolah di SMP Islam Al Ikhlas (2011-2014), kemudian di SMA *International Islamic High School* (2014-2016), terakhir penulis melanjutkan pendidikan di Departemen Teknik Geofisika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya. Selama menjadi mahasiswa di ITS, penulis aktif dalam kegiatan organisasi, diantaranya pernah menjadi Ketua Kemuslimahan Keluarga Mahasiswa Teknik Geofisika (KMTG) Al-Ardh periode 2017-2018 dan 2018-2019 serta sekretaris umum Mahkamah Mahasiswa (MM) ITS periode 2019-2020. Selain itu, penulis juga aktif mengikuti lomba minat bakat dan karya ilmiah, diantaranya menjadi delegasi ITS dalam *Japan English Model United Nations* (JEMUN) tahun 2018 dan menjadi juara 1 *Paper and Poster Competition* dalam acara GEOSCOPE 2020 yang diselenggarakan di Yogyakarta. Penulis sangat berkenan dalam mendapatkan saran, kritik, maupun ajakan diskusi lebih lanjut mengenai Laporan Tugas Akhir ini dengan menghubungi email aisyanurhafiyya@gmail.com