

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia kerap mengalami berbagai bencana alam, termasuk gempa bumi yang dapat terjadi kapan saja dan menimbulkan korban jiwa serta kerugian materi yang besar. Gempa bumi adalah getaran pada permukaan bumi akibat pelepasan energi secara mendadak, yang menghasilkan gelombang seismik. Energi ini biasanya dilepaskan karena pergerakan lempeng tektonik yang berpotensi merusak permukaan bumi. Tekanan besar yang terbentuk akibat pergerakan lempeng dilepaskan dalam bentuk gempa bumi (Bahri & Mungkin, 2019).

Salah satu wilayah di Indonesia yang memiliki tingkat aktivitas seismik yang tinggi adalah Kota Palu, Sulawesi Tengah. Tingginya tingkat aktivitas kegempaan di wilayah ini tidak lepas dari lokasinya yang berada pada zona benturan tiga lempeng tektonik utama dunia, yaitu Indo-Australia, Eurasia dan Pasifik (Nasrullah et al., 2019). Selain itu, adanya sistem patahan (sesar) yang berdimensi cukup besar yang dikenal sebagai sesar Palu-Koro yang melintasi wilayah tersebut (Toiba et al., 2017).

Gempa bumi dengan kekuatan 7,5 Mw yang terjadi pada 28 September 2018 merupakan akibat dari aktivitas Sesar Palu-Koro. Guncangan yang dihasilkan memicu tsunami di Teluk Palu, serta likuifaksi besar-besaran di daerah Petobo dan Balaroa yang menimbulkan ribuan korban jiwa, bangunan dan infrastruktur yang hancur serta kerugian ekonomi yang tidak sedikit (Abdullah & Abdullah, 2020). Likuifaksi yang terjadi di Balaroa mengakibatkan kerusakan bangunan sekitar 40 hektar area, menghancurkan 1.357 bangunan, dan menyebabkan banyak penduduk kehilangan tempat tinggal. Pemerintah kota Palu merespon bencana ini dengan merelokasi warga korban likuifaksi Balaroa ke Hunian Tetap permanen di Kelurahan Balaroa (Hasan et al., 2019).

Sebelum melakukan relokasi atau penataan ulang pemukiman di kawasan rawan gempa, sangat penting untuk dilakukan mikrozonasi untuk mengidentifikasi potensi kerusakan akibat gempa sebagai bentuk mitigasi. Mikrozonasi bertujuan untuk memetakan wilayah berdasarkan tingkat kerentanan tanah terhadap aktivitas seismik (Mubin & Nurcahya, 2014). Salah satu metode yang digunakan untuk menilai kerentanan tanah adalah pengukuran mikrotremor dengan metode *Horizontal To Vertical Spectral Ratio* (HVSr), yang membandingkan spektrum komponen horizontal dan vertikal gelombang mikrotremor untuk memahami sifat-sifat struktur lapisan bawah permukaan tanpa menyebabkan gangguan pada struktur tersebut. Parameter yang dihasilkan dari metode ini adalah frekuensi dominan dan amplifikasi tanah yang dapat digunakan untuk menentukan indeks kerentanan tanah dan *Peak Ground Acceleration* (PGA) (Syamsuddin et al., 2024).

Indeks kerentanan seismik adalah indeks yang dapat menunjukkan tingkat kerentanan lapisan permukaan suatu area terhadap deformasi tanah saat terjadi gempa bumi. Sedangkan, *Peak Ground Acceleration (PGA)* adalah nilai percepatan getaran tanah terbesar yang pernah terjadi di suatu area yang disebabkan oleh gempa bumi. Nilai PGA suatu area dihitung melalui dampak gempa bumi dalam rentang waktu tertentu, di mana amplitudo dan jarak antara titik-titik dengan hiposenter dapat mempengaruhi besarnya nilai PGA (Ridwan et al., 2021).

Penelitian ini berfokus pada beberapa aspek penting untuk memahami lebih lanjut mengenai potensi kerusakan dan mitigasi bencana di Kota Palu, diantaranya adalah sebaran nilai frekuensi dominan, periode dominan, dan amplifikasi tanah di daerah terdampak gempa, serta tingkat kerentanan tanah berdasarkan indeks kerentanan seismik. Selain itu, penelitian ini juga menilai sebaran potensi bahaya dan risiko gempa berdasarkan nilai *Peak Ground Acceleration (PGA)*.

Dari penelitian yang dilakukan sebelum gempa tahun 2018 di Kota Palu khususnya daerah Palu Barat dan Palu Timur oleh (Toiba et al., 2017) menyatakan bahwa dari data indeks kerentanan seismik, daerah yang berbahaya secara seismik dari gempa bumi adalah Kelurahan Besusu Barat dan Kelurahan Lere, sedangkan daerah yang memiliki nilai PGA paling tinggi berada di sekitar Kelurahan Donggala Kodi. Yang artinya belum ada penelitian sebelumnya yang membahas secara mendalam mengenai potensi kerentanan tanah di wilayah Kelurahan Balaroa hingga gempa 28 September 2018 terjadi. Balaroa merupakan salah satu wilayah yang mengalami peristiwa likuifaksi dengan dampak paling besar di Kota Palu sehingga perlu untuk mengetahui potensi bencana kerentanan tanah di daerah penelitian kedepannya.

1.2 Tujuan dan Manfaat Penelitian

1.2.1 Tujuan

Adapun tujuan yang hendak dicapai dalam penelitian ini yaitu;

1. Mengidentifikasi sebaran nilai frekuensi dominan, periode dominan, dan amplifikasi tanah di daerah penelitian.
2. Mengidentifikasi tingkat kerentanan tanah berdasarkan nilai indeks kerentanan seismik di daerah penelitian.
3. Memetakan sebaran potensi bahaya dan resiko gempa bumi yang dapat terjadi berdasarkan nilai PGA

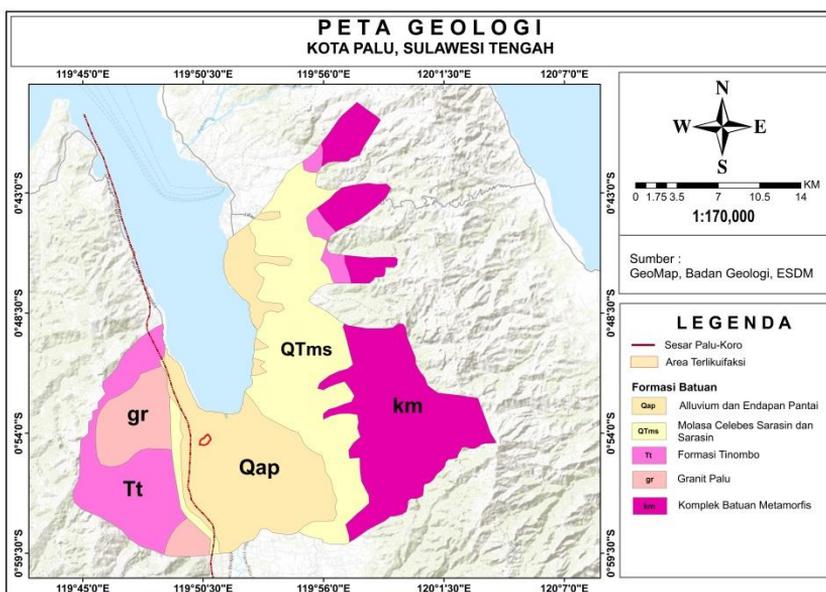
1.2.2 Manfaat

Hasil dari penelitian ini dapat memberikan informasi mengenai potensi kerusakan dan resiko gempa bumi di wilayah Kota Palu, khususnya di Kelurahan Balaroa.

1.3 Landasan Teori

1.3.1 Kondisi Geologi Daerah Penelitian

Berdasarkan peta geologi tinjau lembar Palu, Sulawesi oleh Sukamto (1973) yang ditunjukkan pada **gambar 1**, formasi batuan yang terdapat di sekitar Kota Palu berupa Alluvium dan endapan pantai (Qap), Molase Celebes Sarasin & Sarasin (QTms), Kompleks Batuan Metamorfis (km), Formasi Tinombo (Tt) dan granit Palu (gr). Formasi Molase Celebes Serasin (QTms) terdapat pada daerah yang lebih rendah pada sisi-sisi kedua jajaran pegunungan yang terdiri dari rombakan yang berasal dari formasi-formasi lebih tua, antara lain konglomerat, batupasir, batulumpur, batugamping-koral dan napal. Formasi tinombo terdapat di wilayah Kab. Donggala yang disusun oleh litologi berupa serpih, batu pasir, batu lanau, konglomerat, batuan vulkanik, batu gamping dan rijang. Granit Palu berasal dari formasi batu gamping dan batuan beku yang terdiri dari Kuarsa, Feldspar dan mika. Formasi kompleks batuan metamorf terdapat disekitar perbatasan timur Kota Palu dengan Kab. Parimo, batuan ini tersusun dari sekis dan genes. Daerah penelitian didominasi oleh aluvium dan endapan pantai (Qap) yang terdiri dari batu kerikil, pasir, lumpur, serta batugamping yang terbentuk di lingkungan sungai, delta, dan laut dangkal (Badan Geologi, 2018).



Gambar 1. Peta Geologi Palu (Sukamto, 1973)

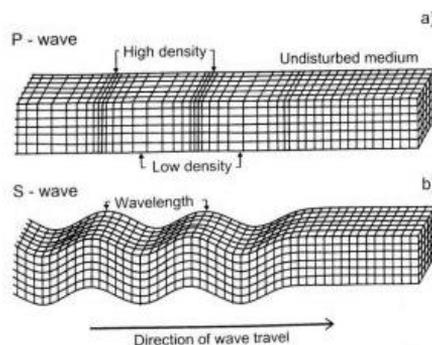
Sulawesi Tengah khususnya Kota Palu merupakan daerah dengan rawan gempa karena memiliki tatanan tektonik yang kompleks dan adanya aktivitas sesar aktif (sesar Palu-Koro). Sesar Palu-Koro merupakan sesar mendatar (*strike slip fault*) yang memanjang hampir utara-selatan memotong pulau Sulawesi dari sekitar

Donggala hingga teluk Bone dengan panjang sekitar 250 km di darat. Selain Sesar Palu-Koro, terdapat juga beberapa patahan sekunder seperti Patahan Matano, Patahan Malei, Patahan Palolo, dan Patahan Naik Mamuju (Toiba et al., 2017). Berdasarkan kondisi geologi dan tektonik Kota Palu, maka daerah tersebut sangat rentan terhadap bahaya gempa serta bencana sekunder yang menyertainya jika terjadi gempa besar seperti tsunami, liquifaksi, dan longsoran tebing. Selain itu, dapat menyebabkan keruntuhan bangunan, terutama jika struktur bangunannya tidak dirancang dengan baik untuk menahan beban gempa (Ramadhani, 2011)

1.3.2 Gelombang Seismik

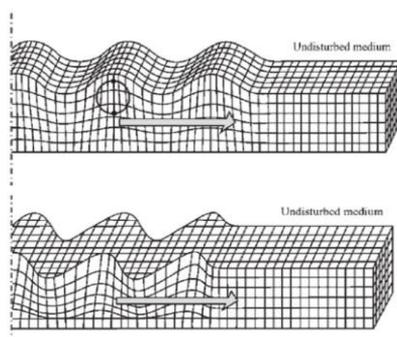
Gelombang seismik adalah jenis gelombang mekanik yang memerlukan medium atau zat perantara untuk merambat. Gelombang seismik merupakan gelombang yang menjalar melalui lapisan-lapisan bumi, sebagai hasil dari adanya patahan, letusan gunung api, pergerakan magma, gerakan tanah dan kegiatan manusia yang sifatnya elastik. Gelombang seismik akan merambat dari sumber ke penerima melalui lapisan bumi dan mentransfer energi sehingga dapat menggerakkan partikel batuan. Suatu sumber energi dapat menimbulkan berbagai macam gelombang dengan arah rambatan yang berbeda-beda (Hudha et al., 2014).

Berdasarkan perambatannya, gelombang seismik terbagi menjadi dua, yaitu gelombang badan atau *body wave* dan gelombang permukaan atau *surface wave*. Gelombang badan merupakan gelombang yang merambat ke seluruh lapisan bumi dalam medium yang elastik. Berdasarkan gerak partikel dan arah penjarannya, gelombang badan dibagi menjadi gelombang P dan gelombang S yang ditunjukkan pada **gambar 2**. Gelombang P atau gelombang primer adalah gelombang yang memiliki kecepatan rambat paling besar dibandingkan dengan gelombang seismik lainnya seperti gelombang S atau gelombang permukaan. Oleh sebab itu, pada saat terjadi gempa, gelombang P yang akan pertama dideteksi oleh seismometer (Maryanto, 2016).



Gambar 2. Perambatan Gelombang P dan Gelombang S (Putra & Saputra, 2022).

Adapun gelombang permukaan (*surface wave*) merupakan gelombang seismik yang merambat di sepanjang permukaan bumi dan biasanya memiliki amplitudo yang lebih besar. Gelombang ini menjalar lebih pelan dari gelombang badan, namun dapat menimbulkan kerusakan yang lebih besar pada saat terjadi gempa karena energi dari gelombang ini terkonsentrasi di dekat permukaan. Gelombang permukaan dibagi menjadi dua, yaitu gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love* yang ditunjukkan pada **gambar 3**. Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang dengan gerak partikel medianya merupakan kombinasi gerakan yang disebabkan oleh gelombang P dan gelombang S. Gelombang *Love* merupakan gelombang yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal, yakni gelombang sekunder (gelombang s) yang penjalarnya sejajar dengan permukaan.



Gambar 3. Perambatan Gelombang *Rayleigh* dan Gelombang *Love* (Putra & Saputra, 2022).

1.3.3 Mikrotremor

Mikrotremor merupakan getaran tanah yang relatif sangat kecil dan bersumber dari berbagai macam aktivitas manusia seperti getaran kendaraan, getaran yang bersumber dari mesin-mesin pabrik, dan ataupun yang bersumber dari aktivitas alam seperti interaksi angin dan gelombang laut (Satria et al., 2020). Mikrotremor adalah getaran alami tanah dengan amplitudo rendah yang terjadi secara terus-menerus (konstan). Mikrotremor adalah getaran dengan amplitudo pergeseran 0,1-1 mikron dan kecepatan getaran antara 0,001 hingga 0,1 cm/s yang dapat dideteksi menggunakan seismograf tertentu (Ridwan et al., 2021).

Rahmania et al., (2023) menyatakan getaran alami tanah dalam mikrotremor memiliki rentan frekuensi 0,5 Hz hingga 20 Hz. Pada frekuensi rendah yaitu dibawah 1 Hz, sumber mikrotremor adalah alam. Gelombang laut menimbulkan *ambient vibration* dengan frekuensi sekitar 0,2 Hz sedangkan frekuensi sekitar 0,5 Hz dihasilkan oleh interaksi antara gelombang laut dan pantai. Pada frekuensi dibawah 0.1 Hz, mikrotremor diasosiasikan dengan aktivitas di atmosfer. Frekuensi tinggi yaitu lebih dari 1 Hz biasanya ditimbulkan oleh angin dan aliran air. Pada frekuensi tinggi

yaitu lebih dari 1 Hz, sumber utamanya adalah aktivitas manusia seperti lalu lintas kendaraan, mesin dan lainnya (Hendra et al., 2019).

Mikrotremor dapat digunakan sebagai alat yang berguna untuk memperkirakan dengan mudah karakteristik getaran permukaan tanah di berbagai tempat. Rasio spektral H/V memanfaatkan analisis mikrotremor dan gerak yang kuat dapat dianggap sebagai metode analisis untuk menggambarkan karakteristik tanah atau struktur secara sederhana, dinamis secara akurat. Rasio spektral H/V dikembangkan dari analisis data gerak kuat pada berbagai kondisi tanah (Sato et al., 2004). Pengukuran getaran alami tanah diperlukan untuk menentukan dua parameter utama, yaitu frekuensi dominan dan nilai faktor amplifikasi. Salah satu metode yang digunakan dalam mengolah data mikrotremor adalah *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) (Supriyadi et al., 2022).

Penelitian terkait mikrotremor pertama kali diperkenalkan oleh Omori pada tahun 1908, kemudian dikembangkan oleh Kanai dan Tanaka pada tahun 1961 dengan mengusulkan aplikasi teknik mikrotremor, dan pada tahun 1989 Nakamura mengembangkan dan mempopulerkan teknik Horizontal To Vertical Spectral Ratio (HVSr), sehingga disebut metode HVSr Nakamura (Mudamakin et al., 2015).

1.3.4 Metode HVSr (*Horizontal To Vertical Spectral Ratio*)

HVSr adalah metode yang didasarkan pada pengukuran kebisingan seismik ambien. Kebisingan ambien, yang biasa disebut mikrotremor, dapat muncul di mana saja di permukaan Bumi. Metode ini pertama kali diusulkan oleh Nogoshi dan Igarashi (1970, 1971), kemudian dikembangkan oleh Nakamura (1989), dan umumnya disebut sebagai Teknik Nakamura. Pada tahun 1989, Nakamura menyatakan bahwa amplitudo puncak HVSr adalah hasil dari beberapa refleksi gelombang tubuh. Namun demikian, Nakamura (2000) mengungkapkan teori yang menyatakan bahwa terdapat kombinasi gelombang permukaan dan gelombang tubuh yang mempengaruhi bentuk kurva HVSr dan tergantung pada parameter viskoelastis lapisan, jarak, dan distribusi sumber (Zaenudin et al., 2024).

Konsep dasar metode HVSr adalah adanya kesamaan antara rasio spektral horizontal ke vertikal dengan transfer gelombang dari batuan dasar ke permukaan. Metode ini melibatkan perbandingan intensitas sinyal mikrotremor komponen horizontal dengan komponen vertikal untuk mendapatkan rasio spektrum. Analisis spektrum HVSr melibatkan penggunaan metode *Fourier Transform* untuk mengubah sinyal mikrotremor dalam domain waktu menjadi domain frekuensi (Arintalofa et al., 2020).

Fast Fourier Transform (FFT) adalah algoritma yang digunakan untuk merepresentasikan sinyal dalam domain waktu ke domain frekuensi. Domain waktu merujuk pada periode yang diperlukan oleh sebuah gelombang untuk mencapai satu siklus penuh, sementara domain frekuensi mengacu pada jumlah siklus gelombang

yang terjadi dalam satu detik. Frekuensi yang pada dasarnya merupakan kebalikan dari waktu, dinyatakan dalam *Hertz* (Hz), yaitu 1 per detik, dan hanya memiliki satu nilai spektrum (Subakti & Haurissa, 2019).

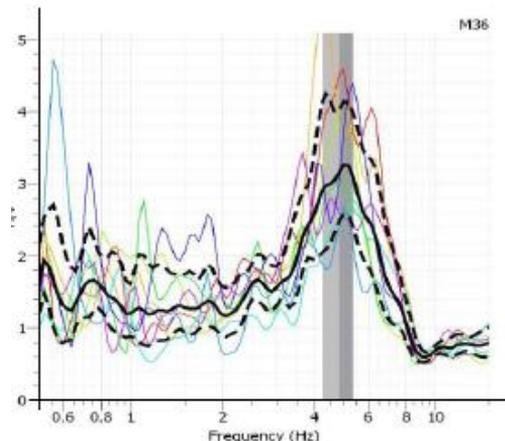
$$x(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (1)$$

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

Dimana $x(f)$ adalah sinyal dalam domain frekuensi, $x(t)$ adalah fungsi sinyal dalam domain waktu dan f adalah frekuensi. Hasil transformasi sinyal dari ketiga komponen yang diperoleh akan dirasioikan untuk memperoleh kurva HVSR dengan persamaan berikut (Syamsuddin et al., 2024):

$$HVSR = \frac{\sqrt{H_{NS}^2 + H_{EW}^2}}{H_{UD}} \quad (3)$$

Dimana H_{NS} adalah spektrum komponen horizontal *north-south*, H_{EW} adalah spektrum komponen horizontal untuk *east-west* dan H_{UD} adalah spektrum komponen *up-down*. Parameter penting yang dihasilkan dari metode ini ialah frekuensi dominan dan amplifikasi tanah yang merupakan nilai puncak kurva HVSR yang ditunjukkan pada **gambar 4**. Nilai tersebut berkaitan dengan geologi setempat serta parameter fisik bawah permukaan (Arinalofa et al., 2020).



Gambar 4. Kurva HVSR (Partono et al., 2013)

Pada **gambar 4** terdapat dua garis putus-putus berwarna hitam yang merupakan standar deviasi maksimum (atas) dan standar deviasi minimum (bawah) semua nilai rasio spektrum yang dihasilkan. Garis hitam menunjukkan nilai rata-rata analisis *Fast Fourier Transform (FFT)* dari seluruh nilai rasio H/V, sedangkan garis tipis yang terdiri dari beberapa warna merupakan kurva rasio spektrum H/V dari masing-masing *window* (Mubin & Nurcahya, 2014).

1.3.5 Parameter Rasio Spektral H/V

a. Frekuensi Dominan (f_0) dan Periode Dominan (T_0)

Frekuensi dominan adalah frekuensi yang muncul sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di suatu wilayah yang menunjukkan karakteristik serta jenis batuan yang ada di bawah permukaan tanah. Hal ini dapat diketahui berdasarkan klasifikasi tanah dan nilai frekuensi dominan yang telah dikelompokkan oleh Kanai seperti berikut:

Tabel 1. Klasifikasi tanah menurut Kanai berdasarkan nilai Frekuensi Dominan Mikrotremor (Arifin et al., 2014).

Klasifikasi Tanah	Frekuensi Natural (Hz)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi
Jenis I	6,667 - 20	Batuan tersier lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy, gravel</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, di dominasi oleh batuan keras.
Jenis II	4 - 10	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5-10 meter
Jenis III	2,5 - 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan >5m. terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori tebal, sekitar 10-30 meter
Jenis IV	<2,5	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, dll. Dengan kedalaman 30m atau lebih	Ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal

Ketebalan sedimen berhubungan dengan f_0 yang merupakan frekuensi resonansi lapisan sedimen permukaan saat mencapai nilai amplifikasi maksimum. Pada saat ketebalan sedimen (H) bernilai $\lambda/4$, amplifikasi bernilai maksimum pada frekuensi tertentu yang disebut frekuensi resonansi. λ merupakan panjang gelombang sekunder dalam meter yang dinyatakan (Trianda et al., 2018):

$$\lambda = \frac{V_s}{f} \quad (4)$$

Sehingga, hubungan ketebalan lapisan sedimen dan f_0 dapat dinyatakan dalam (Trianda et al., 2018):

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \quad (5)$$

Dengan f_0 adalah frekuensi dominan, V_s adalah kecepatan gelombang sekunder (gelombang S) dan H adalah ketebalan lapisan sedimen permukaan.

Besarnya frekuensi dominan (f_0) berbanding terbalik dengan ketebalan lapisan sedimen (H). Frekuensi dominan menggambarkan kondisi fisik tanah di permukaan atau di bawah permukaan tanah, di mana nilai frekuensi dominan yang

lebih rendah menunjukkan lapisan sedimen yang tebal di area tersebut dan sebaliknya (Supriyadi et al., 2022). Frekuensi dominan dipengaruhi oleh kecepatan bawah permukaan (v_s) dan ketebalan lapisan sedimen (H). Kecepatan bawah permukaan akan rendah jika melewati medium yang lunak karena medium lunak mampu memperlambat durasi kecepatan gelombang saat menjalar (Mucciarelli dan Gallipoli, 2004).

Frekuensi natural tanah sangat berkaitan erat dengan periode dominan tanah. Nilai periode dominan dapat digunakan untuk mengindikasikan karakter lapisan batuan yang ada pada suatu wilayah. Berdasarkan hubungan antara periode dominan dengan frekuensi natural, maka periode dominan didapatkan berdasarkan perhitungan sebagai berikut (Hendry & Aprilian, 2022):

$$T_0 = \frac{1}{f_0} \quad (6)$$

Dimana T_0 adalah periode dominan dan f_0 adalah frekuensi dominan.

Periode dominan yang tinggi umumnya memiliki keterkaitan yang sangat dekat dengan ketebalan dan tingkat kekerasan lapisan sedimen lunak (*soft soil*). Daerah dengan nilai T_0 yang tinggi menunjukkan bahwa di daerah tersebut didominasi oleh batuan sedimen yang lunak sehingga lebih rentan terhadap amplifikasi dan dapat meningkatkan resiko kerusakan pada bangunan (Tuladhar et al., 2002)

Tabel 2. Klasifikasi Tanah menurut Kanai berdasarkan nilai Periode Dominan (Arifin et al., 2014)

Klasifikasi Tanah	Periode Dominan (sekon)	Keterangan	Karakter
Jenis I	0.05 - 0.15	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>Hard sandy, gravel</i> , dll	Keras
Jenis II	0.15 - 0.25	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> dll	Sedang
Jenis III	0.25 - 0.40	Batuan alluvial, hampir sama dengan jenis II, hanya dibedakan oleh adanya formasi bluff	Lunak
Jenis IV	> 0.40	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpur, dll. dengan kedalaman 30m atau lebih	Sangat Lunak

b. Amplifikasi Tanah (A_0)

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar

perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar. Sehingga amplifikasi dapat dituliskan sebagai suatu fungsi perbandingan nilai kontras impedansi, yaitu (Arifin et al., 2014):

$$A_0 = \frac{\rho_b V_b}{\rho_s V_s} \quad (7)$$

Dimana A_0 adalah amplifikasi, ρ_b adalah densitas batuan dasar (Kg/m^3), V_b adalah kecepatan rambat gelombang batuan dasar (m/s), ρ_s adalah densitas batuan lunak (Kg/m^3), V_s adalah kecepatan rambat gelombang batuan lunak (m/s).

Nilai amplifikasi A_0 diperoleh dari puncak kurva HVSR. Amplifikasi dipengaruhi oleh kecepatan gelombang. Jika kecepatan gelombangnya kecil, maka amplifikasinya akan besar. Begitupun sebaliknya, jika kecepatan gelombang saat melewati suatu medium besar, maka nilai amplifikasi akan kecil. Hal ini menunjukkan bahwa nilai amplifikasi berhubungan dengan tingkat kepadatan batuan. Jika kepadatan batuan berkurang maka nilai amplifikasi akan besar dan jika kepadatan batuan bertambah maka nilai amplifikasi akan kecil. Amplifikasi juga berhubungan dengan penguatan guncangan dan resiko yang akan dialami jika terjadi getaran. Semakin besar nilai amplifikasi, maka guncangan dan resiko yang terjadi juga semakin besar. Sebaliknya, jika semakin kecil nilai amplifikasi, maka guncangan dan resiko yang terjadi juga semakin kecil (Syahputri & Sismanto, 2020).

Tabel 3. Klasifikasi nilai Amplifikasi Tanah (Risa et al., 2023):

Zona	Klasifikasi	Nilai Faktor Amplifikasi
1	Rendah	$A_0 < 3$
2	Sedang	$3 < A_0 < 6$
3	Tinggi	$6 < A_0 < 9$
4	Sangat tinggi	$A_0 > 9$

Nilai amplifikasi dapat bertambah jika batuan telah mengalami deformasi (pelapukan, pelipatan atau pesesaran) yang dapat mengubah fisik batuan. Pada batuan yang sama, nilai amplifikasi dapat bervariasi sesuai dengan tingkat deformasi dan pelapukan pada tubuh batuan tersebut (Arifin et al., 2014).

1.3.6 Indeks Kerentanan Seismik (K_g)

Indeks Kerentanan Seismik (K_g), yang sering disebut sebagai indeks kerentanan gempa bumi adalah suatu parameter yang dapat menunjukkan tingkat kerentanan lapisan permukaan terhadap deformasi tanah saat terjadi gempa bumi. Jika suatu daerah memiliki nilai indeks kerentanan seismik yang tinggi, maka potensi daerah tersebut mengalami deformasi saat terjadi gempa bumi sangat besar, sedangkan jika nilai indeks kerentanan rendah, maka potensi deformasi di daerah tersebut juga rendah (Ridwan et al., 2021). Indeks kerentanan seismik sangat dipengaruhi oleh amplitudo maksimum dan frekuensi alami tanah di suatu daerah. Lapisan sedimen yang tebal, dengan frekuensi dominan (f_0) rendah dan nilai amplifikasi (A_0) yang tinggi, akan menghasilkan nilai K_g yang tinggi (Supriyadi et al., 2022).

Menurut Nakamura (2000) indeks kerentanan seismik diperoleh dengan mengkuadratkan nilai puncak spektrum mikrotremor lalu dibagi dengan frekuensi resonansi. Nilai indeks kerentanan seismik dapat ditentukan menggunakan persamaan (Satria et al., 2020):

$$K_g = \frac{A_0^2}{f_0} \quad (8)$$

Dimana f_0 adalah frekuensi dominan dan A_0 adalah faktor amplifikasi. Nilai K_g yang tinggi umumnya ditemukan pada tanah dengan litologi batuan sedimen yang lunak. Klasifikasi nilai K_g dapat dilihat pada tabel 4 berikut:

Tabel 4. Klasifikasi nilai Indeks Kerentanan Tanah (Risa et al., 2023)

Zona	Klasifikasi	Nilai K_g
I	Rendah	$K_g \leq 3$
II	Sedang	$3 < K_g \leq 5$
III	Tinggi	$5 < K_g \leq 10$
IV	Sangat Tinggi	$K_g \geq 10$

1.3.7 Peak Ground Acceleration (PGA)

Percepatan getaran tanah maksimum atau *Peak Ground Acceleration* (PGA) merupakan nilai terbesar percepatan tanah yang pernah terjadi di suatu tempat yang disebabkan oleh getaran gempa bumi dalam periode waktu tertentu. Nilai PGA dipetakan untuk memberikan gambaran mengenai tingkat resiko gempa bumi yang pernah terjadi di suatu daerah (Permatasari et al., 2016). Besarnya nilai PGA dipengaruhi oleh perambatan gelombang seismik dan karakteristik lapisan tanah di area tersebut (Sulistiawan et al., 2016). Semakin besar nilai PGA di suatu tempat, maka semakin besar pula resiko dan bahaya gempa bumi yang bisa terjadi.

Percepatan tanah adalah faktor utama yang mempengaruhi konstruksi bangunan dan menimbulkan momen gaya yang terdistribusikan merata di titik-titik bangunan, sehingga percepatan tanah merupakan titik tolak perhitungan bangunan tahan gempa. Persamaan yang dapat digunakan untuk menghitung nilai PGA yaitu persamaan empiris oleh Sun dan Peng (1993) dalam (Douglas, 2022):

$$\ln \alpha = 7,7 + 0,49M_w - 1,45 \ln(R + 25,0) + 0,19T_0 \quad (9)$$

dimana α adalah PGA (gal), M_w adalah magnitude gelombang permukaan, R adalah jarak hiposenter ke titik pengukuran, T_0 adalah periode dominan. Untuk menghitung nilai R sendiri digunakan teorema Pythagoras:

$$R = \sqrt{\Delta^2 + h^2} \quad (10)$$

Dengan Δ adalah jarak episenter ke titik pengukuran dan h adalah hiposenter. Penentuan nilai PGA ini tidak hanya berdasarkan pada parameter-parameter gempa, tetapi juga memperhitungkan efek karakteristik geologi setempat yang direpresentasikan oleh nilai periode dominan tanah berdasarkan hasil analisa

mikrotremor (Mala et al., 2015). Klasifikasi tingkat resiko bahaya gempa bumi berdasarkan nilai PGA dapat dilihat pada tabel berikut:

Tabel 5. Klasifikasi tingkat resiko bahaya gempa berdasarkan nilai PGA (Syamsuddin et al., 2024)

Tingkat Resiko	Nilai PGA (gal)
Sangat Kecil	0-25
Kecil	25-50
Sedang	50-125
Besar	125-300
Sangat Besar	>300

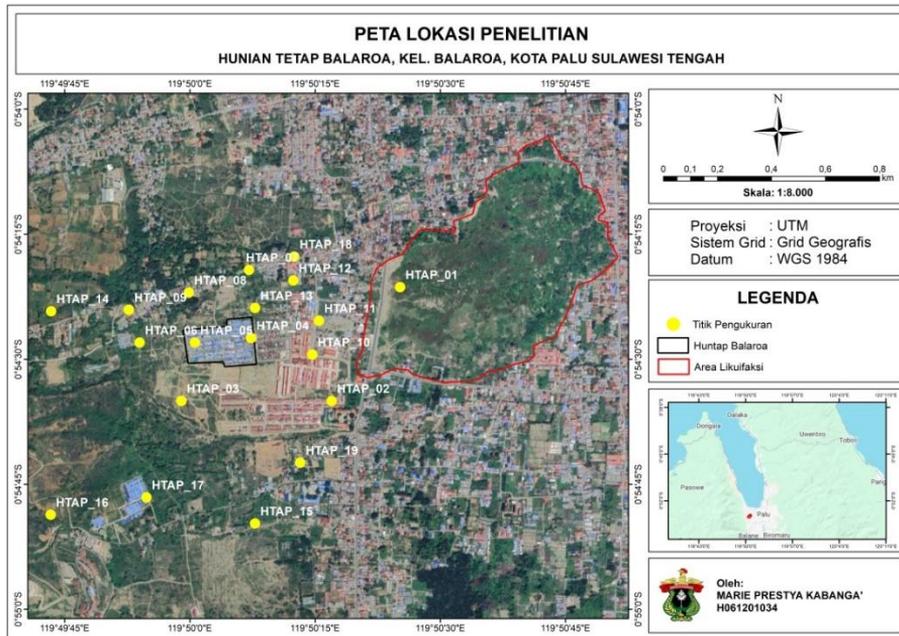
Peak Ground Acceleration (PGA) juga merupakan percepatan tanah maksimum yang disebabkan oleh getaran seismik selama periode waktu tertentu. Kondisi geologi tanah dan tingkat pemadatan sedimen di suatu daerah sangat menentukan besar kecilnya nilai PGA. Semakin terpadatkan sedimen, maka semakin kecil nilai PGA di daerah tersebut. Percepatan tanah maksimum (PGA) dapat memicu deformasi pada lapisan tanah dekat permukaan, yaitu terjadinya deformasi tanah yang bisa menyebabkan terjadinya rekahan/retakan dan amblesan (Kencoro et al., 2023).

BAB II

METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian

Daerah penelitian berada di Kota Palu, Provinsi Sulawesi Tengah yang terletak di $119^{\circ}49'44''$ E sampai $119^{\circ}50'24''$ E dan $0^{\circ}54'18''$ S sampai $0^{\circ}54'50''$ S. Lokasi penelitian berada di sekitar Kawasan Hunian Tetap Balaroo, Kelurahan Balaroo, yang merupakan daerah relokasi penduduk korban likuifaksi.



Gambar 5. Peta Lokasi Penelitian

2.2 Bahan dan Alat

Adapun alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

2.2.1 Alat

Alat yang digunakan dalam penelitian ini berupa perangkat keras (*hardware*) dan perangkat lunak (*software*), diantaranya sebagai berikut.

a. Perangkat Keras (*Hardware*)

1. *Digital Portable Seismograph* tipe Q8
2. Seismometer tipe MBB-2 (*Mini Broad Band Seismometer*)
3. *Global Positioning System (GPS)* tipe Garmin
4. Kabel
5. Kompas Geologi
6. Laptop

7. Lembar catatan akuisisi mikrotremor
- b. Perangkat Lunak (*Software*)
 1. *Geopsy* versi 3.4.2
 2. *ArcGIS 10.8*
 3. *Microsoft Office 2010*

2.2.2 Bahan

Bahan yang digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut.

- a. Data mikrotremor

Terdiri dari 9 titik data primer dan 10 titik data sekunder. Data primer diperoleh dari pengukuran langsung di lapangan dengan durasi perekaman 1 jam 20 menit. Sedangkan data sekunder yang digunakan bersumber dari BMKG Stasiun Geofisika Palu.
- b. Data Gempa Palu 28 September 2018

Data gempa diperoleh dari website USGS yang terdiri dari kekuatan gempa, koordinat titik gempa dan kedalaman gempa.

2.3 Prosedur Penelitian

Dalam penelitian ini, prosedur kerja yang dilakukan dibagi menjadi empat tahapan yaitu tahap pendahuluan, tahap pengumpulan data, tahap pengolahan data dan tahap interpretasi data.

2.3.1 Tahap Persiapan

Tahap pendahuluan merupakan tahap awal dari proses penelitian yang sangat penting untuk dilakukan. Tahapan ini meliputi studi literatur dan penentuan titik pengukuran. Studi literatur yang bertujuan untuk memperoleh informasi serta teori-teori yang melandasi dan berhubungan dengan penelitian ini. Penentuan titik pengukuran dilakukan untuk mendesain peta titik pengukuran yang menjadi acuan pada saat melakukan akuisisi data.

2.3.2 Tahap Pengumpulan Data

Pada penelitian ini data yang digunakan berupa data primer dan data sekunder. Data primer merupakan data hasil pengukuran secara langsung di lapangan untuk memperoleh data mikrotremor, dengan 9 titik pengukuran yang telah didesain sebelumnya. Adapun data sekunder merupakan data mikrotremor sebanyak 10 titik yang diperoleh dari hasil pengukuran, observasi dan analisis yang dilakukan oleh BMKG Stasiun Geofisika Kelas 1 Palu.

2.3.3 Tahap Pengolahan Data

Dalam penelitian ini, pengolahan data mikrotremor dilakukan dengan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR) menggunakan *software Geopsy* untuk memperoleh nilai frekuensi dominan (f_0) dan amplifikasi tanah (A_0) dari puncak kurva

H/V. Adapun tahapan pengolahan data sebelum menghasilkan kurva H/V antara lain sebagai berikut.

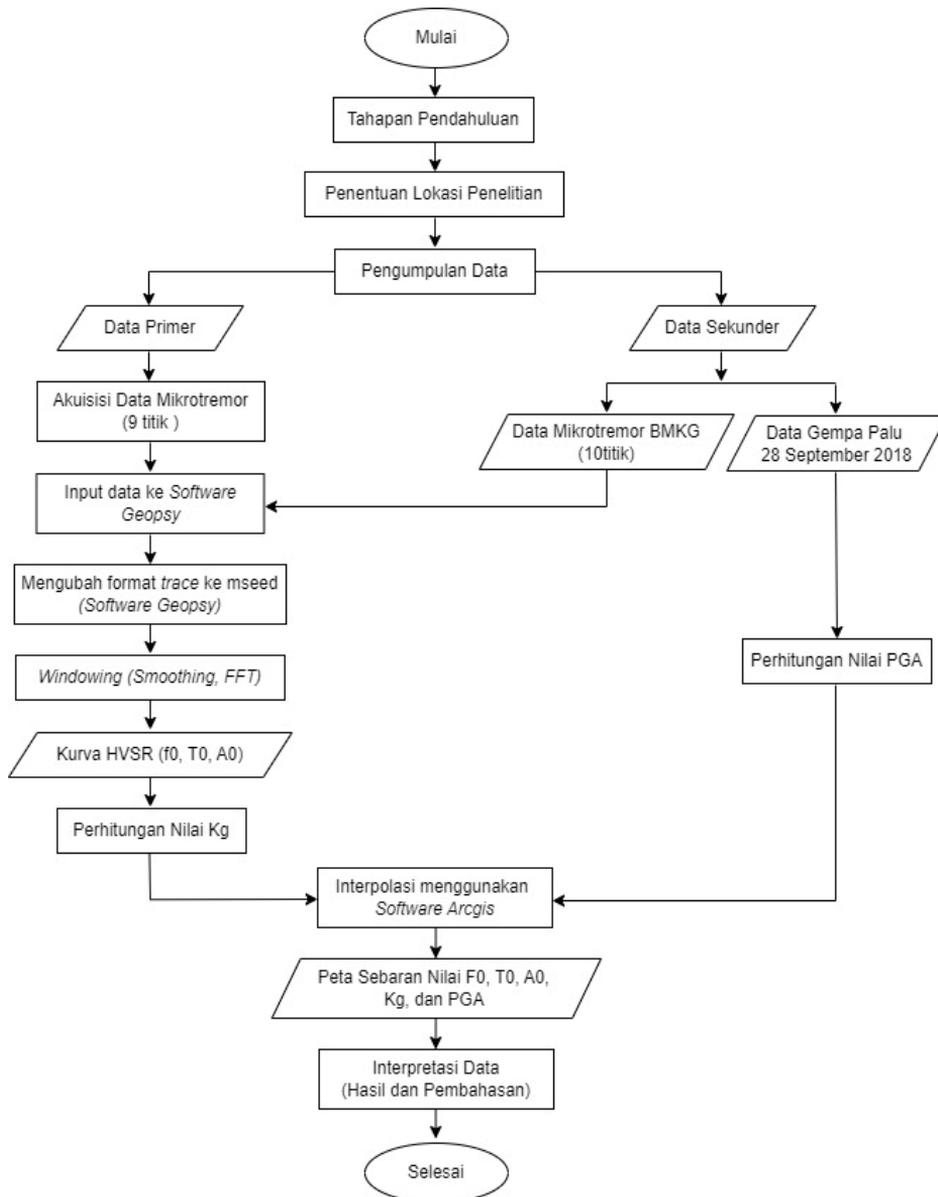
- a. Menginput data file rekaman mikrotremor dalam format *Mseed* ke dalam *software Geopsy*.
- b. Melakukan *filtering* data, filter yang digunakan adalah *high pass filter* karena filter ini membantu menghilangkan komponen frekuensi rendah dibawah 0.20 Hz.
- c. Melakukan *windowing signal*. *Windowing* ini bertujuan untuk memisahkan antara sinyal mikrotremor dengan *event transient* seperti aktivitas manusia yang dianggap *noise*, contohnya kendaraan, langkah kaki, aktivitas industri dan sebagainya.
- d. Melakukan *smoothing* data. Proses ini menggunakan fungsi Konno dan Omachi dengan koefisien *bandwith* 40%. Fungsi *smoothing* Konno dan Omachi digunakan untuk menyaring dan meratakan fluktuasi spektrum frekuensi agar hasil analisis lebih stabil dan mudah diinterpretasikan.
- e. Melakukan tranformasi *fourier* untuk mengubah domain sinyal dari waktu ke frekuensi. Dari proses transformasi ini diperoleh spektrum *fourier* komponen horisontal dan vertikal. Transformasi *fourier* ini dilakukan pada setiap *window* yang telah dipilih pada proses *windowing*. Dari kurva H/V dapat diperoleh nilai frekuensi dominan (f_0) dan nilai amplifikasi tanah (A_0). Dari nilai f_0 bisa didapatkan nilai periode dominan (T_0) dengan menggunakan **persamaan (6)**. Sebaran nilai f_0 dan A_0 yang diperoleh kemudian di petakan menggunakan *software ArcGIS* untuk mengetahui distribusi nilainya dan karakterisasi tanah di daerah penelitian.
- f. Menghitung nilai indeks kerentanan seismik (K_g) menggunakan **persamaan (8)**. Nilai indeks kerentanan seismik dapat diperoleh dari semua titik pengukuran dengan mengkuadratkan faktor amplifikasi tanah (A_0) dibagi dengan frekuensi dominan (f_0). Nilai K_g yang diperoleh kemudian di petakan menggunakan *software ArcGIS* untuk mengetahui distribusi nilai indeks kerentanan seismik di daerah penelitian.
- g. Menghitung nilai PGA dengan menggunakan persamaan empiris menurut Sun dan Peng pada **persamaan (9)**. Perhitungan nilai PGA pada penelitian tidak menggunakan persamaan menurut Kanai karena jika dilihat dari kedua persamaan ini akan memperoleh hasil yang sangat berbeda, untuk perbedaan antara kedua persamaan ini bisa dilihat pada **lampiran (6)**. Pada persamaan menurut Sun dan Peng pada periode dominan yang tinggi nilai PGA yang dihasilkan juga semakin tinggi dan sebaliknya. Sedangkan, pada persamaan Kanai, periode dominan yang tinggi menghasilkan nilai PGA yang rendah dan sebaliknya, yang mana hal tersebut terjadi karena periode dominan pada persamaan ini menjadi faktor pembagi sehingga semakin besar faktor pembaginya maka hasilnya akan semakin kecil. Dan hal tersebut tidak sesuai karena jika periode dominan di suatu daerah tinggi yang merupakan tanah dengan lapisan sedimen yang lunak dan rentan terhadap penguatan gelombang,

maka nilai PGA pada daerah tersebut juga akan semakin tinggi. Oleh karena itu, pada penelitian ini menggunakan persamaan menurut Sun dan Peng yang lebih sesuai. Nilai PGA dihitung berdasarkan data sekunder gempa berupa episenter, hiposenter, dan magnitudo serta nilai periode dominan hasil analisis data mikrotremor. Kemudian nilai PGA yang telah diperoleh diinterpolasi untuk dianalisis pola sebarannya.

2.3.4 Tahap Interpretasi Data

Interpretasi hasil pengolahan data mikrotremor pada penelitian ini berupa penggambaran dan penafsiran data berupa peta sebaran nilai frekuensi dominan, amplifikasi tanah, indeks kerentanan tanah, dan *Peak Ground Acceleration*.

2.4 Bagan Alir Penelitian



Gambar 6. Bagan alir