

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Wilayah Kota Palu memiliki morfologi yang beragam, mencakup pegunungan, perbukitan, dan dataran rendah seperti Lembah Palu. Topografi di sekitar Sesar Palu-Koro memperlihatkan variasi yang signifikan, sementara aktivitas seismik sangat tinggi dengan rata-rata lebih dari 3.000 gempa terjadi setiap tahun, baik yang dapat dirasakan maupun tidak dirasakan oleh penduduk. Fenomena ini menunjukkan bahwa Kota Palu berada di kawasan dengan potensi bahaya seismik tinggi, sehingga pemahaman mengenai struktur geologi bawah permukaan, termasuk kedalaman dan distribusi batuan dasar, menjadi krusial untuk penilaian risiko gempa, perencanaan tata ruang, dan strategi mitigasi bencana (Nugraha et al., 2019).

Batuan dasar umumnya didefinisikan sebagai lapisan batuan keras dengan sifat fisik yang berbeda signifikan dibandingkan sedimen penutup di atasnya. Lapisan ini biasanya berupa batuan kristalin kompak dengan nilai kecepatan gelombang seismik (V_p dan V_s) serta densitas yang tinggi, sehingga berperan sebagai fondasi geologi di bawah cekungan sedimen (Schön, 2015). Kedalaman batuan dasar memiliki pengaruh besar terhadap penguatan gelombang seismik, terutama dalam kasus resonansi lokal akibat kontras impedansi antara batuan dasar dan sedimen penutup (Nakamura, 1989). Menurut (P. Y. Bard et al., 2020), penentuan kondisi batuan dasar keras merupakan aspek yang krusial dalam studi bahaya seismik yang spesifik lokasi. Hal ini menjadi sangat penting ketika fasilitas berdiri di atas sedimen tebal, karena fenomena amplifikasi terutama dikendalikan oleh kontras kecepatan pada batas sedimen–batuan dasar. Jika kedalaman cukup sehingga batuan dasar tidak mengalami pelapukan, kecepatan gelombang S pada lapisan tersebut dapat melebihi 2000 m/s.

Untuk mengestimasi keberadaan dan kedalaman batuan dasar, metode mikrotremor menjadi salah satu pendekatan non-destruktif yang efektif, terutama di daerah urban. Pendekatan Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr) klasik telah banyak digunakan untuk mempelajari karakteristik dinamis permukaan tanah, termasuk frekuensi dominan dan amplifikasi (Nakamura, 1989). Metode ini relatif sederhana dan efektif untuk estimasi cepat, namun memiliki keterbatasan dalam menilai kedalaman lapisan keras atau batuan dasar, terutama pada frekuensi rendah, karena tidak secara langsung mengaitkan rasio spektral dengan profil kecepatan geser (V_s) bawah permukaan (Bonney-Claudet et al., 2006). Dalam mengatasi keterbatasan tersebut, metode Horizontal-to-Vertical Time-Frequency Analysis (HVTFA) dikembangkan dengan memanfaatkan eliptisitas gelombang Rayleigh (Tran, 2009). HVTFA mampu mengevaluasi perubahan V_s secara vertikal dengan sensitivitas yang lebih tinggi terhadap variasi lapisan keras, sehingga

memberikan estimasi kedalaman batuan dasar yang lebih akurat dibandingkan HVSR klasik (Fäh et al., 2001) Dengan demikian, HVTFA menawarkan pendekatan yang lebih baik untuk memetakan struktur bawah permukaan, khususnya di daerah dengan kondisi tektonik kompleks.

Informasi profil kecepatan gelombang geser (V_s) yang diperoleh dari hasil inversi kurva eliptisitas dapat dikombinasikan dengan kecepatan gelombang tekan (V_p) dan densitas batuan untuk menginterpretasikan litologi bawah permukaan secara tidak langsung. Hubungan antara parameter elastik tersebut memungkinkan perhitungan impedansi akustik (AI) dan rasio Poisson (ν), yang keduanya merupakan indikator penting dalam klasifikasi litologi batuan (Mavko et al., 2009). Interpretasi litologi berdasarkan parameter petrofisika ini sangat penting tidak hanya untuk aspek mitigasi bencana, tetapi juga untuk mendukung eksplorasi geoteknik, geologi rekayasa, dan eksplorasi sumber daya bawah permukaan (Dvorkin & Nur, 1996)

Maka dari itu, Penelitian ini sepenuhnya menggunakan pendekatan seismik pasif, yakni metode pengukuran gelombang seismik dari sumber alami atau kebisingan mikro (mikrotremor) tanpa menggunakan sumber buatan (artifisial), sehingga memungkinkan akuisisi data yang efisien, non-invasif, dan cocok untuk wilayah padat penduduk. Diharapkan penelitian ini dapat mendukung metode analisis berdasarkan data mikrotremor untuk kajian bawah permukaan karena mampu merekam gelombang Rayleigh secara kontinu dan menyeluruh, serta memungkinkan analisis parameter elastik melalui inversi kurva eliptisitas.

1.2 Tujuan dan Manfaat

1.2.1 Tujuan

1. Mengestimasi keberadaan dan kedalaman batuan dasar berdasarkan inversi kurva eliptisitas gelombang Rayleigh hasil analisis HVTFA dari data mikrotremor.
2. Menginterpretasikan litologi batuan dasar dan lapisan bawah permukaan dengan menggunakan parameter petrofisika seperti kecepatan gelombang primer (V_p), densitas (ρ), impedansi akustik (AI), dan rasio Poisson (ν) yang diperoleh dari hasil inversi mikrotremor.

1.2.2 Manfaat

Penelitian ini memiliki beberapa manfaat khususnya dalam karakterisasi bawah permukaan menggunakan data mikrotremor dan memberikan informasi tentang distribusi kecepatan gelombang geser bawah permukaan. Diharapkan juga dari penelitian ini dapat memberikan pemahaman lebih dalam tentang hubungan antara V_p , V_s , impedansi akustik, dan rasio Poisson dalam mengidentifikasi batuan. Selain itu, dapat membantu menentukan estimasi kedalaman batuan dasar (*bedrock*) dalam bentuk zonasi.

1.3 Ruang Lingkup

Adapun ruang lingkup yang membatasi penelitian ini yaitu pada pengambilan data terdiri atas data primer berupa data pengukuran mikrotremor di 3 (Tiga) titik yang tersebar di kecamatan Palu Barat. Penelitian ini mengelolah data mikrotremor dengan menggunakan software Geopsy untuk memperoleh eliptisitas gelombang rayleigh yang diekstraksi dari spektrum ambient noise dan Metode utama yang digunakan dalam penelitian ini adalah Horizontal-to-Vertical Time-Frequency Analysis (HVTFA), ekstraksi kurva eliptisitas dengan Max2Curve, serta inversi untuk memperoleh profil Vs, Vp, dan densitas. Proses interpretasi menggunakan pendekatan rock physics template untuk mengklasifikasikan litologi dan mengidentifikasi kedalaman batuan dasar (bedrock). Penelitian ini tidak menggunakan metode aktif seperti seismik refraksi atau MASW, tetapi fokus pada metode pasif dengan validasi tambahan dari parameter elastik batuan.

1.4 Landasan Teori

1.4.1 Kondisi Geologi Daerah Penelitian

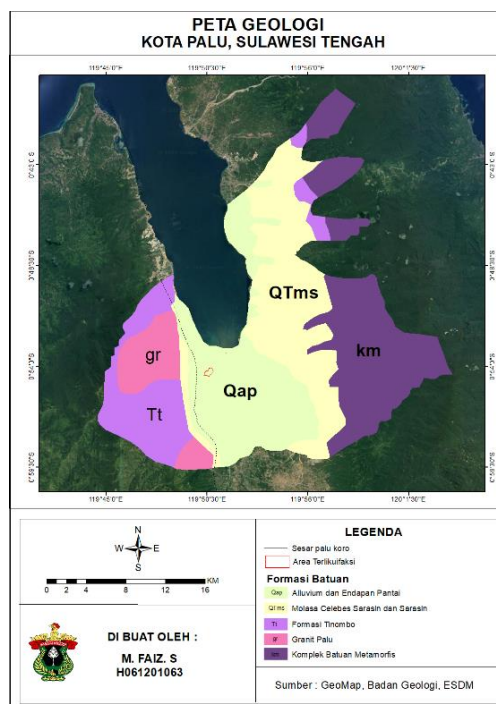
Kawasan Palu termasuk wilayah dengan aktivitas seismik yang tinggi di Indonesia. Tingginya kejadian gempa di daerah ini disebabkan oleh posisinya yang terletak pada pertemuan tiga lempeng tektonik utama dunia, yaitu Indo-Australia, Eurasia, dan Pasifik. Interaksi konvergen ketiga lempeng ini menyebabkan tumbukan relatif yang membuat Sulawesi Tengah dan sekitarnya menjadi salah satu daerah dengan tingkat kegempaan yang cukup tinggi, yang erat kaitannya dengan keberadaan sesar aktif (Mansyursyah et al., 2024). Akibatnya pergerakan Sesar Palu-Koro, yang merupakan sesar geser aktif dengan pergerakan mencapai 35-45 mm/tahun (Socquet et al., 2006). Mekanisme sesar ini berperan penting dalam pembentukan morfologi lembah Palu yang memanjang utara-selatan serta menjadi sumber utama aktivitas seismik besar di kawasan tersebut (Tjia & Zakaria, 1974). Sesar Palu-Koro juga memicu deformasi kompleks berupa kombinasi pergerakan geser mendatar (strike-slip) dan ekstensional, yang menyebabkan terbentuknya lembah cekungan serta perubahan sistem drainase sungai Palu (Bellier & Sébrier, 1997).

Secara stratigrafi, daerah ini didominasi oleh Formasi Palu yang terdiri atas konglomerat, batupasir, batulanau, serta sisipan batugamping koral. Formasi ini diinterpretasikan sebagai endapan kipas aluvial hingga sungai anyaman (braided river) yang terbentuk pada kala Plio-Pleistosen akibat pengangkatan cepat batuan metamorf dan granitoid dari Kompleks Metamorf Palu serta batuan sekitarnya (Mansyursyah et al., 2024). Kehadiran zirkon detrital dengan umur Pliosen hingga Trias menunjukkan bahwa proses eksumasi dan erosi aktif berperan dalam penyediaan material sedimen di lembah Palu.

Dari segi litologi, batuan penyusun daerah Palu terdiri atas batuan metamorf (sekis, gneiss, amfibolit), batuan beku (granit, granodiorit, basal), serta sedimen molasa Sulawesi atau Palu Formation yang bersifat lepas hingga terkonsolidasi

lemah (van Leeuwen, 2005) Kondisi ini menjadikan wilayah Palu sangat rentan terhadap guncangan seismik, karena adanya kontras kecepatan seismik yang tinggi antara batuan dasar kristalin dan sedimen kuarter yang tebal.

Berdasarkan peta geologi daerah penelitian terdiri dari 2 formasi batuan, yaitu alluvium dan endapan pantai (Qap) dan Molasa Celebes Serasin dan Serasin (QTms). Aluvium dan endapan Pantai (Qap) yaitu terdiri dari kerikil, pasir, lumpur dan batugamping koral. Terbentuk dalam lingkungan sungai, delta dan laut dangkal. Kondisi batuan pada formasi ini umumnya berupa material yang belum mengalami kompaksi. Molasa Celebes Serasin dan Serasin (QTms) yaitu mengandung rombakan yang berasal dari formasi lebih tua dan terdiri dari konglomerat, batu pasir, batu gampingkoral dan napal (Subakti & Renagustiarini, 2018)



Gambar 1. Peta Geologi Palu

Morfologi Palu dicirikan oleh keberadaan lembah tektonik memanjang yang diapit pegunungan metamorf dan kompleks batuan beku. Topografi ini menyebabkan terjadinya perangkap sedimen kuarter dalam jumlah besar di zona cekungan, yang berkontribusi pada penguatan gelombang seismik lokal (Subakti & Renagustiarini, 2018). Kondisi geologi dan topografi tersebut pula yang menjelaskan kerentanan tinggi wilayah Palu terhadap fenomena sekunder akibat gempa bumi, termasuk likuifaksi masif seperti yang terjadi di Balaroa pada 2018.

1.4.2 Gelombang Seismik

Gelombang seismik terbentuk dari suatu sumber, baik yang bersifat alami seperti gempa bumi maupun buatan seperti ledakan. Gelombang tersebut kemudian merambat melalui medium, yakni lapisan-lapisan bumi, dan direkam oleh *receiver* (Stein & Wysession, 2003). Gelombang seismik menjalar melalui medium elastik sesuai dengan hukum Hooke dan persamaan gelombang elastis, yang secara umum dinyatakan sebagai:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u) - \mu\nabla \times (\nabla \times u) \quad (1)$$

di mana u adalah vektor perpindahan partikel, λ dan μ adalah konstanta Lamé, serta ρ adalah densitas medium (Foti et al., 2015). Berdasarkan tempat perambatannya, gelombang seismik dapat dibedakan menjadi 2 tipe, yakni gelombang badan (*body wave*) yang perambatannya melalui interior bumi. Selain itu, ada juga gelombang permukaan (*surface wave*) yang energinya terkonsentrasi di dekat permukaan bumi (Stein & Wysession, 2003).

Dalam medium elastis homogen dan linier yang tak terbatas, terdapat dua jenis gelombang tubuh yang berbeda, yaitu gelombang P (*primer*, kompresional, atau longitudinal) dan gelombang S (*sekunder*, geser, distorsional, atau ekuivoluminal). Gelombang P menjalar dengan arah gerak partikel sejajar terhadap arah rambatnya, menghasilkan perubahan volume tanpa menyebabkan distorsi. Kecepatan rambatnya lebih tinggi dibandingkan dengan gelombang S, yang ditandai oleh gerakan partikel tegak lurus terhadap arah perambatan (Foti et al., 2015).

Kecepatan rambat gelombang badan ditentukan oleh tingkat kekakuan medium dan, pada material elastis linier, nilainya tidak dipengaruhi oleh frekuensi. Secara khusus, laju perambatan gelombang P bergantung pada modulus longitudinal (untuk regangan kecil), sedangkan laju perambatan gelombang S ditentukan oleh modulus geser (untuk regangan kecil) (Foti et al., 2015).

Kecepatan propagasi gelombang P dan S masing-masing dirumuskan sebagai:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \text{ dan } V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

dengan:

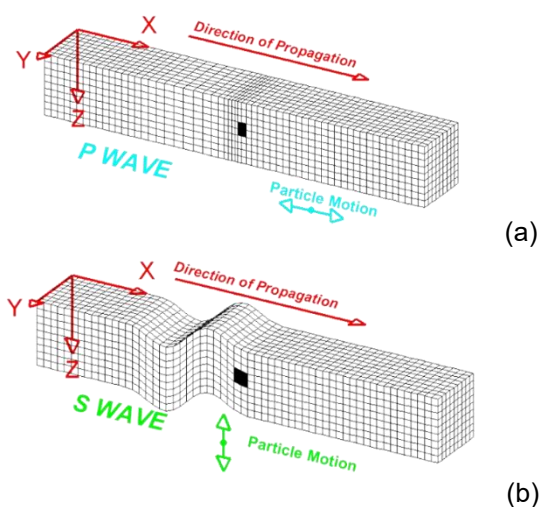
V_p : kecepatan gelombang primer (m/s)

V_s : kecepatan gelombang sekunder (m/s)

K : modulus kompresi (*bulk modulus*)

μ : modulus geser

ρ : densitas medium (kg/m^3) (Mavko et al., 2009)

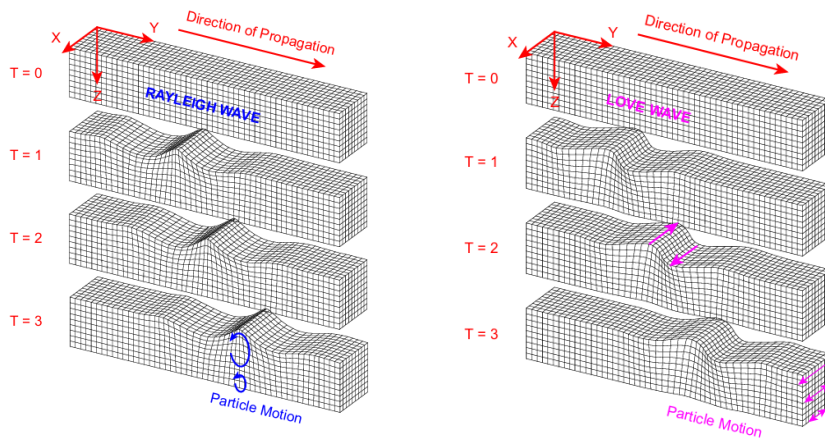


Gambar 2. Gerakan partikel dalam perambatan gelombang body (a) gelombang kompresi (V_p); (b) gelombang geser (V_s) From <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>

Gelombang permukaan terbentuk sebagai hasil interferensi dan refleksi gelombang badan pada batas permukaan bumi. Gelombang ini memiliki amplitudo yang lebih besar dan kecepatan rambat yang lebih lambat dibandingkan gelombang badan, serta menunjukkan sifat dispersi yang kuat, di mana kecepatan gelombang tergantung pada frekuensi dan sifat fisik lapisan bawah permukaan (Wathelet et al., 2004). Dalam kajian gelombang seismik yang merambat di daratan, terdapat dua jenis gelombang permukaan yang penting, yaitu gelombang Rayleigh dan gelombang Love. Gelombang Rayleigh pertama kali diformulasikan secara matematis oleh Lord Rayleigh pada tahun 1885 (Rayleigh, 1885), sedangkan gelombang Love diperkenalkan oleh Profesor Love pada tahun 1911 dan sejak itu dikenal dengan namanya (Love, 1911) (Foti et al., 2015).

Gelombang Love merupakan gelombang geser horizontal (SH) yang hanya memiliki komponen gerakan tegak lurus terhadap arah rambat dan sejajar permukaan bumi. Gelombang ini tidak memiliki komponen vertikal dan hanya terbentuk jika terdapat lapisan elastik dengan kecepatan geser rendah di atas lapisan yang lebih kaku. Sebaliknya, gelombang Rayleigh merupakan hasil interaksi antara gelombang P vertikal dan gelombang S horizontal (SV), menghasilkan gerakan partikel berbentuk elips di bidang vertikal. Partikel mengalami rotasi retrograde terhadap arah rambat, yang berarti mereka bergerak berlawanan arah dibandingkan arah propagasi gelombang (Tuan, 2009). Gerakan ini mencakup komponen vertikal

dan horizontal, dan sangat sensitif terhadap struktur vertikal kecepatan geser di bawah permukaan (Arai & Tokimatsu, 2004).



Gambar 3. Gerakan partikel pada bidang vertikal dan horizontal pada gelombang permukaan (a) gelombang Rayleigh (gerakan elips retrograde) dan (b) gelombang Love From <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>

Kedua jenis gelombang permukaan ini memiliki sifat dispersi, yaitu kecepatan fasa dan grupnya bergantung pada frekuensi serta parameter fisis lapisan bawah permukaan (Wathelet et al., 2004). Dalam medium berlapis, gelombang frekuensi rendah mampu menembus ke kedalaman yang lebih dalam dibandingkan frekuensi tinggi, sehingga informasi dari berbagai kedalaman dapat diekstrak dari spektrum frekuensi gelombang permukaan (P.-Y. Bard, 1999).

Dispersi ini membuat gelombang permukaan, terutama Rayleigh, menjadi sumber informasi yang sangat penting dalam teknik eksplorasi non-destruktif, seperti metode mikrotremor, karena memberikan sensitivitas tinggi terhadap perubahan kecepatan V_s dengan kedalaman (Gassenmeier et al., 2016)

1.4.3 Gelombang Rayleigh dan Eliptisitasnya

Gelombang Rayleigh dapat dijelaskan sebagai gelombang permukaan yang merambat pada medium padat yang bersifat elastis, isotropik, dan homogen. Gelombang ini terutama terbatas pada wilayah dekat permukaan, dengan kedalaman efektif sebanding dengan panjang gelombangnya (Rayleigh, 1885)

Gerak partikel dalam medium elastik memenuhi hukum Newton berikut (Aki & Richards, 2009)

$$\rho \partial^2 u / \partial t^2 = \nabla \cdot \sigma \quad (3)$$

Persamaan (1) menyatakan bahwa percepatan partikel sebanding dengan divergensi tegangan internal

Hubungan antara tegangan dan regangan diberikan oleh konstitusi Hooke (Telford et al., 1990);

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} (\nabla \cdot u) + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (4)$$

Dengan σ_{ij} adalah tensor regangan, λ dan μ adalah konstanta Lamé.

Substitusi (4) ke (3) dalam 2D menghasilkan sistem diferensial:

$$\rho \partial^2 u / \partial t^2 = (\lambda + 2\mu) \partial^2 u / \partial x^2 + (\lambda + \mu) \partial^2 v / \partial x \partial z + \mu \partial^2 u / \partial z^2 \quad (5)$$

$$\rho \partial^2 v / \partial t^2 = (\lambda + \mu) \partial^2 u / \partial x \partial z + (\lambda + 2\mu) \partial^2 v / \partial z^2 + \mu \partial^2 v / \partial x^2 \quad (6)$$

Karena sistem ini kompleks, langkah selanjutnya adalah menyederhanakannya melalui dekomposisi potensial.

Untuk menyederhanakan sistem ini digunakan dekomposisi Helmholtz, yaitu memisahkan gerak menjadi fungsi potensial skalar (φ) dan potensial vektor (ψ) (Aki & Richards, 2002)

$$u = \nabla \varphi + \nabla \times (\psi \hat{y}) \quad (7)$$

Dengan φ adalah fungsi potensial skalar untuk gelombang kompresi (P), ψ untuk gelombang geser (S), dan $\hat{y}$ arah tegak lurus bidang $x - z$. Substitusi ke dalam sistem menghasilkan dua persamaan Helmholtz:

$$\nabla^2 \varphi = (1/V_p^2) \partial^2 \varphi / \partial t^2 \quad (8)$$

$$\nabla^2 \psi = (1/V_s^2) \partial^2 \psi / \partial t^2 \quad (9)$$

Karena gelombang Rayleigh bersifat permukaan, solusi diasumsikan merambat secara horizontal dan meluruh secara eksponensial ke bawah:

$$\varphi(x, z, t) = A e^{i(kx - \omega t)} e^{-pz} \quad (10)$$

$$\psi(x, z, t) = B e^{i(kx - \omega t)} e^{-qz}. \quad (11)$$

Dengan,

$$p^2 = k^2 - \omega^2/Vp^2, q^2 = k^2 - \omega^2/Vs^2 \quad (12)$$

Komponen perpindahan dari φ dan ψ adalah:

$$u = \partial\varphi/\partial x - \partial\psi/\partial z \quad (13)$$

$$v = \partial\varphi/\partial z + \partial\psi/\partial x \quad (14)$$

Dengan mensubstitusikan bentuk (10) dan (11) diperoleh:

$$u(x, z, t) = e^{i(kx - \omega t)} [ikA e^{-pz} + qB e^{-qz}] \quad (15)$$

$$v(x, z, t) = e^{i(kx - \omega t)} [-pA e^{-pz} + ikB e^{-qz}] \quad (16)$$

Tegangan dalam medium dinyatakan sebagai:

$$\sigma_{zz} = \lambda(\partial u/\partial x + \partial v/\partial z) + 2\mu(\partial v/\partial z) \quad (17)$$

$$\sigma_{xz} = \mu(\partial u/\partial z + \partial v/\partial x) \quad (18)$$

Dengan menerapkan kondisi batas pada permukaan bebas ($z = 0$), yaitu tidak ada tegangan luar, maka berlaku:

$$\sigma_{zz} = 0 \quad \text{dan} \quad \sigma_{xz} = 0 \quad \text{pada } z = 0 \quad (19)$$

Dengan menggunakan bentuk u dan v dari (15) dan (16), diturunkan komponen-komponen turunan parsial berikut:

$$\partial u/\partial x = ik(ikA + qB) e^{i(kx - \omega t)} \quad (20)$$

$$\partial v/\partial z = (p^2A + ikqB) e^{i(kx - \omega t)} \quad (21)$$

$$\partial u/\partial z = (-pikA - q^2B) e^{i(kx - \omega t)} \quad (22)$$

$$\partial v/\partial x = ik(-pA + ikB) e^{i(kx - \omega t)} \quad (23)$$

Dengan menyubstitusikan (20)–(23) ke dalam (17) dan (18), didapatkan sistem persamaan linier homogen dua variabel (A dan B) yang dapat ditulis dalam bentuk matriks sebagai berikut (Sambridge, 1999):

$$\begin{bmatrix} f_1 & f_2 \\ f_3 & f_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (24)$$

Agar sistem memiliki solusi non-trivial, maka determinan matriks harus nol:

$$\det(M) = f_1 f_4 - f_2 f_3 = 0 \quad (25)$$

Evaluasi determinan sistem (23) dan substitusi ekspresi parameter peluruhan akan menghasilkan bentuk polinomial terhadap rasio kecepatan Rayleigh V_r/v_s terhadap kecepatan geser (Mavko et al., 2009) :

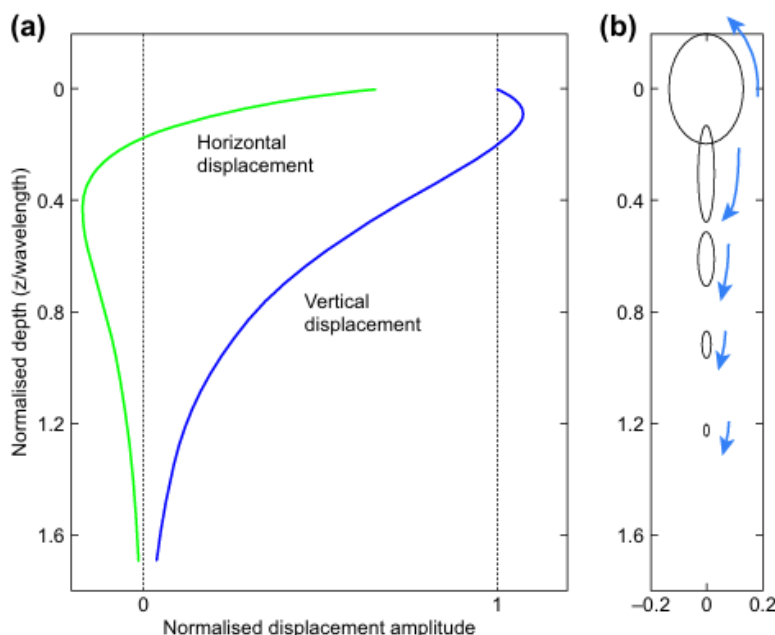
$$\left(\frac{V_R}{V_S}\right)^6 - 8\left(\frac{V_R}{V_S}\right)^4 + 8(3 - 2\beta)\left(\frac{V_R}{V_S}\right)^2 - 16(1 - \beta) = 0 \quad (26)$$

Dengan,

$$\beta = \left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2 \quad (27)$$

Solusi dari persamaan (26) berupa kecepatan Rayleigh (V_R), yang nilainya sedikit lebih kecil dari kecepatan geser (V_S) (Mavko et al., 2009). Solusi ini merepresentasikan gelombang permukaan yang membentuk lintasan elips pada partikel-partikel di permukaan, sebagaimana ditunjukkan dalam bentuk u dan v pada persamaan (15) dan (16). Fenomena ini menjadi dasar dalam pengukuran eliptisitas partikel dan metode mikrotremor H/V. (Nakamura, 1989)

Persamaan gerak yang menggambarkan gelombang longitudinal dan transversal dalam medium isotropik yang tak terbatas akan dimodifikasi untuk memperoleh persamaan yang mendeskripsikan perpindahan gelombang permukaan yang merambat pada setengah ruang. Efek rotasi dan dilatasi akan dipisahkan, sementara bilangan gelombang Rayleigh didefinisikan berdasarkan bilangan gelombang longitudinal dan transversal (Gedge & Hill, 2012).



Gambar 4. Perpindahan vertikal dan radial Rayleigh yang dinormalisasi sebagai fungsi kedalaman (dinormalisasi berdasarkan panjang gelombang yang dipertimbangkan): (a) perpindahan individu dari komponen vertikal dan radial dan (b) gerakan elips yang dihasilkan dari komposisi gerakan vertikal dan radial (Gedde & Hill, 2012).

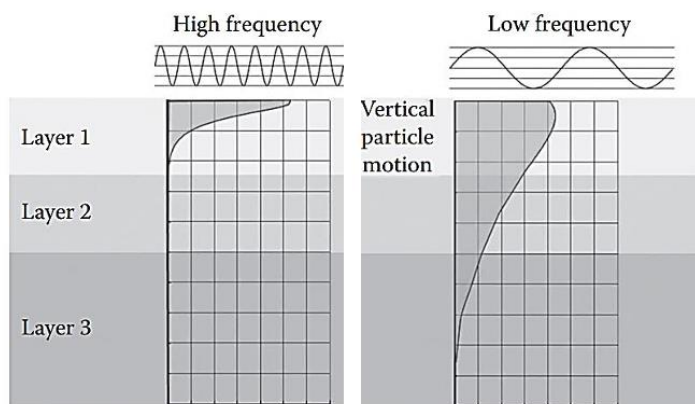
Nilai eliptisitas bersifat frekuensi-dependen dan mengandung informasi tentang distribusi kecepatan V_s terhadap kedalaman. Hal ini memungkinkan analisis eliptisitas digunakan untuk menyusun kurva teoritis dari model awal bawah permukaan yang kemudian dibandingkan dengan kurva hasil observasi mikrotremor dalam proses inversi struktur V_s (Wathelet et al., 2004)

Dalam konteks mikrotremor, gelombang Rayleigh mendominasi sinyal ambient noise dan menghasilkan spektrum waktu-frekuensi yang mencerminkan variasi eliptisitas secara alami (Arai & Tokimatsu, 2005). Oleh karena itu, estimasi eliptisitas digunakan dalam metode *Horizontal-to-Vertical Time-Frequency Analysis* (HVTFA) untuk mengekstrak informasi struktur bawah permukaan secara pasif dan non-destruktif.

1.4.4 Mikrotremor dan *Horizontal-to-Vertical Time Frequency Analysis* (HVTFA)

Mikrotremor merupakan getaran seismik alami dengan amplitudo yang relatif kecil, yang dihasilkan oleh berbagai sumber acak di dekat permukaan bumi. Gelombang ini dipantulkan dan tersebar oleh lapisan tanah atau batuan di bawah permukaan (Sánchez-Sesma et al., 2011). Sumber mikrotremor dapat dibedakan menjadi dua

kategori utama: (1) sumber alami seperti angin, ombak, atau turbulensi atmosfer; dan (2) sumber antropogenik seperti lalu lintas kendaraan, mesin industri, dan aktivitas manusia lainnya (Bonnefoy-Claudet et al., 2008).



Gambar 5. Dispersi geometris gelombang permukaan pada medium berlapis (Foti et al., 2015)

Energi mikrotremor tersebar dalam spektrum frekuensi yang luas, namun umumnya berada dalam rentang 0,1 hingga 20 Hz, tergantung pada karakteristik sumber dan struktur bawah permukaan (Foti et al., 2018). Data mikrotremor direkam dalam bentuk ambient noise, yaitu sinyal seismik kontinu yang terekam di permukaan tanpa memerlukan sumber gelombang buatan. Ambient noise terdiri dari superposisi berbagai jenis gelombang seismik, namun pada umumnya didominasi oleh gelombang Rayleigh dalam kondisi lapisan horizontal isotropik (Wathelet, 2005). Dominasi ini menjadikan ambient noise sebagai bahan utama untuk analisis eliptisitas dan estimasi profil kecepatan gelombang geser (V_s) dengan metode pasif (Tuan, 2009).

Spektrum mikrotremor mencerminkan resonansi lokal akibat interaksi antara gelombang Rayleigh dengan struktur bawah permukaan. Resonansi ini sering kali muncul sebagai puncak pada spektrum H/V (Horizontal-to-Vertical), yang berkaitan erat dengan ketebalan dan kecepatan V_s lapisan atas (Nakamura, 1989). Oleh karena itu, mikrotremor digunakan dalam berbagai metode seperti HVSr, SPAC, dan HVTFA untuk estimasi struktur bawah permukaan secara pasif (Bonnefoy-Claudet et al., 2008).

Metode H/V klasik yang diperkenalkan oleh Nakamura (1989) menghitung perbandingan antara spektrum horizontal dan vertikal dari getaran ambient yang direkam menggunakan satu sensor seismik tiga komponen. Nilai rasio tersebut

diperoleh dari amplitudo komponen timur–barat dan utara–selatan yang kemudian dibagi dengan amplitudo komponen vertikal.

$$H/V(f) = \sqrt{\frac{|E(f)|^2 + |N(f)|^2}{\sqrt{2}|Z(f)|^2}} \quad (28)$$

Dimana $E(f)$, $N(f)$, dan $Z(f)$ adalah spektrum dari perpindahan sensor timur-barat, utara-selatan, dan vertikal Gelombang Rayleigh maupun gelombang Love berkontribusi pada spektrum H/V (Bonnefoy-Claudet et al., 2008)

Dalam penelitian Fäh et al., (2001) menunjukkan bahwa penerapan HVTFA dapat mengurangi pengaruh gelombang SH dengan mengidentifikasi gelombang P-SV dari sinyal dan menghitung rasio spektral dari gelombang-gelombang tersebut. Komponen vertikal dianggap sebagai pemicu dan diasumsikan bahwa kedatangan gelombang yang paling energetik sesuai dengan gelombang Rayleigh. Kemudian, Fäh et al. (2009) mengusulkan untuk menerapkan transformasi wavelet kontinu (CWT) menggunakan wavelet Morlet yang dimodifikasi dalam analisis frekuensi waktu untuk mendeteksi gelombang Rayleigh murni.

HVTFA dirancang untuk mengeksplorasi eliptisitas gelombang Rayleigh, yaitu perbandingan amplitudo gerakan horizontal dan vertikal partikel dalam medium elastis. Eliptisitas tersebut bergantung pada frekuensi, sehingga kurva H/V yang dihasilkan dari HVTFA mengandung informasi baik tentang mode fundamental maupun mode lebih tinggi dari gelombang Rayleigh (Tuan, 2009).

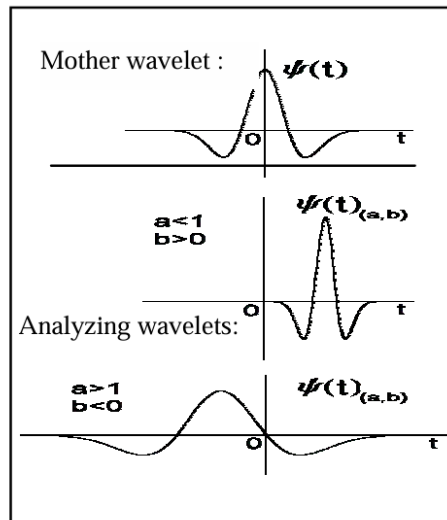
Secara matematis, HVTFA memanfaatkan koefisien CWT dari masing-masing komponen seismik. *Continuous Wavelet Transform* (CWT) dari suatu fungsi nyata $x(t)$ dengan kaitannya terhadap wavelet analisis didefinisikan sebagai

$$CWT_{\{x\}(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^x\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (29)$$

dengan a adalah skala (berhubungan dengan frekuensi), b adalah translasi waktu, dan $\psi(t)$ adalah *mother wavelet*.

$$\left\{ \psi(t)_{(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right), \text{ where } a, b \in \mathbb{R}, a \neq 0 \right\} \quad (30)$$

Wavelet analisis diperoleh dengan memperluas dan menerjemahkan wavelet induk, sehingga terbentuk sekumpulan wavelet analisis (Gambar). Lebar masing-masing wavelet dalam domain waktu atau spektral berbanding lurus dengan parameter a . Sekumpulan fungsi semacam ini disebut keluarga wavelet, atau lebih ringkas disebut wavelet (Fäh et al., 2009.).



Gambar 6. Mother wavelet and Analyzing wavelet (Fäh et al., 2009.).

Analisis dilakukan dengan cara menyusun distribusi statistik dari rasio H/V pada setiap frekuensi. Distribusi ini umumnya divisualisasikan dalam bentuk histogram densitas yang menggambarkan sebaran nilai H/V, sedangkan kurva eliptisitas diperoleh dari puncak distribusi tersebut (ridge). Dengan pendekatan ini, estimasi eliptisitas gelombang Rayleigh menjadi lebih stabil dan konsisten terhadap pengaruh noise dibandingkan metode HVSR konvensional (Fäh et al., 2001)

Dengan demikian, HVTFA menyediakan dasar teoretis yang kuat untuk mengekstraksi karakteristik gelombang Rayleigh dari data mikrotremor. Kurva eliptisitas yang diperoleh dapat digunakan secara langsung sebagai masukan dalam proses inversi guna memperkirakan model kecepatan gelombang geser bawah permukaan (Wathelet, 2005)

1.4.5 Inversi Kurva Eliptisitas Gelombang Rayleigh

Inversi kurva eliptisitas merupakan proses untuk memperoleh model struktur kecepatan gelombang geser (V_s) bawah permukaan dari bentuk kurva eliptisitas gelombang Rayleigh yang diperoleh dari data mikrotremor. Metode ini berangkat dari konsep bahwa gelombang Rayleigh dalam media berlapis menunjukkan perilaku dispersi, di mana kecepatan propagasinya bergantung pada frekuensi dan sifat elastik medium (Tuan, 2009)

Dalam inversi gelombang permukaan, parameter utama yang digunakan meliputi kecepatan gelombang S, kecepatan gelombang P, densitas, dan ketebalan setiap lapisan. Mirip dengan metode pencarian langsung lainnya, algoritma Neighborhood (NA) menghasilkan sampel pseudo-acak di mana setiap sampel

mewakili satu set parameter yang membentuk sebuah model tanah dalam ruang parameter. Untuk semua model ini, kurva dispersi kemudian dihitung melalui *Forward Modelling*. (Wathelet et al., 2004)

Karena sifat non-linier dan ambiguitas multisolusi, proses inversi sering diselesaikan menggunakan algoritma optimisasi stokastik. Salah satu algoritma yang banyak digunakan adalah Neighborhood Algorithm (NA), yang melakukan sampling ruang model berdasarkan probabilitas rendahnya misfit dan pencarian lokal adaptif (Sambridge, 1999). Setelah kurva dispersi teoritis dihitung berdasarkan parameter acak yang dihasilkan oleh algoritma Neighborhood, langkah berikutnya adalah mengevaluasi nilai kesalahan. Jika kurva data dilengkapi dengan perkiraan ketidakpastian, besarnya kesalahan dapat dinyatakan dalam misfit:

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=0}^{n_F} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \quad (31)$$

dengan x_{di} adalah kecepatan dari kurva data pada frekuensi f_i , x_{ci} adalah kecepatan kurva yang dihitung pada frekuensi yang sama, σ_i merepresentasikan ketidakpastian sampel pada frekuensi tersebut, dan n_F adalah jumlah total sampel frekuensi yang digunakan. (Wathelet et al., 2004)

Inversi dengan NA tidak memberikan satu model tunggal, tetapi himpunan model yang baik (ensemble), dari mana statistik posterior (seperti model rata-rata, varians, atau model terbaik) dapat ditentukan. Pendekatan ini memberikan gambaran ketidakpastian yang lebih realistis dalam interpretasi hasil (Wathelet, 2005)

Dalam konteks penelitian ini, kurva eliptisitas hasil HVTFA digunakan sebagai data observasi, dan proses inversi dilakukan untuk mencari model Vs yang menghasilkan kurva eliptisitas teoritis paling sesuai. Dengan demikian, metode inversi ini menjadi kunci dalam menghubungkan data mikrotremor dengan informasi struktur geologi bawah permukaan.

1.4.6 Parameter Fisis Bawah Permukaan

Karakteristik fisis batuan bawah permukaan, seperti kecepatan gelombang geser (V_s), kecepatan gelombang kompresi (V_p), densitas (ρ), rasio Poisson (ν), dan impedansi akustik (Z), merupakan parameter fundamental dalam analisis geofisika. Parameter-parameter ini tidak hanya menentukan propagasi gelombang elastik, tetapi juga berperan penting dalam interpretasi litologi dan struktur geologi bawah permukaan (Sheriff & Geldart, 1995)

Kecepatan Gelombang Geser dan Kompresi (V_s dan V_p)

V_s adalah kecepatan rambat gelombang geser yang dipengaruhi oleh modulus geser (G) dan densitas medium. Dalam medium elastik isotropik, V_s dirumuskan dalam persamaan(2). Kecepatan V_s merupakan parameter utama dalam

analisis gelombang Rayleigh karena dominasi gerakan vertikal-horisontalnya. Variasi vertikal V_s terhadap kedalaman mencerminkan perubahan litologi dan konsolidasi lapisan, sehingga menjadi target utama dalam metode inversi mikrotremor (Foti et al., 2018)

V_p menunjukkan kecepatan rambat gelombang longitudinal atau kompresi dan bergantung pada modulus bulk dan modulus geser, serta densitas. Dapat di lihat di persamaan (2). Meskipun inversi berbasis gelombang Rayleigh lebih sensitif terhadap V_s , nilai V_p juga dapat digunakan untuk mengevaluasi rasio Poisson, serta memperkirakan jenis batuan bila dibandingkan dengan V_s dan ρ (Castagna et al., 1985).

Densitas (ρ)

Densitas batuan menentukan massa per satuan volume dan secara langsung mempengaruhi kecepatan gelombang dan energi propagasi. Nilai densitas bervariasi sesuai litologi, porositas, dan kadar fluida (Mavko et al., 2009)

Rasio Poisson (ν)

Rasio Poisson menyatakan hubungan antara regangan lateral dan regangan aksial suatu material elastik. Dalam konteks parameter elastik, rumusnya adalah:

$$\nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad (32)$$

Nilai rasio Poisson dapat digunakan sebagai indikator litologi. Nilai ν yang tinggi (mendekati 0,5) menunjukkan batuan jenuh air atau lempung, sementara nilai rendah ($<0,3$) mengindikasikan batuan keras seperti basalt atau granit (Brocher, 2005)

Impedansi Akustik (Z)

Impedansi akustik (Z atau P-impedance) didefinisikan sebagai hasil perkalian antara kecepatan gelombang P (V_p) dengan densitas batuan (ρ). Parameter ini mencerminkan “resistensi” medium terhadap perambatan gelombang seismik atau akustik. Dalam konteks gelombang seismik elastik, termasuk gelombang P dan S, dikenal juga konsep impedansi elastis (EI) yang memperhitungkan arah getaran. Apabila rasio Poisson diketahui, kecepatan gelombang S dapat diturunkan dari kecepatan gelombang P. Oleh karena itu, dalam model yang lebih sederhana, penggunaan impedansi akustik berdasarkan kecepatan gelombang P lebih umum diterapkan.

$$Z = \rho V \quad (33)$$

Dengan Z adalah Akustik impedance, ρ adalah densitas, dan V adalah kecepatan Gelombang (Tao et al., 2023). Oleh karena itu, dalam model yang lebih sederhana, penggunaan impedansi akustik berdasarkan kecepatan gelombang P lebih umum diterapkan.

1.4.7 Klasifikasi Litologi Berdasarkan Parameter Elastik

Interpretasi litologi bawah permukaan dalam geofisika seismik dapat dilakukan dengan menghubungkan sifat elastik batuan, seperti kecepatan gelombang primer (V_p), kecepatan gelombang sekunder (V_s), dan densitas (ρ), dengan kondisi geologi. Dua pendekatan penting dalam hal ini adalah penggunaan *Rock Physics Template (RPT)* (Avseth et al., 2005) dan relasi empiris antara parameter elastik (Brocher, 2005). Setiap jenis litologi memiliki kombinasi unik dari parameter-parameter ini yang mencerminkan sifat mineralogi, porositas, dan saturasi fluida dalam batuan (Mavko et al., 2009)

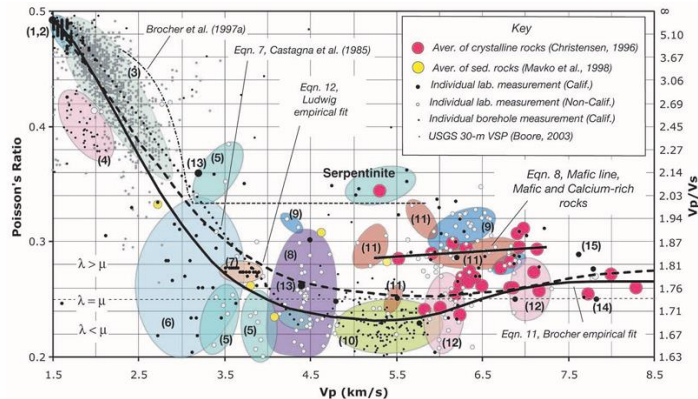
Setiap jenis batuan memiliki rentang karakteristik elastik yang khas. Misalnya, batuan sedimen seperti lempung dan batupasir umumnya memiliki kecepatan V_s rendah (< 1000 m/s), densitas sedang, dan rasio Poisson yang tinggi ($> 0,4$) akibat kandungan air pori yang tinggi dan struktur lempung yang plastis (Mavko et al., 2009). Sebaliknya, batuan beku dan metamorf seperti granit dan basalt menunjukkan nilai $V_s > 2000$ m/s, densitas tinggi (> 2600 kg/m³), dan rasio Poisson lebih rendah ($< 0,3$), mencerminkan kekompakan dan rigiditas yang tinggi (Brocher, 2005)

Dalam studi empiris oleh (Mavko et al., 2009), batuan sedimen seperti shale, sandstone, dan limestone menunjukkan tren karakteristik dalam ruang parameter AI vs V_p/V_s maupun AI vs ν . Misalnya, shale umumnya memiliki V_p/V_s tinggi (> 2.5), AI rendah, dan ν mendekati $0.3-0.4$; sedangkan sandstone kering memiliki AI yang lebih tinggi dan V_p/V_s yang lebih rendah.

Pendekatan klasifikasi ini sering direpresentasikan melalui *Rock Physics Template (RPT)*, yakni model visual berbasis crossplot antar parameter fisis yang memungkinkan pemisahan litologi berdasarkan pola distribusi nilai-nilai parameter tersebut. *RPT* didesain berdasarkan model elastik (Gassmann, Voigt-Reuss-Hill, dsb.) dan kemudian dikalibrasi dengan data lapangan seperti log sumur atau hasil inversi seismik (Avseth et al., 2005).

Misalnya, crossplot AI vs ν digunakan oleh Avseth & Odegaard, (2004) untuk membedakan zona shale, sandstone, dan karbonat dalam reservoir Laut Utara. Mereka menunjukkan bahwa perubahan jenis batuan (misalnya dari shale ke sandstone) tercermin sebagai pergeseran nilai AI dan ν dalam bidang dua dimensi, yang memungkinkan identifikasi litologi bahkan sebelum data sumur tersedia.

Crossplot merupakan teknik visualisasi dua atau lebih parameter fisis batuan dalam ruang kartesian untuk mengidentifikasi tren, kluster, atau batas klasifikasi litologi tertentu. Dalam geofisika batuan, teknik ini sangat populer karena dapat menghubungkan parameter hasil inversi seismik (seperti kecepatan gelombang, densitas, dan impedansi) dengan karakter litologi batuan yang berbeda (Mavko et al., 2009)



Gambar 7. Rasio Poisson sebagai fungsi V_p untuk litologi umum. Ellips berwarna menyoroti pengukuran yang dilaporkan oleh satu referensi. Garis putus-putus horizontal yang lebih tipis menunjukkan rasio Poisson $0,25$ (V_p/V_s $1,73$) yang umumnya diasumsikan untuk kerak ketika konstanta Lamé pertama, λ , sama dengan modulus geser, μ (Brocher, 2005)

Brocher (2005) menyajikan hubungan empiris antara V_p , V_s , dan densitas berdasarkan kompilasi data laboratorium dan lapangan dari kerak bumi. Persamaan ini memberikan cara untuk memperkirakan parameter elastik ketika data tidak lengkap. Contoh persamaan dari Brocher :

$$V_s = 0.7858V_p - 1.2344 \quad (V_p \text{ dalam km/s}, V_s \text{ dalam km/s})$$

$$\rho = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5$$

$$(V_p \text{ dalam km/s}, \rho \text{ dalam g/cm}^3)$$

Relasi ini memungkinkan pengisian parameter yang hilang untuk membangun template rock physics atau model elastik, khususnya di daerah dengan keterbatasan data sumur. Dengan demikian, klasifikasi litologi dapat dilakukan tidak hanya dari data langsung, tetapi juga melalui estimasi berbasis hubungan empiris.

Dengan menggabungkan pendekatan *RPT* (P. Avseth & Bachrac, 2005) dan persamaan empiris (Brocher, 2005), interpretasi litologi menjadi lebih robust. *RPT* menyediakan kerangka visual dan konseptual untuk membedakan litologi, sementara relasi empiris memberikan basis kuantitatif untuk mengestimasi parameter elastik yang tidak tersedia. Berikut adalah beberapa parameter fisik batuan dari berbagai sumber:

Tabel 1. Parameter Fisik Batuan dari berbagai Sumber

<i>Litologi</i>	<i>Vp_ min</i>	<i>Vp_ max</i>	<i>Vs_ min</i>	<i>Vs_ max</i>	<i>ρ_m in</i>	<i>ρ_m ax</i>	<i>Sumber</i>
Gabbro	5980	6870	3250	3910	2800	3100	Mavko et al. (2009); (Sheriff & Geldart, 1995)
Granite	4180	5860	2610	3310	2500	2800	Mavko et al. (2009); Schön (2015)
Basalt	4550	6150	2380	3370	2400	3200	Mavko et al. (2009); (Ludwig et al., 1973)
Gneiss	2520	4900	2010	2920	2500	2900	Schön (2015); (Carmichael, 2017)
Quartzite	3330	6440	1800	3330	2580	2660	Mavko et al. (2009); Schön (2015)
Anhydrite	6040	6100	3440	3480	2930	2960	Schön (2015)
Dolomite	3500	6500	2300	3350	2400	2860	Mavko et al. (2009); Schön (2015)
Limestone	3710	6310	2010	3710	2300	2710	Mavko et al. (2009); Schön (2015)
Sandstone	2710	5610	1200	2710	2000	2700	(Mavko et al., 2009); (Castagna et al., 1985);
Shale	2010	5010	1000	2010	2300	2750	(Castagna et al., 1985); (Mavko et al., 2009)
Vegetal Soil	300	700	100	300	1700	2400	Revil & Cathles (1999);
Clay (water saturated)	1900	2360	100	400	1500	2200	(Mavko et al., 2009); Schön (2015)
Clay (dry)	400	1000	150	1000	1200	1500	(Schön, 2015)
Sands (water saturated)	1500	2000	400	600	1900	2100	(Mavko et al., 2009) (Castagna et al., 1985)

Sands (dry)	310	2010	100	310	1500	2200	Schön (2015);
Gravel (water saturated)	2100	2700	250	680	1500	2300	Mavko et al. (2009)
Gravel (dry)	450	800	280	500	1400	2100	Schön (2015)

BAB II

METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi dan Waktu Penelitian

Daerah penelitian berada di Kota Palu, Provinsi Sulawesi Tengah yang terletak di $119^{\circ}50'2.4''$ LU dan $0^{\circ}54'33.37''$ BT. Lokasi penelitian berada di Kelurahan Balaroa, yang merupakan daerah relokasi penduduk korban likuifaksi.



Gambar 8. 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) sebagai berikut.

- a. Perangkat Keras (hardware)
 1. Digital Portable Seismograph tipe Q8
 2. MBB-2 (Miniature BroadBand Seismometer)
 3. Aki
 4. Global Positioning System (GPS) yang terhubung dengan digitizer

5. Global Positioning System (GPS) tipe Garmin
6. Kompas 10
7. Laptop
8. Payung
9. Lembar catatan akusisis data mikrotremor
- b. Perangkat Lunak (software)
 1. Q8
 2. Geopsy 3.4 dan Geopsy 3.2
 3. ArcGIS 10.8
 4. Microsoft Office 2019
 5. Python 3.9.13

2.2.2 Bahan

Bahan Bahan yang digunakan dalam penelitian ini yaitu sebagai berikut.

1. Data primer berupa data mikrotremor sebanyak 2 titik di area Balaroa. Pengukuran dilakukan dengan durasi 80 menit.
2. Data sekunder berupa data mkrotremor dekat dengan daerah lokasi penelitian.

2.3 Prosedur Penelitian

Prosedur kerja dalam penelitian ini dibagi menjadi beberapa tahapan yaitu tahap persiapan, tahap pengumpulan data, tahap pengolahan data, dan tahap interpretasi data.

2.3.1 Tahap Persiapan

Tahap persiapan meliputi studi literatur yang dilakukan untuk memahami teori yang mendukung penelitian ini dengan membaca berbagai referensi, penentuan titik pengukuran serta software pengolahan data yang akan digunakan.

2.3.2 Tahap Pengumpulan data

Pengumpulan data dilakukan dengan melakukan pengukuran di lapangan (Data Primer). Jumlah titik yang digunakan yaitu sebanyak 3 titik yang tersebar di area penelitian. Data yang didapatkan tercatat pada 3 komponen seismogram, yaitu dua komponen horisontal (North – South dan East-West) dan satu komponen vertikal (Up – Down). Dalam melakukan pengukuran penting memperhatikan kondisi lingkungan sekitar untuk menghindari adanya gangguan dari aktivitas manusia maupun yang berasal dari alam. Dilakukan pengambilan data selama 80 menit setiap titik, dan format file yang didapatkan yaitu dalam bentuk format trace. Dari hasil pengukuran di lapangan didapatkan data getaran tanah dalam fungsi waktu (time domain).

2.3.3 Tahap Pengolahan Data

Pengolahan data mikrotremor dalam penelitian ini dimulai dengan Pra-pemrosesan sinyal mikrotremor, analisis elipsitas gelombang reyleigh dan Proses Inversi Elipsitas

2.3.3.1 Pra-pemrosesan Sinyal Mikrotremor

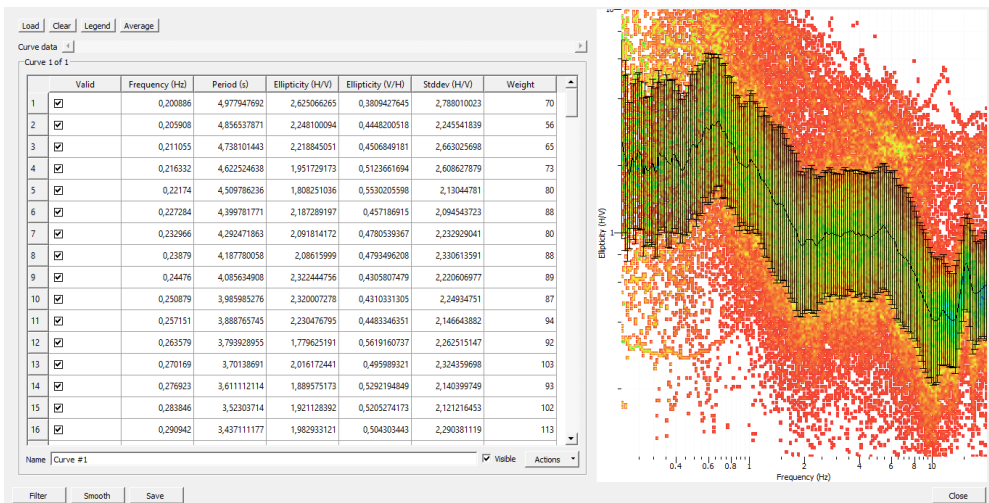
Visualisasi sinyal dilakukan menggunakan antarmuka utama Geopsy untuk mengamati kestasioneran dan pola amplitudo tiap komponen (East, North, dan Vertical). Data kemudian dipotong menjadi beberapa jendela waktu pendek (~30 detik) guna memungkinkan seleksi segmen yang mewakili kondisi ambient noise stabil dan mendominasi oleh gelombang Rayleigh. Hanya segmen berkualitas tinggi yang dilanjutkan ke tahap berikutnya.

2.3.3.2 Analisis Eliptisitas Gelombang Rayleigh (HVTFA)

Segmentasi sinyal yang lolos seleksi kemudian dianalisis menggunakan metode HFTVA dengan perangkat lunak Geopsy HVTFA. Berbeda dari HVSR konvensional, HFTVA hanya mempertimbangkan rasio amplitudo dari gerak partikel gelombang Rayleigh dan merepresentasikan eliptisitasnya terhadap frekuensi. Hasil dari proses ini berupa kurva eliptisitas observasi (observed ellipticity curve) yang menggambarkan rasio H/V pada domain frekuensi secara spektral. Kurva ini penting karena memiliki sensitivitas terhadap perubahan kecepatan Vs dan kontras impedansi antar lapisan bawah permukaan.

Eliptisitas Rayleigh dihitung menggunakan Modul Analisis Waktu-Frekuensi (TFA) dari Geopsy dan file keluaran ini dalam format .max. Parameter wavelet dihitung dalam rentang frekuensi 0.1 - 10 Hz. Untuk mendapatkan struktur bawah permukaan yang dangkal dari inversi elipsitas Rayleigh, digunakan Algoritma Neighbourhood yang diimplementasikan dalam Geopsy

Kurva eliptisitas hasil dari HFTVA kemudian dikonversi menjadi format numerik (.hv file) menggunakan perangkat Max2Curve. Proses ini mengemas data frekuensi dan nilai H/V agar dapat digunakan oleh perangkat inversi seperti Dinver. Hasil dari proses ini adalah data numerik observasi (frekuensi vs rasio eliptisitas) yang siap digunakan dengan kurva teoritis dari model bawah permukaan.



Gambar 9. Kurva Eliptisitas Rayleigh yang diperoleh dari Modul HVTFa dapat dilihat dalam *Package Max2curve*, dan output file ini berformat *.hv*.

2.3.3.3 Inversi Elipsitas Gelombang Reyleigh

Data eliptisitas observasi dimasukkan ke perangkat lunak **Dinver** untuk dilakukan proses inversi. Inversi dilakukan dengan pendekatan Neighborhood Algorithm (NA) yang mengeksplorasi ruang parameter untuk mencari model Vs yang menghasilkan kurva eliptisitas teoritis paling sesuai (best fit) dengan observasi.



Gambar 10. Kurva eliptisitas Rayleigh yang siap untuk diinvertasikan dalam Dinver.

Pada proses inversi ditentukan ruang solusi awal (Prior) yang merepresentasikan kemungkinan nilai parameter fisis bawah permukaan sebelum

mempertimbangkan data observasi. Prior ditetapkan berdasarkan informasi umum geologi dan batas fisik yang wajar untuk zona penelitian di wilayah palu. Nilai kecepatan gelombang geser (V_s) diberikan rentang antara 80 m/s hingga 4500 m/s secara logaritmik untuk mengakomodasi lapisan sedimen lunak sampai batuan keras dengan ketebalan lapisan di perkirakan setiap lapisan diberi batas minimum dan maksimum hingga lapisan 13. Parameter lain seperti V_p , densitas, dan rasio poisson tidak diberi prior independen, karena dalam konfigurasi model ini, parameter tersebut dihitung otomatis dari v_s melalui relasi internal dinver. Berikut gambar penentuan parameter dalam inversi gelombang reyleigh:

Add	Compression-wave velocity (m/s)	Add	Poisson's Ratio	Add	Shear-wave velocity (m/s)	Add	Density (kg/m3)
Del	Uniform	Del	Uniform	Del	Uniform	Del	Uniform
	Vp0: 115 to 279 m/s		Nu0: 0.0311 to 0.49958		Vs0: 80 to 600 m/s		Rho0: 1930 kg/m3
	Vp0 < Vp1		Nu0 > Nu1		Vs0 < Vs1		Rho0 < Rho1
	Vp1: 123 to 281 m/s		Nu1: 0.042958 to 0.49954		Vs1: 85 to 615 m/s		Rho1: 1930 kg/m3
	Vp1 < Vp2		Nu1 > Nu2		Vs1 < Vs2		Rho1 < Rho2
	Vp2: 157 to 288 m/s		Nu2: 0.095388 to 0.49933		Vs2: 105 to 660 m/s		Rho2: 1950 kg/m3
	Vp2 < Vp3		Nu2 > Nu3		Vs2 < Vs3		Rho2 < Rho3
	Vp3: 223 to 299 m/s		Nu3: 0.132788 to 0.49882		Vs3: 145 to 740 m/s		Rho3: 1980 kg/m3
	Vp3 < Vp4		Nu3 > Nu4		Vs3 < Vs4		Rho3 < Rho4
	Vp4: 329 to 316 m/s		Nu4: 0.156238 to 0.49775		Vs4: 210 to 860 m/s		Rho4: 2030 kg/m3
	Vp4 < Vp5		Nu4 > Nu5		Vs4 < Vs5		Rho4 < Rho5
	Vp5: 488 to 339 m/s		Nu5: 0.161738 to 0.49580		Vs5: 310 to 1039 m/s		Rho5: 2090 kg/m3
	Vp5 < Vp6		Nu5 > Nu6				

Gambar 11. Parameter input Inversi Geopsy

Model bawah permukaan yang dihasilkan memuat parameter seperti:

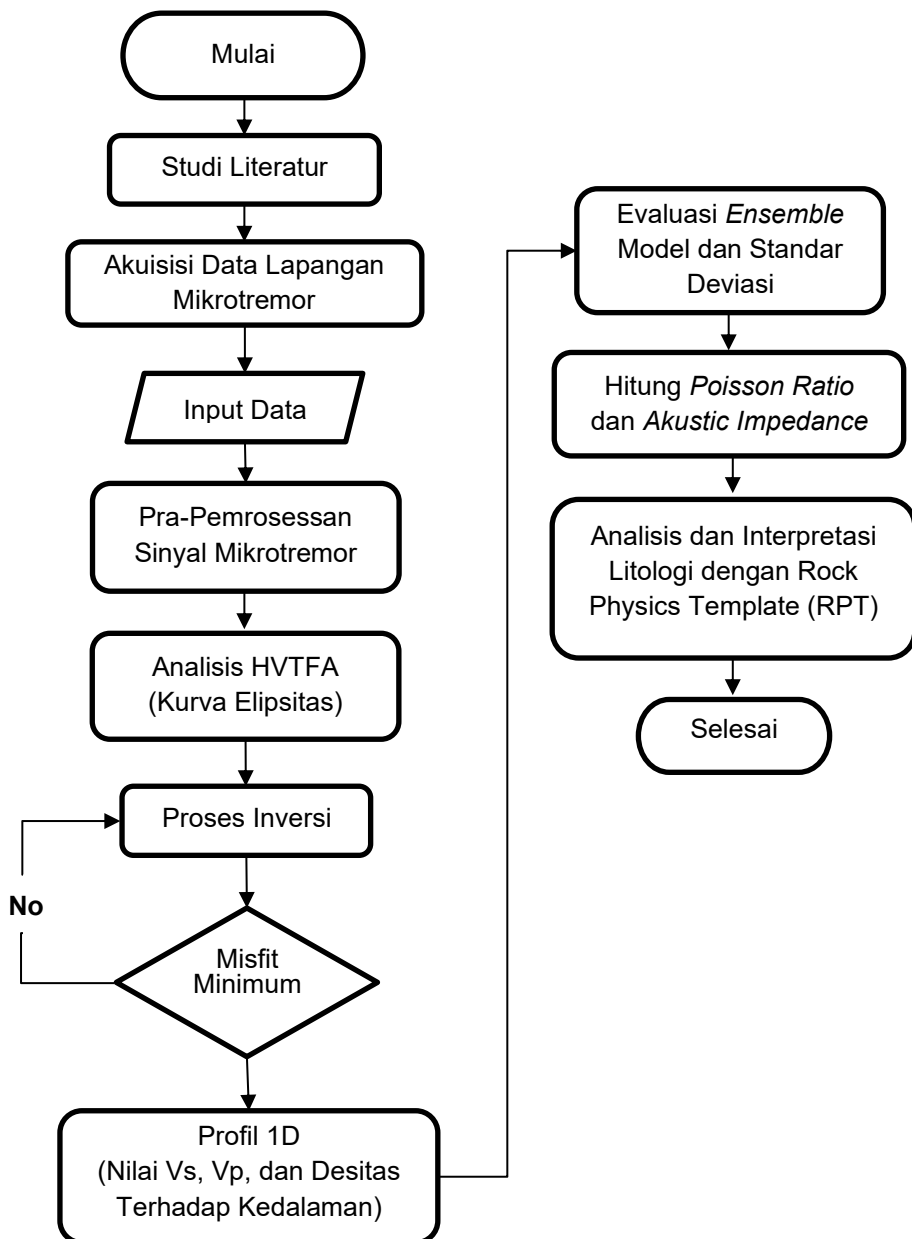
1. Kecepatan gelombang geser (V_s)
2. Kecepatan gelombang kompresi (V_p)
3. Densitas
4. Ketebalan tiap lapisan

Model V_s ini merupakan hasil terbaik berdasarkan kesesuaian antara kurva eliptisitas teoritis dan observasi, dengan mempertimbangkan kesalahan RMS atau misfit. Nilai dari data hasil inversi kemudian di olah menggunakan metode *Ensemble Uncertainty* untuk mengukur ketidakpastian model *inversi non-linear* untuk divalidasi dengan data petrofisika untuk memastikan akurasi model bawah permukaan yang dihasilkan. Selain itu, analisis impedansi akustik dan Poisson's ratio dilakukan untuk memahami karakteristik litologi bawah permukaan. Impedansi akustik dihitung dengan menggunakan hubungan antara kecepatan gelombang dan densitas batuan, yang memberikan indikasi tentang jenis material di bawah permukaan. Sementara itu, Poisson's ratio membantu dalam mengidentifikasi perbedaan antara lapisan batuan berdasarkan elastisitasnya, yang berkontribusi dalam interpretasi kondisi geologi di lokasi penelitian.

2.3.4 Tahap Interpretasi Data

Interpretasi hasil pengolahan data mikrotremor pada penelitian ini dilakukan dengan analisis pada *Rock Physics Template* (RPT) untuk memetakan hasil V_s , V_p , dan densitas ke dalam litologi. Kemudian mengidentifikasi Litologi dan batuan dasar (*Bedrock*). Selain itu, Menentukan batas lapisan berdasarkan hasil inversi dan validasinya dengan nilai *Acustik Impedance* dan *Poisson's Ratio* sebagai validasi mengenai litologi bawah permukaan.

2.4 Bagan Alir Penelitian



Gambar 12. Bagan Alir