



JURNAL GEOSAINS TERAPAN

VOLUME 7 NO. 1 | FEBRUARI 2024 | DEPARTEMEN GEOSAINS FMIPA UI

MUHAMMAD BISRI MUSTOFA, ADITYA AWALLUDIEN WICAHYANTO, FIRDA MAHFUZIAHAQ, SUPRIYANTO

1—13 Microstructure Influence on Rock Electrical Properties: Integration of Laboratory and Numerical Methods

NOZZEL SEAGAL SIMANJUNTAK, URWATUL WUSQA, REZA SYAHPUTRA

14—29 Identifikasi Zona Potensi Air Tanah Menggunakan Metode Sistem Informasi Geografis (SIG) dan Analytical *Hierarchical Process* (AHP) di Cekungan Air Tanah (CAT) Sumbawa Besar, Provinsi Nusa Tenggara Barat

FIRLI RAHMADIAN, ASRI OKTAVIONI INDRASWARI, URWATUL WUSQA

30—42 Korelasi Nilai *Standard Penetration Test* (SPT) dan *Cone Penetration Test with Pore Pressure Measurement* (CPTu) untuk Estimasi Daya Dukung Tanah di Kota Batam, Kepulauan Riau

MOHAMMAD FAISAL RIZAL, REZA SYAHPUTRA, DAN URWATUL WUSQA

43—53 Pemodelan Zona Kerentanan Fenomena Gerakan Tanah di Wilayah Kecamatan Bayah dan Sekitarnya Menggunakan Data Fenomena Gerakan Tanah Berbasis Titik

FARRASTHA HADY, ANNE MEYLANI MAGDALENA SIRAIT, SUPRIYADI, SUAIDI AHADI

54—67 Analisis Geometri Segmen Sianok Berdasarkan Hasil Relokasi Gempabumi

Microstructure Influence on Rock Electrical Properties: Integration of Laboratory and Numerical Methods

Muhammad Bisri Mustofa^{1,*}, Aditya Awalludien Wicahyanto¹, Firda Mahfuziahq¹, Supriyanto¹

¹ Geosciences Department, FMIPA, Universitas Indonesia

*Corresponding author: bisrimustofa.bm@gmail.com

Abstract

The electrical properties of rocks are widely used in characterizing reservoir rocks due to their ability to identify porosity, fluid types, and saturation levels. This study aims to determine the effect of microstructure on the electrical properties of Ngrayong Formation rocks through laboratory measurements and numerical calculations. Twelve samples from three-grain size categories were prepared for resistivity measurements under partially and fully brine-saturated conditions using a 6% NaCl solution. Scanning results of the three categories revealed that grain size influences the microstructure of rocks, including the distribution of grain size and pore size. The estimated electrical properties show that at low saturation, microstructure significantly affects the resistivity response, as indicated by porosity values ranging from 34% to 48%. Conversely, at high saturation, variations in microstructure tend to result in uniform resistivity, indicating minor microstructural influence on high-saturation electrical property estimations. Additionally, Archie parameters were determined with ranges of 2.1-3.4 for the cementation exponent and 1.2-2.4 for the saturation exponent. A strong correlation was also observed between laboratory measurements and numerical calculations for all porosity ranges, especially for samples with small grain sizes for all porosity ranges. This study provides a deeper understanding of the electrical properties of rocks as a function of their microstructure, which can serve as a base for interpreting electrical data from Routine/Special Core Analysis, resistivity log data, or field resistivity data in Applied Geophysics.

Keywords: Electrical Resistivity, Ngrayong Formation, Laboratory Measurements, Numerical Calculation

1. Introduction

Geophysical surveys provide spatial subsurface information without causing damage. One such method uses the electrical properties of rocks to assess geological features and map structures (Zhou & Zhang, 2020). The sensitivity of geological layers to resistivity offers key insights for monitoring subsurface properties (Vozar & Gurevich, 2014). Although rocks are typically poor conductors, the presence of conductive fluids in pore spaces can enhance their conductivity. The relationship between resistivity and fluid saturation in rocks was studied by Archie (1942), who proposed the following empirical formula:

$$\rho = \phi^{-m} S_w^{-n} \rho_w \dots (1.1)$$

where ρ is the resistivity of a partially saturated rock sample, ϕ is the sample porosity, S_w is the fluid saturation, ρ_w is the fluid resistivity, and m and

n are the cementation and saturation exponents, respectively. For fully saturated rocks, the following formula applies:

$$\rho_o = a \phi^{-m} \dots (1.2)$$

where ρ_o is the resistivity of the rock sample in fully saturated conditions and a is a constant. Archie (1942) reported that m typically ranges 1.80 to 2.00 for consolidated sands and approximately 1.30 for unconsolidated sands, while n is typically around 2 for both types. These parameters, m and n , are critical for predicting rock porosity and fluid content (Sezgin & Akin, 2013; Glover, 2017). As a result, research on these parameters continues to evolve until nowadays.

Microstructure, including pore structures, influences the values of m and n (Tariq & Kazi, 2017). Torskaya et al. (2014) suggested that variations in grain shape affect porosity by influencing particle arrangement and packing. The

relationship between porosity and resistivity is not always consistent, even within the same rock type, due to variations in mineral composition and pore geometry (Verwer et al., 2011). Additionally, the resistivity of hydrocarbon-saturated rocks is highly sensitive to changes in m and n (Glover, 2017). To understand how pore structures affect rock resistivity, microscopic-scale observations are required, which are challenging to achieve with conventional methods.

Conventional modeling of rock structures typically relies on empirical relationships derived from idealized microstructural models. However, this approach has significant limitations, including the inability to capture the full range of pore structure variations across different rocks and the lengthy sample preparation process (Mustofa et al., 2022). Additionally, these models fail to represent the diverse microstructures present in natural rocks (Andrä et al., 2013). Microstructural information can be obtained using computed tomography, which employs X-ray radiation to generate digital images of rock pore structures at the microscopic scale. By analyzing these digital images, electrical properties can be estimated. This technique, known as Digital Rock Physics (DRP), is commonly used to analyze the physical properties of rocks (Andrä et al., 2013a; Andrä et al., 2013b).

Image processing methods have advanced significantly in recent decades (Blunt et al., 2013), enabling detailed characterization and visualization of objects. Studies by Latief et al. (2017) and Nabahan et al. (2019) employed Micro-CT scans to quantitatively measure rock structural elements. Unlike destructive geotechnical methods, image processing is non-destructive, preserving samples for future analysis. Micro-CT scanning can achieve resolutions of up to 5 micrometers per pixel (Latief et al., 2017). Digital Rock Physics (DRP) provides insights into how pore structures influence electrical properties, which can then be compared with laboratory measurements.

The Ngrayong Formation is one of Indonesia's significant oil and gas reservoirs with a porosity of around 33%, serving as a major hydrocarbon source in several oil fields within the North East Java Basin (Nababan et al., 2019). Dominated by clean sand lithology, it is a primary reservoir in the Rembang Zone, particularly within the Cepu Block (Dhamayanti et al., 2016). Kadar (1993) described the formation as comprising quartz sandstone with angular to subangular grains. The Ngrayong Formation has been crucial in establishing the Rembang Zone as a key oil and gas-producing basin in Indonesia.

This study investigates the impact of pore structure on the electrical properties of unconsolidated sandstone samples from outcrops of the Ngrayong Formation, a primary oil reservoir in the Cepu Block, East Java. Electrical property analysis was performed by integrating laboratory measurements with Digital Rock Physics (DRP) simulations. The results reveal relationships between physical properties and pore structure, as represented by Archie parameters. This study aims to enhance core sample analysis in oil and gas resource evaluations.

2. Materials and Method

2.1. Sample Description and Preparation

The Ngrayong Formation, dating to the Middle Miocene, consists of quartz sandstone with fine grains at the base, transitioning to coarser grains and occasional calcareous layers at the top (Pringgoprawiro, 1983). Initially classified as a member of the Tawun Formation, it was later reclassified as the Ngrayong Formation. Regionally, it was deposited in a tidal environment with predominantly clean sand lithology (Arbol & Bahar, 2021). In this study, unconsolidated sandstone samples from exposed sections of the Ngrayong Formation were used to investigate the influence of pore structure on electrical properties. Twelve rock samples with varying grain sizes were

selected to ensure a range of microstructures. The samples were placed in cylindrical acrylic holders with diameters of 3.8 cm and heights of 3.6 cm and were prepared with relatively uniform porosities ranging from 35% to 45%. Prior to placement in the holders, all samples were oven-dried for 24 hours at 120°C to ensure complete dryness. The samples

were categorized as either fully saturated (9 samples) or partially saturated (3 samples). Fully saturated samples were used to derive Archie parameters m and n . Brine injections were performed according to the procedures outlined by Mustofa et al. (2021). The characteristics of the twelve samples are summarized in Table 1.

Table 1. Characteristics of the twelve samples categorized into three groups (A, B, and C) with porosity ranges from 34% to 48%.

Rock Sample	Grain size (no. sieve)	Density (gram/cm ³)	Condition	Porosity (%)
A1	0,425 – 0,850 mm (20 – 40)	2,67	Fully Saturated	48,91
A2				45,17
A3				41,19
A4			Partially Saturated	38,82
A5				36,66
A6				40,11
B1	0,250 – 0,425 mm (40 – 60)	2,69	Fully Saturated	41,24
B2				39,41
B3				37,47
B4			Partially Saturated	34,66
B5				39,84
C1	< 0,250 (< 60)	2,61	Partially Saturated	39,72

2.2. Laboratory Measurement of Electrical Resistivity

Electrical resistivity measurements were conducted using a resistivity meter designed with electronic components for current injection and for measuring voltage, current, and resistance. The entire measurement process was controlled using an STM32 Learning Board, an ARM Cortex-M4

microcontroller. The measurements began by placing rock samples into acrylic sample holders with an inner diameter of 3.8 cm and a height of 3.6 cm. The resistivity meter was connected to the sample holder using two copper electrodes: potential electrodes (P+ and P-) and current electrodes (C+ and C-). The setup of the resistivity meter is illustrated in Figure 1.

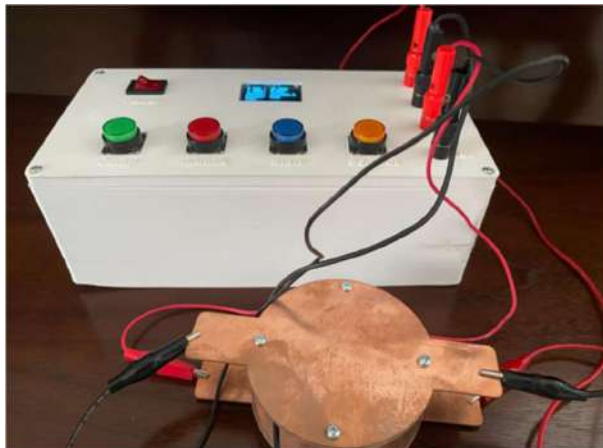


Figure 1. Well-calibrated resistivity meter used to analyze the physical properties of rock samples.

Measurements were conducted under two conditions: fully saturated and partially saturated. The fully saturated condition was used to examine the relationship between resistivity and porosity, while the partially saturated condition focused on the relationship between resistivity and water saturation. A brine solution with a 6% NaCl concentration was used as the saturating fluid. For partially saturated samples (A6, B5, and C1), brine was incrementally injected into the center of the sample holder, with saturation levels ranging from 10% to 100%. For the remaining samples, brine was directly injected to achieve full saturation. The resulting resistivity data were processed to produce graphs showing resistivity as a function of saturation and porosity.

2.3. Calculation of Electrical Resistivity

Numerical calculations of electrical resistivity using Digital Rock Physics (DRP) involved three main stages: digital image acquisition, image processing, and physical property computation (Andrä et al., 2013).

Image Acquisition: Samples were scanned in their dry state using a SkyScan 1173 X-ray micro-

CT scanner (Bruker MicroCT, Kontich, Belgium) with high-resolution settings. The scanner operated at 55 kV and 90 μ A, with an X-ray transmission range of 30%-90% (Mustofa et al., 2022). The resulting scans were reconstructed into 8-bit grayscale images.

Image Processing: Segmentation was performed to distinguish matrix and air phases using manual thresholding based on the X-ray absorption histogram. Fluid phases were modeled following prior studies, with saturation levels varying from 10% to 100% (Mustofa et al., 2022). The processed images are presented in Figure 2.

Electrical Resistivity Calculation: Resistivity calculations were conducted using the open-source code ELECFEM3D.f, developed by the National Institute of Standards and Technology (NISTIR) (Garboczi, 1998). The finite element method (FEM) was applied to divide the sample into small elements and calculate global bulk resistivity. Initial resistivity inputs were assigned for each phase: matrix (∞), air (0.001 $\Omega \cdot m$), and brine (0.1033 $\Omega \cdot m$). The simulation results were compared with laboratory measurements to enhance understanding of rock pore structures.

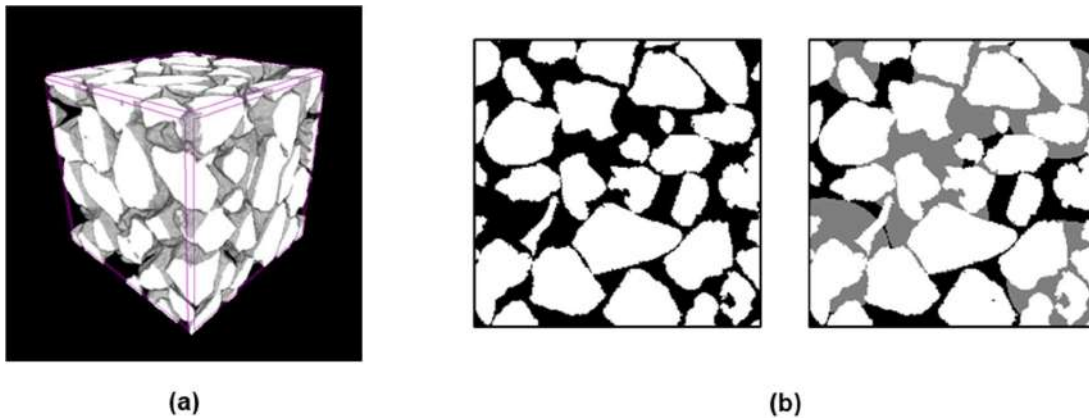


Figure 2. (a) 3D reconstructed image of rock samples. (b) 2D image showing black (pores), white (rock grains), and gray (fluid saturation in pore spaces).

3. Results and Discussion

3.1 Rock Sample Resistivity vs Porosity

Electrical resistivity measurements as a function of porosity were conducted under two

conditions: dry and fully saturated. For samples A and B, with porosity ranges of 34%-49%, measurements under dry conditions showed that resistivity increased with higher porosity, as

illustrated in Figure 3. Resistivity values ranged from $1,2 \times 10^5 - 1,8 \times 10^5$ ohm.m. This trend arises because the absence of conductive media (e.g., fluids) in the pore spaces inhibits electrical conduction. Larger pore spaces result in higher bulk resistivity for both sample categories. The resistivity-porosity relationship under dry conditions can be expressed as $y = 297x^{1,0433}$ with $R^2 = 0,8048$.

Under fully saturated conditions, resistivity decreased logarithmically with increasing porosity, consistent with Archie's Law (Equation 1.2). The cementation exponent (m) was determined to be 3,418. While this value is slightly higher than the range reported by Archie (1942), it aligns with the findings of Verwer et al. (2011). This trend was observed for both sample categories, suggesting that at full saturation, grain size has minimal influence on bulk resistivity.

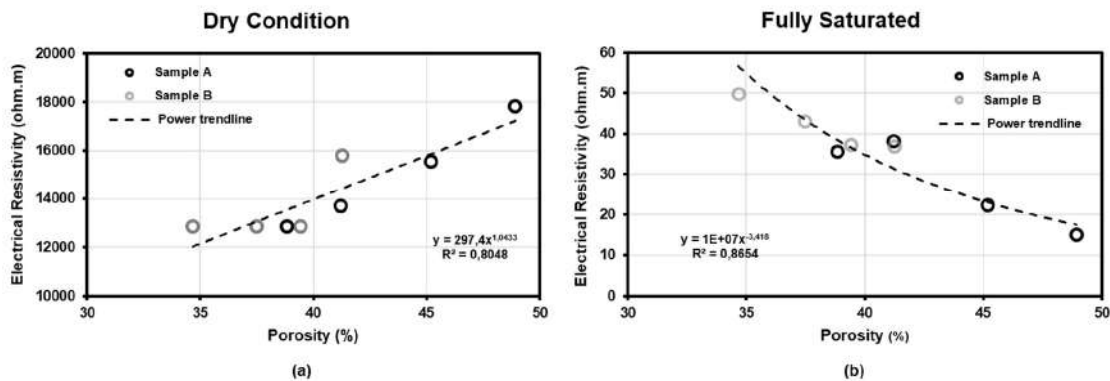


Figure 3. Relationship between measured resistivity and porosity for (a) dry conditions and (b) fully saturated conditions.

3.2 Rock Sample Resistivity vs Saturation

Measurements under partially saturated conditions are shown in Figure 4. The results indicate that resistivity decreases as fluid saturation increases. From 0% to 40% saturation, resistivity exhibits a sharp decline, as reflected by the steep slope of the graph. Beyond 40% saturation, the graph begins to plateau, reaching a critical saturation point at approximately 70%, where resistivity becomes relatively constant. This behavior aligns with the findings of Mustofa et al. (2021) and Knight (1991), who identified the critical

saturation point as occurring between 50% and 70%.

Among the three sample categories (A, B, and C), sample C exhibited the lowest resistivity before reaching the critical saturation point. This result may be attributed to differences in pore structure and physical properties such as permeability. Samples A, B, and C have varying permeability levels, with sample A showing the highest permeability and sample C the lowest (Mustofa et al., 2021). Additionally, compaction under wet conditions may reduce resistivity, as suggested by Abu-Hassanein et al. (1996). The smaller grain sizes in sample C make it more susceptible to compaction, reducing pore space and consequently lowering resistivity.

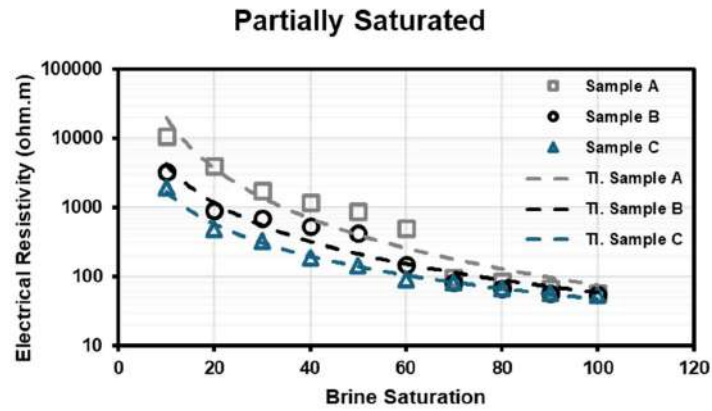


Figure 4. Relationship between measured resistivity and brine saturation for: (a) dry conditions and (b) partially saturated conditions.

3.3 Microstructure of Sample

Scanning results for samples A (mesh 20), B (mesh 40), and C (mesh 60) are shown in Figure 5. The images demonstrate that grain size decreases progressively from sample A to sample C.

Microstructural data, including porosity, pore structure, and grain size distribution, were also derived from these scans.

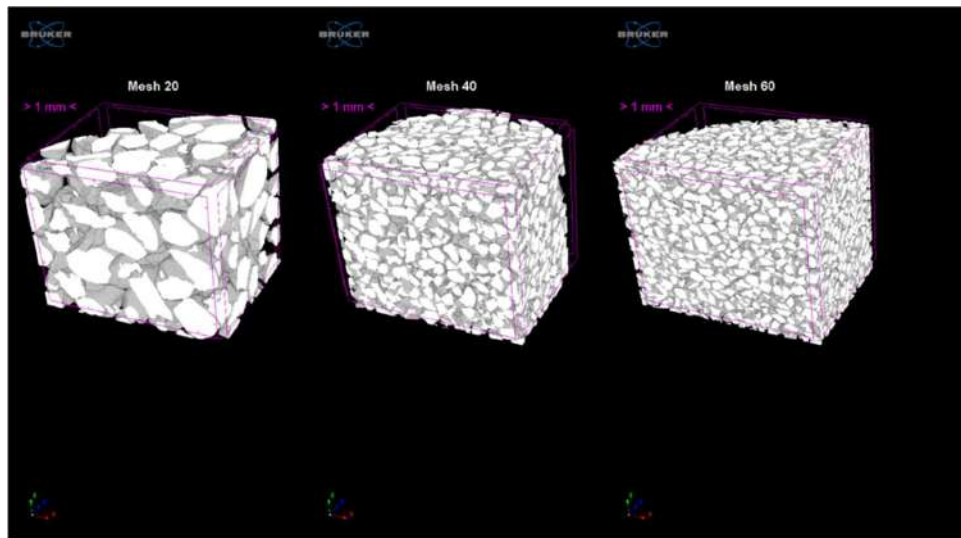


Figure 5. Digital reconstructions of (a) sample A (mesh 20), (b) sample B (mesh 40), and (c) sample C (mesh 60).

Porosity data from the scans are presented in Figure 6, comparing 2D (total and open) and 3D porosity. For sample A, open porosity ranged from 17% to 41% (average: 36.11%), total porosity ranged from 31% to 43% (average: 40.36%), and 3D porosity was 40.81%. For sample B, open porosity ranged from 4% to 38% (average: 25.39%), total porosity ranged from 37% to 44%

(average: 40.84%), and 3D porosity was 41.49%. For sample C, open porosity ranged from 0.7% to 18% (average: 3.89%), total porosity ranged from 27% to 34% (average: 33.86%), and 3D porosity was 34.46%. These results are in accordance with the results of porosity measurements as presented in the previous section.

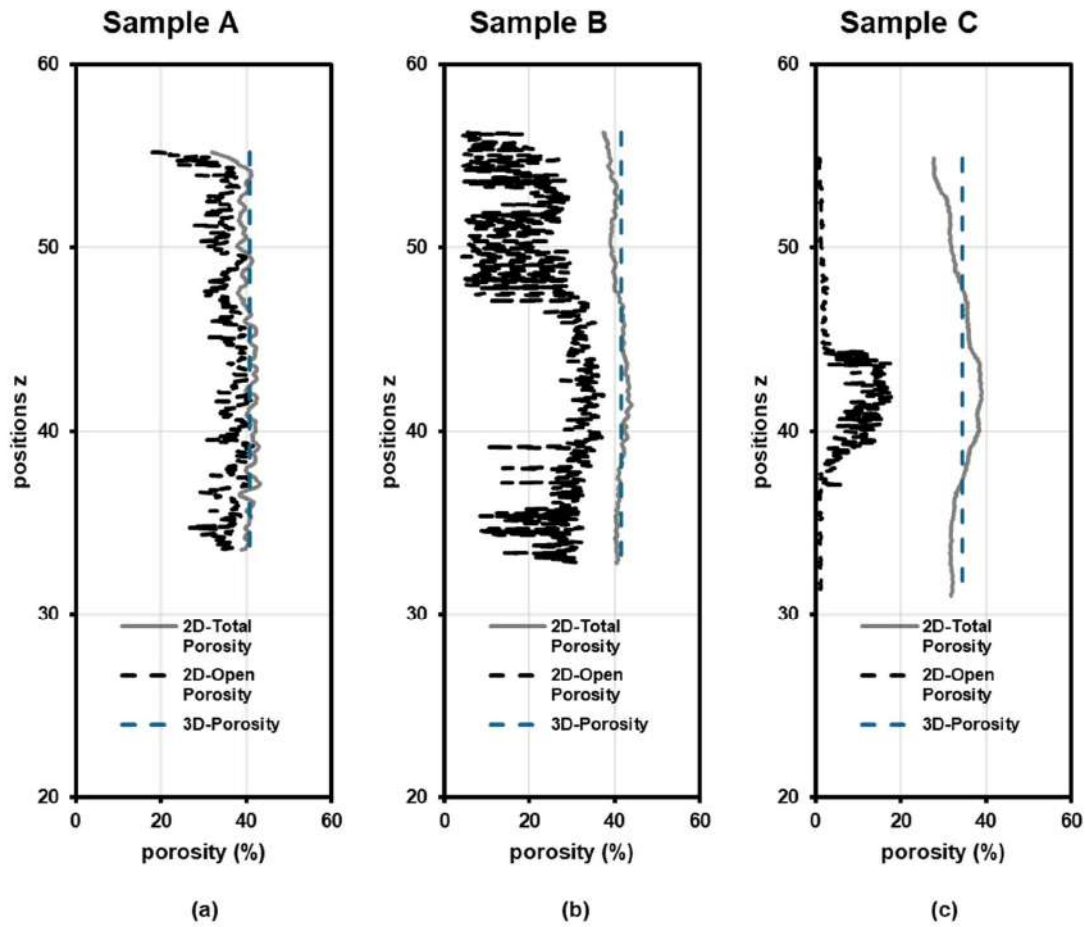


Figure 6. Distribution of 2D and 3D porosity based on digital images for: (a) sample A, (b) sample B, and (c) sample C.

Pore and grain size distributions were also analyzed using digital rock physics, as shown in Figure 7. Across all three samples, the peak of the pore size distribution was consistently smaller (shifted leftward) than the peak of the grain size distribution. Maximum grain sizes were 1.603 mm for sample A and 0.962 mm for samples B and C.

In contrast, maximum pore sizes were 1.318 mm, 0.891 mm, and 0.534 mm for samples A, B, and C, respectively. The characteristics of the pore and grains size distribution will affect the physical properties of the rock itself (Verwer et al., 2011; Torskaya et al., 2014).

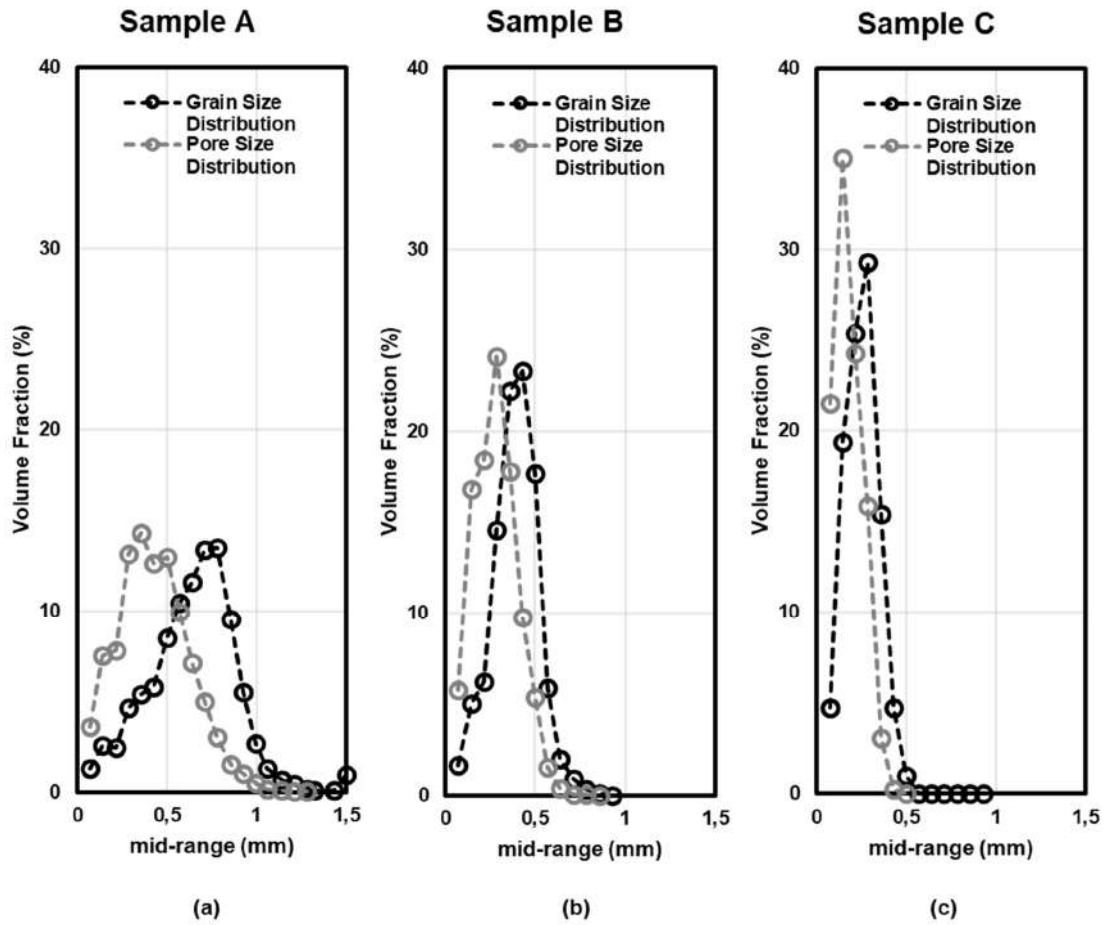


Figure 7. Pore and grain size distributions based on digital images for: (a) sample A, (b) sample B, and (c) sample C..

3.4 Calculated Resistivity

Electrical resistivity calculations were performed under two conditions: fully saturated (samples A and B) and partially saturated (samples A, B, and C), as illustrated in Figure 8. Under fully saturated conditions, the relationship between porosity and resistivity for samples A and B exhibited similar trends. The power trendline produced R^2 values close to 1, with a slope (m) of 2.157. This result suggests that, based on Digital Rock Physics (DRP) analysis, the porosity-resistivity relationship is not significantly affected by grain size.

In partially saturated conditions, resistivity values decreased consistently with increasing fluid saturation across all samples, particularly within the 70%-100% saturation range. This finding aligns with previous studies, indicating that grain size variations have minimal impact on resistivity-saturation relationships at high saturation levels (Mustofa et al., 2022). However, at low saturation levels, sample C consistently displayed the lowest resistivity values compared to samples A and B.

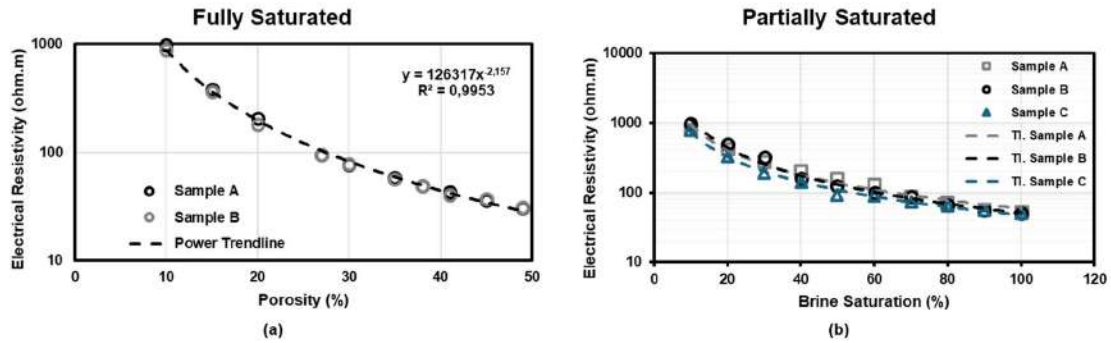


Figure 8. Electrical resistivity calculations for: (a) fully saturated conditions and (b) partially saturated conditions.

3.5 Microstructure vs Calculation

A comparison of measured and calculated resistivity was conducted for both fully and partially saturated conditions. For fully saturated conditions, the relationship between porosity and resistivity is shown in Figure 9. While minor discrepancies were observed at porosities above 45%, the overall

agreement between calculated and measured results was strong (see Figure 9a). This relationship can be expressed as $\rho_{cal} = 0,673\rho_{meas} + 19,757$ with R^2 value of approximately 0.812, indicating a good correlation. (see Figure 9b).

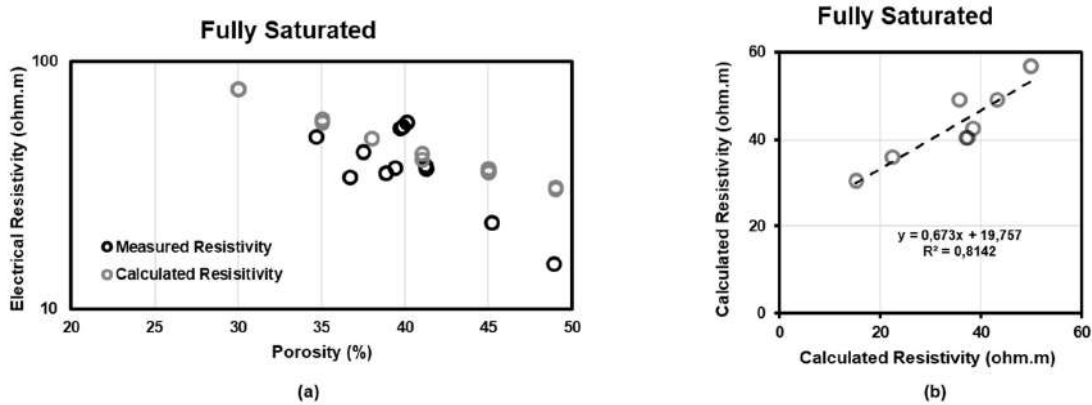


Figure 9. (a) Porosity-resistivity comparison for calculated and measured values, and (b) linear relationship between calculated and measured resistivity.

For partially saturated conditions, the resistivity-saturation relationship is illustrated in Figure 10. For sample A, calculated resistivity underestimated the measured values at saturation levels below 70% but showed good alignment above this threshold (see Figure 10. a and 10.b). For sample B, overall agreement was strong, with only minor

discrepancies observed around the 40%-50% saturation range (see Figure 10.c and 10.d). Sample C demonstrated the best alignment, with calculated and measured resistivity values exhibiting a very strong correlation with $R^2 = 0,9839$ (see Figure 10.e and 10.f).

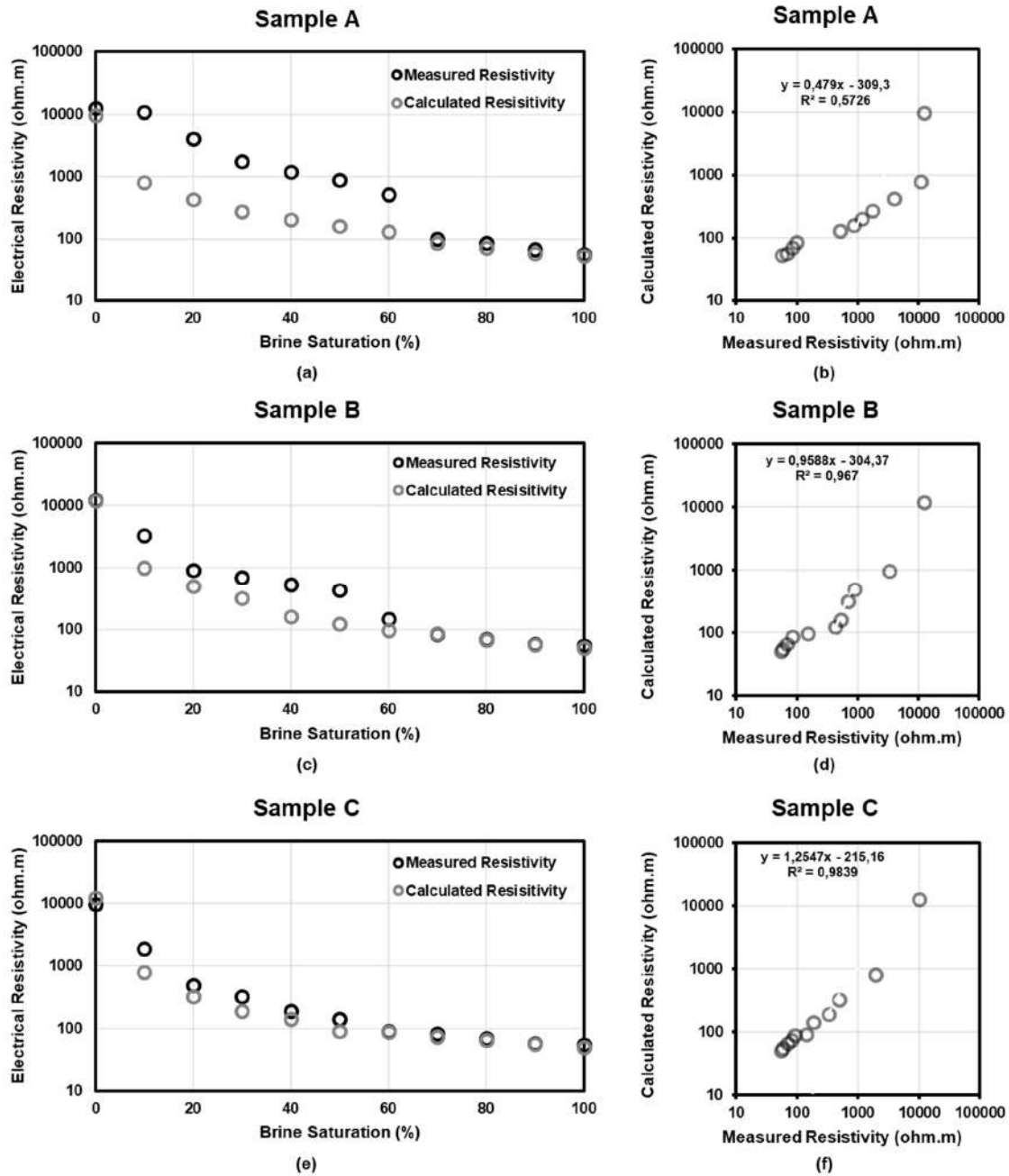


Figure 10. Comparison of calculated and measured resistivity for: (a) sample A, (c) sample B, and (e) sample C, along with linear relationships for (b) sample A, (d) sample B, and (f) sample C.

Archie parameters, including the cementation exponent (m) for fully saturated conditions and the saturation exponent (n) for partially saturated

conditions, are summarized from the measurements and calculations in Table 2.

Table 2. Archie parameters based on measured and calculated results.

Fully Saturated			
	a	m	R²
Measurement	10 ⁷	3,418	0,8654
Calculation	1,2x10 ⁵	2,157	0,9953

<i>Partially Saturated</i>			
	<i>a</i>	<i>n</i>	<i>R</i> ²
Sample A			
Measurement	5x10 ⁶	2,422	0,9639
Calculation	1,4x10 ⁴	1,201	0,9808
Sample B			
Measurement	3x10 ⁵	1,850	0,9836
Calculation	2,5x10 ⁴	1,348	0,9816
Sample C			
Measurement	6x10 ⁴	1,548	0,9925
Calculation	1,1x10 ⁴	1,196	0,998

4. Conclusion

The electrical properties of unconsolidated Ngrayong sandstone samples were analyzed using both laboratory measurements and numerical simulations. The porosity-resistivity relationship produced a cementation exponent (*m*) ranging from 2.1 to 3.4, while the resistivity-saturation relationship yielded a saturation exponent (*n*) of 1.2 to 2.4. At low saturation levels (<70%), grain size significantly influenced resistivity, with smaller grains resulting in lower resistivity values. However, at high and full saturation levels, grain size had minimal impact on resistivity. The correlation between measured and calculated results was generally strong ($R^2 > 0,812$), except for sample A, which had the largest grain size. Numerical simulations effectively replicated the physical phenomena observed in laboratory measurements, though for sample A, the saturation model may require further refinement.

This study provides a more detailed characterization of how grain size influences the electrical properties of Ngrayong sandstone, offering a refined understanding of its behavior at varying saturation levels. This research integrates both laboratory and numerical approaches to validate the observed trends, enhancing its reliability. These findings contribute valuable

insights for hydrocarbon reservoir analysis and applied geophysics, particularly in improving resistivity-based formation evaluation models.

References

- Andrä, H., Combaret, N., Dvorkin, J., Glatt, E., Han, J., Kabel, M., Keehm, Y., Krzikalla, F., Lee, M., Madonna, C., Marsh, M., Mukerji, T., Saenger, E. H., Sain, R., Saxena, N., Ricker, S., Wiegmann, A., & Zhan, X. (2013a). Digital rock physics benchmarks-Part I: Imaging and segmentation. *Computers and Geosciences*, 50, 25–32. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.09.005>
- Andrä, H., Combaret, N., Dvorkin, J., Glatt, E., Han, J., Kabel, M., Keehm, Y., Krzikalla, F., Lee, M., Madonna, C., Marsh, M., Mukerji, T., Saenger, E. H., Sain, R., Saxena, N., Ricker, S., Wiegmann, A., & Zhan, X. (2013b). Digital rock physics benchmarks-part II: Computing effective properties. *Computers and Geosciences*, 50, 33–43. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.09.008>
- Abu-Hassanein, Z. S., Benson, C. H., & Blotz, L. R. (1996). Electrical resistivity of compacted clays. *Journal of Geotechnical Engineering*, 122(5), 397–406.
- Andra, H., Combaret, N., Dvorkin, J., Glatt, E., Han, J., Kabel, M., . . . Zhan, X. (2013). Digital rock

- physics benchmarks—Part I: Imaging and segmentation. *Computers & Geosciences*, 50, 25-32.
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity logs as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of AIME*, 146, 54–62.
- Blunt, M. J., Bijeljic, B., Dong, H., Gharbi, O., Iglauer, S., Mostaghimi, P., Paluszny, A., Pentland, C. (2013). Advances in water resources pore-scale imaging and modelling. *Advances in Water Resources*, 51, 197–216. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.003>
- Dhamayanti, E., Raharjanti, N., & Hartati, I. (2016). Dinamika sedimentasi singkapan Formasi Ngrayong dengan analogi lingkungan pengendapan modern, studi kasus singkapan Polaman dan Braholo dengan analogi pesisir pantai Utara Jawa.
- Glover, P. W. J. (2017). A new theoretical interpretation of Archie's saturation exponent. *Solid Earth*, 8(4), 805–816. <https://doi.org/10.5194/se-8-805-2017>
- Knight, R. (1991). Hysteresis in the electrical resistivity of partially saturated sandstones. *Geophysics*, 56(12), 2139–2147. <https://doi.org/10.1190/1.1443028>
- Kadar, D., & Sudijono. (1993). Systematic geological map, Indonesia, Quadrangle Rembang 1509-1 and 6 Scale 1:100,000: Geological Research and Development Centre.
- Latief, F. D. E., Fauzi, U., Irayani, Z., & Dougherty, G. (2017). The effect of X-ray micro computed tomography image resolution on flow properties of porous rocks. *Journal of Microscopy*, 266(1), 69–88. <https://doi.org/10.1111/jmi.12521>
- Müller-Huber, E., Schön, J., & Börner, F. (2015). The effect of a variable pore radius on formation resistivity factor. *Journal of Applied Geophysics*, 116, 173–179. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.03.011>
- Mustofa, M. B., Fauzi, U., Warsa, W., & Latief, F. D. E. (2022). Experimental and modeling of electrical resistivity changes due to micro-spatial distribution of fluid for unconsolidated sand. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 208, 109472. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109472>
- Mustofa, M. B., Fauzi, U., Warsa, W., Latief, F. D. E., et al. (2021). The effect of brine spatial distribution on electrical resistivity during imbibition processes in unconsolidated sands. *Journal of Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104441>
- Nababan, B., Zanetta, E., Novia, N., & Handoyo, H. (2019). Estimasi nilai porositas dan permeabilitas dengan pendekatan digital rock physics (DRP) pada sampel batupasir Formasi Ngrayong, Cekungan Jawa Timur bagian utara. *Jurnal Geofisika Eksplorasi*, 5(3), 193–203. <https://doi.org/10.23960/jge.v5i3.34>
- Pringgoprawiro, H. (1983). Biostratigrafi dan paleogeografi Cekungan Jawa Timur Utara: Suatu pendekatan baru. Institut Teknologi Bandung.
- Sezgin, E. E., & Akin, M. (2013). Sensitivity of Archie's parameters (m and n) in prediction of reservoir fluid saturation and porosity. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 107, 63–71. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.04.009>
- Torskaya, T., Shabro, V., Torres-Verdin, C., Salazar-Tio, R., & Revil, A. (2014). Grain shape effects on permeability, formation factor, and capillary pressure from pore-scale modeling. *Transport in Porous Media*, 102(1), 71–90. <https://doi.org/10.1007/s11242-013-0262-7>
- Tariq, M. R., & Kazi, M. R. (2017). Optimization of Archie's Law parameters for estimating porosity and fluid saturation in carbonate reservoirs. *Journal of Petroleum Technology*, 69(12), 1241–1255. <https://doi.org/10.2118/1234567-JPT>

- Vozar, J., & Gurevich, B. (2014). Sensitivity of electrical resistivity tomography to geological structures: A numerical study. *Geophysics*, 79(2), B35–B47. <https://doi.org/10.1190/geo2013-0456.1>
- Zhou, Y., & Zhang, L. (2020). Use of geoelectric resistivity method for geological structure delineation and groundwater exploration in fractured rocks. *Journal of Hydrology and Earth System Sciences*, 24(6), 2041–2055. <https://doi.org/10.5194/hess-24-2041-2020>

Identifikasi Zona Potensi Air Tanah Menggunakan Metode Sistem Informasi Geografis (SIG) dan *Analytical Hierarchical Process* (AHP) di Cekungan Air Tanah (CAT) Sumbawa Besar, Provinsi Nusa Tenggara Barat

Nozzel Seagal Simanjuntak^{1,*}, Urwatul Wusqa¹, Reza Syahputra¹

¹Program Studi Geologi, Departemen Geosains, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kota Depok, 16424, Indonesia

*Narahubung: nozzel.seagal@ui.ac.id

Abstrak

Cekungan Air Tanah (CAT) Sumbawa Besar, merupakan cekungan air tanah yang terletak di Kabupaten Sumbawa, Nusa Tenggara Barat. Daerah ini termasuk dalam wilayah tanggap darurat bencana kekeringan di Nusa Tenggara Barat, pada musim kemarau tahun 2023, sehingga dilakukan penelitian untuk mengidentifikasi zona potensi air tanah di wilayah ini. Penelitian ini menggunakan metode Sistem Informasi Geografis (SIG) dan *Analytical Hierarchical Process* (AHP). Metode SIG digunakan untuk analisis parameter menjadi bentuk peta, sedangkan metode AHP digunakan untuk menentukan tingkat kepentingan parameter serta pembobotannya. Terdapat 12 parameter yang digunakan dalam penelitian, yang dianggap mempengaruhi potensi air tanah, yakni geologi, geomorfologi, tutupan lahan, densitas kelurusan, jenis tanah, densitas drainase, kemiringan lereng, curah hujan, *Topographic Wetness Index* (TWI), *roughness*/kekasaran, *Topographic Position Index* (TPI), dan *curvature*/kelengkungan. Berdasarkan penggabungan seluruh parameter, dibuatlah peta zona potensi air tanah yang dibagi menjadi 3 kategori, yakni zona potensi air tanah rendah, mencakup sekitar 18% dari area penelitian, zona potensi air tanah sedang, mencakup sekitar 68% dari area penelitian, dan zona potensi air tanah tinggi, mencakup sekitar 14% dari area penelitian. Dari peta zona potensi air tanah, dapat disimpulkan bahwa zona potensi air tanah pada Cekungan Air Tanah Sumbawa Besar didominasi oleh zona potensi air tanah sedang, dengan sebagian kecil area berada pada zona rendah dan zona tinggi. Hasil perbandingan antara peta zona potensi air tanah dengan data lapangan menunjukkan hasil yang cukup baik, peta memiliki tingkat akurasi 78% terhadap data debit air sumur bor serta 85% terhadap luas daerah termasuk wilayah tanggap darurat bencana kekeringan.

Kata kunci: air tanah, SIG, AHP, zona potensi

1. Pendahuluan

Air tanah merupakan salah satu sumber daya alam paling vital bagi kehidupan umat manusia yang tersimpan di bawah permukaan bumi di antara perlapisan batuan dan tanah. Air tanah banyak digunakan untuk keperluan rumah tangga, keperluan agrikultur, hingga skala industri (Arulbalaji et al., 2019). Lokasi penelitian berada di Cekungan Air Tanah (CAT) Sumbawa Besar, Kabupaten Sumbawa, Provinsi Nusa Tenggara Barat. Wilayah tersebut merupakan salah satu daerah yang ditetapkan berstatus tanggap darurat bencana kekeringan NTB pada tahun 2023 (Akbar, 2023). Penelitian ini bertujuan untuk

mengidentifikasi zona potensi air tanah di Cekungan Air Tanah Sumbawa Besar, sehingga dapat mengetahui persebaran zona potensi air tanah di lokasi yang mengalami bencana kekeringan tersebut. Identifikasi zona potensi air tanah di lokasi tersebut diharapkan dapat digunakan sebagai acuan untuk eksplorasi air tanah serta perencanaan pengolahan air tanah yang dapat menjadi langkah mitigasi bencana kekeringan.

Penelitian ini menggunakan metode Sistem Informasi Geografis (SIG) dan *Analytical Hierarchical Process* (AHP) dalam memproses berbagai sumber data dari 12 parameter yang dianggap mempengaruhi potensi air tanah

hingga akhirnya diperoleh peta zona potensi air tanah. Adapun ke-12 parameter yang mempengaruhi potensi air tanah, yang digunakan dalam penelitian ini yakni parameter geologi, geomorfologi, tutupan lahan, jenis tanah, densitas kelurusan, densitas drainase, kemiringan lereng, curah hujan, *Topographic Wetness Index* (TWI), *Topographic Position Index* (TPI), *roughness*/kekasaran, dan *curvature*/kelengkungan.

Secara umum, metode SIG digunakan untuk menganalisis parameter yang mempengaruhi potensi air tanah menjadi bentuk peta yang memuat informasi geografis, sedangkan metode AHP digunakan untuk menggabungkan parameter dengan cara memberikan peringkat kepentingan serta bobotnya. Metode SIG dan AHP ini digunakan selain karena keterbatasan dalam penelitian ini (tidak dilakukan kegiatan validasi data di lapangan), juga karena kedua metode ini terbukti mampu mengolah dan menggabungkan beberapa parameter yang mempengaruhi zona potensi air tanah, sehingga dapat diperoleh hasil berupa peta

zona potensi air tanah (Mukherjee & Singh, 2020).

Selain karena faktor yang telah dijelaskan mengenai keunggulan metode SIG dan AHP dalam mengidentifikasi zona potensi air tanah, penelitian ini juga penting untuk menutupi kurangnya penelitian serupa di lokasi penelitian, bahkan dapat menjadi acuan bagi penelitian lanjutan. Sejauh ini hanya terdapat beberapa penelitian menentukan zona potensi air tanah di lokasi penelitian, itu pun tidak mencakup area seluas pada penelitian ini, serta tidak menggunakan metode yang sama. Metode serupa sebenarnya telah dilakukan sebelumnya di beberapa tempat di Indonesia, seperti pada penelitian oleh Nugroho (2022), Razi (2024), dan Putranto (2024) – selengkapnya dapat dilihat pada Tabel 1, tetapi tidak menggunakan 12 parameter seperti pada penelitian ini. Pada akhirnya, penelitian ini menggunakan 12 parameter yang mengacu pada penelitian oleh Arulbalaji et al. (2019) dan Mukherjee & Singh, (2020), karena hasil akurasi peta zona potensi air tanah yang tinggi terhadap kondisi sebenarnya.

Tabel 1. Parameter dan sumber data yang digunakan

Parameter	Sumber Data	Diperoleh dari
Geologi	Peta Geologi Lembar Sumbawa Skala 1:250.000 Tahun 2012	Pusat Survei Geologi KESDM
Geomorfologi	Peta Geomorfologi Inderaan Jauh Indonesia Skala 1:5.000.000 Tahun 2012	Pusat Survei Geologi KESDM
Tutupan Lahan	Peta Penutupan Lahan Indonesia Tahun 2022	Kementerian Lingkungan Hidup & Kehutanan
Jenis Tanah	Peta Tanah Semi Detail Kabupaten Sumbawa Skala 1:50.000 Tahun 2016	BBPSI SLDP Kementerian Pertanian
Curah Hujan	Data Rata-Rata Curah Hujan Harian Pulau Sumbawa Periode 2018-2023	<i>Global Precipitation Measurement</i> (GPM) NASA
Densitas Drainase	Data Sungai Kabupaten Sumbawa dari Peta Rupabumi Indonesia (RBI)	Badan Informasi Geospasial
Densitas Kelurusan	<i>Digital Elevation Model</i> (DEM) Resolusi 30 m	Badan Informasi Geospasial
Kemiringan Lereng		
TWI		
TPI		
Kekasaran		
Kelengkungan		

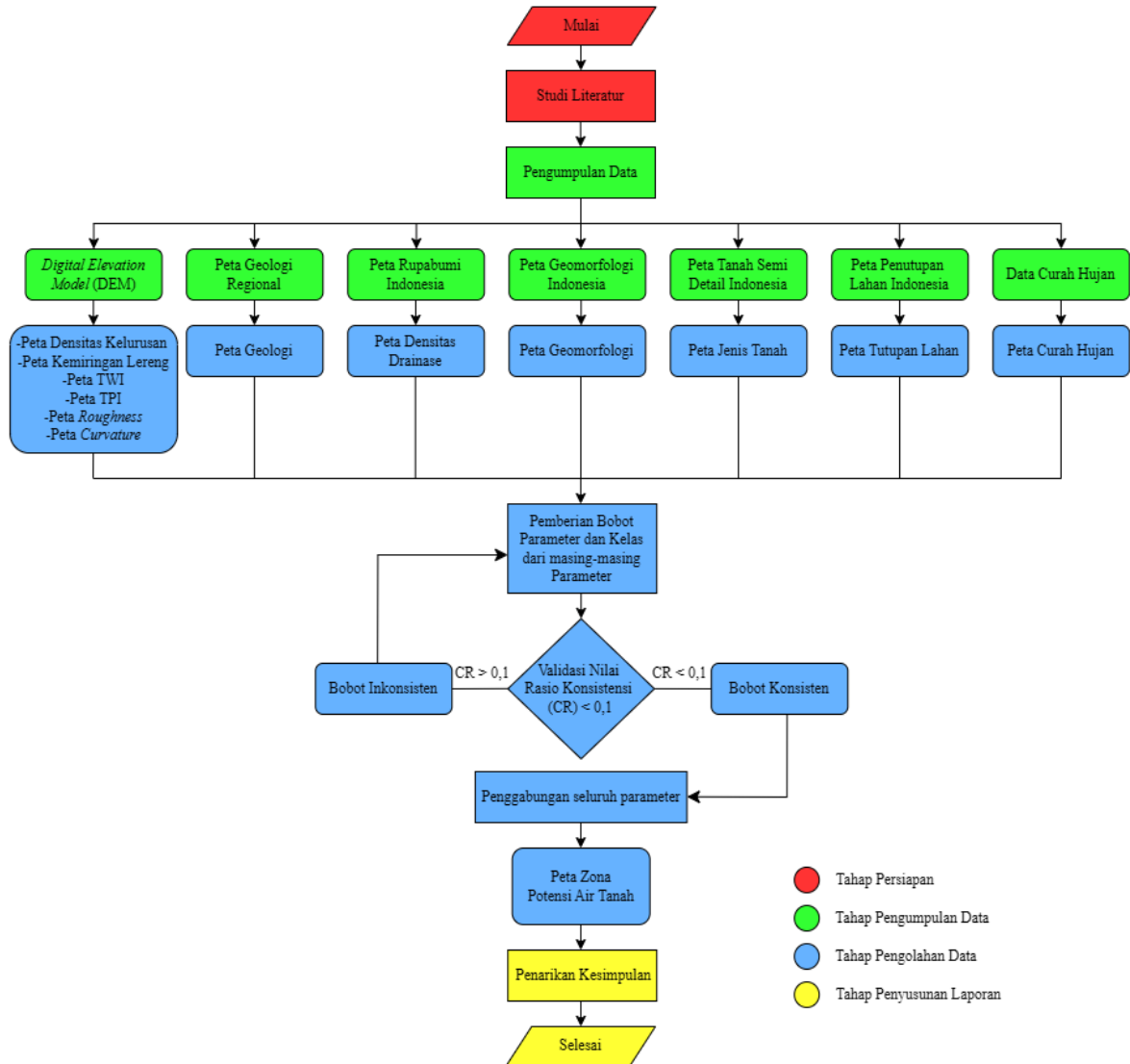
2. Data dan Metode

Secara umum, terdapat beberapa tahapan penelitian ini seperti yang dapat dilihat pada diagram alir penelitian (Gambar 1). Tahapan pertama penelitian ini dimulai dari tahap persiapan (ditandai warna merah pada diagram

alir), merupakan proses studi literatur, yakni mempelajari fakta ilmiah kondisi lokasi penelitian, dasar-dasar hidrogeologi dan faktor-faktor yang mempengaruhi potensi air tanah, hingga penelitian sebelumnya menggunakan metode sejenis. Tahap kedua yakni tahap

pengumpulan data (ditandai warna hijau pada diagram alir). Data yang digunakan dalam penelitian ini menyesuaikan dengan kebutuhan

pengolahan data untuk pembuatan peta dari 12 parameter yang mempengaruhi potensi air tanah.



Gambar 1. Diagram alir metodologi identifikasi zona potensi air tanah

Setelah sumber data tersebut dikumpulkan, selanjutnya masuk ke tahap ketiga yakni pengolahan data (ditandai warna biru pada diagram alir). Pada tahap pengolahan data, metode SIG digunakan untuk membuat peta tematik 12 parameter dari data yang telah dikumpulkan sebelumnya, serta penggabungan/overlay dari ke-12 peta parameter tersebut menjadi sebuah peta zona

potensi air tanah. Metode SIG ini digunakan karena sifatnya yang cepat dalam pemrosesan datanya, efisien dalam biayanya karena cenderung murah, serta hasilnya yang cukup dapat diandalkan sebagai bahan studi awal untuk studi lanjutan yang lebih mendalam (Arulbalaji et al., 2019).

Setelah itu, tahap pengolahan data akan menggunakan metode AHP untuk

membobotkan parameter serta kelas dari parameter yang nantinya digunakan dalam proses penggabungan/*overlay* 12 peta parameter. Dalam proses penggabungan peta parameter, akan dimasukkan nilai tertentu yang melambangkan tingkat kepentingan suatu parameter terhadap hasil akhirnya, dalam penelitian ini yakni terhadap zona potensi air tanah. Disinilah peran metode AHP yang dapat memecahkan permasalahan yang melibatkan beberapa parameter sekaligus yang mempengaruhi hasil akhir. Parameter yang mempengaruhi hasil tersebut akan disusun secara hierarkis sesuai dengan parameter yang lebih mempengaruhi hasil akhir dibanding parameter lainnya (Saranya & Saravanan, 2020). Ada beberapa tahapan membuat keputusan menggunakan metode AHP (Saaty, 2008), yakni:

1. Menentukan letak permasalahannya dan ilmu yang akan digunakan untuk menyelesaikan masalah tersebut
2. Mengurutkan parameter yang menjadi tujuan dalam suatu urutan hierarki kepentingan, dari yang paling atas hingga paling bawah

3. Membobotkan parameter serta sub-parameter/kelas, dengan rentang 1-9 dalam Skala Saaty (Tabel 2).
4. Membuat matriks perbandingan berpasangan/*pairwise comparison matrix* untuk memperoleh nilai normalisasi bobot (Tabel 3).
5. Analisis Rasio Konsistensi (CR), dengan rumus sebagai berikut:

$$CR = \frac{CI}{RCI}$$

$$CI = \frac{(\lambda_{max} - n)}{(n - 1)}$$

λ_{max} = nilai eigen maksimum

n = jumlah parameter

apabila nilai Rasio Konsistensi (CR) tidak lebih besar dari 0,1 maka pembobotan parameter dapat dikatakan konsisten. Berlaku juga sebaliknya, apabila nilai CR lebih besar dari 0,1 maka pembobotan parameter dianggap inkonsisten dan harus diulangi hingga menemukan angka yang konsisten (Saaty, 2008).

Tabel 2. Skala tingkat kepentingan Saaty (Saaty, 2008)

<i>Intensity of Importance</i>	<i>Definition</i>	<i>Explanation</i>
1	Equal Importance	Two activities contribute equally to the objective
2	Weak or slight	
3	Moderate importance	Experience and judgement slightly favour one activity over another
4	Moderate plus	
5	Strong importance	Experience and judgement strongly favour one activity over another
6	Strong plus	
7	Very strong or demonstrated importance	An activity is favoured very strongly over another; its dominance demonstrated in practice
8	Very, very strong	
9	Extreme importance	The evidence favouring one activity over another is of the highest possible order of affirmation

Tabel 3. Tabel matriks perbandingan berpasangan serta normalisasi bobot parameter

Parameter	Bobot	Geologi	Geo-morfologi	Tutupan Lahan	Densitas Kelurusan	Jenis Tanah	Densitas Drainase	Kemiringan Lereng	Curah Hujan	TWI	Kekasaran	TPI	Kelengkungan	Normalisasi i Bobot	Nilai CR
Geologi	8	8/8	8/7	8/6	8/6	8/6	8/5	8/5	8/4	8/4	8/3	8/3	8/3	0.1589	0.0218
Geomorfologi	7	7/8	7/7	7/6	7/6	7/6	7/5	7/5	7/4	7/4	7/3	7/3	7/3	0.1411	
Tutupan Lahan	6	6/8	6/7	6/6	6/6	6/6	6/5	6/5	6/4	6/4	6/3	6/3	6/3	0.1009	
Densitas Kelurusan	6	6/8	6/7	6/6	6/6	6/6	6/5	6/5	6/4	6/4	6/3	6/3	6/3	0.1009	
Jenis Tanah	6	6/8	6/7	6/6	6/6	6/6	6/5	6/5	6/4	6/4	6/3	6/3	6/3	0.1009	
Densitas Drainase	5	5/8	5/7	5/6	5/6	5/6	5/5	5/5	5/4	5/4	5/3	5/3	5/3	0.0763	
Kemiringan Lereng	5	5/8	5/7	5/6	5/6	5/6	5/5	5/5	5/4	5/4	5/3	5/3	5/3	0.0763	
Curah Hujan	4	4/8	4/7	4/6	4/6	4/6	4/5	4/5	4/4	4/4	4/3	4/3	4/3	0.0604	
TWI	4	4/8	4/7	4/6	4/6	4/6	4/5	4/5	4/4	4/4	4/3	4/3	4/3	0.0604	
Kekasaran	3	3/8	3/7	3/6	3/6	3/6	3/5	3/5	3/4	3/4	3/3	3/3	3/3	0.0414	
TPI	3	3/8	3/7	3/6	3/6	3/6	3/5	3/5	3/4	3/4	3/3	3/3	3/3	0.0414	
Kelengkungan	3	3/8	3/7	3/6	3/6	3/6	3/5	3/5	3/4	3/4	3/3	3/3	3/3	0.0414	

Ada beberapa keuntungan dari metode AHP, seperti membuat permasalahan kompleks menjadi lebih sederhana, dapat digunakan pada parameter yang tidak memiliki hubungan linear, hingga mampu mengakomodasi perhitungan yang melibatkan banyak faktor dengan baik karena faktor-faktor tersebut terlebih dahulu diurutkan berdasarkan prioritas kepentingannya. Namun, metode AHP ini juga memiliki kelemahan seperti proses pembobotan parameternya sangat bersifat subjektif tergantung peneliti, sehingga pengalaman dan eksperimen sebelumnya dari peneliti harus dapat dipertanggungjawabkan (Supriyadi et al., 2018).

Pembobotan parameter dalam penelitian ini mengacu pada studi literatur yang telah dilakukan pada tahap pertama penelitian, tepatnya studi literatur mengenai hubungan zona potensi air tanah dengan parameter yang dipakai, serta tetap mempertimbangkan hasil dari penelitian sebelumnya (Tabel 4) untuk mengurangi subjektivitas peneliti dalam pembobotan parameternya. Setelah tahap pengolahan data, terakhir ada tahap penyusunan laporan (ditandai warna kuning pada diagram alir) yang didalamnya termasuk penarikan kesimpulan berdasarkan perbandingan antara zona potensi air tanah hasil penelitian ini dengan data lapangan.

Tabel 4. Tabel bobot parameter, kelas serta bobot dari masing-masing parameter, serta normalisasi bobot

Parameter	Bobot	Kelas	Bobot	Normalisasi Bobot	Nilai CR
Geologi	8	Aluvium Pantai	8	0.435	0.0172
		Terumbu Karang	6	0.286	
		Batu lempung Tufan	4	0.182	
		Brekis Andesit - Basal	2	0.097	
Geomorfologi	7	Dataran Aluvial	7	0.558	0.0176
		Endapan Piroklastik	5	0.320	
		Kerucut Gunungapi	2	0.122	
Tutupan Lahan	6	Peraliran	9	0.350	0.0099
		Hutan	8	0.243	
		Belukar	6	0.174	
		Lahan Pertanian	4	0.112	
		Tanah Terbuka	2	0.060	
		Permukiman	2	0.060	
Densitas Kelurusan	6	Sangat Rendah	1	0.064	0.0150
		Rendah	2	0.117	
		Sedang	3	0.183	
		Tinggi	4	0.257	
		Sangat Tinggi	5	0.380	
Jenis Tanah	6	Aluvial Gleik	2	0.049	0.0255
		Gleisol Eutrik	3	0.074	
		Kambisol Litik	4	0.102	
		Aluvial Eutrik	5	0.132	
		Kambisol Eutrik	6	0.162	
		Regosol Eutrik	7	0.216	
Densitas Drainase	5	Litosol	8	0.265	0.0150
		Sangat Rendah	5	0.380	
		Rendah	4	0.257	
		Sedang	3	0.183	
		Tinggi	2	0.117	
Kemiringan Lereng	5	Sangat Tinggi	1	0.064	0.0150
		Datar	5	0.380	
		Rendah	4	0.257	
		Sedang	3	0.183	
		Curam	2	0.117	
Curah Hujan	4	Sangat Curam	1	0.064	0.0291
		Sangat Rendah	2	0.086	
		Rendah	3	0.136	
		Sedang	4	0.180	
		Tinggi	5	0.257	
TWI	4	Sangat Tinggi	6	0.340	0.0291
		Sangat Rendah	2	0.086	
		Rendah	3	0.136	
		Sedang	4	0.180	
		Tinggi	5	0.257	
Kekasaran	3	Sangat Tinggi	6	0.340	0.0291
		Sangat Rendah	2	0.086	
		Rendah	3	0.136	
		Sedang	4	0.180	
		Tinggi	5	0.257	
TPI	3	Sangat Tinggi	6	0.340	0.0291
		Sangat Rendah	2	0.086	
		Rendah	3	0.136	
		Sedang	4	0.180	
		Tinggi	5	0.257	
Kelengkungan	3	Sangat Tinggi	6	0.340	0.0291
		Sangat Rendah	2	0.086	
		Rendah	3	0.136	
		Sedang	4	0.180	
		Tinggi	5	0.257	

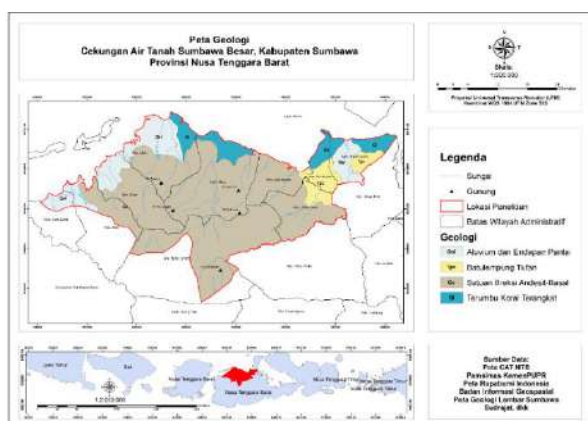
3. Hasil dan Pembahasan

Parameter Geologi

Geologi, oleh karena akuifer yang menyimpan air tanah tersusun dari lapisan

batuan dengan sifat tertentu, merupakan parameter yang paling mempengaruhi potensi air tanah. Sifat batuan yang paling krusial dalam menentukan baik tidaknya potensi air tanah adalah porositas dan permeabilitas, yakni tingkat ruang kosong/pori dalam batuan serta kemampuan batuan mengalirkan fluida melalui area didalamnya.

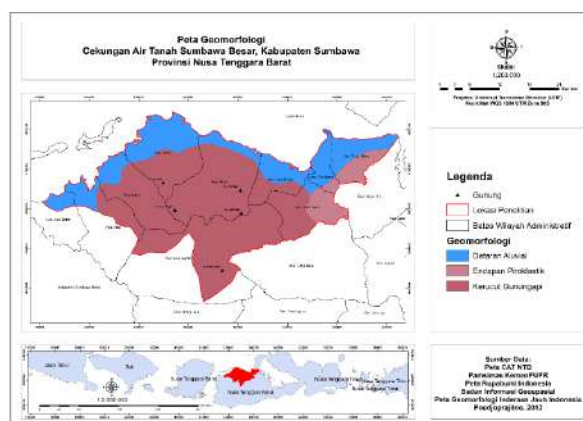
Berdasarkan Peta Geologi Lembar Sumbawa, terdapat 4 kelompok batuan yang menyusun lokasi penelitian. Keempat kelompok batuan tersebut yakni, aluvium dan endapan pantai (bobot 8), terumbu koral terangkat (bobot 6), batulempung tufan (bobot 4), dan breksi andesit-basal (bobot 2).



Parameter Geomorfologi

Geomorfologi merupakan parameter yang mengidentifikasi jenis bentuk lahan di permukaan bumi. Geomorfologi mempengaruhi potensi air tanah melalui bentuk lahan berupa perairan, seperti sungai, dataran banjir, dan delta (Saranya & Saravanan, 2020) yang berpotensi menjadi zona imbuhan.

Berdasarkan Peta Geomorfologi Inderaan Jauh Indonesia, terdapat 3 satuan geomorfologi pada lokasi penelitian. Ketiganya yakni kerucut gunungapi (bobot 2), endapan piroklastik (bobot 5), dan dataran aluvial (bobot 7).



Gambar 3. Peta geologi (kiri) dan peta geomorfologi (kanan) lokasi penelitian

Parameter Tutupan Lahan

Tutupan lahan merupakan parameter yang penting dalam mempengaruhi potensi air tanah karena banyaknya variasi tipe tutupan lahan yang baik maupun tidak untuk infiltrasi air (Kresic, 2006). Sebagai contoh, lahan yang tertutup oleh vegetasi tentu memiliki potensi infiltrasi air tanah yang lebih baik karena materi organik dapat meningkatkan porositas dan permeabilitas tanah, sedangkan lahan terbangun justru memblokir tanah sehingga air tanah sulit terinfiltrasi.

Berdasarkan Peta Penutupan Lahan Indonesia Tahun 2022 oleh Kementerian LHK,

daerah penelitian dikelompokkan menjadi 6 kelompok tutupan lahan. Keenam kelompok tersebut yakni perairan (bobot 9), hutan (bobot 8), belukar (bobot 6), lahan pertanian (bobot 4), serta tanah terbuka dan permukiman (bobot 2).

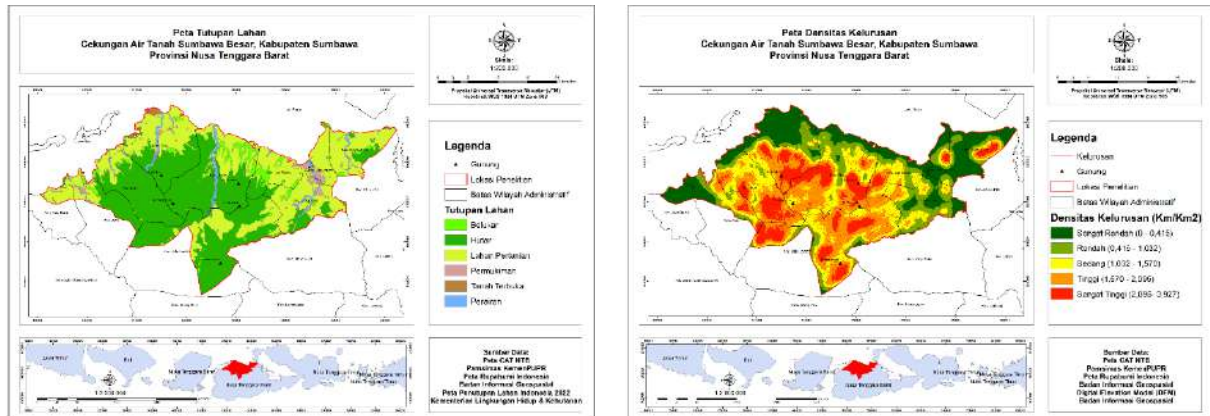
Parameter Densitas Kelurusan

Kelurusan merupakan topografi berupa garis lurus di permukaan yang dapat merepresentasikan struktur geologi seperti sesar, kekar, hingga rekahan (Mukherjee & Singh, 2020), sehingga densitas kelurusan berarti tingkat kepadatan struktur geologi

berupa garis lurus dalam suatu satuan luas. Densitas kelurusan mempengaruhi potensi air tanah melalui aktivitas struktur geologi yang akan mempengaruhi tingkat porositas dan permeabilitas batuan.

Pada peta densitas kelurusan, dapat dilihat bahwa densitas kelurusan dikategorikan dalam

5 kelas, mulai dari sangat rendah dengan densitas $<0,42 \text{ km/km}^2$ (bobot 1), rendah $0,42-1,03 \text{ km/km}^2$ (bobot 2), sedang $1,03-1,57 \text{ km/km}^2$ (bobot 3), tinggi $1,57-2,09 \text{ km/km}^2$ (bobot 4), serta sangat tinggi $2,09-3,92 \text{ km/km}^2$ (bobot 5).



Gambar 4. Peta tutupan lahan (kiri) dan peta densitas kelurusan (kanan) lokasi penelitian

Parameter Jenis Tanah

Jenis tanah merupakan parameter yang mempengaruhi potensi air tanah karena perannya sebagai media air dari permukaan merembes ke bawah permukaan. Sifat penting dari tanah yang mempengaruhi hal tersebut yakni tekstur tanah, karena tekstur sangat menentukan sifat porositas, permeabilitas, adhesif, serta konsistensi tanah (Senapati & Das, 2022). Semakin halus tekstur tanah, maka semakin rendah kapasitas infiltrasi air karena sifat porositas dan permeabilitas tanah semakin memburuk, dan semakin kasar tekstur tanah, maka semakin tinggi kapasitas infiltrasi karena sifat porositas dan permeabilitas tanah semakin meningkat.

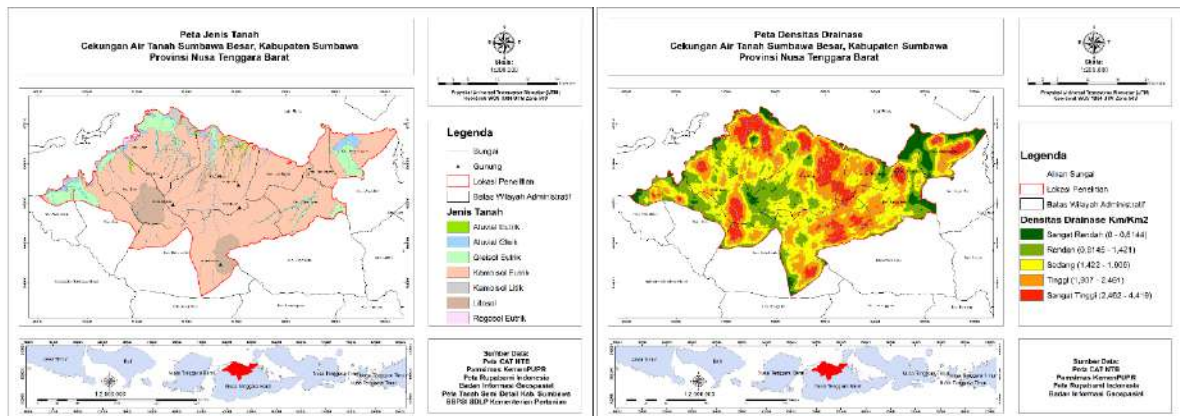
Berdasarkan Peta Tanah Semi Detail Kabupaten Sumbawa oleh BBPSI SDLP Kementerian Pertanian, terdapat 7 jenis tanah pada lokasi penelitian. Ketujuh jenis tanah tersebut adalah Litosol (bobot 8), Regosol Eutrik (bobot 7), Kambisol Eutrik (bobot 6),

Aluvial Eutrik (bobot 5), Kambisol Litik (bobot 4), Gleisol Eutrik (bobot 3), dan Aluvial Gleik (bobot 2).

Parameter Densitas Drainase

Densitas drainase merupakan parameter yang menjelaskan kerapatan drainase, yakni panjang sungai pada suatu area dibagi dengan luas areanya. Semakin rendah densitas drainase, semakin sedikit aliran sungai pada suatu luas area tertentu, maka akan menyebabkan air limpasan di permukaan semakin sedikit dan imbuhan air tanah semakin besar, sehingga laju infiltrasi air tanah menjadi lebih besar, serta potensi air tanah semakin baik.

Pada peta densitas drainase, diketahui bahwa densitas drainase dikategorikan dalam 5 kelas, mulai dari sangat rendah dengan densitas $<0,8 \text{ km/km}^2$ (bobot 5), rendah $0,8-1,42 \text{ km/km}^2$ (bobot 4), sedang $1,42-1,9 \text{ km/km}^2$ (bobot 3), tinggi $1,9-2,45 \text{ km/km}^2$ (bobot 2), serta sangat tinggi $2,45-4,42 \text{ km/km}^2$ (bobot 1).



Gambar 5. Peta jenis tanah (kiri) dan peta densitas drainase (kanan) lokasi penelitian

Parameter Kemiringan Lereng

Kemiringan lereng merupakan parameter yang mempengaruhi potensi air tanah, melalui faktor tingkat kecuraman lereng. Semakin curam kemiringan lereng, maka air permukaan akan terus mengalir ke bawah tanpa terlebih dahulu terinfiltrasi, sehingga waktu penetrasi air semakin sedikit. Semakin landai kemiringan lereng, maka air permukaan akan diam untuk beberapa waktu di permukaan, sehingga terdapat waktu yang cukup untuk air terpenetrasi ke dalam (Nugroho et al, 2022).

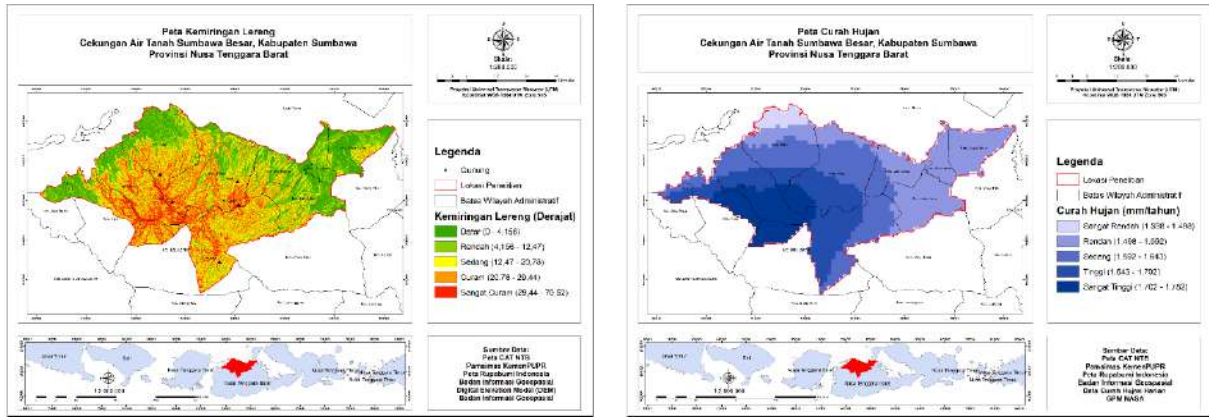
Peta Kemiringan lereng dibagi menjadi 5 kelas. Kelima kelas tersebut yakni datar, rendah, sedang, curam, serta sangat curam. Kemiringan lereng datar $<4,2^\circ$ (bobot 5), kemiringan lereng rendah $4,2^\circ-12,5^\circ$ (bobot 4), kemiringan lereng sedang $12,5^\circ-20,8^\circ$ (bobot 3), kemiringan lereng curam $20,8^\circ-30^\circ$ (bobot 2), dan kemiringan lereng sangat curam $>30^\circ$ (bobot 1).

Parameter Curah Hujan

Curah hujan merupakan salah satu komponen yang penting dalam siklus hidrologi sebagai sumber datangnya air bagi sumber air permukaan serta bagi zona imbuhan air tanah (Mukherjee & Singh, 2020). Curah hujan

menjadi parameter yang mempengaruhi potensi air tanah karena perannya sebagai penyedia air bagi sumber air tanah. Semakin tinggi curah hujan, maka semakin besar potensi air tanah tersimpan karena semakin besar volume air yang tersedia untuk terinfiltrasi lewat tanah (Saranya & Saravanan, 2020).

Pada peta curah hujan, dapat dilihat bahwa curah hujan pada lokasi penelitian berada dalam kisaran 1338-1782 mm/tahun. Data curah hujan dibagi menjadi 5 kelas, mulai dari sangat rendah dengan curah hujan 1338-1498 mm/tahun (bobot 2), rendah 1498-1592 mm/tahun (bobot 3), sedang 1592-1643 mm/tahun (bobot 4), tinggi 1643-1702 mm/tahun (bobot 5), dan sangat tinggi 1702-1782 mm/tahun (bobot 6).



Gambar 6. Peta kemiringan lereng (kiri) dan peta curah hujan (kanan) lokasi penelitian

Parameter TWI

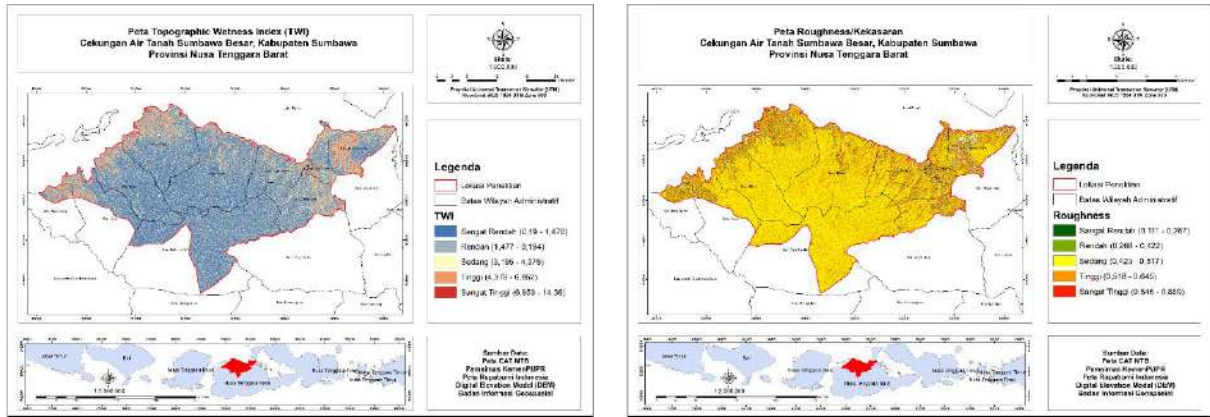
Topographic Wetness Index atau TWI merupakan model untuk memprediksi tingkat kelembaban tanah berdasarkan pendekatan terhadap topografi. TWI memiliki tiga komponen, yakni daerah tangkapan air/*total catchment area*, lebar aliran, dan kemiringan lereng. Dari pendekatan topografi dengan ketiga komponen tersebut, tingkat kelembaban tanah dapat diprediksi yang tentunya mempengaruhi proses infiltrasi air ke dalam permukaan (Kopecký et al., 2021). Pengaruh TWI terhadap potensi air tanah yakni, semakin besar nilai TWI maka mengindikasikan kelembaban tanah semakin tinggi, sehingga laju infiltrasi air ke dalam tanah akan semakin besar, dan semakin kecil nilai TWI, maka laju infiltrasi air juga semakin kecil (Mukherjee & Singh, 2020).

Peta TWI membagi indeks kelembaban topografi menjadi 5 kelas, yakni sangat rendah (0,19-1,47 dengan bobot 2), rendah (1,47-3,15 dengan bobot 3), sedang (3,15-4,375 dengan bobot 4), tinggi (4,375-6,9 dengan bobot 5), dan sangat tinggi (6,9-14,36 dengan bobot 6).

Parameter Kekasaran

Roughness atau kekasaran merupakan parameter yang menggambarkan tingkat kekasaran relief permukaan bumi, yakni seberapa bergelombang topografi di suatu wilayah. Semakin besar nilai *roughness*, maka semakin bergelombang topografinya, dan begitu pula sebaliknya, semakin kecil nilai *roughness*, maka semakin datar topografi (Arulbalaji et al, 2019). Pengaruh kekasaran terhadap potensi air tanah yakni, nilai kekasaran yang tinggi akan menyebabkan semakin besar air limpasan dan semakin kecil air meresap ke dalam permukaan, sehingga potensi air tanah semakin berkurang (Mukherjee & Singh, 2020).

Peta *roughness* atau kekasaran membagi tingkat kekasaran topografi pada lokasi penelitian menjadi 5 kelas, yakni sangat rendah (0,111-0,267 dengan bobot 2), rendah (0,268-0,422 dengan bobot 3), sedang (0,423-0,517 dengan bobot 4), tinggi (0,518-0,645 dengan bobot 5), dan sangat tinggi (0,546-0,889 dengan bobot 6).



Gambar 7. Peta TWI (kiri) dan peta kekasaran (kanan) lokasi penelitian

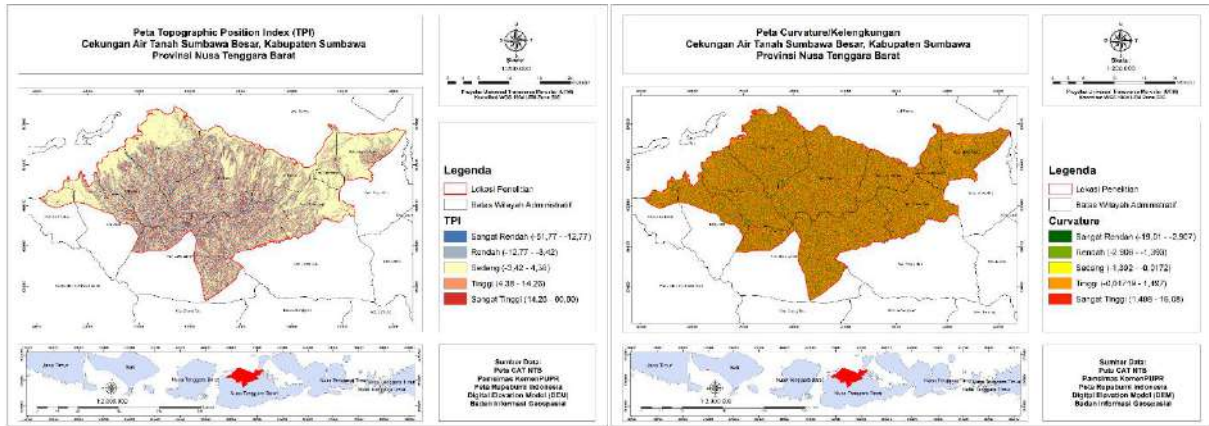
Parameter TPI

Topographic Position Index atau TPI merupakan parameter yang mengukur posisi relatif topografi dari suatu titik pusat terhadap elevasi rata-rata di sekitar titik pusat tersebut. Ini berarti ada tiga kemungkinan posisi topografi suatu titik pusat terhadap posisi sekitar, yakni titik pusat lebih rendah dari sekitar/bagian bawah lereng, titik pusat lebih tinggi dari sekitar/bagian atas lereng, dan titik pusat pada area datar/*flat* yakni pada bagian tengah lereng (De Reu et al., 2013). Pengaruh TPI terhadap potensi air tanah yakni, semakin tinggi nilai TPI berarti semakin tinggi topografinya, sehingga potensi air tanah lebih kecil, karena besarnya air limpasan permukaan serta kecilnya infiltrasi air ke dalam permukaan. Semakin rendah nilai TPI berarti semakin rendah topografinya, sehingga potensi air tanah akan lebih besar karena kesempatan air meresap ke dalam tanah lebih besar (Mukherjee & Singh, 2020).

Peta TPI membagi lokasi penelitian menjadi 5 kelas, yakni sangat rendah (-51,77- -12,77 dengan bobot 6), rendah (-12,77- -3,42 dengan bobot 5), sedang (-3,42 - 4,38 dengan bobot 4), tinggi (4,38-14,26 dengan bobot 3), dan sangat tinggi (14,26-80,80 dengan bobot 2).

Parameter Kelengkungan

Curvature atau kelengkungan merupakan parameter yang menggambarkan bentuk kelengkungan dari permukaan. *Curvature* dapat berupa bentuk cekung yang bernilai positif, bentuk cembung yang bernilai negatif, serta bentuk datar yang bernilai 0. Pengaruh kelengkungan terhadap potensi air tanah yakni, semakin positif nilai *curvature*, maka semakin besar potensi air tanah. Peta kelengkungan membagi lokasi penelitian menjadi 5 kelas, mulai dari sangat rendah (bobot 6) hingga sangat tinggi (bobot 2).



Gambar 8. Peta TPI (kiri) dan peta kelengkungan (kanan) lokasi penelitian

Peta Zona Potensi Air Tanah

Peta zona potensi air tanah pada Cekungan Air Tanah Sumbawa Besar dihasilkan dengan menggabungkan kedua belas parameter yang mempengaruhi potensi air tanah, yang telah melewati proses pengurutan tingkat kepentingan parameter, pembobotan parameter dan kelas parameter, serta pembuatan peta tematik dari masing-masing parameter tersebut. Selanjutnya zona potensi air tanah dapat dihitung dengan menggunakan persamaan berikut:

$$GPZ = \sum_{i=1}^n (Wi \times Ri)$$

$GPZ = \text{Potensi air tanah}$

$Wi = \text{Bobot setiap parameter}$

$Ri = \text{Nilai kelas dari tiap parameter}$

Dari peta zona potensi air tanah Cekungan Air Tanah Sumbawa Besar yang telah dihasilkan, diketahui bahwa zona potensi air tanah terbagi menjadi tiga kelas, yakni rendah, sedang, dan tinggi. Lokasi penelitian didominasi oleh zona sedang dengan luas area 735 km² (68% dari total luas lokasi penelitian), tersebar di area tengah hingga ke arah utara-selatan-timur. Kemudian terdapat zona rendah dan zona tinggi yang masing-masing memiliki luas area 184 km² (18% dari total luas lokasi penelitian) dan 150 km² (14% dari total luas

lokasi penelitian). Untuk zona rendah berada pada area tengah dan timur, sedangkan zona tinggi tersebar di area pesisir barat laut dan timur laut lokasi penelitian.

Selanjutnya, dilakukan perbandingan antara data kuantitas air tanah dengan peta potensi air tanah yang telah dibuat. Peta zona potensi air tanah Sumbawa Besar dibandingkan secara spasial dengan lokasi titik sumur bor dan area desa terdampak kekeringan. Data titik sumur bor bersumber dari laman Kementerian Pekerjaan Umum, sedangkan data daftar desa terdampak kekeringan Kabupaten Sumbawa 2023 yang ditetapkan status tanggap darurat bersumber dari BPBD setempat.

Dari data titik sumur bor digunakan data debit air sumur bor, dengan pembagian debit sumur mengacu pada klasifikasi oleh Mukherjee & Singh, 2020. Terdapat tiga kategori debit sumur, yakni rendah berarti debit di bawah 10,8 m³/jam, sedang berarti debit sekitar 10,8 hingga 21,6 m³/jam, dan tinggi berarti debit lebih dari 21,6 m³/jam.

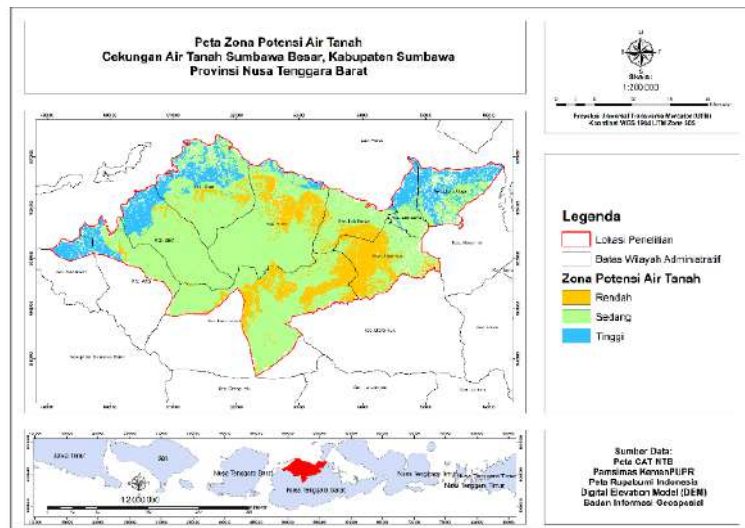
Berdasarkan perbandingan spasial antara debit sumur dengan peta zona potensi air tanah, diketahui bahwa 53 dari 68 titik sumur bor sesuai tingkat debit sumurnya dengan zona potensi pada peta, berarti sekitar 78% titik

sesuai dengan zona potensi air tanah hasil penelitian ini.

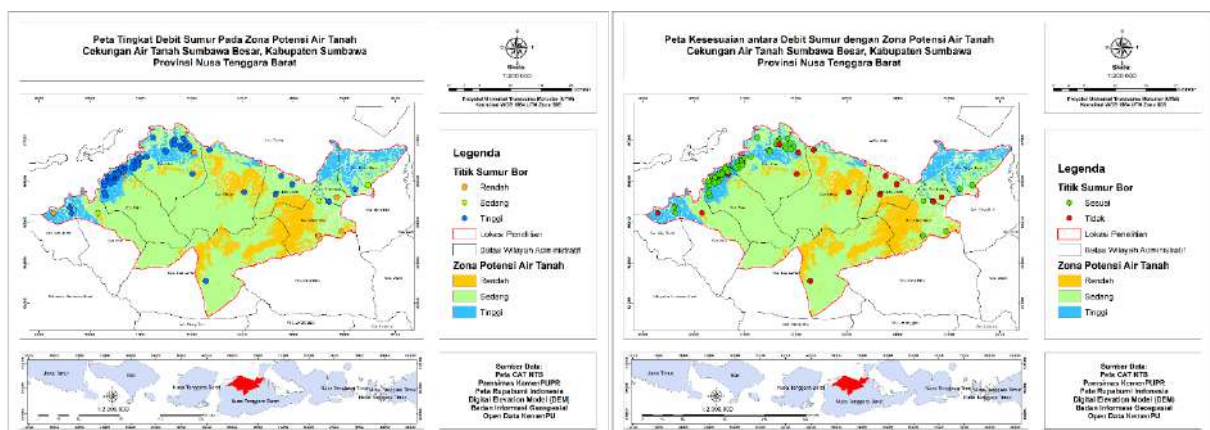
Untuk data desa terdampak bencana kekeringan yang ditetapkan sebagai desa dengan status tanggap darurat, terdapat 8 desa yang termasuk dalam lokasi penelitian. Desa yang dimaksud yakni Desa Mapin Beru, Mapin Kebak, Labuhan Bajo, Labuhan Badas, Labuhan Sumbawa, Pelat, Kelungkung, dan Baru Tahan.

Berdasarkan perbandingan spasial antara desa terdampak kekeringan dengan peta zona

potensi air tanah, diketahui bahwa 3 dari 8 desa sesuai dengan peta zona potensi air tanah, tepatnya berada pada zona potensi rendah. Ketiga desa tersebut adalah Desa Labuhan Badas, Pelat, dan Kelungkung. Ketiga desa tersebut menempati luas area sekitar 90 km² atau sekitar 85% dari total luas 8 desa terdampak bencana kekeringan di lokasi penelitian.



Gambar 9. Peta zona potensi air tanah lokasi penelitian



Gambar 10. Peta persebaran titik sumur (kiri) dan peta kesesuaian debit sumur dengan peta zona potensi air tanah (kanan)

Urutan Tingkat Kepentingan Parameter

Sejatinya, pengurutan tingkat kepentingan parameter dan kelasnya menggunakan metode

AHP sangat mengandalkan pengalaman dan eksperimen yang telah dilakukan sebelumnya oleh peneliti (Tabel 4).

Tabel 4. Perbandingan urutan parameter dari beberapa penelitian

Penelitian/Urutan ke-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Lokasi
Arulbalaji (2019)	Geomorfologi	Tutupan Lahan	Geologi	Densitas Kelurusan	Tanah	Densitas Drainase	Lereng	Curah Hujan	TWI	Roughness	TPI	Curvature	India
Mukherjee (2020)	Geologi	Geomorfologi	Tutupan Lahan	Densitas Kelurusan	Tanah	Densitas Drainase	Lereng	Curah Hujan	TWI	Roughness	TPI	Curvature	India
Saranya (2020)	Geomorfologi	Densitas Drainase	Densitas Kelurusan	Lereng	Geologi	Tutupan Lahan	Tanah	Curah Hujan					India
Dar (2020)	Geologi	Geomorfologi	Lereng	Tutupan Lahan	Tanah	Densitas Drainase	Densitas Kelurusan	Curah Hujan					India
Doke (2021)	Geologi	Geomorfologi	Lereng	Tutupan Lahan	Densitas Drainase	Densitas Kelurusan	Tanah	Curah Hujan					India
Ahmadi (2021)	Geologi	Lereng	Densitas Drainase	Tutupan Lahan	Densitas Kelurusan	Curah Hujan							Turki
Yunandar (2021)	Geomorfologi	Tutupan Lahan	Geologi	Densitas Kelurusan	Tanah	Densitas Drainase	Lereng	Curah Hujan	TWI	Roughness	TPI	Curvature	Majalengka
Ifediegwu (2022)	Geologi	Geomorfologi	Tanah	Lereng	Densitas Kelurusan	Densitas Drainase	Curah Hujan	Tutupan Lahan					Nigeria
Senapati (2022)	Tutupan Lahan	Tanah	Densitas Drainase	Curah Hujan	Geomorfologi	Geologi	TWI						India
Nugroho (2022)	Curah Hujan	Geologi	Geomorfologi	Tutupan Lahan	Lereng	TWI							DIY
Razi (2024)	Geologi	Tutupan Lahan	Lereng	Densitas Kelurusan	Curah Hujan	Densitas Drainase	Tanah						Aceh Besar
Putranto (2024)	Geologi	Curah Hujan	Densitas Kelurusan	Tutupan Lahan	Lereng								Rembang

Tabel 5. Perbandingan akurasi peta terhadap data sumur hasil beberapa percobaan modifikasi parameter

Parameter	Hasil Peta	Percobaan 1	Percobaan 2	Percobaan 3	Percobaan 4	Percobaan 5 (Urutan kepentingan Senapati & Das, 2022)
Geologi	✓	✓	✓	✓	✓	6
Geomorfologi	✓	✓	✓	✓	✓	5
Tutupan Lahan	✓	✓	✓	✓	✓	1
Kelurusan	✓	✓	✓	✓	✓	–
Tanah	✓	✓	✓	✓	✓	2
Drainase	✓	✓	✓	✓	✓	4
Lereng	✓	✓	✓	✓	✓	–
Hujan	✓	✓	✓	✓	✓	3
TWI	✓	✓	✓	✓	–	7
Kekasaran	✓	✓	–	–	–	–
TPI	✓	–	✓	–	–	–
Kelengkungan	✓	✓	–	–	–	–
Akurasi Data						
Debit Sumur	78%	75%	72%	69%	63%	15%
Bor						

Namun, selain menggunakan studi literatur terhadap masing-masing parameter dan hubungannya dengan potensi air tanah, penelitian ini juga meninjau penelitian yang telah dilakukan sebelumnya menggunakan metode serupa, mengingat pengalaman lapangan yang lebih matang dari para peneliti sebelumnya.

Berdasarkan Tabel 5, terdapat dua kesimpulan yang dapat ditarik. Pertama,

penelitian sebelumnya banyak menjadikan parameter geologi, geomorfologi, dan tutupan lahan sebagai parameter terpenting, yang berarti pengurutan parameter yang telah dilakukan cukup sesuai dengan pengalaman lapangan oleh penelitian sebelumnya. Kedua, beberapa penelitian memiliki urutan parameter yang cukup mencolok perbedaannya, menegaskan bahwa metode AHP ini sangat mengandalkan pengalaman peneliti masing-

masing, sehingga tidak ada patokan tertentu dalam menentukan urutan kepentingan parameter. Pada akhirnya, perbandingan antara peta zona potensi air tanah yang dihasilkan dengan data lapangan akan menjawab apakah suatu urutan kepentingan parameter sudah tepat atau tidak, yakni dengan menunjukkan angka akurasi yang tinggi.

Selain itu, dari Tabel 5 juga diketahui bahwa apabila urutan parameternya diubah mengikuti urutan parameter penelitian lain, maka akurasi peta menurun sangat jauh, menegaskan bahwa pengurutan tingkat kepentingan parameter yang dilakukan dalam penelitian ini sudah benar dan cukup sesuai dengan keadaan di lapangan. Selain itu, dari tabel tersebut juga diketahui bahwa menggunakan 12 parameter menghasilkan akurasi tertinggi terhadap data lapangan di lokasi penelitian, akurasi peta menurun apabila mengurangi beberapa parameter, sehingga dapat disimpulkan bahwa ke-12 parameter yang digunakan dalam penelitian ini penting dan mempengaruhi potensi air tanah di lokasi penelitian.

4. Kesimpulan

Penelitian ini menggunakan metode SIG dan AHP untuk mengidentifikasi zona potensi air tanah di Cekungan Air Tanah (CAT) Sumbawa Besar, Provinsi Nusa Tenggara Barat. Terdapat 12 parameter yang digunakan dalam penelitian ini. Secara berurutan sesuai dengan tingkat kepentingan parameternya, parameter tersebut yakni geologi, geomorfologi, tutupan lahan, densitas kelurusan, jenis tanah, densitas drainase, kemiringan lereng, curah hujan, TWI, kekasaran, TPI, dan kelengkungan.

Dari peta zona potensi air tanah yang dihasilkan, diketahui bahwa zona potensi air tanah di CAT Sumbawa Besar dibagi menjadi 3

kategori, yakni zona potensi air tanah rendah dengan luas area 184 km² (18% dari wilayah penelitian), zona potensi air tanah sedang dengan luas area 735 km² (68% dari wilayah penelitian), serta zona potensi air tanah tinggi dengan luas area 150 km² (14% dari wilayah penelitian). Perbandingan antara peta zona potensi air tanah dengan data lapangan menunjukkan bahwa peta yang dihasilkan cukup akurat dengan keadaan di lapangan (akurasi 78% terhadap debit air sumur bor dan akurasi 85% terhadap luas daerah yang termasuk dalam wilayah tanggap darurat bencana kekeringan).

Sumber Data

Peta Rupabumi Indonesia dan data *Digital Elevation Model* (DEM) diambil dari <https://tanahair.indonesia.go.id> (diakses pada April 2024).

Peta Geologi Lembar Sumbawa Skala 1:250.000 (Sudrajat et al, 2012) dan Peta Geomorfologi Inderaau Jauh Indonesia Skala 1:5.000.000 (Poedjoprajitno, 2012) diambil dari <https://geologi.esdm.go.id> (diakses pada Mei 2024).

Peta Tanah Semi Detail Kabupaten Sumbawa Skala 1:50.000 diperoleh dari Balai Besar Pengujian Standar Instrumen Sumber Daya Lahan Pertanian (BBPSI SDLP) Kementerian Pertanian.

Peta Penutupan Lahan Indonesia 2022 diambil dari geoportal.menlhk.go.id/server/rest/services (diakses pada Oktober 2024).

Data curah hujan harian Pulau Sumbawa periode tahun 2018-2023 diambil dari <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/> (diakses pada Oktober 2024)

Referensi

Ahmadi, H., Kaya, O. A., Babadagi, E., Savas, T., & Pekkan, E. (2021). GIS-Based

- Groundwater Potentiality Mapping Using AHP and FR Models in Central Antalya, Turkey. 11.
<https://doi.org/10.3390/iecg2020-08741>
- Akbar, H. (2023). 339 Desa-70 Kecamatan di NTB Dilanda Kekeringan!
<https://www.detik.com/bali/nusra/d-6927282/339-desa-70-kecamatan-di-ntb-dilanda-kekeringan>
- Arulbalaji, P., Padmalal, D., & Sreelash, K. (2019). GIS and AHP Techniques Based Delineation of Groundwater Potential Zones: a case study from Southern Western Ghats, India. Scientific Reports, 9(1), 1–17.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-38567-x>
- Dar, T., Rai, N., & Bhat, A. (2021). Delineation of potential groundwater recharge zones using analytical hierarchy process (AHP). Geology, Ecology, and Landscapes, 5(4), 292–307.
<https://doi.org/10.1080/24749508.2020.1726562>
- Darman, H., & Sidi, F. H. (2000). An outline of the geology of Indonesia. In Indonesian Geologist Association (Vol. 116, Issue January, pp. 1–31).
- De Reu, J., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., De Smedt, P., Chu, W., Antrop, M., De Maeyer, P., Finke, P., Van Meirvenne, M., Verniers, J., & Crombé, P. (2013). Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. Geomorphology, 186, 39–49.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.015>
- Doke, A. B., Zolekar, R. B., Patel, H., & Das, S. (2021). Geospatial mapping of groundwater potential zones using multi-criteria decision-making AHP approach in a hardrock basaltic terrain in India. Ecological Indicators, 127(March), 107685.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107685>
- Fetter, C. W. (2014). Hydrogeology, Applied Edition, Fourth. In Applied Hydrogeology Fourth Edition.
- Ifediegwu, S. I. (2022). Assessment of groundwater potential zones using GIS and AHP techniques: a case study of the Lafia district, Nasarawa State, Nigeria. Applied Water Science, 12(1), 1–17.
<https://doi.org/10.1007/s13201-021-01556-5>
- Kodoatie, R. J. (2012). Tata Ruang Air Tanah. In Penerbit ANDI Yogyakarta: Vol. I (I). Penerbit ANDI Yogyakarta.
- Kopecký, M., Macek, M., & Wild, J. (2021). Topographic Wetness Index calculation guidelines based on measured soil moisture and plant species composition. Science of the Total Environment, 757, 143785.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143785>
- Kresic, N. (2006). Hydrogeology and Groundwater Modelling (2nd ed.). CRC Press.
<https://doi.org/10.1201/9781420004991>
- Mukherjee, I., & Singh, U. K. (2020). Delineation of groundwater potential zones in a drought-prone semi-arid region of east India using GIS and analytical hierarchical process techniques. Catena, 194(December 2019), 104681.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104681>
- Nugroho, J. T., Sari, C. N., & Nugraha, A. L. (2022). Identifikasi Zona Potensi Air Tanah Berbasis Sistem Informasi Geografis Dan Analytical Hierarchy Process (Studi Kasus : Provinsi Daerah Istimewa Yogyakarta). Elipsoida: Jurnal Geodesi Dan Geomatika, 5(1), 9–15.
<https://doi.org/10.14710/elipsoida.2022.16641>
- Putranto, T. T., Mustiono, A. R. W., & Hidayatillah, A. S. (2024). Groundwater Potency Analysis Using Remote Sensing and Analytical Hierarchy Process To Overcome Drought In Rembang Regency, Indonesia. Indonesian Journal of Geography, 56(1), 11–23.
<https://doi.org/10.22146/ijg.77889>
- Razi, M. H., Zahratunnisa, & Retongga, N. (2024). Delineation of groundwater potential zone using remote sensing and GIS-based AHP for sustainable groundwater management in Aceh Besar Regency, Aceh Province, Indonesia. Journal of Degraded and Mining Lands Management, 11(2), 5237–5249.
<https://doi.org/10.15243/jdmlm.2024.112.5237>
- Saaty, T. L. (2008). Decision making with the analytic hierarchy process. International Journal of Services Sciences, 1(1), 83–97.

- Saranya, T., & Saravanan, S. (2020). Groundwater potential zone mapping using analytical hierarchy process (AHP) and GIS for Kancheepuram District, Tamilnadu, India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 6(2), 1105–1122. <https://doi.org/10.1007/s40808-020-00744-7>
- Senapati, U., & Das, T. K. (2022). GIS-based comparative assessment of groundwater potential zone using MIF and AHP techniques in Cooch Behar district, West Bengal. *Applied Water Science*, 12(3), 1–18. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01509-y>
- Supriadi, A., Rustandi, A., Komarlina, D. H., & Ardiani, G. T. (2018). *Analytical Hierarchy Process (AHP)*. Deepublish Publisher.
- Van Bemmelen, R. W. (1949). *The Geology of Indonesia. General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagoes*. In Government Printing Office, The Hague (pp. 1–766).
- Yunandar, R. S. P., Iskandarsyah, T. Y. W. M., & Barkah, M. N. (2021). Zona Potensi Keterdapatan Air Tanah Menggunakan Sistem Informasi Geografis pada Sub-DAS Ciwaringin, Kabupaten Majalengka, Provinsi Jawa Barat. *Padjadjaran Geoscience Journal*, 5(5), 517–527.

Korelasi Nilai *Standard Penetration Test* (SPT) dan *Cone Penetration Test with Pore Pressure Measurement* (CPTu) untuk Estimasi Daya Dukung Tanah di Kota Batam, Kepulauan Riau

Firli Rahmadian^{1,*}, Asri Oktavioni Indraswari¹, Urwatul Wusqa¹

Program Studi Geologi, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kampus Baru Depok Universitas Indonesia, Kota Depok, 16424, Indonesia

Narahubung: firli.rahmadian@ui.ac.id

Abstrak

Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis hubungan antara hasil uji *Standard Penetration Test* (SPT) dan *Cone Penetration Test with Pore Pressure Measurement* (CPTu) dalam mengestimasi daya dukung tanah (q_a), guna mendukung perencanaan pembangunan panel surya di wilayah dengan kondisi geologi yang bervariasi. Pemilihan lokasi pembangunan panel surya memerlukan pemahaman karakteristik tanah, termasuk kemampuan tanah dalam menahan beban, untuk memastikan kestabilan dan keberlanjutan konstruksi di atasnya. Lokasi penelitian berada di daerah yang secara geologi tersusun atas Formasi Semarung dan Pancur yang terdiri atas batupasir arkosik, batulempung, batuserpih, dan konglomerat. Data terdiri dari 20 titik uji SPT dan 14 titik uji CPTu, masing-masing pada tiga kedalaman sejajar. Nilai daya dukung tanah (q_a) dihitung dari nilai N-SPT menggunakan rumus Bowles, lalu dikorelasikan secara linier dengan parameter CPTu, yaitu tahanan ujung konus (q_c) dan hambatan selubung (f_s). Sebanyak 30 pasang sampel digunakan, terdiri atas 24 pasang untuk membangun model korelasi dan 6 pasang untuk validasi. Hasil analisis menunjukkan bahwa korelasi antara q_c dan q_a memiliki koefisien determinasi (R^2) sebesar 0,7302 dengan tingkat akurasi 90% (MAPE 10%), sedangkan korelasi antara f_s dan q_a memiliki R^2 sebesar 0,7169 dengan akurasi 87% (MAPE 13%). Model terbaik (q_c - q_a) digunakan untuk menghitung daya dukung di seluruh titik CPTu, kemudian digabungkan dengan hasil uji SPT dalam bentuk peta sebaran daya dukung tanah. Hasil akhir menunjukkan variasi nilai daya dukung tanah yang dipengaruhi oleh kondisi geologi, seperti jenis litologi, topografi, dan kedalaman tanah, yang penting untuk perencanaan teknis pembangunan panel surya.

Kata Kunci: SPT, CPTu, q_a , Korelasi Linier, MAPE

1. Pendahuluan

Pembangunan panel surya di Kota Batam merupakan bagian dari upaya percepatan transisi energi terbarukan yang sejalan dengan target pembangunan berkelanjutan (Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2011). Untuk menunjang keberhasilan infrastruktur ini, pemahaman terhadap karakteristik tanah menjadi hal yang sangat penting, terutama dalam kaitannya dengan estimasi daya dukung tanah yang berperan dalam menjaga kestabilan struktur (Das, 2017). Kota Batam memiliki kondisi geologi yang cukup kompleks, didominasi oleh Formasi Semarung dan Pancur, yang terdiri atas litologi

batupasir arkosik, batulempung, batuserpih, dan konglomerat (Kusnama dkk., 1994). Variasi litologi ini berpotensi menghasilkan perbedaan dalam parameter teknis tanah. *Standard Penetration Test* (SPT) banyak digunakan dalam evaluasi tanah, namun bersifat diskrit secara vertikal (SNI 4153: 2008). Untuk melengkapi keterbatasan tersebut, *Cone Penetration Test with Pore Pressure Measurement* (CPTu) dapat digunakan karena menyediakan data yang kontinu serta informasi tambahan berupa tekanan pori (SNI 2827:2008). Integrasi kedua data ini melalui pendekatan korelasi linier diharapkan mampu meningkatkan akurasi estimasi daya dukung

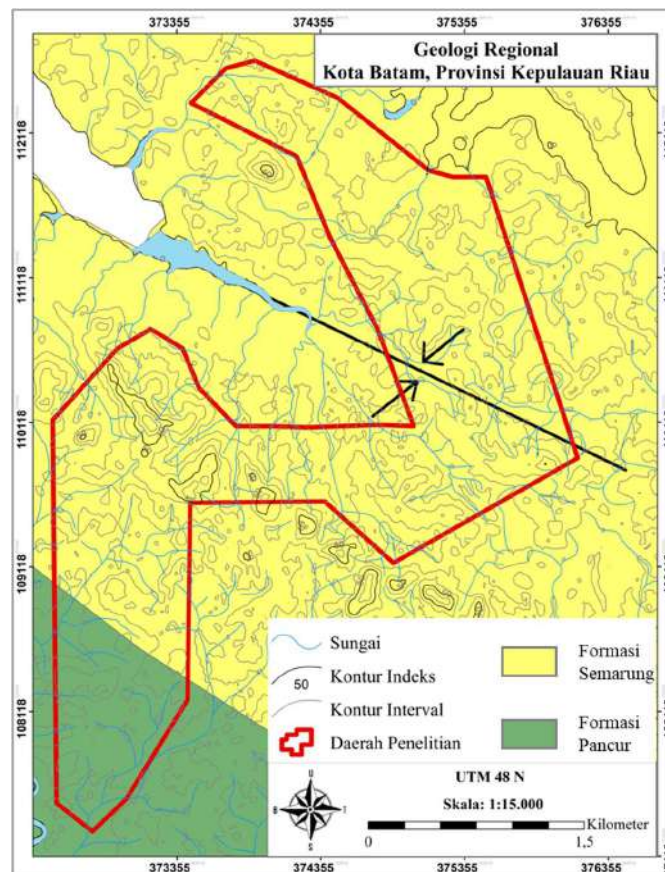
tanah, khususnya di lokasi dengan data uji terbatas (Satriyo dkk., 2020).

Permasalahan utama dalam penelitian ini berangkat dari perlunya memahami hubungan antara hasil uji SPT dan CPTu dalam konteks estimasi daya dukung tanah. Selain itu, penting untuk mengevaluasi tingkat akurasi model korelasi yang dibangun dari kedua metode tersebut agar dapat digunakan secara andal dalam perencanaan geoteknik. Di samping itu, pemetaan distribusi daya dukung tanah berdasarkan hasil pemodelan korelasi juga menjadi bagian penting untuk mengetahui pola penyebaran nilai-nilai daya dukung di seluruh lokasi penelitian.

Penelitian ini bertujuan untuk mengkaji hubungan linier antara parameter-parameter hasil pengujian SPT dan CPTu sebagai dasar

estimasi daya dukung tanah. Selain itu, penelitian ini juga bertujuan untuk menilai tingkat akurasi dari model korelasi linier yang dibangun agar dapat digunakan secara efektif dalam prediksi daya dukung. Akhirnya, hasil perhitungan ini akan digunakan untuk menyusun peta sebaran daya dukung tanah sebagai dasar pertimbangan teknis dalam perencanaan pembangunan infrastruktur di wilayah penelitian.

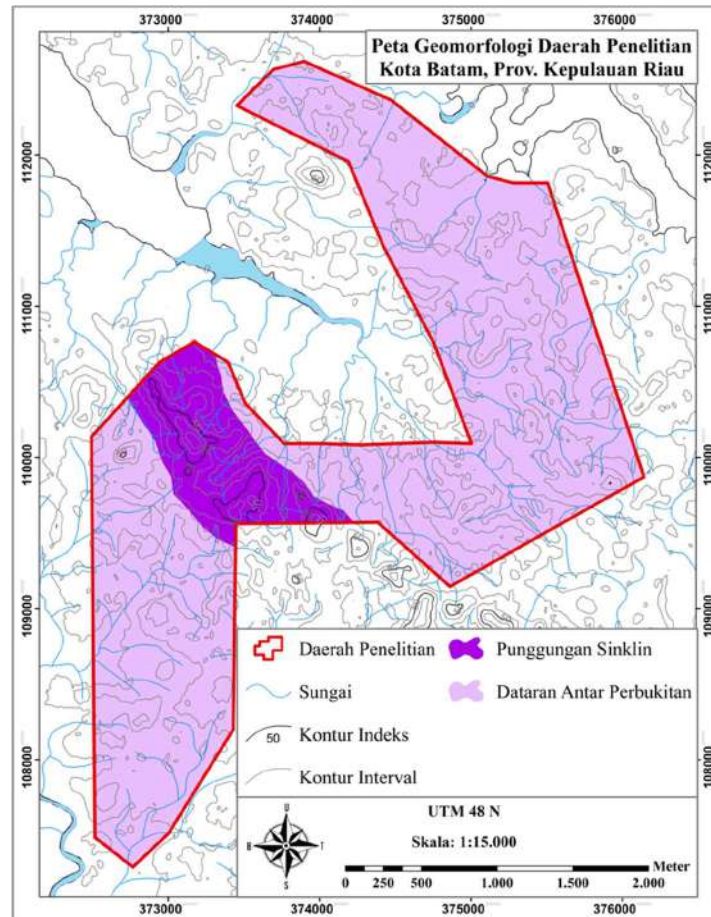
Menurut Kusnama dkk. (1994) Secara geologi daerah penelitian tersusun oleh Formasi Semarang yang terdiri atas batupasir arkosa dengan sisipan batulempung dan Formasi Pancur yang terdiri atas batuserpih dengan sisipan batupasir dan konglomerat, keduanya berumur kapur (Gambar 1).



Gambar 1. Peta Geologi Regional (dimodifikasi dari Kusnama dkk., 1994). Zona berwarna kuning menunjukkan Formasi Semarang, sedangkan zona berwarna hijau menunjukkan Formasi Pancur.

Sedangkan secara struktural, wilayah ini termasuk daerah yang relatif stabil, dengan lipatan minor yang berorientasi barat laut–tenggara (Nabella dkk., 2019). Dari aspek geomorfologi, daerah penelitian terbagi atas

satuan punggung sinklin dan dataran antar perbukitan (Gambar 2), yang menunjukkan variasi elevasi dan kemiringan lereng serta memengaruhi distribusi dan sifat fisik tanah.



Gambar 2. Peta Geomorfologi Lokal, diklasifikasi berdasarkan Brahmantyo dan Bandono (2006). Zona ungu tua menunjukkan Satuan Punggungan Sinklin (kemiringan lereng 4°–33°). Zona ungu muda menunjukkan Satuan Dataran Antar Perbukitan (kemiringan lereng 0°–16°).

Penilaian daya dukung tanah dalam penelitian ini dilakukan melalui pengujian *Standard Penetration Test* (SPT) dan *Cone Penetration Test with Pore Pressure Measurement* (CPTu). SPT menghasilkan nilai pukulan (N-SPT) yang mewakili kekuatan relatif tanah, tetapi bersifat diskrit karena interval pengujiannya berkisar setiap 1,5–2 meter (SNI 4153: 2008). Untuk pasir halus dengan nilai N-

SPT > 15, dilakukan koreksi menggunakan rumus Bowles (1997):

$$N_{60} = 15 + 0,5 (NSPT - 15) \quad (1)$$

Sementara itu, CPTu memberikan data kontinu terhadap kedalaman dan menghasilkan tiga parameter utama, yaitu tahanan ujung konus (q_c), hambatan gesekan selubung (f_s),

dan tekanan pori (u_b) (SNI 2827: 2008). Nilai-nilai ini digunakan untuk interpretasi stratigrafi dan klasifikasi jenis tanah berdasarkan metode Robertson (Robertson & Cabal, 2022). Daya dukung tanah dihitung dari hasil SPT

$$q_a = 20 N_{60} K_d \quad ; \text{ jika } B \leq 1,2 \text{ m}$$

$$q_a = 12.5 N_{60} ((B + 0.3)/B)^2 K_d \quad ; \text{ jika } B > 1,2 \text{ m}$$

$$*K_d = 1 + 0.33 (D_f)/B \quad ; \text{ maks } 1,33$$

Untuk menghubungkan parameter CPTu terhadap daya dukung tanah dari SPT, digunakan pendekatan regresi linier. Korelasi antara q_c dan f_s terhadap q_a dianalisis dengan menilai koefisien determinasi (R^2), yang menunjukkan kekuatan hubungan antar variabel (Sugiyono, 2007). Interpretasi R^2 dibagi menjadi empat kategori: $< 0,25$ tidak baik, $0,25-0,55$ cukup baik, $0,56-0,75$ baik, dan $> 0,75$ sangat baik. Selain itu, akurasi model dievaluasi menggunakan *Mean Absolute Percentage Error* (MAPE) yang dinyatakan dalam persen (Tayman & Swanson, 1999):

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|\hat{y}_i - y_i|}{y_i} \times 100 \quad (2)$$

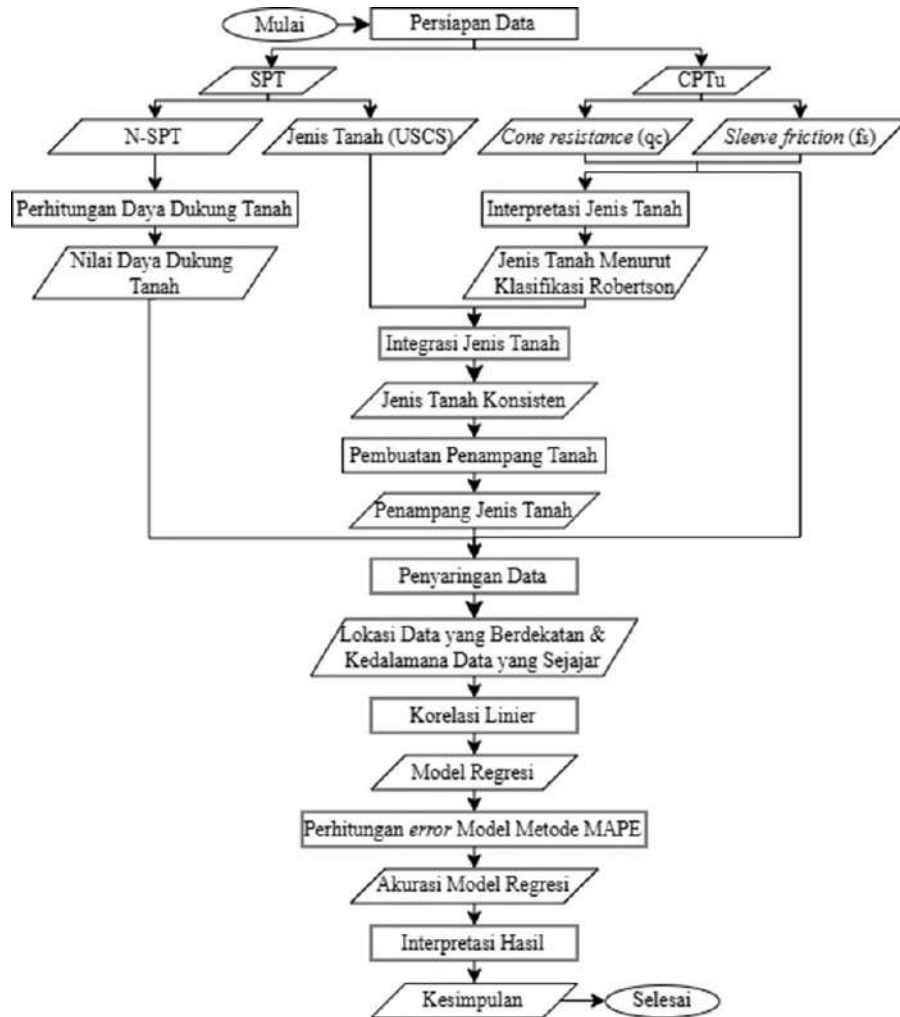
n = Jumlah data
 $\hat{y}_i$ = Nilai prediksi
 y_i = Nilai aktual

menggunakan rumus empiris Bowles (1997), yang mempertimbangkan pengaruh kedalaman fondasi (D_f) dan lebar fondasi (B) sebagai berikut:

Dengan interpretasi: $<10\%$ sangat akurat, $10-20\%$ baik, $20-50\%$ wajar, dan $>50\%$ tidak akurat (Montaño Moreno dkk., 2013). Evaluasi statistik ini digunakan untuk memilih model terbaik yang dapat diandalkan dalam estimasi daya dukung tanah berbasis CPTu.

2. Data dan Metode

Penelitian ini menggunakan data sekunder berupa hasil pengujian SPT dan CPTu di Kota Batam. Nilai daya dukung tanah (q_a) dihitung dari N -SPT menggunakan rumus empiris Bowles (1997), lalu dikorelasikan secara linier dengan parameter CPTu berupa tahanan ujung (q_c) dan hambatan selubung (f_s). Integrasi jenis tanah dilakukan untuk mencocokkan titik SPT dan CPTu yang berdekatan, menghasilkan 30 pasangan data. Data kemudian dibagi menjadi *training set* (80%) dan *testing set* (20%) untuk membangun dan memvalidasi model regresi linier (Gholamy dkk., 2018). Evaluasi dilakukan dengan melihat nilai koefisien determinasi (R^2) dan tingkat akurasi menggunakan *Mean Absolute Percentage Error* (MAPE). Alur lengkap penelitian ditunjukkan pada diagram alir berikut.

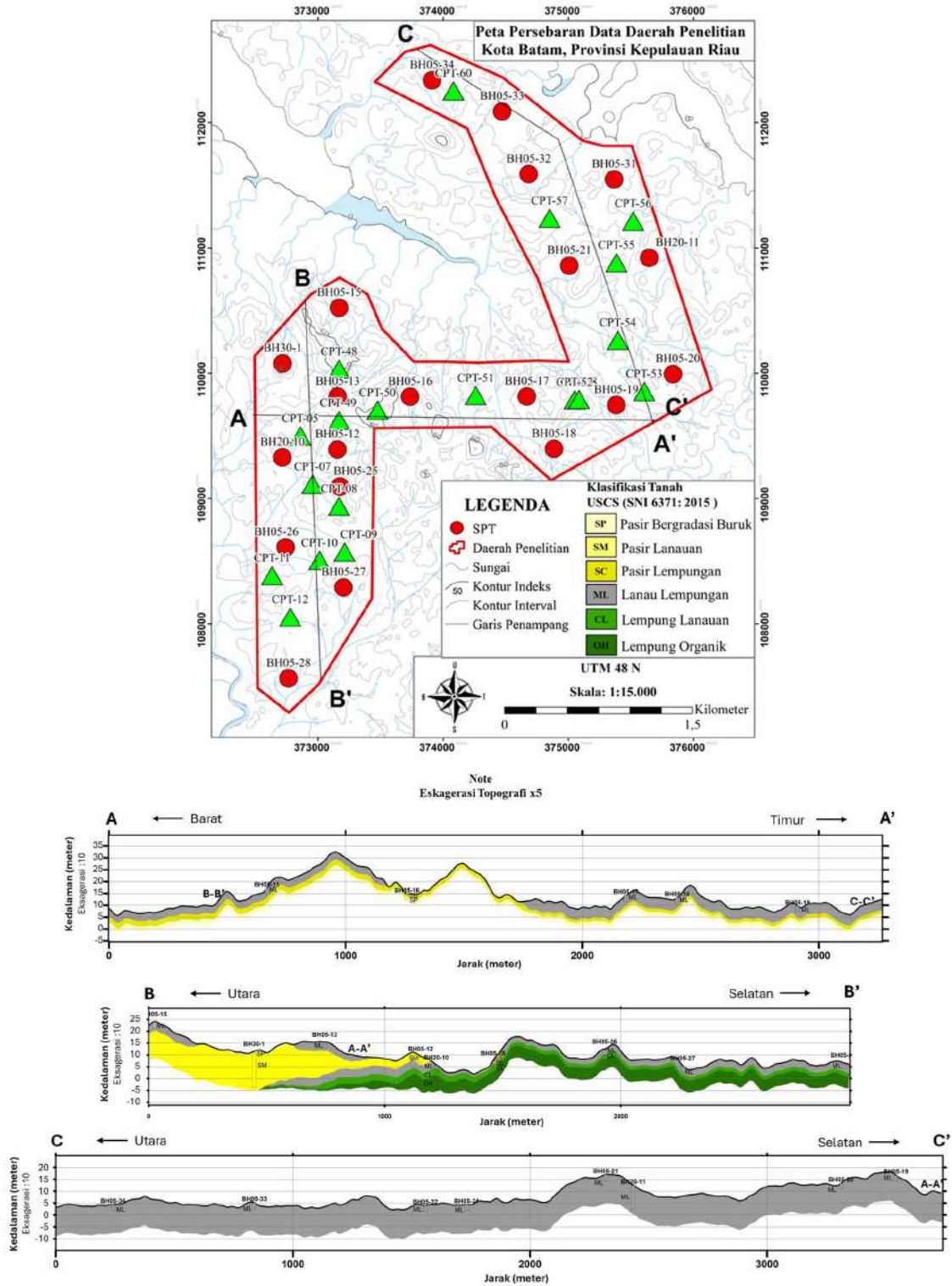


Gambar 3. Diagram Alir Penelitian

3. Hasil dan Pembahasan

Hasil pengujian SPT menghasilkan data klasifikasi jenis tanah berdasarkan sistem USCS dan nilai N-SPT pada beberapa kedalaman, sedangkan pengujian CPTu menghasilkan data parameter tahanan ujung konus (q_c) dan gesekan selubung (f_s) pada interval tiap 1 cm. Sebanyak 20 titik bor SPT dan 14 titik CPTu digunakan dalam penelitian ini, dan hasilnya menunjukkan variasi jenis tanah berupa Pasir Lanauan (SM), Pasir Lempungan (SC), Lanau Lempungan (ML), Lempung Lanauan (CL), dan Lempung

Organaisk (OH) (SNI 6371: 2015). Penampang jenis tanah dibuat dengan mengintegrasikan data klasifikasi dari SPT dan interpretasi parameter q_c CPTu, menghasilkan korelasi stratigrafi vertikal-lateral yang menggambarkan sebaran jenis tanah di lokasi penelitian. Meskipun terdapat perbedaan rinci dalam klasifikasi akibat perbedaan sistem dan posisi titik uji, kedua metode menunjukkan konsistensi dalam mengidentifikasi kelompok tanah utama, yaitu tanah berbutir kasar dan halus, sehingga data dapat digunakan untuk tahap korelasi dan estimasi daya dukung tanah.



Gambar 4. Penampang jenis tanah daerah penelitian. Penampang A-A' menggambarkan stratigrafi tanah bagian tengah, tersusun atas Lanau Lempungan (ML), Pasir Lempungan (SC), dan Pasir Bergradasi Buruk (SP). Penampang B-B' menggambarkan stratigrafi bagian barat, tersusun atas Lempung Organik (OH), Lempung Lanauan (CL), Lanau Lempungan (ML), Pasir Lempungan (SC), Pasir Lanauan (SM), dan Pasir Bergradasi Buruk (SP). Penampang C-C' menggambarkan stratigrafi bagian timur, tersusun atas Lanau Lempungan (ML).

a. Estimasi Daya Dukung Tanah dari Hasil SPT

Sebanyak 60 data N-SPT dari 20 titik bor digunakan untuk estimasi daya dukung tanah dengan rumus Bowles (1997), menggunakan

asumsi lebar fondasi sama dengan kedalaman ($B = D_f$) sesuai prinsip desain fondasi dangkal (Das, 2017), sebagai kondisi minimum yang memenuhi stabilitas.

Tabel 1. Estimasi Daya Dukung Tanah dari Hasil SPT

Kode Sampel	D_f (m)	N_{SPT}	N_{60}	B (m)	K_d	q_a (kN/m ²)
BH05-12	0,95	4	4	0,95	1,33	76,00
BH05-12	2,45	9	9	2,45	1,33	188,51
BH05-12	3,95	14	14	3,95	1,33	269,45
BH05-13	0,95	9	9	0,95	1,33	171,00
BH05-13	2,21	50	32,5	2,21	1,33	696,96
BH05-13	3,73	50	32,5	3,73	1,33	630,72
BH05-15	0,95	10	10	0,95	1,33	190,00
BH05-15	2,95	9	9	2,95	1,33	181,60
BH05-15	4,95	12	12	4,95	1,33	224,41
BH05-16	0,95	20	17,5	0,95	1,33	380,00
BH05-16	2,45	50	32,5	2,45	1,33	680,74
BH05-16	3,6	50	32,5	3,6	1,33	634,12
BH05-17	0,95	7	7	0,95	1,33	133,00
BH05-17	2,95	10	10	2,95	1,33	201,78
BH05-17	4,95	41	28	4,95	1,33	523,63
BH05-18	0,95	6	6	0,95	1,33	114,00
BH05-18	2,95	11	11	2,95	1,33	221,96
BH05-18	4,95	18	16,5	4,95	1,33	308,57
BH05-19	0,95	12	12	0,95	1,33	228,00
BH05-19	2,45	7	7	2,45	1,33	146,62
BH05-19	4,45	8	8	4,45	1,33	151,54
BH05-20	0,95	5	5	0,95	1,33	95,00
BH05-20	2,45	12	12	2,45	1,33	251,35
BH05-20	4,45	21	18	4,45	1,33	340,96
BH05-21	0,95	17	16	0,95	1,33	323,00
BH05-21	2,95	9	9	2,95	1,33	181,60
BH05-21	4,95	9	9	4,95	1,33	168,31
BH05-25	0,95	4	4	0,95	1,33	76,00
BH05-25	2,45	14	14	2,45	1,33	293,24
BH05-25	3,95	18	16,5	3,95	1,33	317,56

Kode Sampel	D_f (m)	N_{SPT}	N_{60}	B (m)	K_d	q_a (kN/m ²)
BH05-26	0,95	2	2	0,95	1,33	38,00
BH05-26	2,95	7	7	2,95	1,33	141,25
BH05-26	4,95	15	15	4,95	1,33	280,52
BH05-27	0,95	7	7	0,95	1,33	133,00
BH05-27	2,95	13	13	2,95	1,33	262,32
BH05-27	4,95	11	11	4,95	1,33	205,71
BH05-28	0,95	5	5	0,95	1,33	95,00
BH05-28	2,95	9	9	2,95	1,33	181,60
BH05-28	4,95	16	15,5	4,95	1,33	289,87
BH05-31	0,95	6	6	0,95	1,33	114,00
BH05-31	2,95	8	8	2,95	1,33	161,43
BH05-31	4,95	20	17,5	4,95	1,33	327,27
BH05-32	0,95	7	7	0,95	1,33	133,00
BH05-32	2,95	11	11	2,95	1,33	221,96
BH05-32	4,95	23	19	4,95	1,33	355,32
BH05-33	0,95	7	7	0,95	1,33	133,00
BH05-33	2,95	13	13	2,95	1,33	262,32
BH05-33	4,95	10	10	4,95	1,33	187,01
BH05-34	0,95	9	9	0,95	1,33	171,00
BH05-34	2,95	17	16	2,95	1,33	322,85
BH05-34	4,45	50	32,5	4,45	1,33	615,62
BH20-10	0,95	6	6	0,95	1,33	114,00
BH20-10	2,45	9	9	2,45	1,33	188,51
BH20-10	3,95	16	15,5	3,95	1,33	298,32
BH20-11	0,95	6	6	0,95	1,33	114,00
BH20-11	2,95	8	8	2,95	1,33	161,43
BH20-11	4,95	34	24,5	4,95	1,33	458,18
BH30-01	0,95	8	8	0,95	1,33	152,00
BH30-01	2,25	50	32,5	2,25	1,33	694,00
BH30-01	3,63	50	32,5	3,63	1,33	633,31

b. Korelasi Data Hasil SPT dengan CPTu

Sebanyak 30 data hasil penyaringan dibagi secara acak menjadi 80% data training dan 20% data testing (Gholamy dkk., 2018), dengan

24 data digunakan untuk membentuk model korelasi linier dan 6 data sisanya untuk menguji akurasi model.

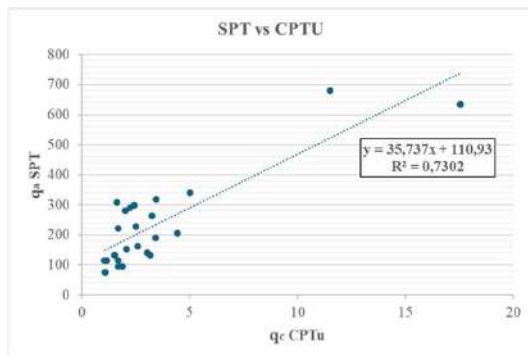
Tabel 2. *Training Set* untuk Korelasi Linier

No	Kedalaman (m)	SPT		CPT _u		
		Kode Sampel	q _a (kN/m ²)	Kode Sampel	q _c (MPa)	f _s (MPa)
Training Set						
1	0,95	BH20-10	114,00	CPT-05	1,05	0,04
2	3.95	BH20-10	298.32	CPT-05	2.43	0.13

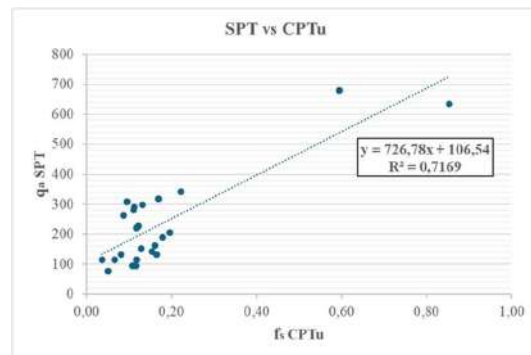
3	0,95	BH05-25	76,00	CPT-08	1,07	0,05
4	3,95	BH05-25	317,56	CPT-08	3,44	0,17
5	0,95	BH05-27	133,00	CPT-10	3,15	0,17
6	4,95	BH05-27	205,71	CPT-10	4,42	0,20
7	2,95	BH05-26	141,25	CPT-11	3,01	0,15
8	4,95	BH05-26	280,52	CPT-11	2,01	0,11
9	0,95	BH05-28	95,00	CPT-12	1,68	0,11
10	4,95	BH05-28	289,87	CPT-12	2,23	0,11
11	0,95	BH05-16	190,00	CPT-50	3,41	0,18
12	2,45	BH05-16	680,74	CPT-50	11,52	0,60
13	3,6	BH05-16	634,12	CPT-50	17,55	0,85
14	0,95	BH05-18	114,00	CPT-52	1,67	0,12
15	2,95	BH05-18	221,96	CPT-52	1,68	0,12
16	4,95	BH05-18	308,57	CPT-52	1,61	0,10
17	0,95	BH05-20	95,00	CPT-54	1,87	0,12
18	4,45	BH05-20	340,96	CPT-54	5,01	0,22
19	0,95	BH20-11	114,00	CPT-55	1,16	0,07
20	2,95	BH20-11	161,43	CPT-55	2,57	0,16
21	0,95	BH05-33	133,00	CPT-60	1,51	0,08
22	2,95	BH05-33	262,32	CPT-60	3,24	0,09
23	0,95	BH05-19	228,00	CPT-78	2,49	0,12
24	4,45	BH05-19	151,54	CPT-78	2,05	0,13

Berdasarkan hasil regresi linier antara q_c dan q_a , diperoleh persamaan $y = 35,737x + 110,93$, dengan y merupakan estimasi q_a dari data N-SPT dan x adalah nilai q_c . Hubungan ini menunjukkan bahwa semakin besar nilai q_c , maka estimasi q_a juga meningkat, dengan koefisien determinasi $R^2 = 0,7302$, yang berarti sekitar 73% variasi nilai q_a dapat dijelaskan oleh q_c . Nilai ini menunjukkan korelasi yang baik (Sugiyono, 2007).

Selain itu, regresi linier antara f_s dan q_a menghasilkan persamaan $y = 726,78x + 106,54$, dengan y merupakan estimasi q_a dari data N-SPT dan x adalah nilai f_s . Nilai $R^2 = 0,7169$, menunjukkan bahwa sekitar 71,7% variasi q_a dapat dijelaskan oleh f_s . Sama seperti q_c , nilai f_s juga menunjukkan pengaruh positif terhadap q_a , meskipun kekuatan hubungannya sedikit lebih rendah, namun memiliki korelasi yang baik (Sugiyono, 2007).



Gambar 5. Grafik korelasi linier q_c terhadap q_a . Nilai q_c dari uji CPTu berada di sumbu x (variabel bebas), dan nilai q_a hasil estimasi dari N-SPT berada di sumbu y (variabel terikat)



Gambar 6. Grafik korelasi linier f_s terhadap q_a . Nilai f_s dari uji CPTu berada di sumbu x (variabel bebas), dan nilai q_a hasil estimasi dari N-SPT berada di sumbu y (variabel terikat)

Berdasarkan hasil analisis regresi linier pada Gambar 5 dan Gambar 6, terlihat pola *clustering* yang cukup jelas pada sudut kiri bawah dan kanan atas grafik. Kelompok data di sudut kiri bawah menunjukkan nilai q_c dan f_s yang rendah, sejalan dengan nilai daya dukung tanah (q_a) yang juga rendah. Pola ini mengindikasikan dominasi tanah berbutir halus seperti lanau atau lempung, yang umumnya memiliki nilai tahanan ujung konus dan gesekan selubung yang rendah. Sebaliknya, dua data yang membentuk cluster di sudut kanan atas menunjukkan nilai q_c dan f_s yang tinggi, dengan q_a yang juga tinggi, yang merepresentasikan lapisan pasir, terutama pasir bergradasi buruk (SP), sesuai dengan penampang jenis tanah (Gambar 4). Jenis tanah ini memiliki kerapatan relatif tinggi meskipun tidak kohesif, sehingga

menghasilkan tahanan penetrasi dan gesekan yang besar. Pola tersebut mencerminkan pengaruh variasi litologi secara vertikal terhadap parameter CPTu dan estimasi daya dukung tanah.

c. Validasi Model Korelasi Linier

Cone Resistance/ Tahanan Konus (q_c)

Pengujian model q_c terhadap q_a menggunakan 6 data testing menghasilkan nilai MAPE sebesar 10%, yang menunjukkan tingkat akurasi sebesar 90%. Berdasarkan klasifikasi Montaña Moreno dkk. (2013), nilai ini termasuk kategori akurasi yang baik, sehingga model linier yang diperoleh dapat dianggap layak untuk digunakan dalam estimasi daya dukung tanah.

Tabel 3. Akurasi Hasil Model q_a -SPT dengan q_c -CPTu

Kedalaman (m)	SPT		CPTu			MAPE (%)
	Kode Sampel	q _a (kN/m ²)	Kode Sampel	q _c (MPa)	q _a (kN/m ²)	
Testing Set						
2,45	BH20-10	188,51	CPT-05	2,405	196,88	10%
2,95	BH05-27	262,32	CPT-10	3,90	250,23	
2,95	BH05-28	181,60	CPT-12	2,86	212,99	
2,45	BH05-20	251,35	CPT-54	3,05	219,89	
4,95	BH05-33	187,01	CPT-60	2,79	210,46	
2,45	BH05-19	146,62	CPT-78	1,411	161,35	

Sleeve Friction/ Gesekan Selubung (f_s)

Model korelasi antara f_s dan q_a (Gambar 6) diuji menggunakan 6 data testing untuk menilai akurasi prediksinya. Hasil evaluasi menunjukkan nilai MAPE sebesar 13%, yang berarti model memiliki tingkat akurasi sebesar

87%. Berdasarkan klasifikasi Montaña Moreno dkk. (2013), nilai ini masih tergolong baik, sehingga model linier f_s terhadap q_a dapat digunakan sebagai alternatif dalam estimasi daya dukung tanah.

Tabel 4. Akurasi Hasil Model q_a -SPT dengan f_s -CPTu

Kedalaman (m)	SPT		CPTu			MAPE (%)
	Kode Sampel	q _a (kN/m ²)	Kode Sampel	f _s (MPa)	q _a (kN/m ²)	
Testing Set						
2,45	BH20-10	188,51	CPT-05	0,15	218,46	13%
2,95	BH05-27	262,32	CPT-10	0,19	246,81	
2,95	BH05-28	181,60	CPT-12	0,16	225,73	
2,45	BH05-20	251,35	CPT-54	0,18	233,73	
4,95	BH05-33	187,01	CPT-60	0,13	203,93	
2,45	BH05-19	146,62	CPT-78	0,09	169,04	

Berdasarkan hasil analisis dan evaluasi, model korelasi menggunakan parameter *cone resistance* (q_c) menunjukkan hubungan yang lebih kuat terhadap daya dukung tanah dibandingkan *sleeve friction* (f_s). Hal ini didukung oleh nilai MAPE yang lebih rendah pada model q_c , yaitu 10%, dibandingkan dengan 13% pada model f_s , yang menandakan bahwa q_c memiliki kemampuan prediksi yang lebih akurat dalam estimasi daya dukung tanah di daerah penelitian.

d. Estimasi Nilai Daya Dukung Tanah dari Model Korelasi

Perhitungan nilai daya dukung tanah dilakukan menggunakan model korelasi linier antara q_a dari SPT dan q_c dari CPTu, sesuai model regresi $y = 35,737x + 110,93$, dengan y sebagai nilai daya dukung tanah (kN/m^2) dan x sebagai tahanan ujung konus q_c (MPa). Perhitungan dilakukan pada kedalaman tertentu untuk seluruh titik CPTu dan SPT di lokasi penelitian.

Tabel 5. Perhitungan Nilai Daya Dukung Tanah dari Model q_a -SPT dengan q_c -CPTu

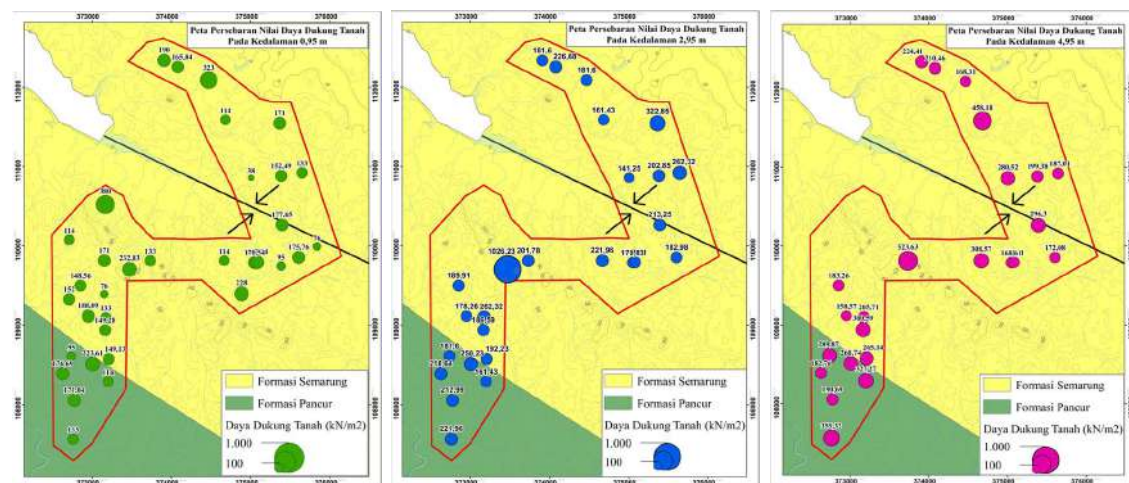
Kedalaman 0,95 m		Kedalaman 2,95 m		Kedalaman 4,95 m	
Kode Sampel	q_a (kN/m^2)	Kode Sampel	q_a (kN/m^2)	Kode Sampel	q_a (kN/m^2)
BH05-12	76,00	BH05-15	181,60	BH05-15	224,41
BH05-13	171,00	BH05-17	201,78	BH05-17	523,63
BH05-15	190,00	BH05-18	221,96	BH05-18	308,57
BH05-16	380,00	BH05-21	181,60	BH05-21	168,31
BH05-17	133,00	BH05-26	141,25	BH05-26	280,52
BH05-18	114,00	BH05-27	262,32	BH05-27	205,71
BH05-19	228,00	BH05-28	181,60	BH05-28	289,87
BH05-20	95,00	BH05-31	161,43	BH05-31	327,27
BH05-21	323,00	BH05-32	221,96	BH05-32	355,32
BH05-25	76,00	BH05-33	262,32	BH05-33	187,01
BH05-26	38,00	BH05-34	322,85	BH20-11	458,18
BH05-27	133,00	BH20-11	161,43	CPT-05	183,26
BH05-28	95,00	CPT-05	189,91	CPT-07	158,57
BH05-31	114,00	CPT-07	178,26	CPT-08	300,59
BH05-32	133,00	CPT-08	186,59	CPT-09	265,14
BH05-33	133,00	CPT-09	192,23	CPT-10	268,74
BH05-34	171,00	CPT-10	250,23	CPT-11	182,76
BH20-10	114,00	CPT-11	218,64	CPT-12	190,69
BH20-11	114,00	CPT-12	212,99	CPT-52	168,61
BH30-01	152,00	CPT-50	1026,23	CPT-53	172,08
CPT-05	148,56	CPT-52	170,83	CPT-54	296,30
CPT-07	188,09	CPT-53	182,98	CPT-55	199,38
CPT-08	149,28	CPT-54	213,25	CPT-60	210,46
CPT-09	149,13	CPT-55	202,85	CPT-78	168,61
CPT-10	223,61	CPT-60	226,68		
CPT-11	176,69	CPT-78	173,51		
CPT-12	171,04				
CPT-50	232,83				
CPT-52	170,54				
CPT-53	175,76				
CPT-54	177,65				
CPT-55	152,49				
CPT-60	165,04				
CPT-78	199,84				

Perhitungan daya dukung tanah pada kedalaman 0,95 m, 2,95 m, dan 4,95 m dilakukan menggunakan model regresi linier berdasarkan Gambar 5 pada seluruh titik CPTu, lalu digabungkan dengan data SPT pada kedalaman yang sama. Pada kedalaman 0,95 m, digunakan 14 data CPTu dan 20 data SPT dengan hasil estimasi daya dukung tanah berkisar antara 38–380 kN/m². Pada kedalaman 2,95 m, digunakan 14 data CPTu dan 12 data SPT, menghasilkan nilai estimasi daya dukung tanah berkisar antara 141,25–1.026,23 kN/m². Sedangkan pada kedalaman 4,95 m, digunakan 13 data CPTu dan 11 data SPT dengan rentang hasil estimasi nilai daya dukung tanah berkisar antara 158,57–523,63 kN/m². Hasil ini menunjukkan adanya peningkatan nilai daya dukung tanah seiring bertambahnya kedalaman, serta bergantung kepada kondisi tanah setempat.

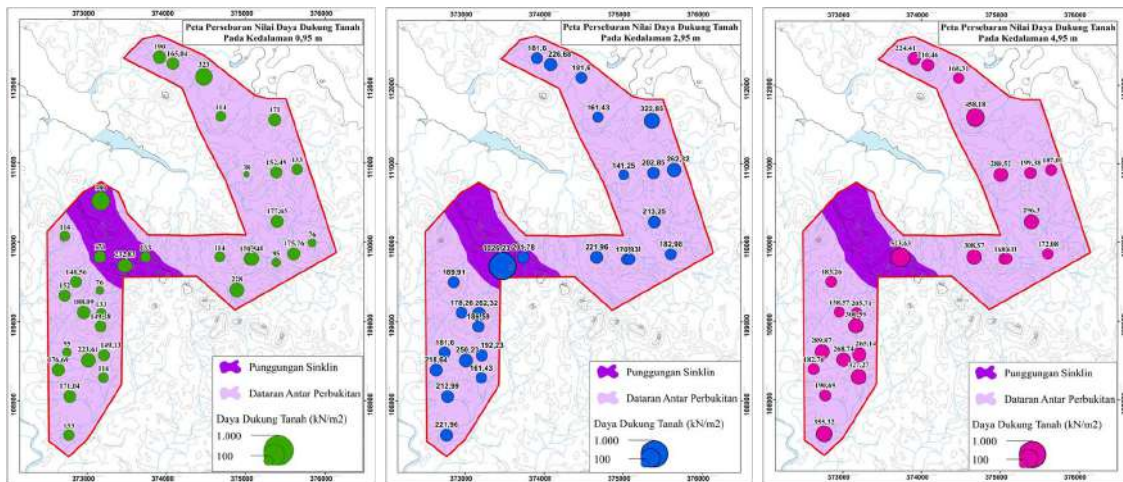
Variasi nilai daya dukung tanah meskipun pada jenis tanah yang serupa dapat dipengaruhi oleh kondisi geologi setempat (Gambar 7). Perbedaan litologi penyusun formasi regional, seperti batupasir arkosa, batulempung, batuserpih, dan konglomerat, menghasilkan produk pelapukan yang berbeda, sehingga memengaruhi komposisi tanah yang dapat mempengaruhi nilai daya dukung tanah (Schaetzl & Anderson, 2005).

Selain kondisi geologi, topografi juga berperan signifikan terhadap variasi daya dukung tanah (Gambar 8). Daerah perbukitan umumnya tersusun oleh litologi yang lebih resisten terhadap pelapukan, sehingga menghasilkan tanah yang lebih padat dan memiliki daya dukung lebih tinggi (Oliver & Oliver, 2018; Schaetzl & Anderson, 2005). Di lokasi penelitian, nilai daya dukung tanah tertinggi secara konsisten ditemukan pada satuan geomorfologi Perbukitan Sinklin di setiap kedalaman.

e. Faktor Pengontrol Variasi Nilai Daya Dukung Tanah



Gambar 7. Peta persebaran hasil estimasi nilai daya dukung tanah dipengaruhi oleh geologi regional. Lingkaran hijau menggambarkan besar estimasi daya dukung tanah pada kedalaman 0,95 m, lingkaran biru pada kedalaman 2,95 m, dan lingkaran ungu pada kedalaman 4,95 m.



Gambar 8. Peta persebaran hasil estimasi nilai daya dukung tanah dipengaruhi geomorfologi lokal. Lingkaran hijau menggambarkan besar estimasi daya dukung tanah pada kedalaman 0,95 m, lingkaran biru pada kedalaman 2,95 m, dan lingkaran ungu pada kedalaman 4,95 m.

Selain itu, lapisan tanah yang lebih dalam cenderung lebih padat akibat tekanan vertikal dari lapisan di atasnya, sementara pelapukan lebih intens terjadi di permukaan. Hal ini menyebabkan perbedaan karakteristik antara lapisan atas dan bawah, yang berdampak pada peningkatan daya dukung tanah seiring bertambahnya kedalaman (Oliver & Oliver, 2018). Secara keseluruhan, hasil perhitungan menunjukkan bahwa nilai daya dukung tertinggi berada di bagian barat wilayah penelitian pada setiap kedalaman.

4. Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian, dapat disimpulkan beberapa hal sebagai berikut:

1. Terdapat hubungan linier yang signifikan antara parameter CPTu dan daya dukung tanah (q_a), dengan nilai R^2 sebesar 0,7302 untuk q_c dan 0,7169 untuk f_s . Ini menunjukkan bahwa data CPTu dapat digunakan sebagai alternatif prediksi q_a di lokasi tanpa uji SPT.
2. Model regresi linier yang dikembangkan valid secara statistik. Model q_c memiliki

akurasi 90% (MAPE 10%) dan f_s sebesar 87% (MAPE 13%), sehingga model q_c lebih andal untuk estimasi daya dukung tanah.

3. Hasil estimasi daya dukung tanah dari model q_c divisualisasikan dalam peta, yang menunjukkan sebaran nilai q_a secara horizontal dan vertikal. Nilai pada kedalaman 0,95 m (38–380 kN/m²), 2,95 m (141,25–1.026,23 kN/m²), dan 4,95 m (158,57–523,63 kN/m²) seluruhnya berada di bagian barat daerah penelitian, variasi nilai mencerminkan terdapat pengaruh litologi, topografi, dan kedalaman.

5. Saran

Untuk meningkatkan akurasi dan representativitas korelasi antara parameter CPTu dan SPT, disarankan menambah jumlah sampel dengan metode sampling yang lebih sistematis serta menjaga konsistensi jarak pengujian guna mengurangi bias spasial dan menangkap variasi lokal tanah. Selain itu, pemodelan korelasi perlu mempertimbangkan klasifikasi jenis tanah agar regresi lebih spesifik terhadap perilaku tanah kasar dan halus.

Data dan Sumber Daya

Hasil pengujian *Standard Penetration Test* (SPT) dan *Cone Penetration Test with Pore Pressure Measurement* (CPTu) yang mencakup data berupa jumlah pukulan (N-SPT), klasifikasi jenis tanah berdasarkan sistem USCS, nilai tahanan ujung konus (q_c), dan nilai hambatan selubung (f_s). Seluruh data tersebut merupakan data sekunder yang dikumpulkan oleh Tim dari Perusahaan Makranusa.

Referensi

- Badan Standardisasi Nasional. (2008a). SNI 2827-2008: Cara Uji Penetrasi Lapangan dengan Alat Sondir.
- Badan Standardisasi Nasional. (2008b). SNI 4153-2008: Cara Uji Penetrasi Lapangan dengan SPT.
- Badan Standardisasi Nasional. (2015). SNI 6371-2015: Tata Cara Pengklasifikasian Tanah untuk Keperluan Teknik dengan Sistem Klasifikasi Unifikasi Tanah.
- Bowles, J. E. (1997). *Foundation Analysis and Design International Fifth Edition*. Dalam *Civil Engineering Materials*.
- Brahmantyo, B., & Bandonu. (2006). Klasifikasi Bentuk Muka Bumi (Landform) untuk Pemetaan Geomorfologi pada Skala 1:25.000 dan Aplikasinya untuk Penataan Ruang. *Jurnal Geoaplika*, 1(2).
- Das, B. M. (2017). *Shallow Foundations Bearing Capacity and Settlement* (3 ed.). Taylor & Francis Group.
- Gholamy, A., Kreinovich, V., & Kosheleva, O. (2018). Why 70/30 or 80/20 Relation Between Training and Testing Sets: A Pedagogical Explanation. *Departmental Technical Reports (CS)*, 1209.
- Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral. (2011). *Solar Cell, Sumber Energi Terbarukan Masa Depan*.
- Kusnama, Sutisna, K., Amin, T. C., Koesoemadinata, S., Sukardi, & Hermanto, B. (1994). *Peta Geologi Lembar Tanjungpinang, Sumatera*.
- Montaño Moreno, J. J., Palmer Pol, A., Sesé Abad, A., & Cajal Blasco, B. (2013). Using the R-MAPE index as a resistant measure of forecast accuracy. *Psicothema*, 25(4). <https://doi.org/10.7334/psicothema2013.23>
- Nabella, F., Utama, H. W., & Said, Y. M. (2019). Geology and Genesis of the Tanco Isolated Hill on the Kerinci Lake, Jambi. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 279(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/279/1/012027>
- Oliver, C. D., & Oliver, F. A. (2018). *Landforms and Soils. Dalam Global Resources and the Environment* (hlm. 137–156). Cambridge University Press.
- Robertson, P. K., & Cabal, K. L. (2022). *Guide to Cone Penetration Testing*. Book, 7th edition.
- Satriyo, N. A., Soebowo, E., & Sadisun, I. A. (2020). Core log and cone penetration test approach for bearing capacity analysis of quaternary deposit and its correlation to facies distribution in southern bali. *Rudarsko Geolosko Naftni Zbornik*, 35(4). <https://doi.org/10.17794/rgn.2020.4.1>
- Schaetzl, R., & Anderson, S. (2005). *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press.
- Sugiyono. (2007). *Statistika untuk Penelitian*. CV Alfabeta.
- Tayman, J., & Swanson, D. A. (1999). On the validity of MAPE as a measure of population forecast accuracy. *Dalam Population Research and Policy Review* (Vol. 18, Nomor 4). <https://doi.org/10.1023/A:1006166418051>

Pemodelan Zona Kerentanan Fenomena Gerakan Tanah di Wilayah Kecamatan Bayah dan Sekitarnya

Menggunakan Data Fenomena Gerakan Tanah Berbasis Titik

Mohammad Faisal Rizal^{1,*}, Reza Syahputra¹, dan Urwatul Wusqa¹

Program Studi Geologi, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Pondok Cina, Beji, Depok, 16424, Indonesia

Narahubung: mohammad.faisal91@ui.ac.id

Abstrak

Wilayah yang menjadi daerah penelitian berada pada kavling pemetaan geologi lanjutan milik penulis yang mencakup Kecamatan Bayah dan Cibeber di Kabupaten Lebak dengan luas area 6x6 km². Daerah penelitian ini memiliki banyak lereng yang cukup curam dengan curah hujan tinggi. Penelitian ini bertujuan untuk memetakan persebaran area zona kerentanan gerakan tanah dalam piksel resolusi 15, 25, 35, dan 45. Dengan mendapati sebaran area berpotensi terjadinya gerakan tanah, peneliti dapat memvalidasi data untuk memastikan keakuratan hubungan antara faktor pemicu fenomena gerakan tanah dengan data fenomena gerakan tanah yang sudah terjadi di masa lampau. Adapun data yang digunakan berupa data kejadian longsor dan 8 faktor pemicu kejadian gerakan tanah. Dari faktor tersebut diolah menjadi 8 peta faktor pemicu kejadian gerakan tanah yang kemudian dilakukan perhitungan *Weight of Evidence* (WoE). Dari perhitungan WoE masing-masing piksel resolusi didapati nilai kontras yang digunakan untuk perhitungan peta *Landslide Susceptibility Index* (LSI). Dari peta LSI didapati suatu peta zona kerentanan gerakan tanah dengan piksel resolusi berbeda dengan pembagian indikatornya menjadi zona kerentanan gerakan tanah sangat rendah, rendah, menengah, dan tinggi. Tahap terakhir ialah menggunakan metode *Area Under the Curve* (AUC) didapati nilai tertinggi *success rate* berada pada piksel resolusi 15 (AUC = 0.736) dan *predictive rate* pada piksel resolusi 15 (AUC = 0.674), kemiringan 35-55°, elevasi 400-500m, aspek lereng barat laut, kurvatur *concave*, vegetasi sedang, kerapatan struktur 558.36 – 745.45 m/m², kerapatan sungai sedang, dan curah hujan tinggi, adalah kelas faktor pemicu yang berpengaruh terhadap kejadian gerakan tanah.

Kata Kunci: Penginderaan jauh, fenomena gerakan tanah, faktor pemicu gerakan tanah, zona kerentanan gerakan tanah

1. Pendahuluan

Gerakan tanah merujuk pada peristiwa perpindahan massa batuan, tanah, atau campuran keduanya, yang dipicu oleh ketidakstabilan dari massa tersebut. Gempa, aktivitas gunung berapi (Triana, dkk. 2020), tingginya curah hujan, dan kemiringan lereng (Iqbal, dkk. 2024) adalah beberapa faktor pemicu gerakan tanah. Suatu fenomena dapat dianggap sebagai bencana jika menyebabkan kerusakan dan mengancam kehidupan manusia, salah satunya fenomena gerakan tanah.

Berdasarkan data yang tercatat pada Data Informasi Bencana Indonesia (DIBI) Dalam 20 tahun terakhir, terdapat 93 kali kejadian

gerakan tanah di Provinsi Banten, dan 49 diantaranya berasal dari Kabupaten Lebak yang menjadi lokasi penelitian ini. Mengingat keadaan topografi Kabupaten Lebak ini khususnya Kecamatan Bayah dan sekitarnya memiliki kemiringan lereng yang termasuk dalam kelas agak curam, ditambah curah hujan pertahunnya sebesar 3199.67 mm/tahun hingga 3745.24 mm/tahun yang termasuk dalam kelas cenderung tinggi berdasarkan data tahun 2004 hingga 2024 dari *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS)* (2016-2024), menjadikan kedua parameter tersebut sebagian dari faktor penyebab terjadinya kejadian gerakan tanah pada daerah penelitian.

Peta zona kerentanan gerakan tanah adalah peta yang menggunakan data inventarisasi longsor ditambah dengan analisis parameter pemicu suatu kejadian gerakan tanah, dapat menghasilkan suatu peta yang menggambarkan sebaran zona kerentanan gerakan tanah. Inventarisasi data longsor dapat dilakukan secara pengukuran langsung di lapangan atau menggunakan aplikasi *remote sensing* untuk didapati interpretasi apakah suatu lokasi terjadi longsor tanpa harus melakukan pengukuran langsung ke lapangan.

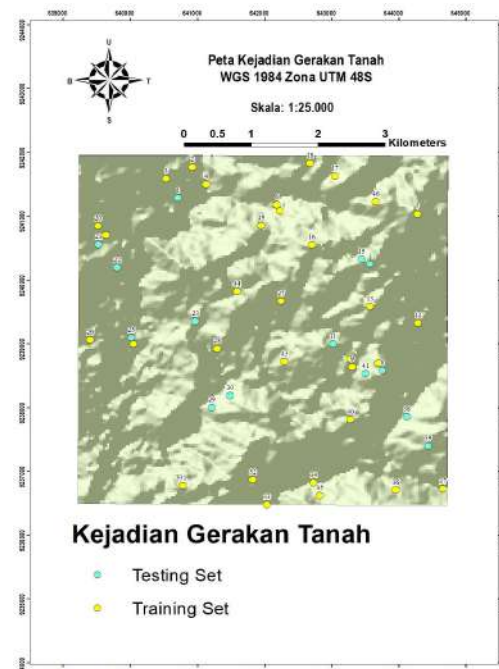
Dengan minimnya pembahasan tersebut, penulis ingin melakukan penelitian dengan bantuan pendekatan *remote sensing* untuk membuat gambaran sebaran area yang memiliki potensi terjadinya fenomena gerakan tanah.

2. Data dan Metode

Data Kejadian Gerakan Tanah

Inventarisasi kejadian gerakan tanah dilakukan dengan intepretasi secara visual yang mana pengambilan data mempertimbangkan karakteristik perbedaan spasial area seperti perubahan morfologi, vegetasi, dan kondisi drainase pada daerah potensi gerakan tanah (Soeters & Van Westen, 1996). Dengan menggunakan beberapa perbandingan foto satelit dengan bantuan fitur historical imagery perangkat lunak *Google Earth Pro* yang didapatkan dengan menandai beberapa area yang menjadi objek interpretasi tempat terjadinya gerakan tanah dalam rentang waktu paling awal bulan Mei 2014 hingga bulan September 2024 sebagai data titik. Dalam kurun waktu 10 tahun tersebut di dalam area penelitian seluas 6x6 km², didapati jumlah titik sebanyak 46 kejadian gerakan tanah. Data kejadian gerakan tanah tersebut kemudian

dibagi menjadi dua set data menggunakan fitur subset features pada perangkat lunak ArcGIS untuk menentukan data testing set secara acak dari 46 kejadian gerakan tanah sehingga didapatkan juga data training set. Dengan menggunakan fitur tersebut, didapatkan 14 data testing set dan 32 data training set pada daerah penelitian sesuai dengan peta sebaran titik kejadian gerakan tanah pada Gambar 1.



Gambar 1. Titik data kejadian gerakan tanah

Pemodelan Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah Berdasarkan Resolusi Piksel

Dalam pemodelan peta zona kerentanan gerakan tanah menggunakan penginderaan jauh, terdapat resolusi-resolusi yang dapat diubah untuk mendapatkan hasil analisis yang lebih variatif, dengan tujuan agar mendapatkan gambaran perbandingan seberapa baik resolusi piksel dalam merepresentasikan data. Detail pada pemodelan peta zona kerentanan gerakan tanah dengan resolusi yang lebih rendah memberikan detail hasil yang kurang, sebaliknya pada pemodelan peta zona

kerentanan gerakan tanah dengan resolusi yang lebih tinggi memberikan detail hasil yang bagus. Dalam penelitian ini resolusi yang digunakan menggunakan ukuran piksel 15, 25, 35, dan 45.

Analisis *Weight of Evidence* (WoE)

Metode *Weight of Evidence* (WoE) merupakan metode statistik bivariat yang digunakan untuk menghitung kemungkinan keterjadian dalam suatu fenomena gerakan tanah. Menurut Pamela dan Arifanti (2019), pendekatan metode ini dalam analisis fenomena gerakan tanah menggunakan hubungan antara pemicu fenomena gerakan tanah dengan data spasial fenomena gerakan tanah yang pernah terjadi pada daerah penelitian. Dalam jurnal Pamela & Arifanti (2019), sistem pembobotan WoE dibedakan menjadi positif (W^+) yang merupakan kebolehan dan negatif (W^-) yang merupakan ketidakbolehan gerakan tanah dalam suatu kelas parameter (N_{pix}). Menurut Bonham-Carter (1994), penggunaan metode WoE menggunakan rumus berikut:

$$W^+ = \ln \left(\frac{\frac{N_{pix1}}{N_{pix1} + N_{pix2}}}{\frac{N_{pix3}}{N_{pix3} + N_{pix4}}} \right)$$

$$W^- = \ln \left(\frac{\frac{N_{pix2}}{N_{pix1} + N_{pix2}}}{\frac{N_{pix4}}{N_{pix3} + N_{pix4}}} \right)$$

$$Contrast (C) = W^+ - W^-$$

Keterangan:

- N_{pix1} = Piksel fenomena gerakan tanah per kelas + Faktor per kelas
- N_{pix2} = Piksel total fenomena – piksel fenomena gerakan tanah per kelas
- N_{pix3} = Piksel kelas – piksel fenomena gerakan tanah per kelas

- N_{pix4} = Total piksel daerah penelitian – total fenomena gerakan – piksel kelas + piksel fenomena gerakan tanah per kelas

Nilai dari W^+ dan W^- menunjukkan bagaimana pengaruh suatu pemicu terhadap fenomena gerakan tanah. Suatu kelas faktor pemicu dapat dikatakan memiliki pengaruh signifikan terhadap fenomena gerakan tanah yang sudah terjadi apabila nilai W^+ bernilai positif dan W^- bernilai negatif, sedangkan suatu kelas faktor pemicu dikatakan tidak memiliki pengaruh signifikan terhadap fenomena gerakan tanah apabila W^+ bernilai negatif dan W^- bernilai positif.

Peta *Landslide Susceptibility Index* (LSI) dapat didapatkan dengan menjumlahkan seluruh nilai kontras (C) dari masing masing faktor pemicu yang sudah dianalisis. Menurut Rasyid, Bhandary, & Ryuichi (2018), persamaan LSI dapat dinotasikan sebagai berikut:

$$LSI = \sum C_n$$

Keterangan:

C_n = Nilai kontras dari setiap faktor pemicu

Validasi *Area Under Curvature* (AUC)

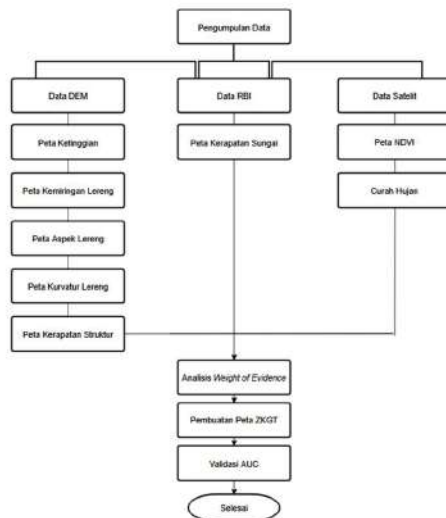
Area Under the Curve (AUC) adalah salah satu teknik pemanfaatan jenis statistik akurasi untuk model prediksi (probabilitas) dalam penilaian atau analisis bencana alam (Pimiento, 2010). AUC adalah grafik dari berbagai angka indeks biasanya antara nilai maksimum 1 atau setara dengan 100% dan 0,5 atau setara dengan 50%. Dari AUC, nilai dapat diklasifikasikan menjadi lima kelas yaitu 0,9 – 1 sebagai klasifikasi model yang sangat baik, 0,8 – 0,9 sebagai klasifikasi model yang baik, 0,7 – 0,8 sebagai klasifikasi model yang sedang atau moderat, dan < 0,6 sebagai klasifikasi model

yang buruk, sehingga parameter AUC minimum direkomendasikan dengan batas minimum 0,6. Semakin tinggi nilai AUC dari suatu parameter, semakin besar pengaruh fenomena gerakan tanahnya.

Tabel 1. Klasifikasi Kelas Nilai AUC (Yesilnacar, 2005)

Nilai AUC	Indikator
0,9 – 1	Sangat Baik
0,8 – 0,9	Baik
0,7 – 0,8	Moderat
0,6 – 0,7	Buruk
Dibawah 0,6	Sangat Buruk

Metode Penelitian



Gambar 2. Diagram alir penelitian

Tahapan Penelitian

Tahapan penelitian ini secara garis besar dibagi menjadi tiga tahapan, antara lain pengumpulan data, pengolahan data, dan penyajian data. Berikut penjelasan dari masing-masing tahapan penelitian.

Pengumpulan Data

Data primer yang akan dikumpulkan berupa inventarisasi fenomena gerakan tanah pada daerah penelitian selama 10 tahun terakhir dari

2014 hingga 2024 yang dikumpulkan dalam bentuk titik menggunakan Google Earth Pro. Selain itu untuk data-data sekunder yang dikumpulkan berupa data *Digital Elevation Model* (DEM) daerah penelitian, data Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) atau data curah hujan CHIRPS pada daerah penelitian selama 20 tahun terakhir mulai dari 2004-2024, data citra satelit Landsat-8 untuk analisis vegetasi, peta Rupa Bumi Indonesia (RBI) dan data kelurusan untuk analisis densitas struktur.

Pengolahan Data

Sebagian besar data diolah menggunakan perangkat lunak ArcGIS sebagai media utama dalam pengolahan data penelitian ini dengan bantuan perangkat lunak lain seperti Microsoft Excel. Parameter yang akan dilakukan analisis untuk kebutuhan penelitian yaitu ketinggian, kemiringan lereng, aspek lereng, kurvatur lereng, NDVI, kerapatan struktur, kerapatan sungai, dan curah hujan. Setelah itu masing-masing parameter dilakukan perhitungan *weight of evidence* dengan nilai kontrasnya digunakan dalam perhitungan peta *landslide susceptibility index* (LSI).

Pembuatan Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah

Peta *Landslide Susceptibility Index* (LSI) yang dihasilkan kemudian direklasifikasi menjadi empat zona kerentanan gerakan tanah. Pembagian kelas peta zona kerentanan gerakan tanah dibagi menjadi empat, yaitu sangat rendah (biru muda), rendah (hijau), moderat (kuning), dan tinggi (magenta) (Badan Geologi, 2018).

Validasi Model Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah

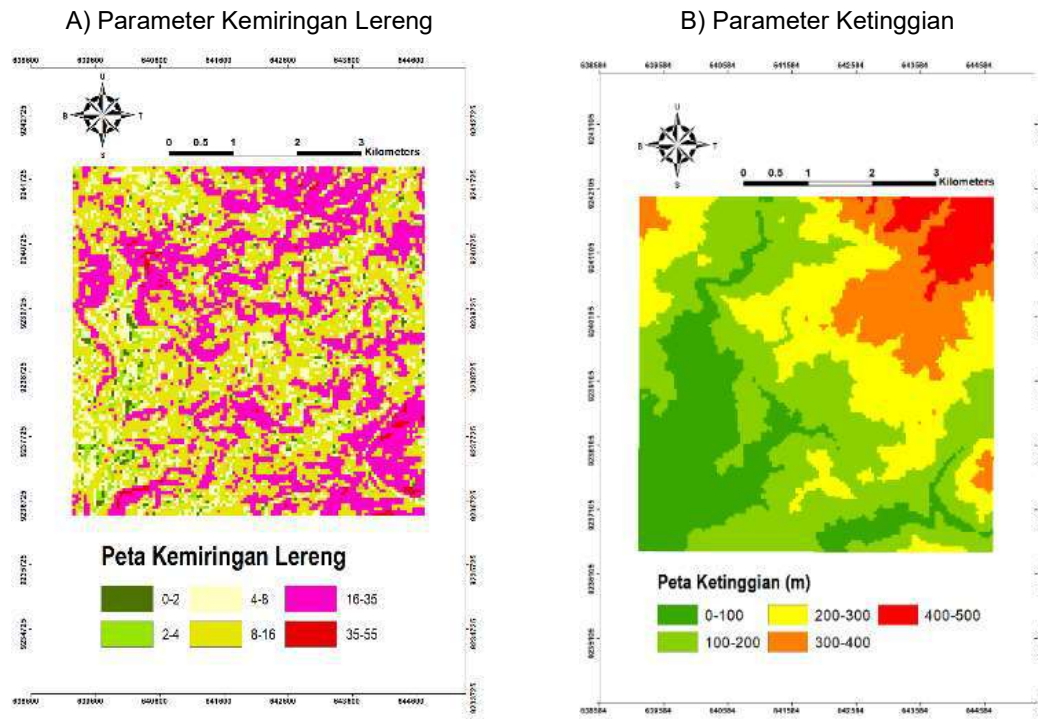
Dengan menggunakan 30% data test set serta 70% data training set (Arifiyanti, Pamela, Agustin, & Muslim, 2020) dari fenomena gerakan tanah yang digunakan penulis akan diolah kembali menggunakan pendekatan metode *Area Under Curvature* (AUC), data test set yang digunakan akan menggambarkan seberapa baik piksel yang digunakan dalam memodelkan zona kerentanan gerakan tanah yang akan terjadi di masa depan, sedangkan penggunaan data training set akan menggambarkan seberapa baik piksel yang digunakan dalam memodelkan zona kerentanan gerakan tanah yang terjadi di masa lampau. Pengolahan dibantu oleh fitur *Calculate ROC Curve and AUC Values* pada perangkat lunak ArcGIS.

Penyajian Data

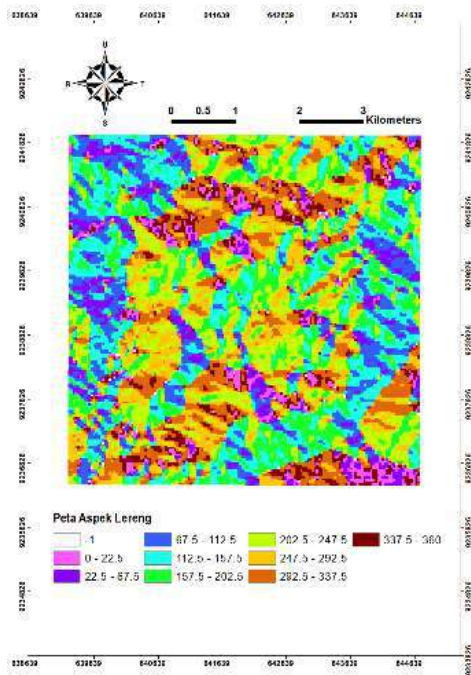
Semua data faktor pemicu fenomena gerakan tanah yang diolah disajikan dalam bentuk empat buah peta yang memiliki resolusi piksel 15, 25, 35, dan 45. Masing-masing faktor pemicu yang sudah dianalisis menggunakan metode *Weight of Evidence* (WoE) disajikan dalam bentuk tabel, kemudian menyajikan peta ZKGT yang didapati dari perhitungan nilai kontras (C) pada tabel perhitungan *Weight of Evidence* (WoE). Terakhir memvalidasi model peta ZKGT menggunakan metode *Area Under Curvature* (AUC) untuk melihat tingkat seberapa besar nilai AUC peta zona kerentanan gerakan tanah yang disajikan dalam bentuk tabel dan gabungan grafik kurva success rate dan kurva *predictive rate* dari resolusi piksel 15, 25, 35, dan 45.

3. Hasil dan Pembahasan

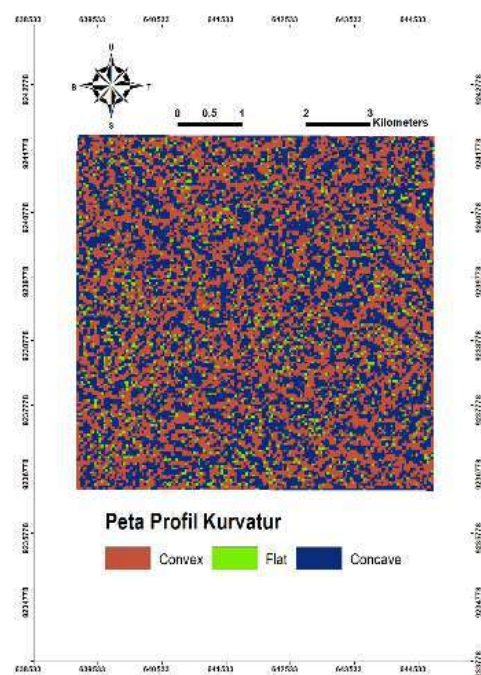
Hasil Analisis Parameter Pemicu Gerakan Tanah



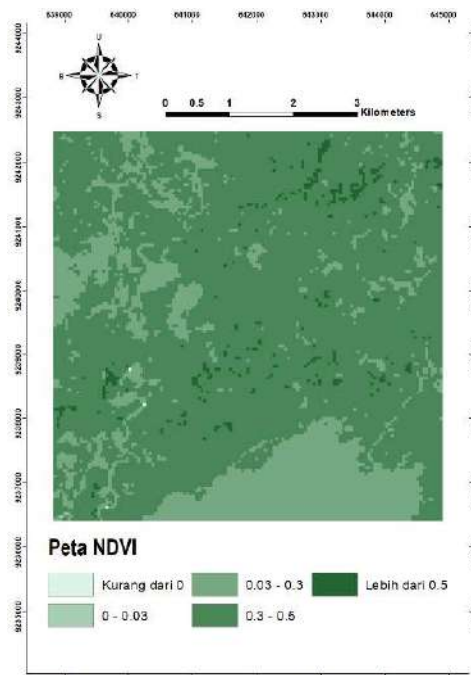
C) Parameter Aspek Lereng



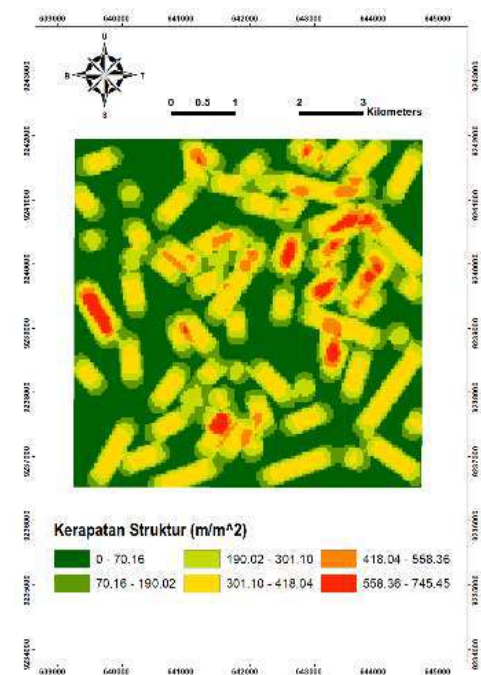
D) Parameter Kurvatur Lereng

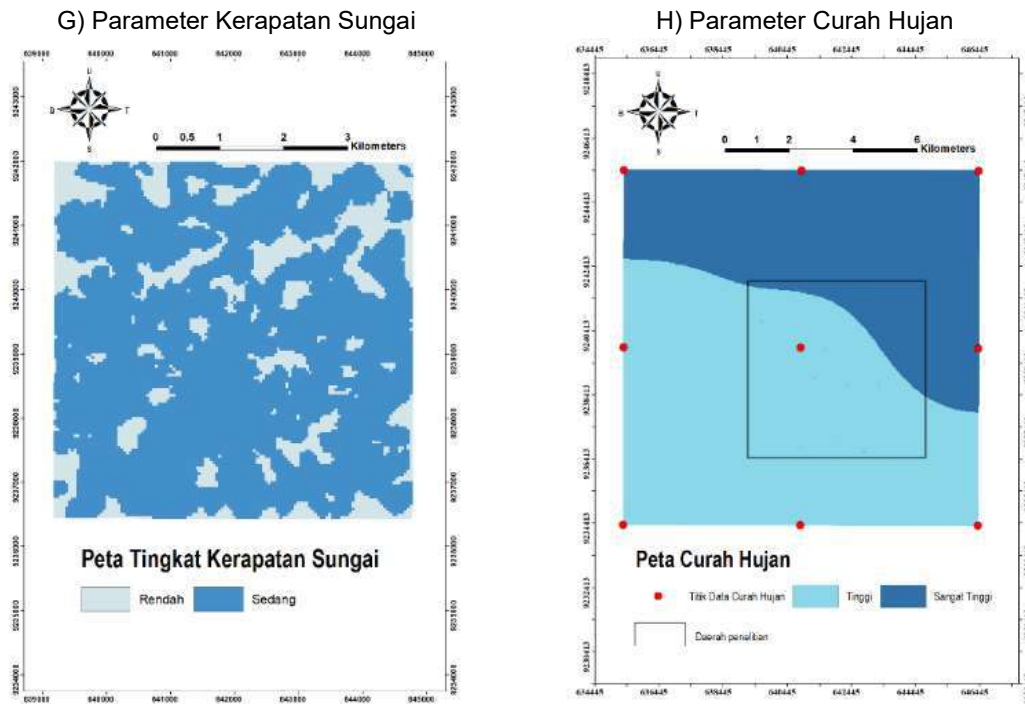


E) Parameter Vegetasi



F) Parameter Kerapatan Struktur





Gambar 3. Peta Parameter Kemiringan Lereng (A), Ketinggian (B), Aspek Lereng (C), Kurvatur Lereng (D), NDVI (E), Kerapatan Struktur (F), Kerapatan Sungai (G), dan Curah Hujan (H).

Berdasarkan Gambar 3., selanjutnya dilakukan perhitungan *weight of evidence* (WoE) yang didapati kelas-kelas yang paling berpengaruh

pada setiap faktor pemicunya yang ditunjukkan pada Tabel 2.

Tabel 2. Kelas paling berpengaruh di setiap parameter

Parameter	Kelas Paling Berpengaruh			
	Piksel Resolusi			
	15	25	35	45
Kemiringan Lereng	35-55°	35-55°	35-55°	35-55°
Ketinggian	400-500m	400-500m	100-200m	100-200m
Aspek Lereng	Barat Laut	Barat Laut	Barat Laut	Utara (337.5-360°)
Kurvatur Lereng	Concave	Concave	Concave	Concave
Vegetasi	0.03-0.3	0.03-0.3	0.03-0.3	0.03-0.3
Kerapatan Struktur	418.04-558.36 m/m ²	418.04-558.36 m/m ²	558.36 – 745.45 m/m ²	558.36 – 745.45 m/m ²
Kerapatan Sungai	Sedang	Sedang	Sedang	Sedang
Curah Hujan	Tinggi	Tinggi	Tinggi	Tinggi

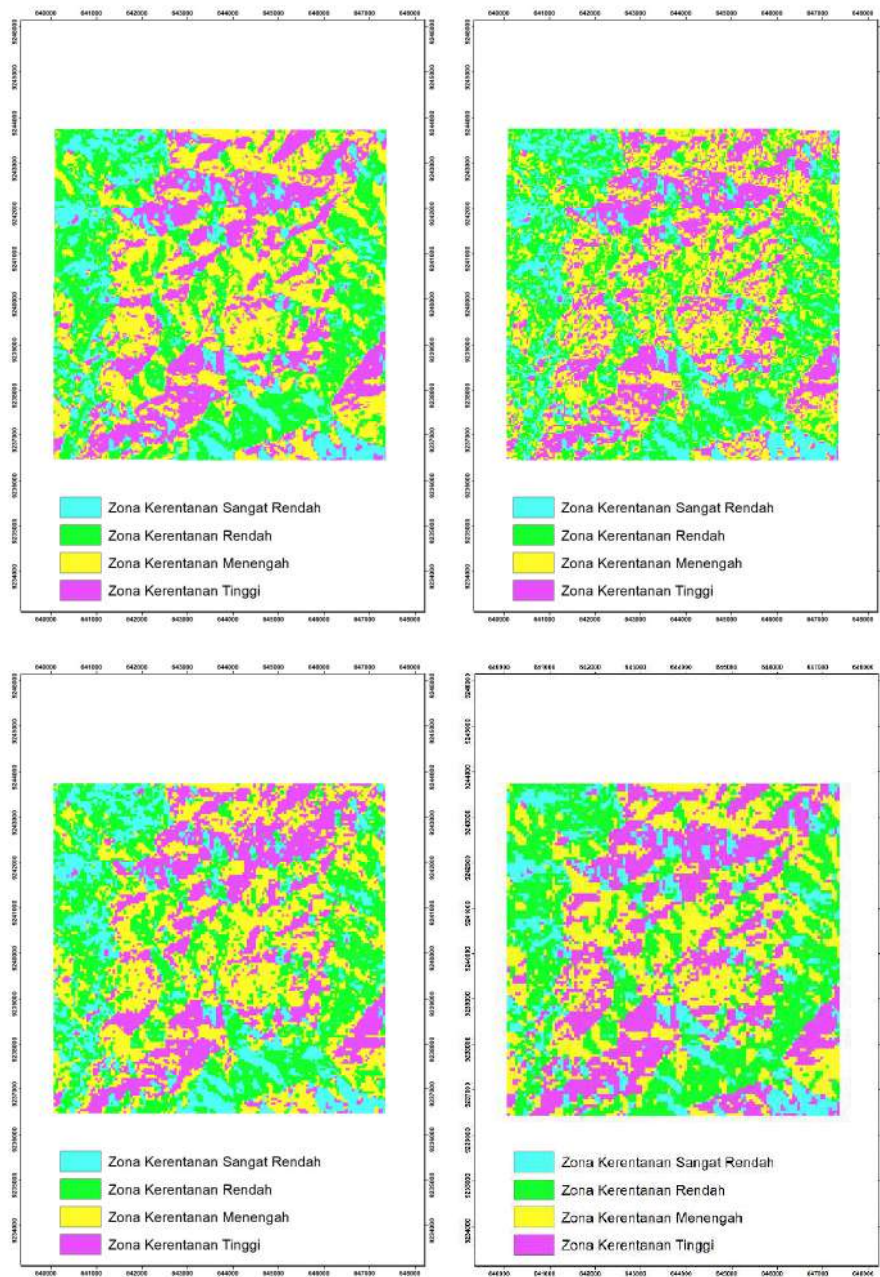
Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah

Dari hasil yang diperoleh, daerah penelitian memiliki wilayah zona kerentanan gerakan tanah tinggi dengan persentase luas 22.6 – 27.3% dari seluruh daerah penelitian, zona kerentanan gerakan tanah menengah dengan

persentase luas 30.2% – 32.3% dari seluruh daerah penelitian, zona kerentanan gerakan tanah rendah dengan persentase luas 28.7 – 29.7% dari seluruh daerah penelitian, dan zona kerentanan gerakan tanah sangat rendah dengan persentase luas 13.3 – 16.4% dari

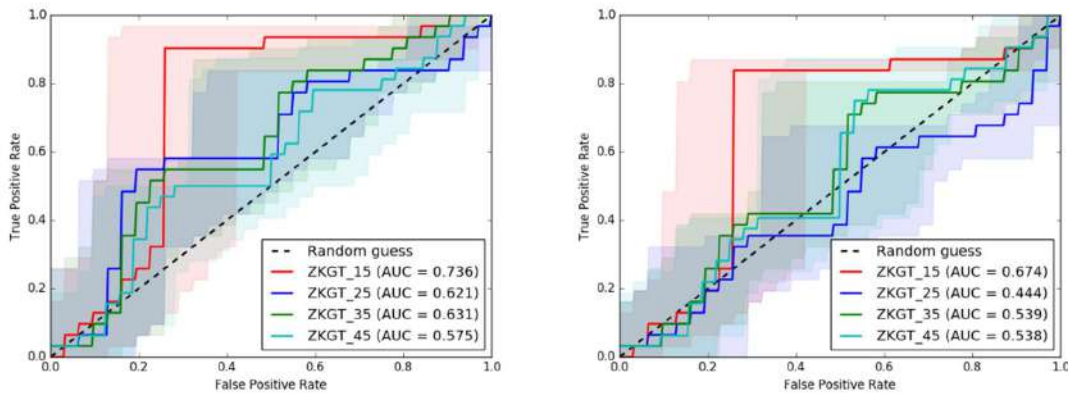
seluruh daerah penelitian. Dari seluruh piksel resolusi peta zona kerentanan gerakan tanah, dapat dilihat bahwa kejadian tanah paling sedikit terjadi pada zona kerentanan gerakan tanah sangat rendah di seluruh piksel resolusi 15 dan 25 dengan persentase 12.9% dari

seluruh kejadian gerakan tanah dan paling banyak terjadi pada zona kerentanan gerakan tanah tinggi piksel 45 dengan persentase kejadian gerakan tanah 41.9% dari seluruh kejadian gerakan tanah di piksel resolusi tersebut.



Gambar 4. Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah Daerah Penelitian Piksel 15 (kiri atas), 25 (kanan atas), 35 (kiri bawah), dan 45 (kanan bawah)

Validasi



Gambar 5. Grafik *Success Rate* (atas) dan Grafik *Predictive Rate* (bawah)

Tabel 3. Nilai AUC pada *success rate* dan *predictive rate* tiap piksel peta ZKGT

Piksel	AUC	
	<i>Success Rate</i>	<i>Predictive Rate</i>
15	0.736	0.674
25	0.621	0.444
35	0.631	0.539
45	0.575	0.538

4. Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan data fenomena gerakan tanah berbasis titik di daerah penelitian yang berlokasi di Kecamatan Cibeber dan Kecamatan Bayah, diperoleh kesimpulan sebagai berikut:

1. Kelas kemiringan lereng 35-55°, elevasi 100 – 200 meter dan elevasi 400-500 meter, aspek lereng berorientasi barat laut dan utara (337.5-360°), *curvature* lereng *concave*, vegetasi dengan kelas 0.03-0.3, kerapatan struktur 418.04-558.36 m/m² dan 558.36 – 745.45 m/m², kerapatan sungai sedang, dan curah hujan tinggi menjadi kelas-kelas parameter yang berpengaruh terhadap kejadian gerakan tanah secara keseluruhan.
2. Secara *success rate*, piksel resolusi 15 merupakan resolusi dengan nilai AUC tertinggi dengan nilai sebesar 0.736. Secara *predictive rate*, piksel resolusi 15 memiliki

nilai AUC tertinggi dengan nilai sebesar 0.674.

3. Pada daerah penelitian, dihasilkan empat wilayah zona kerentanan gerakan tanah, yaitu zona tinggi tersebar dengan persentase luas 22.6 – 27.3% dari seluruh daerah penelitian, wilayah zona menengah tersebar dengan persentase luas 30.2% – 32.3% dari seluruh daerah penelitian, wilayah zona rendah tersebar dengan persentase luas 28.7 – 29.7% dari seluruh daerah penelitian, dan wilayah zona sangat rendah tersebar dengan persentase luas 13.3 – 16.4% dari seluruh daerah penelitian.

Sumber Data

Data curah hujan diambil dari katalog curah hujan Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS). melalui:

<https://data.chc.ucsb.edu/products/CHIRPS->

2.0/indonesia_monthly/bils/ yang diakses pada tanggal 1 Februari 2025.

Daftar Pustaka

- Aleksova, B., Lukic, T., Milevski, I., Puhar, D., Markovic, S. B. (2023). *Preliminary Assessment of Geohazards' Impacts on Geodiversity in the Kratovska Reka Catchment (North Macedonia)*. <https://doi.org/10.3390/geosciences14030062>
- Atun, R. Kalkan, K., & Gursoy, O. (2020). *Determining The Forest Fire Risk with Sentinel 2 Images*. Turkish Journal of Geoscience.
- Badan Geologi. (2018). *Di Balik Pesona Palu Bencana Melanda Geologi Menata*. Jakarta: Kementrian Energi dan Sumber Daya Mineral
- Baharudin, Nur A. (2014). Analisis Evaluasi Fungsi Kawasan Dengan Kondisi Lahan Existing Dan Rencana Tata Ruang Wilayah Di Kabupaten Sleman, Yogyakarta. Malang: Institut Teknologi Malang
- Berutu, K. B. K. (2020). Identifikasi Zona Rentan Longsor di Kabupaten Lebak Menggunakan *Frequency Ratio* dan *Logistic Regression Models*. Depok: Universitas Indonesia.
- Bonham-Carter, G.F. (1994). *Geographic information systems for geoscientists: modelling with GIS*. Pergamon: Oxford.
- Buckley, A. (2010). *Understanding Curvature Rasters*. ESRI.
- Capitani, M., Ribolini, A., Bini, M. (2013). *The Slope Aspect: A Predisposing Factor for Landsliding?*. Comptes Rendus Geoscience.
- Chen, W., Sun, Z., & Han, J. (2019). *Landslide Susceptibility Modeling Using Integrated Ensemble Weights of Evidence with Logistic Regression and Random Forest Models*. p. 5-10. doi:10.3390/app9010171.
- Erfani, S., Naimullah, M., Winardi, D. (2023). *GIS Scoring and Overlay Methods for Mapping Landslide Vulnerability in Lebak Regency, Banten*. DOI:10.20527/flux.v20i1.15057.
- Febby, B., Achu, A. L., Jimnisha, K., Ayisha, V. A., & Reghunath, R. (2020). *Landslide susceptibility modelling using integrated evidential belief function based logistic regression method: A study from Southern Western Ghats, India*. p. 7. Remote Sensing Applications: Society and Environment, Volume 20, 100411. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2020.100411>
- Filayati, M. Q., Patonah, A. & Haryanto, I. (2018). Struktur Geologi Daerah Cikadongdong Dan Sekitarnya, Kabupaten Lebak, Provinsi Banten, Padjadjaran Geoscience Journal. Vol.02, No. 03, p. 169-177. i-ISSN: 2597-4033.
- Hasegawa, S., Nakai, S., Dahal, R., & Nonomura, A. (2014). *Drainage Density as Rainfall Induced Landslides Susceptibility Index in Small Catchment Area*. *International Journal of Landslide and Environment* 1 (1): 27–28.
- Iqbal, Y. A., Fajarwati, Y., Aditya, I. N., & Lambu, G. L. (2024). Identifikasi kerentanan gerakan tanah berdasarkan kemiringan lereng dan curah hujan (Studi kasus: Dusun Ponces, Ggirimulyo, Kulon Progo). ISSN 2962-2697.
- Katili, J. A., Koesoemadinata, P. (1962). *Structural Pattern of South Banten and It's Relation to The Ore Bearing Veins*. Bandung : ITB. OCLC: 67913498.
- Kayastha, P., Dhital, M. R., & De Smedt, F. (2012). *Landslide susceptibility mapping using the weight of evidence method in the Tinau watershed, Nepal*. *Natural Hazards*, 63(2), 479–498. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0163-z>
- Kriegler, F.J., Malila, W.A., Nalepka, R.F., & Richardson, W. (1969) *Preprocessing transformations and their effect on multispectral recognition*. *Remote Sens Environ* VI:97–132
- Llinca, V., Sandric, I., Chitu, Z., & Irimia, R. (2021). *UAV Applications to Assess Short-Term Dynamics of Slow-Moving Landslides Under Dense Forest Cover*. DOI:10.1007/s10346-022-01877-9.
- Luriyanto, A., Maulana. I., Wardani, S. P. R., Atmanto, I. D. (2014). Analisis Stabilitas Lereng Dan Alternatif Penanganannya : Studi Kasus Longsoran Pada Ruas Jalan Pringsurat Km. Mgl. 22+631 – 22+655 Kabupaten Temanggung. p. 861 – 889. Semarang: Jurnal Karya Teknik Sipil Universitas Diponegoro.
- M. Vishnu Vardhan, S. Harish Kumar, S. Mohan Kumar, S. Kundapura. (2023). *A NDVI Based Approach to Detect The Landslides by Using Google Earth Engine*. 2023 International Conference on Machine Intelligence for GeoAnalytics and Remote Sensing (MIGARS), Hyderabad, India, 2023, pp. 1-4, doi: 10.1109/MIGARS57353.2023.10064592.
- Menteri Pertanian. (1980). Surat Keputusan Menteri Pertanian No. 837/Kpts/Um/11/1980 tentang Kriteria dan Tata Cara Penetapan Hutan Lindung. Jakarta
- Mickus, K., Jallouli, C. (1999). *Crustal Structure Beneath The Tell and Atlas Mountains (Algeria and Tunisia) Through The Analysis*

- Of Gravity Data. DOI:10.1016/S0040-1951(99)00225-5.
- Nakizela, B. R., Nedala, S. (2020). *Topographic Influence on Landslides Characteristics and Implication for Risk Management in Upper Manafwa Catchment, Mt Elgon Uganda*. Geoenvirom Disasters.
- Pamela, Arifanti Y. (2019). Metode Validasi Dalam Pemodelan Statistik Peta Kerentanan Gerakan Tanah Di Kabupaten Ciamis. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi: Bandung
- Pimiento, E. (2010). *Shallow Landslide Susceptibility; Modeling and Validation*. Lund: Lund University.
- Rasyid, A. R., Bhandary P. N., Ryuichi Yatabe. (2018). *Implementing Landslide Susceptibility Map at Watershed Scale of Lompobattang Mountain South Sulawesi, Indonesia*. Indonesian Journal of Geography.
- Saifuddin, A., Yusdian, M. F., Deristani, A. (2021). Analisis Kerawanan Longsor Di Kecamatan Lebakgedong Kabupaten Lebak Menggunakan Sistem Informasi Geografis. ISBN : 978-623-92801-1-6.
- Soeters, R., & van Westen, C. J. (1996). *Slope Instability Recognition, Analysis, and Zonation*. Dalam Turner, A. K., & Schuster, R. L. (1996). *Landslides, Investigation and Mitigation* (pp. 129-177). (Transportation Research Board Special Report; Vol. 247). National Academy Press.
- Soewarno. (1991). Hidrologi Pengukuran dan Pengolahan Data Aliran Sungai (Hidrometri), Nova, Bandung.
- Svancara, J., Gnojek, I., Hubatka, F., Dedacek, K. (2000). *Geophysical Field Pattern in The West Bohemian Geodynamic Active Area*. <https://doi.org/10.1023/A:1022175228804>
- Triana, D. Y., Iskandar, Firmansyah, M. N., Pamela. (2020). Faktor Geologi Dan Mekanisme Gerakan Tanah di Indonesia. Bulletin Vulkanologi dan Bencana Geologi, Volume 14, Nomor 2, Tahun 2020: 35-43.
- Usman, D. N., Sulaksana, N., Hirnawan, F., & Haryanto, I. (2018). Pola Deformasi (*Deformation Pattern*) Mineralisasi Emas Sulfida Rendah. p. 12-18. Promine Journal di Zona Neo-Tektonik Selat Sunda.
- Van Bemmelen, R. W. (1949). *The Geology of Indonesia (Issue v. 1)*. U.S. Government Printing Office.
- Van Zuidam. (1985). *Aerial Photo – Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologyc Mapping*. ITC, Smits Publ., Enschede, The Hagu.
- Xianyu Yu, Kaixiang Zhang, Yinqu Song, Weiwei Jiang, Jianguo Zhou. (2021). *Study on Landslide Susceptibility Mapping Based on Rock–Soil Characteristic Factors*. Scientific Reports.
- Yesilnacar, E., Topal, T. (2005). *Landslide Susceptibility Mapping: A Comparison of Logistic Regression and Neural Networks Methods in a Medium Scale Study, Hendek Region (Turkey)*. p. 251 - 266. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.02.002>.

Analisis Geometri Segmen Sianok Berdasarkan Hasil Relokasi Gempabumi

Farrastha Hady¹, Anne Meylani Magdalena Sirait¹, Supriyadi², Suaidi Ahadi²

¹ Program Studi Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

² Stasiun Geofisika Kelas I Padang Panjang, Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG), Padang Panjang, Indonesia

*Narahubung: hady.farrastha@gmail.com

Abstrak

Sesar Sianok merupakan salah satu sesar aktif di Sumatra Barat yang berpotensi memicu gempabumi merusak, sehingga pemahaman geometri dan segmentasinya sangat penting untuk kajian bahaya seismik di kawasan ini. Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis geometri segmen Sianok berdasarkan hasil relokasi gempabumi, dengan fokus pada parameter arah *strike*, kemiringan (*dip*), panjang, dan kedalaman segmen. Wilayah penelitian terletak di sekitar segmen Sianok, dengan batas koordinat 100 BT–101° BT dan 0,8° LS–0,2° LU. Data yang digunakan berupa waktu tiba gelombang gempa P dan S (*arrival time*) dari BMKG dengan rentang waktu Oktober 2021 hingga April 2025. Relokasi dilakukan menggunakan metode *double-difference* untuk memperoleh lokasi hiposenter yang lebih presisi karena mampu meningkatkan akurasi lokasi hiposenter dengan meminimalkan error waktu tiba relatif antar pasangan gempa. Hasil relokasi menunjukkan peningkatan akurasi posisi gempa, yang divalidasi menggunakan kurva residual, metode *jackknife*, uji *robustness*, serta analisis arah perpindahan episenter gempa melalui diagram rose dan diagram kompas. Berdasarkan hasil analisis, jalur sesar terbagi menjadi lima segmen dengan arah *strike* dominan barat laut–tenggara (NW–SE). Panjang segmen bervariasi antara 4,44 km hingga 13,32 km. Sebagian besar segmen memiliki kemiringan curam (*dip* > 65°), mencerminkan dominasi mekanisme sesar geser. Kedalaman hiposenter berada di kisaran 0–30 km, dengan konsentrasi pada kedalaman 5–15 km. Segmentasi sesar ini bersifat tidak kontinyu, ditunjukkan oleh pemisahan kluster gempa yang membentuk segmen-segmen terpisah, masing-masing dengan potensi kegempaan tersendiri. Temuan ini penting karena memberikan dasar ilmiah untuk pemodelan potensi bahaya gempabumi di sekitar sesar Sianok serta memperkuat pemahaman mengenai dinamika seismotektonik di Sumatra Barat.

Kata Kunci: Sesar Sianok, Geometri Sesar, *Double-difference*, Segmentasi Sesar.

1. Pendahuluan

Pulau Sumatera merupakan wilayah yang sangat aktif secara tektonik karena berada pada zona tumbukan antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia. Aktivitas subduksi di wilayah Sumatra bersifat miring (*oblique subduction*), sehingga selain menghasilkan komponen penunjaman tegak lurus ke palung, juga menimbulkan komponen geser sejajar palung. Komponen geser inilah yang tidak dapat sepenuhnya tersalurkan ke zona subduksi, sehingga dilepaskan melalui pembentukan Sesar Sumatera, suatu sistem patahan besar yang memanjang dari ujung utara hingga selatan pulau, dan terbagi menjadi 19 segmen (Sieh & Natawidjaja, 2000). Kondisi

ini berbeda dengan di Jawa, di mana subduksi terjadi hampir tegak lurus (*orthogonal subduction*), sehingga energi tektonik lebih banyak tersalurkan ke zona *megathrust* dan aktivitas vulkanisme, tanpa membentuk sesar besar yang sejajar dengan busur kepulauan (Koulali et al., 2017). Dari jumlah tersebut, tujuh segmen melewati wilayah Sumatera Barat, yaitu Angkola, Barumon, Sumani, Suliti, Sianok, Siulak, dan Sumpur. Di antara ketujuh segmen tersebut, Segmen Sianok dikenal sebagai salah satu segmen aktif, dengan laju geser (*slip rate*) sebesar 14 mm/tahun (PUSGEN, 2017) dan panjang sekitar 90 km. Segmen ini berpotensi menghasilkan gempa kuat hingga magnitudo 7.3 (Natawidjaja, 2007).

Meskipun berada dalam wilayah yang sama dengan Segmen Sumani dan Sumpur, Segmen Sianok menjadi fokus utama dalam penelitian ini karena menunjukkan tingkat seismisitas yang lebih tinggi. Hal ini terlihat pada katalog BMKG periode 2021–2025, di mana distribusi kejadian gempa di sekitar segmen ini relatif rapat, mencerminkan aktivitas tektonik yang intens dan berkelanjutan. Selain itu, data historis juga mencatat beberapa gempa besar yang bersumber dari segmen ini, seperti gempa Padang Panjang tahun 1926 (M 7.6), gempa besar tahun 1822, dan dua gempa berurutan pada Maret 2007 (M 6.4 dan M 6.3) (BNPB, 2023). Rentetan gempa ini menunjukkan bahwa Segmen Sianok telah aktif selama lebih dari satu abad dan memiliki potensi seismik yang signifikan.

Untuk memahami potensi bahaya gempa secara lebih menyeluruh, diperlukan informasi detail mengenai geometri sesar, seperti arah jurus (*strike*), kemiringan bidang sesar (*dip*), panjang sesar, dan kedalaman patahan. Karakteristik geometris ini berkaitan erat dengan mekanisme deformasi kerak, arah pergerakan sesar, dan pola pelepasan energi seismik. Oleh karena itu, akurasi dalam penentuan lokasi gempa sangat penting agar dapat merekonstruksi geometri sesar secara baik.

Metode *double-difference* (DD) merupakan salah satu teknik relokasi gempa yang efektif karena mampu meningkatkan akurasi lokasi relatif dengan meminimalkan perbedaan waktu tiba antar pasangan gempa berdekatan (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Pendekatan ini menghasilkan resolusi spasial tinggi, sehingga pola sebaran hiposenter dapat terungkap lebih detail. Efektivitas metode ini telah dibuktikan di berbagai studi, seperti pada Patahan Hayward,

California (Waldhauser & Ellsworth, 2000), wilayah Tecomán, Meksiko (Andrews et al., 2010), dan Sumatera Barat (Syafriani et al., 2023). Studi-studi tersebut menunjukkan bahwa metode ini dapat menghasilkan distribusi hiposenter yang lebih rapat dan terstruktur, mencerminkan geometri sesar aktif yang sebelumnya kurang teridentifikasi. Dengan hasil relokasi gempabumi ini, kajian geometri sesar menjadi lebih baik dan dapat digunakan sebagai dasar dalam pemodelan sumber gempa serta mitigasi bencana.

Penelitian ini bertujuan untuk (1) merelokasi kejadian gempa bumi di sekitar Segmen Sianok dengan metode *double-difference* untuk memperoleh distribusi episenter dan hiposenter yang lebih presisi, (2) menganalisis geometri sesar berdasarkan hasil relokasi tersebut, termasuk arah jurus, kemiringan, panjang, dan kedalamannya, serta (3) mengkaji segmentasi internal dan potensi seismik sebagai bagian dari upaya mitigasi bencana di wilayah Sumatera Barat. Penelitian ini dibatasi pada wilayah 100° – 101° BT dan 0.8° LS– 0.2° LU, dengan data arrival time yang bersumber dari Stasiun Geofisika Padang Panjang untuk periode September 2021 hingga April 2025.

2. Data dan Metode

Data

Data yang digunakan adalah *arrival time* fase P dari 512 kejadian gempa yang tercatat oleh Stasiun Geofisika BMKG Padang Panjang selama periode Oktober 2021 hingga April 2025. Area studi dibatasi pada koordinat 100° – 101° BT dan 0.8° LS – 0.2° LU, yang mencakup jalur Segmen Sianok. Data arrival time kemudian difilter berdasarkan batas secara spasial agar hanya mencakup kejadian dalam batas wilayah tersebut.

Model Kecepatan

Pada penelitian ini, digunakan dua jenis model kecepatan, yaitu model kecepatan lokal dan global. Model kecepatan lokal yang digunakan merupakan model satu-dimensi (1-D) yang dibuat oleh Sihotang (2024) berdasarkan kejadian gempa bumi dengan magnitudo Mw 6.1 yang terjadi di Pasaman pada tahun 2022.

Tabel 1. Model Kecepatan Seismik Lokal (Sihotang, 2024)

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0-4	4.2	2.88
4-8	4.43	2.95
8-12	5.4	3.12
12-20	4.49	3.41
20-30	5.86	3.56
30-40	5.86	3.9
40-60	8.03	4.58
60-80	8.71	4.72
80-100	8.75	4.75
>100	8.75	4.75

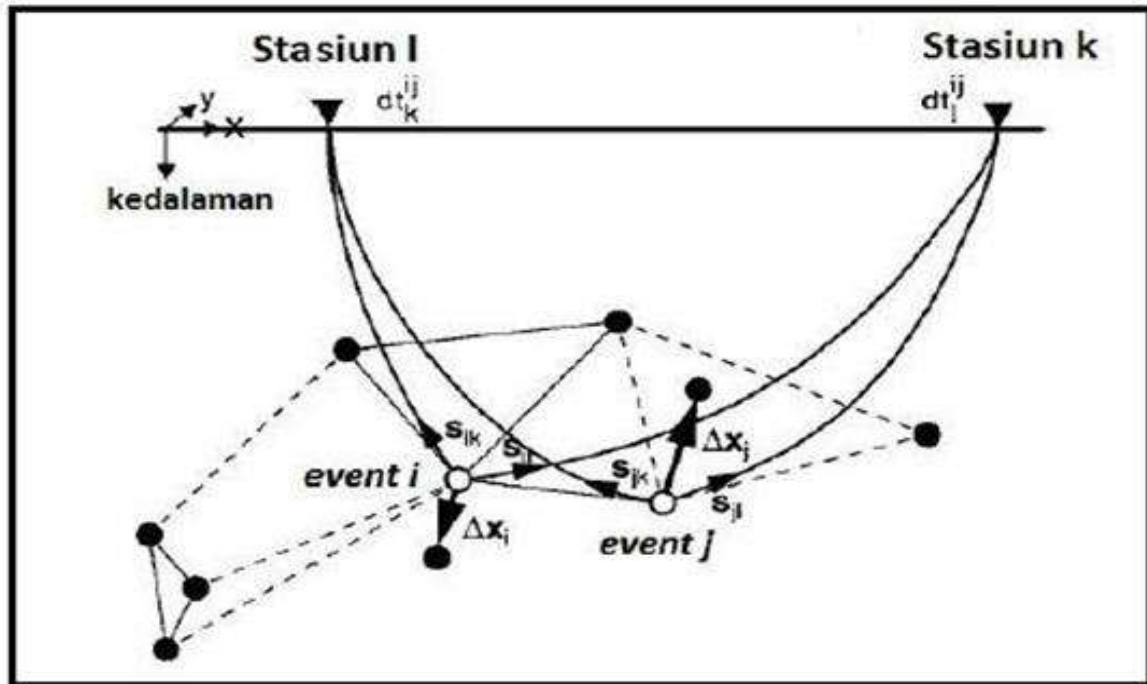
Model kecepatan pada Tabel 1 hanya merepresentasikan struktur kecepatan hingga kedalaman 100 km, sehingga kurang memadai untuk memodelkan gempa-gempa yang berasosiasi dengan zona lebih dalam. Untuk mengatasi keterbatasan tersebut, digunakan model kecepatan global AK135 (Tabel 2) guna menangkap karakteristik gelombang seismik dari gempa-gempa yang terjadi pada kedalaman lebih dari 120 km.

Tabel 2. Model kecepatan AK135 (Kennett, 1995)

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
120-165	8.05	4.5
165-210	8.175	4.509
210-260	8.3	4.518
260-310	8.483	4.609
310-360	8.665	4.696
360-410	8.847	4.783
410-460	9.03	4.87
460-510	9.528	5.186
510-560	9.696	5.292
560-610	9.864	5.398
610-660	10.032	5.504
660-710	10.2	5.61
710-760	10.923	6.09
>760	11.056	6.209

Metode Double Difference

Metode *double-difference* (DD) merupakan teknik relokasi hiposenter yang mengandalkan perbedaan waktu tiba antar pasangan gempa berdekatan yang tercatat di stasiun yang sama. Metode ini meminimalkan pengaruh ketidakpastian model kecepatan gelombang serta kesalahan sistematik pencatatan waktu tiba, sehingga menghasilkan lokasi gempa dengan presisi spasial lebih tinggi (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Prinsip kerjanya adalah bahwa dua gempa yang lokasinya sangat dekat akan memiliki jalur rambat gelombang yang hampir sama, sehingga selisih waktu tiba terutama mencerminkan perbedaan lokasi hiposenter secara relatif. Metode ini efektif digunakan jika distribusi gempa cukup rapat dan data *arrival time* tersedia dengan baik.



Gambar 1. Ilustrasi dari algoritma metode *Double Difference*. Gempa i dan j direlokasi bersama terhadap stasiun k dan l (Waldhauser & Ellsworth, 2000)

Residual waktu tempuh relatif antara dua hiposenter yang berdekatan dalam satu kluster dapat dirumuskan sebagai:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (1)$$

i dan j = dua hiposenter yang saling berdekatan

k dan l = dua stasiun yang merekam kedua kejadian gempa tersebut

t_k^i = waktu tempuh dari gempa i yang direkam oleh stasiun k

dr_k^{ij} = waktu tempuh residual antara pasangan gempa i dan j pada stasiun k

t^{obs} = waktu tempuh observasi (yang terekam oleh stasiun penerima)

t^{cal} = waktu tempuh kalkulasi (diperoleh dari perhitungan berdasarkan *ray tracing* pada model kecepatan)

Dari persamaan *time residual* tersebut akan dilanjutkan ke inversi untuk merelokasi gempabumi menggunakan persamaan berikut:

$$WG\mathbf{m} = W\mathbf{d} \quad (2)$$

W = matriks diagonal untuk pembobotan setiap persamaan

G = matriks turunan parsial parameter hiposenter

M = data vektor perturbasi parameter setiap hiposenter pada satu cluster, yaitu $[dx \ dy \ dz \ dt]^T$

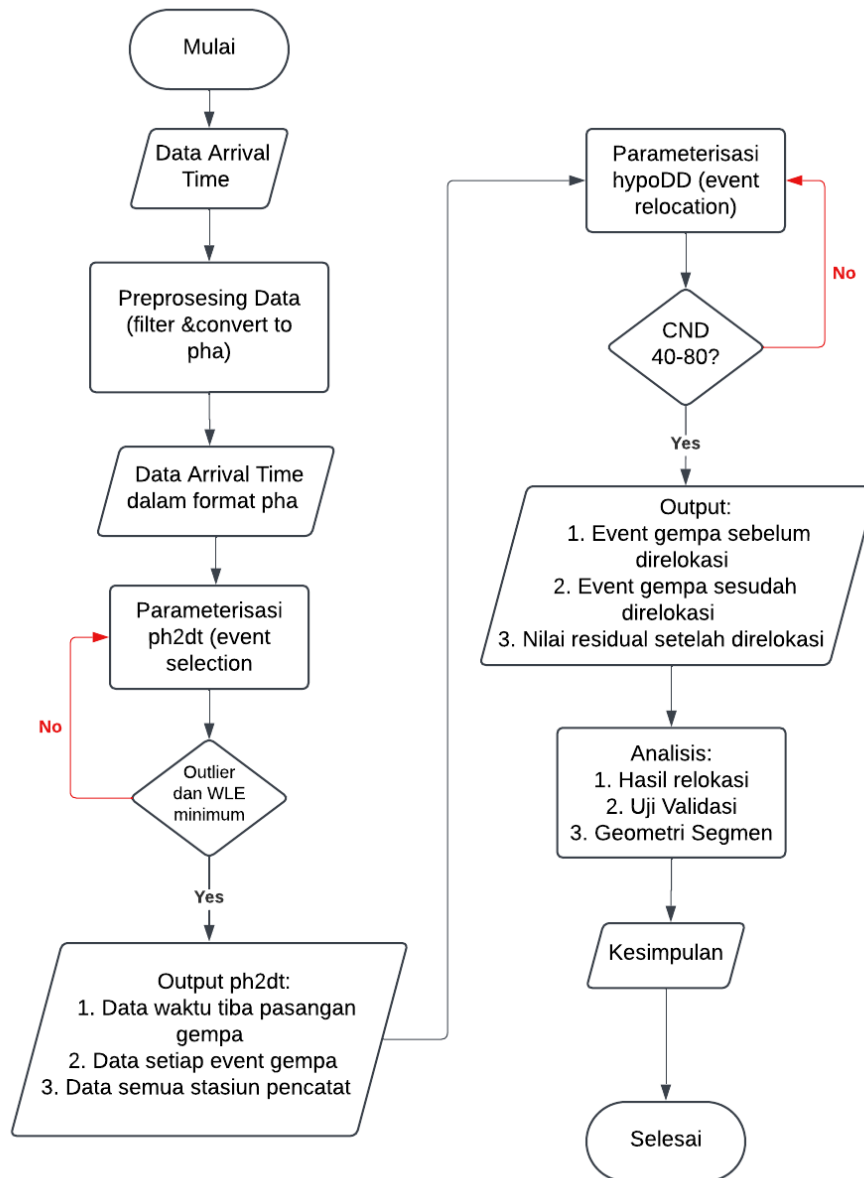
d = data waktu tempuh residual untuk setiap pasangan gempa yang diterima pada stasiun, yaitu $[dr_k^{12} \ dr_k^{13} \ dr_k^{23} \ \dots \ dr_k^{ij}]^T$

Proses inversi dilakukan secara iteratif, di mana posisi hiposenter diperbarui berulang kali hingga diperoleh nilai residual minimum. Jumlah iterasi tidak ditentukan secara kaku, melainkan dilanjutkan sampai residual tidak lagi menunjukkan perubahan signifikan atau telah mencapai nilai terkecil yang mungkin. Pada perangkat lunak HypoDD, jumlah iterasi dapat diatur hingga ribuan, meskipun umumnya konvergensi tercapai dalam puluhan hingga ratusan iterasi (Waldhauser & Ellsworth, 2000).

Alur Penelitian

Penelitian dimulai dengan pengumpulan data arrival time gempa bumi yang kemudian diproses awal melalui filtering dan konversi ke format .pha. Data tersebut diseleksi menggunakan ph2dt untuk menghilangkan outlier dan memilih event dengan kesalahan minimum, sehingga hanya data berkualitas yang digunakan. Selanjutnya, relokasi hiposenter dilakukan menggunakan HypoDD, dengan pembaruan posisi event secara iteratif.

Hasil relokasi kemudian dievaluasi menggunakan nilai *Condition Number* (CND), di mana hanya iterasi dengan CND 40–80 yang dipertahankan karena kisaran ini menunjukkan solusi yang stabil dan presisi (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Dari data yang diseleksi tersebut diperoleh distribusi episenter dan hiposenter baru, yang selanjutnya dianalisis untuk validasi serta interpretasi geometri segmen Sianok.



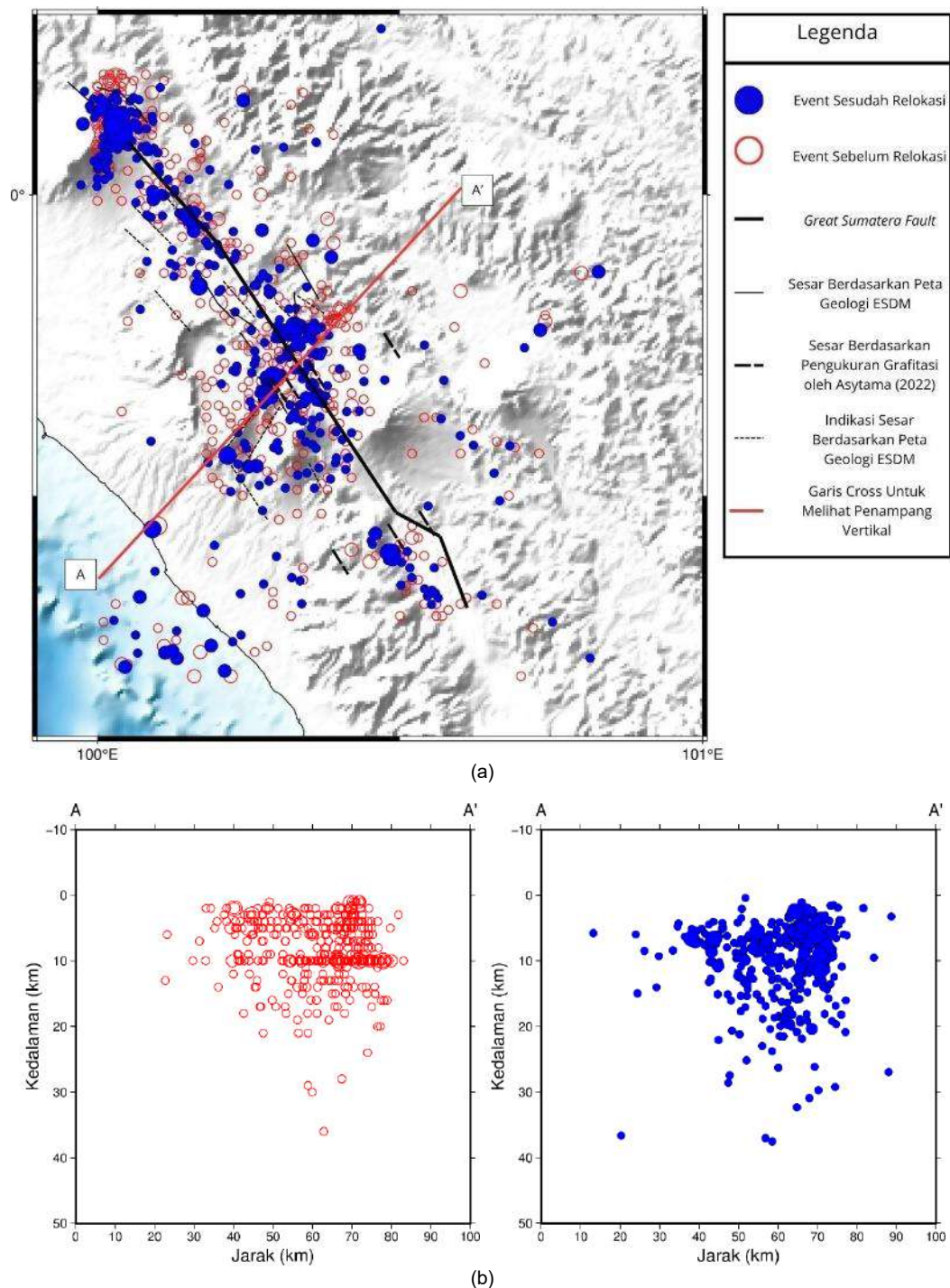
Gambar 2. Diagram Alur Pengolahan Data

3. Hasil dan Pembahasan

Hasil Relokasi

Sebanyak 442 dari 512 kejadian gempa berhasil direlokasi menggunakan metode *double-difference*. Peta distribusi episenter menunjukkan peningkatan presisi lokasi setelah relokasi. Sebelum relokasi, episenter tersebar

secara acak dan tidak menunjukkan keterkaitan spasial yang jelas dengan jalur sesar. Namun, setelah relokasi, episenter membentuk pola linier sejajar arah utara–selatan, yang sesuai dengan jalur Sesar Sianok, memperjelas keterkaitannya dengan struktur geologi aktif di wilayah tersebut



Gambar 3 (a) Distribusi episenter sebelum dan sesudah relokasi, dan (b) penampang vertikal berdasarkan garis A-A'

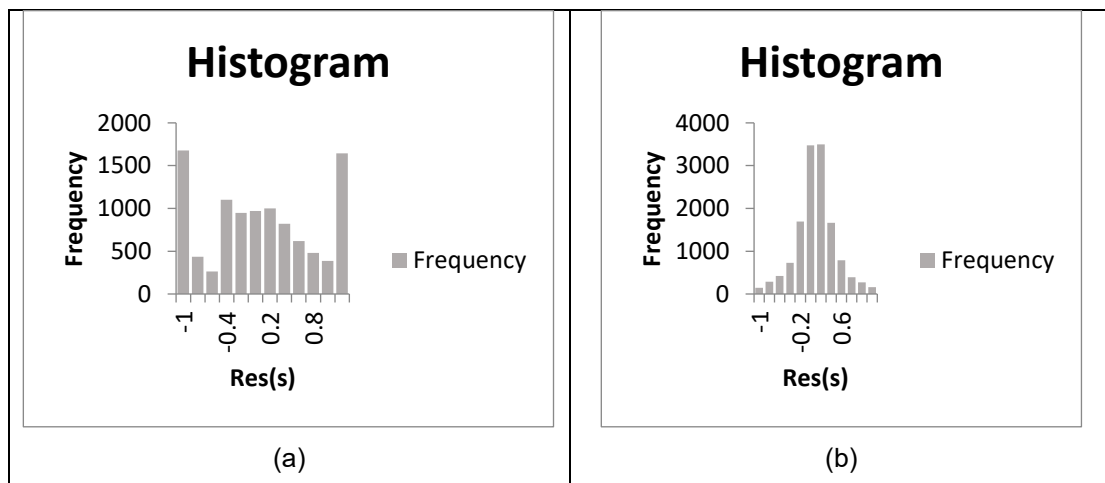
Penampang vertikal A–A' menunjukkan distribusi hiposenter yang lebih menyebar dan realistis setelah relokasi. Hiposenter yang sebelumnya terkonsentrasi pada kedalaman sekitar 10 km kini terlihat lebih tersebar antara 5 hingga 30 km, dengan dominasi pada kisaran 5–15 km. Pola ini menegaskan bahwa relokasi memberikan gambaran yang lebih akurat mengenai deformasi di kerak atas yang aktif secara tektonik.

Uji Validasi

Uji validasi dilakukan untuk memastikan hasil relokasi benar-benar meningkatkan presisi lokasi hiposenter dibandingkan data awal. Pada penelitian ini, validasi mencakup analisis kurva residual, uji sensitivitas dengan metode *jackknife* dan *robustness*, serta evaluasi arah dominan distribusi gempa menggunakan

diagram rose dan kompas. Pendekatan ini menilai kualitas, kestabilan, dan keandalan hasil relokasi secara menyeluruh.

- Kurva residual pada Gambar 4 menunjukkan peningkatan kualitas hasil relokasi. Sebelum relokasi, nilai residual menyebar lebar (-1 s hingga $+1$ s) dan tidak simetris. Setelah relokasi, distribusi menjadi simetris, terpusat di sekitar 0 s, menandakan kesesuaian lebih baik antara data observasi dan hasil kalkulasi. Residual digunakan sebagai uji validasi karena menunjukkan selisih antara waktu tiba observasi dan hasil perhitungan; semakin kecil dan terdistribusi normal di sekitar nol, semakin baik akurasi model dalam merepresentasikan kondisi sebenarnya (Waldhauser & Ellsworth, 2000).



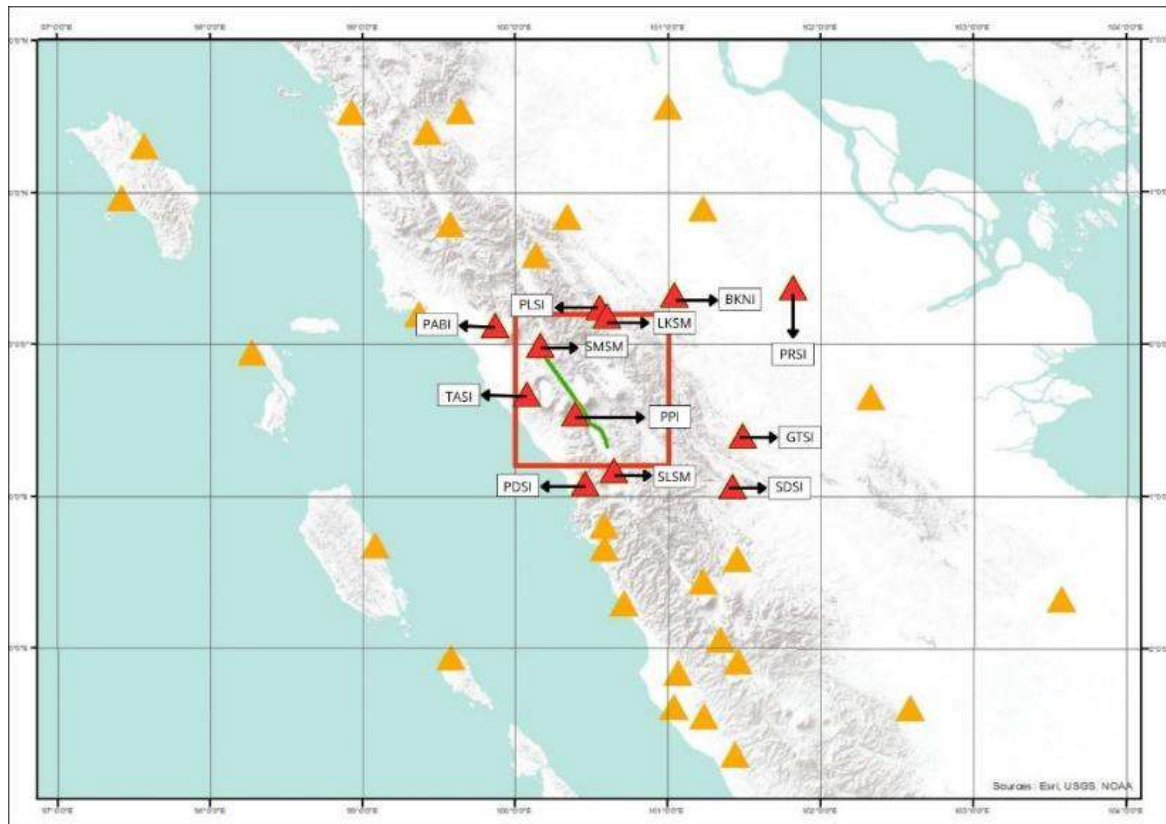
Gambar 4 : (a) Kurva residual sebelum direlokasi, (b) Kurva residual setelah direlokasi

- Uji validasi dengan metode *jackknife* dilakukan untuk menilai kestabilan hasil relokasi terhadap variasi distribusi stasiun, dengan cara menghilangkan satu stasiun utama pada setiap iterasi dan membandingkan hasilnya dengan relokasi awal. Nilai standar deviasi yang diperoleh

sangat kecil pada komponen horizontal (<0.01 km) dan sedikit lebih besar pada kedalaman (0.84 km), namun masih berada dalam batas toleransi yang umum digunakan. Mengacu pada kriteria USGS (≤ 0.1 km horizontal dan ≤ 0.3 km vertikal) serta D'Alessandro et al. (2011) (≤ 1 km

untuk episenter dan ≤ 3.5 km untuk kedalaman), hasil ini menunjukkan bahwa relokasi yang dilakukan cukup stabil dan

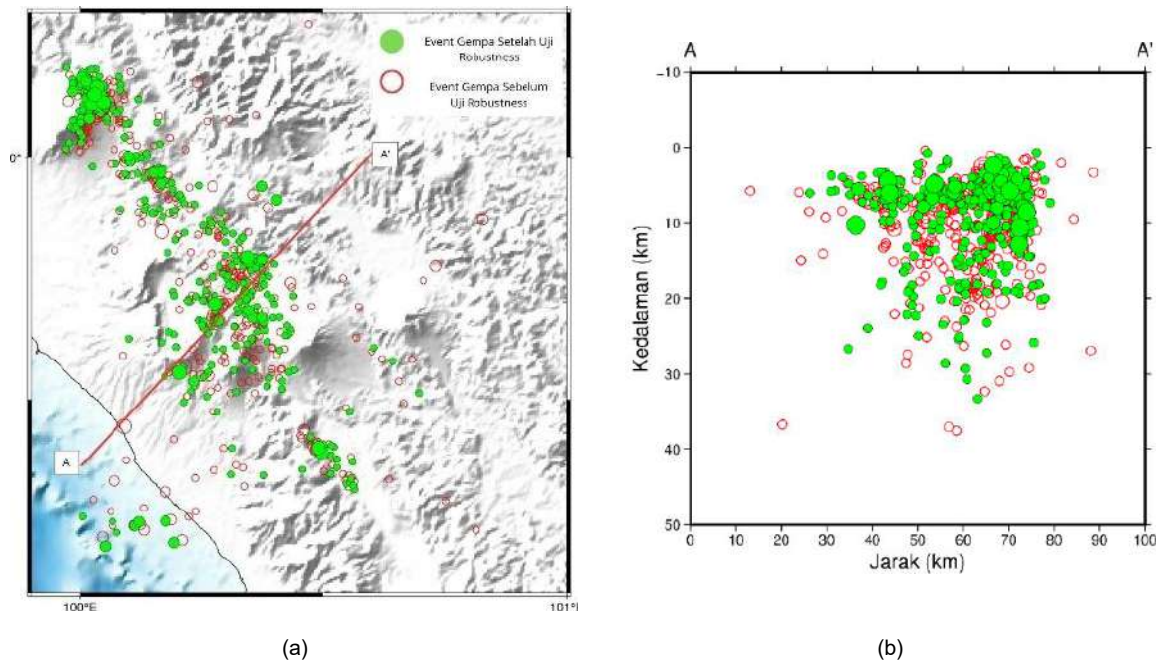
akurat dalam menentukan posisi hiposenter.



Gambar 5. Stasiun-stasiun yang dipilih sebagai stasiun utama (segitiga merah)

- Uji *robustness* dilakukan untuk menilai kestabilan hasil relokasi terhadap variasi jumlah data dengan cara mengurangi sebagian event gempa dari dataset. Setelah event dikurangi, proses relokasi dijalankan kembali menggunakan HypoDD dan hasilnya dibandingkan dengan relokasi awal (Gambar 6). Distribusi episenter sebelum dan sesudah uji robustness tampak saling tumpang tindih pada arah horizontal, menunjukkan stabilitas hasil relokasi

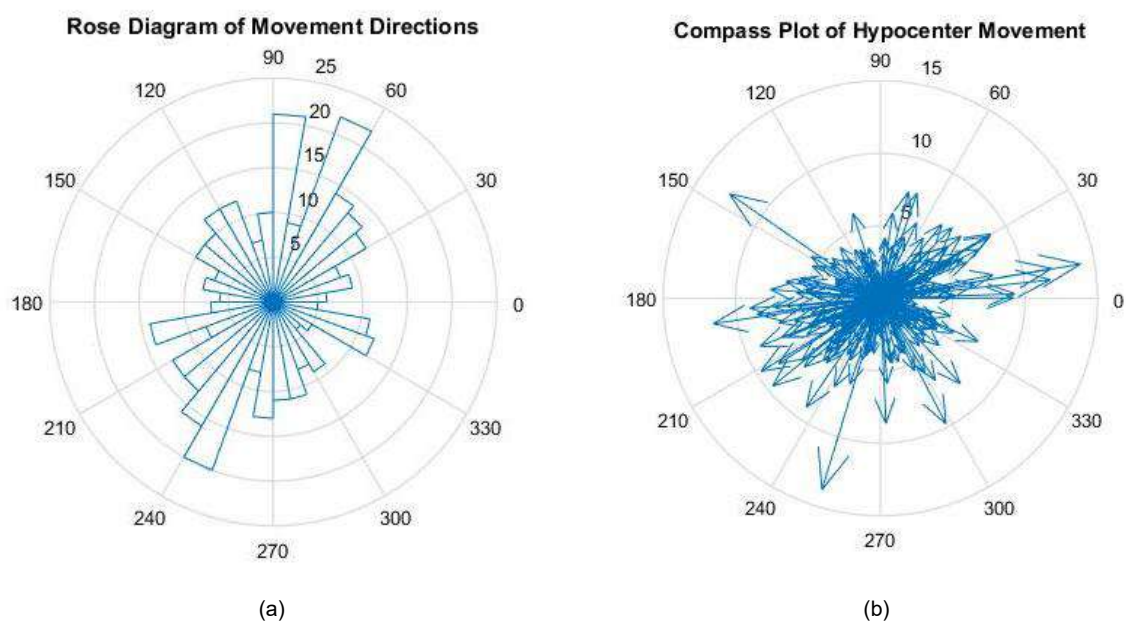
terhadap perubahan input. Pada penampang vertikal terlihat sedikit penyebaran tambahan pada kedalaman, yang wajar karena parameter kedalaman lebih sensitif terhadap distribusi stasiun dan model kecepatan. Secara keseluruhan, uji robustness menunjukkan bahwa hasil relokasi cukup stabil, terutama pada dimensi horizontal, meskipun terdapat fluktuasi kecil pada kedalaman.



Gambar 6. Perbandingan distribusi episenter gempa default (bola kosong berwarna merah) dengan episenter gempa setelah uji *robustness* (bola hijau), (a) peta horizontal (b) penampang vertikal.

- Analisis diagram Rose dan kompas (Gambar 7) memperlihatkan bahwa perpindahan episenter setelah relokasi didominasi oleh arah timur laut–barat daya (NE–SW), yang sejalan dengan jurus utama Sesar Sianok. Kesesuaian orientasi ini

menunjukkan bahwa hasil relokasi tidak hanya stabil secara statistik, tetapi juga konsisten dengan struktur geologi yang telah dipetakan sebelumnya (Sieh & Natawidjaja, 2000; Natawidjaja, 2007).



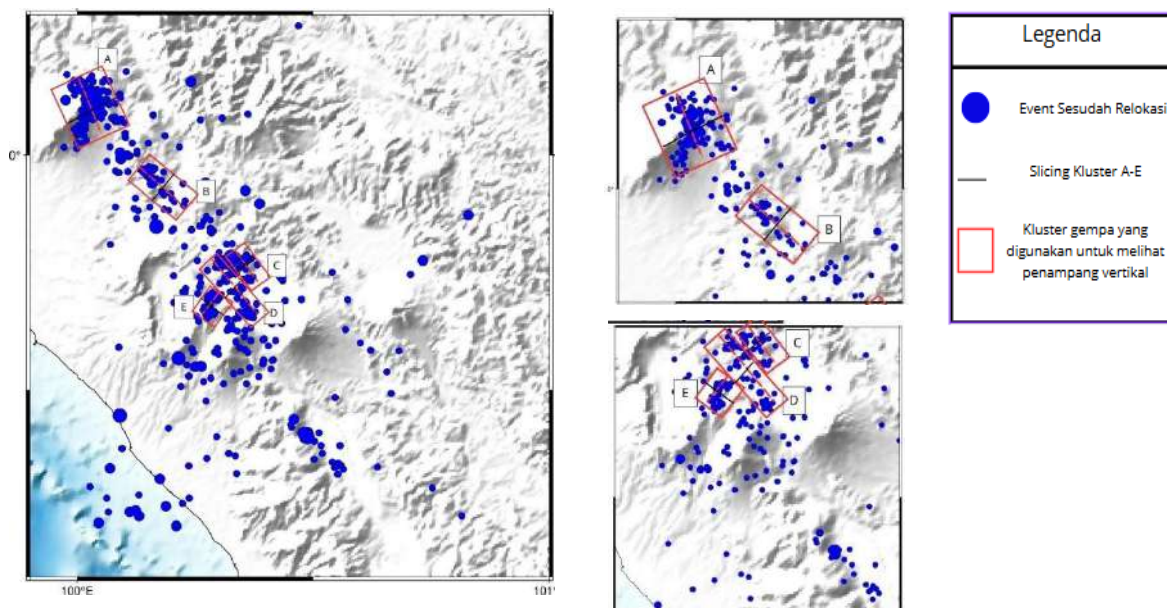
Gambar 7. (a) Diagram Rose (b) Diagram Kompas

Analisis Segmen

Distribusi episenter hasil relokasi menunjukkan pola spasial yang terkluster dengan orientasi searah jalur sesar, sehingga dapat diinterpretasikan sebagai lima segmen aktif (A–E) dari jalur Sesar Sianok. Penentuan segmen ini dilakukan berdasarkan distribusi episenter, arah jurus, dan keberadaan celah

(gap) antar kluster.

Arah jurus dominan segmen A hingga D adalah barat laut–tenggara (NW–SE), sesuai dengan arah umum Sesar Sumatera. Sementara itu, segmen E menunjukkan arah jurus yang menyilang, yaitu barat daya–timur laut (SW–NE), yang kemungkinan mencerminkan struktur transversal atau rekahan lokal.

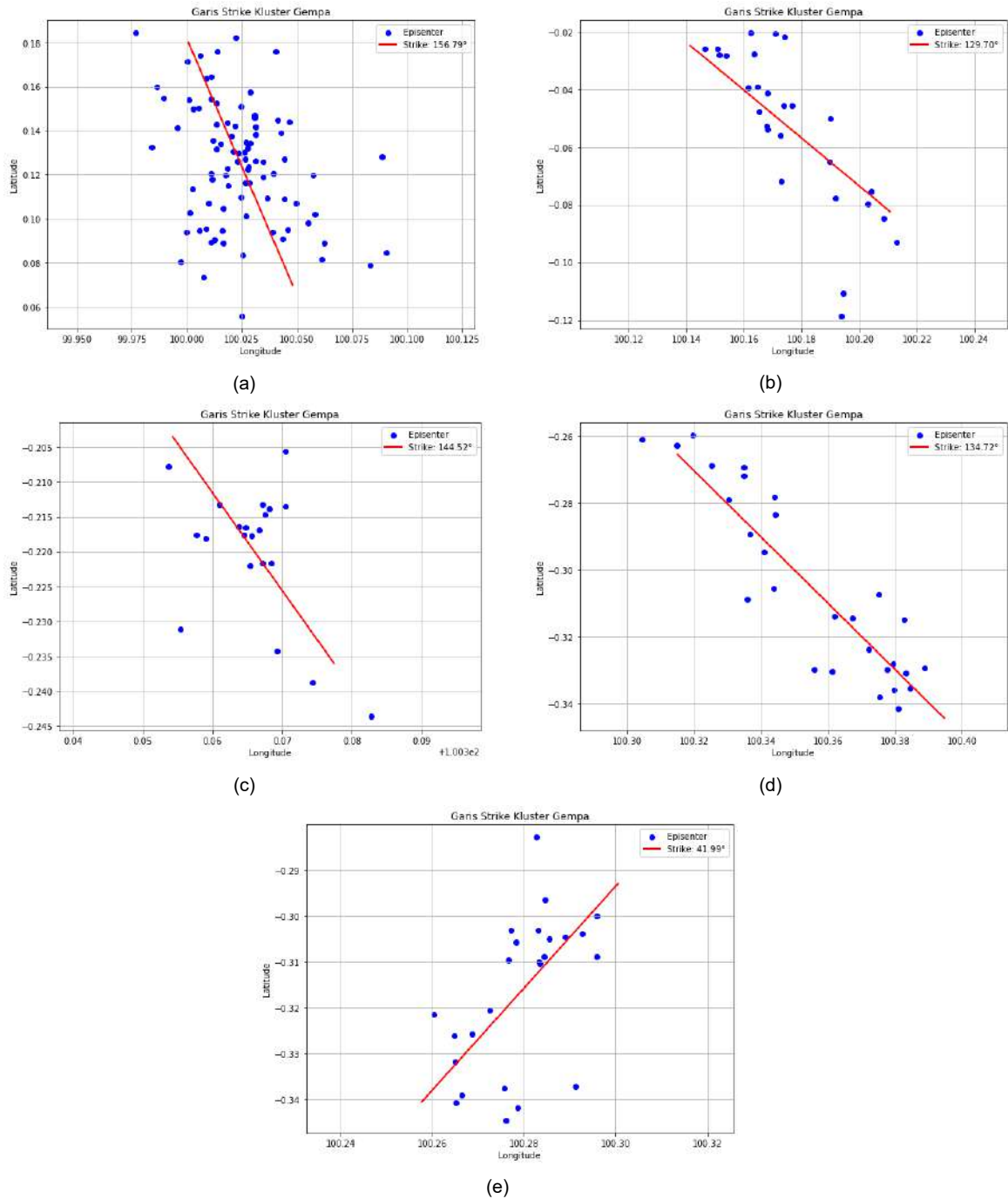


Gambar 8. Kluster gempa dan *cross section*-nya

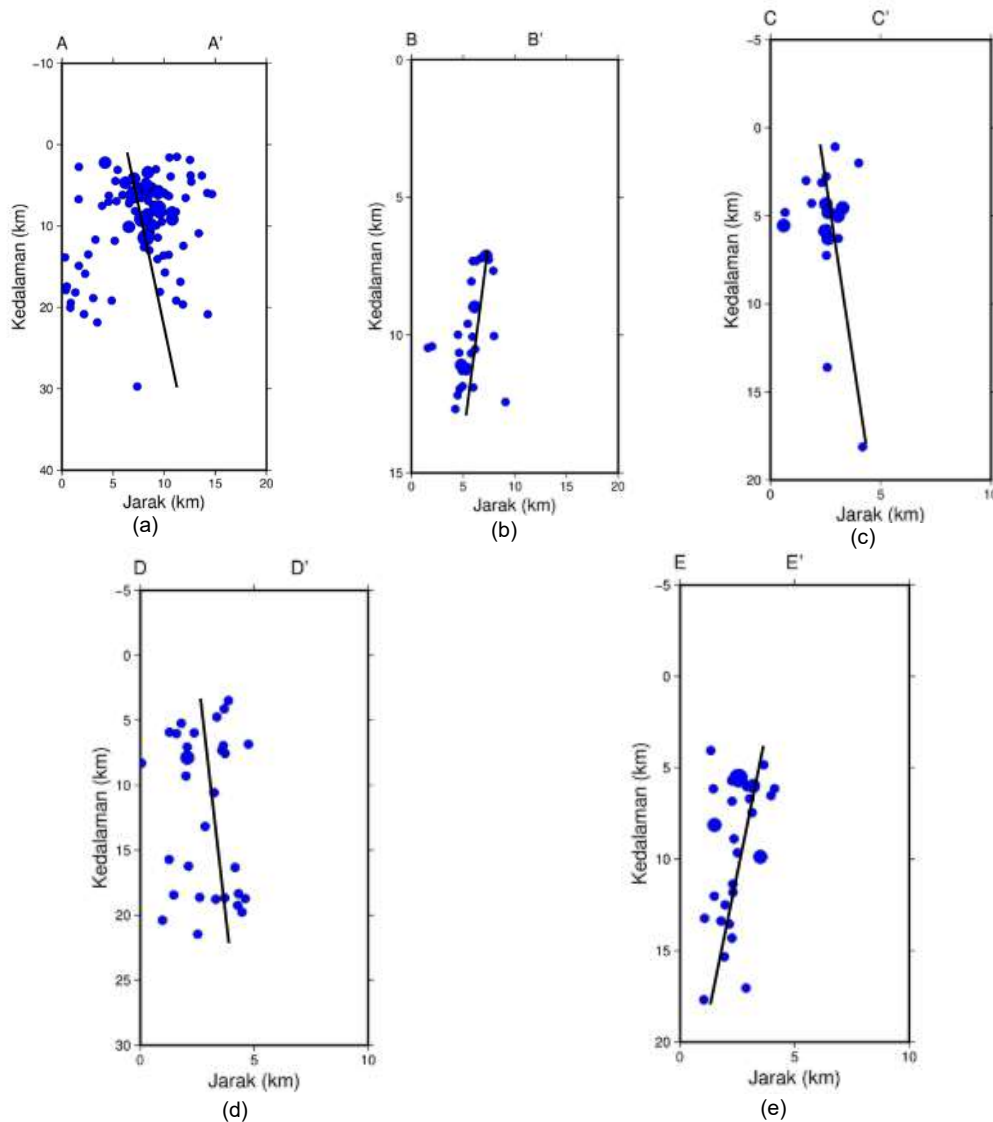
Panjang masing-masing segmen bervariasi, dengan segmen A sebagai yang terpanjang mencapai 13.32 km, disusul segmen D (12.21 km), B (11.10 km), E (6.66 km), dan C sebagai segmen terpendek (4.44 km). Distribusi hiposenter pada penampang vertikal memperlihatkan kemiringan bidang patahan yang curam ($dip > 65^\circ$) di semua segmen. Kemiringan ini konsisten dengan karakteristik sesar geser (*strike-slip fault*) sebagaimana ditunjukkan oleh penelitian sebelumnya di Sesar Sumatera (Sieh & Natawidjaja, 2000;

Natawidjaja, 2007).

Rentang kedalaman hiposenter juga berbeda antar segmen. Segmen A dan D memiliki distribusi terdalam, yaitu 5–25 km dan 6–28 km, sedangkan segmen B (6–18 km), C (6–15 km), dan E (5–13 km) menunjukkan aktivitas pada kedalaman yang relatif dangkal. Konsentrasi utama hiposenter berada di kedalaman 5–15 km, yang mencerminkan deformasi kerak atas aktif sebagai zona seismogenik.



Gambar 9. Strike segmen sesuai klusternya, (a) Kluster A, (b) Kluster B, (c) Kluster C, (d) Kluster D, (e) Kluster E.



Gambar 10. Cross-section tiap Segmen dari A-E.

Segmentasi dan Potensi Gempa

Segmentasi sesar menunjukkan bahwa jalur Sesar Sianok tidak berupa satu bidang lurus tunggal, melainkan terdiri dari beberapa segmen aktif yang bergerak relatif independen. Masing-masing segmen memiliki panjang dan kedalaman berbeda sehingga memengaruhi potensi seismiknya. Jika dibandingkan dengan segmen lain di jalur Sesar Besar Sumatera, pola serupa juga terlihat, misalnya pada Segmen Renun, Toru, dan Angkola yang dipisahkan oleh patahan kecil atau *step-over*, sehingga masing-masing segmen memiliki

karakteristik seismik yang berbeda (Sieh & Natawidjaja, 2000). Hal ini mengindikasikan bahwa segmentasi merupakan ciri umum dari sistem sesar besar di Sumatera.

Fenomena serupa juga ditemukan pada Patahan San Andreas di California. Hasil relokasi gempabumi dengan metode *double-difference* yang dilakukan oleh Waldhauser & Ellsworth (2002) memperlihatkan struktur patahan yang tersegmentasi dengan jelas, termasuk sub-segmen pada bagian Patahan Parkfield dan Hayward. Studi tersebut menegaskan bahwa gempa kecil yang

terdistribusi rapat dapat digunakan untuk mengidentifikasi geometri sesar dan pembagian segmen yang berperan dalam pengendalian seismisitas regional (Waldhauser & Ellsworth, 2002; Waldhauser & Schaff, 2008).

Tabel 3. Potensi gempa di setiap segmen

Segmen	Panjang	Potensi Gempa (Mw)
A	13.32	6.01
B	11.1	5.89
C	4.44	5.29
D	12.21	5.95
E	6.66	5.56

Secara umum, semakin panjang suatu segmen, semakin besar pula potensi magnitudo gempa yang dapat dihasilkannya. Segmentasi berperan penting dalam memahami akumulasi tegangan serta potensi gempa lokal pada suatu wilayah. Pemahaman ini juga menjadi dasar dalam perencanaan strategi mitigasi risiko bencana.

4. Kesimpulan

Relokasi 442 gempa dengan metode *double-difference* berhasil meningkatkan akurasi lokasi, yang terkonfirmasi melalui uji residual, *jackknife*, dan *robustness*. Distribusi episenter dan hiposenter menunjukkan keterkaitan yang jelas dengan jalur Segmen Sianok, dengan orientasi NE–SW sejalan struktur geologi regional. Analisis geometri mengungkap lima segmen aktif (A–E) dengan jurus dominan NW–SE dan kemiringan curam ($\text{dip} > 65^\circ$), dengan aktivitas gempa terkonsentrasi pada kedalaman 5–15 km. Segmentasi ini menunjukkan bahwa setiap segmen berpotensi menghasilkan gempa sendiri, dengan estimasi magnitudo Mw 5,29–6,01.

Referensi

- Andrews, V., Joann, S., Vazquez, C. A., & Davila, G. R. (2011). Double-difference relocation of the aftershocks of the Tecomán, Colima, Mexico earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 168(10), 1907–1925. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0203-0>
- Asy'tama, H. S. (2022). *Identifikasi sesar Sumatera segmen Sianok menggunakan metode MS-SVD (Multi Scale - Second Vertical Derivative) data gravitasi untuk mitigasi kebencanaan seismik* [Undergraduate thesis, Universitas Indonesia]. Universitas Indonesia Repository.
- Badan Nasional Penanggulangan Bencana. (2023, April 8). *Gempa Padang Panjang 28 Juni 1926 dalam surat kabar kolonial*. Portal Literasi Sejarah Bencana. <https://sejarah.dibi.bnpp.go.id/artikel/gempa-padang-panjang-28-juni-1926-dalam-surat-kabar-kolonial/65>
- D'Alessandro, A., Luzio, D., D'Anna, G., & Mangano, G. (2011). Seismic network evaluation through simulation: An application to the Italian National Seismic Network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(3), 1213–1232. <https://doi.org/10.1785/0120100066>
- Efron, B. (1982). *The jackknife, the bootstrap, and other resampling plans*. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral. (n.d.). *Peta geologi Sumatera Barat* [Geological map]. Geomap. Retrieved October 6, 2025, from <https://geologi.esdm.go.id/geomap/pa/ges/province/13>
- Kennett, B. L. N. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Koulali, A., McClusky, S., Susilo, S., Leonard, Y., Cummins, P., Tregoning, P., Meilano, I., Efendi, J., & Wijanarto, A. B. (2017). The kinematics of crustal deformation in Java from GPS observations: Implications for fault slip partitioning. *Earth and Planetary Science Letters*, 458, 69–79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.039>
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press.
- Natawidjaja, D. H. (2007). The Sumatran Fault Zone - From source to hazard. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 1(1), 21–

47. <https://doi.org/10.1142/S1793431107000037>.
- Pusat Studi Gempa Nasional. (2017). *Peta sumber dan bahaya gempa Indonesia tahun 2017*. Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat.
- Salman, R., Lindsey, E. O., Feng, L., & Bradley, K. (2020). Structural controls on rupture extent of recent Sumatran Fault Zone earthquakes, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(4), e2019JB018101. <https://doi.org/10.1029/2019JB018101>
- Sieh, K., & Natawidjaja, D. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28295–28326. <https://doi.org/10.1029/2000JB900120>
- Sihotang, B. (2024). An updated 1-dimensional seismic velocity model for the Mw 6.1 Pasaman earthquake that occurred on February 25, 2022. *Journal of Applied Geospatial Information*, 8(1), 1786–1793. <https://doi.org/10.30871/jagi.v8i1.7593>
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure*. Blackwell Publishing.
- Supendi, P., Nugraha, A. D., Puspito, N. T., Widiyantoro, S., & Daryono, D. (2018). Identification of active faults in West Java, Indonesia, based on earthquake hypocenter determination, relocation, and focal mechanism analysis. *Geoscience Letters*, 5*, 31. <https://doi.org/10.1186/s40562-018-0130-y>
- Syafriani, S. (2023). Study of seismicity based on the results of hypocenter relocation using double difference (HypoDD) method in West Sumatera and its surrounding. *Jurnal Penelitian Pendidikan IPA*, 9*(7), 4855–4862. <https://doi.org/10.29303/jppipa.v9i7.3792>
- United States Geological Survey. (2020). *ANSS comprehensive earthquake catalog (ComCat) documentation*. Earthquake Hazards Program. Retrieved October 6, 2025, from <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/>
- Waldhauser, F., & Schaff, D. P. (2008). Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B8), B08311. <https://doi.org/10.1029/2007JB005479>
- Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2002). Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double-difference earthquake locations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), ESE 5-1–ESE 5-15. <https://doi.org/10.1029/2000JB000084>
- Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353–1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>
- Zhang, H., & Thurber, C. H. (2003). Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5), 1875–1889. <https://doi.org/10.1785/0120020190>