

Vol. 4 No. 1
April 2020

ISSN 2579-5821
e-ISSN 2579-5546



Jurnal

Geocelebes



Diterbitkan oleh:
Departemen Geofisika
Universitas Hasanuddin
Makassar

JURNAL **GEOCELEBES**

Volume 4 Nomor 1, April 2020

P-ISSN: 2579-5821

E-ISSN: 2579-5546

**Diterbitkan oleh:
Departemen Geofisika, FMIPA
Universitas Hasanuddin**

JURNAL GEOCELEBES

Volume 4 Nomor 1, April 2020

ISSN: 2579 – 5821 (Cetak)

ISSN: 2579 – 5546 (Online)

Alamat URL: <http://journal.unhas.ac.id/index.php/geocelebes>

Diterbitkan berkala dua kali setahun oleh/ **Published periodically two times annually by**
Dept. Geofisika Universitas Hasanuddin/ **Geophysics Dept., Hasanuddin University**

Dewan Redaksi/ Editor Board

Editor Kepala (Chief Editor) : Muh. Altin Massinai (Universitas Hasanuddin)

Redaksi yang bertugas pada Volume 4

Dewan Editor	: Sakka / Universitas Hasanuddin
(Editorial Board)	: Cahli Suhendi / Institut Teknologi Sumatera
	Ayusari Wahyuni / UIN Alauddin
	M F I Massinai / Universitas Hasanuddin
	Saaduddin/ Universitas Hasanuddin – University of Leeds
	Jamaluddin/ Sekolah Tinggi Teknologi Migas Balikpapan

Sekretariat/ Secretariat:

Departemen Geofisika, FMIPA Universitas Hasanuddin
Gedung MIPA, Kampus Unhas Tamalanrea - Jalan Perintis Kemerdekaan, Makassar
Sulawesi Selatan, 90245.

E-mail: geocelebes@sci.unhas.ac.id

Jurnal Geocelebes adalah jurnal ilmiah yang diterbitkan oleh Departemen Geofisika Universitas Hasanuddin. Jurnal ini diperuntukkan sebagai sarana publikasi ilmiah di bidang geofisika mulai topik teoritik hingga topik aplikasi geofisika di berbagai bidang. Makalah yang dimuat merupakan hasil penelitian yang orisinal, tinjauan (*review*) tentang kemajuan terkini dari suatu topic tertentu, studi kasus aplikasi geofisika ataupun resensi tentang perangkat lunak yang berkaitan dengan geofisika. Makalah dapat dikirimkan ke alamat email redaksi dalam bentuk softcopy dengan menggunakan template yang telah disediakan. Setiap makalah yang diterima akan ditinjau kelayakannya melalui proses *reviewing* yang ketat oleh Dewan Redaksi.

DAFTAR ISI

JURNAL GEOCELEBES

Volume 4, Nomor 1, April 2020

ISSN: 2579 – 5821 (Cetak)

ISSN: 2579 – 5546 (Online)

Alamat URL: <http://journal.unhas.ac.id/index.php/geocelebes>

Halaman Judul	i
Dewan Redaksi	ii
Daftar Isi	iii
Kata Pengantar	iv

Simulasi Distribusi Tekanan Injeksi Pada Reservoir Menggunakan Metode Finite Difference	1
<i>Jamaluddin, Nuruddin Kafy El-Ridlo, Hamriani Ryka, Maria</i>	

Deteksi Unsur Logam dengan XRF dan Analisis Mikroba Pada Limbah Air Asam Tambang Dari Pertambangan Di Lamuru – Kabupaten Bone.....	7
<i>Fahrudin Fahrudin, Nur Haedar, As’adi Abdullah, Abdul Wahab, Rifaat</i>	

Delineasi Sub-Cekungan Sorong Berdasarkan Anomali Gayaberat	14
<i>Ahmad Zaenudin, Ilham Dani, Niar Amalia</i>	

Identifikasi Struktur Bawah Permukaan di Sekitar Manifestasi Panasbumi Reatoa Kabupaten Maros Menggunakan Survei Geolistrik Resistivitas.....	23
<i>Nur Ayu Anas, Syamsuddin, Bambang Harimei, Muhammad Nasri</i>	

Karakteristik Gempabumi di Sesar Matano Menggunakan Analisis Energi Kumulatif dan Periode Ulang	33
<i>Indah Kurniawati, Aldilla Damayanti Purnama Ratri, Tomy Gunawan</i>	

Pengaruh Struktur Geologi Terhadap Kemunculan Mata Air Panas Daerah Sulili Pinrang Sulawesi Selatan	41
<i>Emi Prasetyawati Umar, Habibie Anwar, Jamal Rauf Husain, Sitti Muharni</i>	

Penentuan Nilai Resistivitas <i>Unconsolidated Sand</i> Pada <i>Low Moisture Content</i> Menggunakan Mikroampermeter Pada Aliran Sungai Krasak,	
--	--

Sleman, Daerah Istimewa Yogyakarta	46
<i>Ajimas Pascaning Setiahadiwibowo, Ocky Bayu Nugroho, Yudha Agung Pratama</i>	
Studi Zona Sesar Menggunakan Metode Geolistrik Resistivitas dan Data Geologi Permukaan di Kecamatan Ujungloe Kabupaten Bulukumba	53
<i>Muhammad Yusran, Muhammad Altin Massinai, Muhammad Hamzah Syahrudin</i>	
Characterization of Soil Thermal Properties for Design of Underground Cable Routes at the Wind Farm Power Plant Area, Panyipatan and Pelaihari Sub-District, South Kalimantan	61
<i>Syamsurijal Rasimeng</i>	

KATA PENGANTAR

Jurnal Gecelebes yang dikelola oleh Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin Makassar telah memasuki tahun ketiga. Dewan Redaksi mengucapkan syukur kepada Tuhan Yang Maha Esa atas pencapaian ini serta ungkapan terima kasih atas komitmen Tim Pengelola, Tim Editor Isi dan Layout, dalam menjalankan amanah ini. Secara khusus Dewan Redaksi mengucapkan terima kasih dan penghargaan setinggi-tingginya kepada seluruh penulis yang telah memasukkan karya ilmiahnya dan kepada Tim Mitra Bestari yang telah bersedia meluangkan waktu untuk memberikan saran dan koreksi yang membangun pada setiap makalah di setiap terbitan Jurnal Gecelebes.

Pada edisi Volume 4 Nomor 1 April 2020 terdapat sembilan artikel dengan dua artikel diantaranya telah dipresentasikan pada Seminar Nasional Geofisika 2019 yang telah diselenggarakan oleh Departemen Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin pada tanggal 26 Oktober 2019. Artikel yang diterbitkan yang secara umum membahas implementasi peran geosains khususnya geofisika dalam eksplorasi sumber daya alam dan bidang lainnya yang sesuai dengan fokus dan cakupan bidang yang diterbitkan oleh Jurnal Gecelebes. Jurnal Gecelebes menerima partisipasi dari akademisi, peneliti, praktisi industri, mahasiswa dan lainnya di bidang geosains baik dalam perspektif teoretik maupun aplikasi, baik yang berkaitan tentang bawah permukaan (litosfer) maupun atas permukaan (atmosfer), yang tentunya akan melalui serangkaian proses yaitu *submitting*, *editing*, dan *reviewing*.

Dewan Redaksi Jurnal Gecelebes membuka diri atas saran dan kritikan yang membangun demi perbaikan ke depan. Segala saran dan kritikan dapat dikirimkan melalui email gecelebes@sci.unhas.ac.id

Makassar, April 2020

Dewan Redaksi Jurnal Gecelebes

SIMULASI DISTRIBUSI TEKANAN INJEKSI PADA RESERVOIR MENGGUNAKAN METODE *FINITE DIFFERENCE*

Jamaluddin^{1*}, Nuruddin Kafy El-Ridlo², Hamriani Ryka¹, Maria³

¹Program Studi Teknik Geologi, Sekolah Tinggi Teknologi Migas Balikpapan, Indonesia.

²Program Studi Teknik Perminyakan, Sekolah Tinggi Teknologi Migas Balikpapan, Indonesia.

³Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin, Makassar, Indonesia.

*Corresponding author. Email: jamaluddin@sttmigas.ac.id

Manuscript received: 30 August 2019; Received in revised form: 28 November 2019; Accepted: 11 December 2019

Abstrak

Pemodelan persebaran tekanan injeksi reservoir sangat penting dilakukan untuk mengetahui manajemen reservoir, terutama pada memperkirakan mekanisme pendorongan. Pemodelan distribusi tekanan injeksi reservoir dilakukan dengan menerapkan persamaan analitik aliran fluida pada media berpori dari Hukum Darcy dan ditransformasikan ke persamaan numerik *finite difference* yang kemudian menggunakan *Neumann boundary conditions*. Adapun parameter yang digunakan dalam pemodelan tersebut antara lain: permeabilitas, ketebalan lapisan rata-rata, porositas, percepatan gravitasi, viskositas, dan luas daerah. Berdasarkan hasil pemodelan, daerah distribusi tekanan injeksi semakin menurun setiap adanya peningkatan laju tekanan injeksi. Penurunan ini terjadi akibat adanya ketidakseimbangan antara volume fluida reservoir yang dihasilkan dengan volume air dari aquifer yang menggantikan pada reservoir tersebut sehingga terjadi pengosongan. Dari hasil pemodelan tersebut dapat diketahui jumlah produksi minyak yang diperoleh dari cadangan minyak sisa terhadap perolehan minyak mula-mula di reservoir setelah dilakukan proses *pressure maintenance*.

Kata kunci: Hukum Darcy; *finite difference*; reservoir; simulasi; tekanan injeksi.

Abstract

The modeling of reservoir injection pressure distribution is very important to perceive reservoir management, especially in estimating the pushing mechanism. The modeling of reservoir injection pressure distribution was carried out by applying the analytic equation of fluid flow to the porous media of Darcy's law and transformed to a finite difference numerical equation which then used Neumann boundary conditions. The parameters used in the modeling were: permeability, average layer thickness, porosity, acceleration of gravity, viscosity, and area's width. Based on the results of modeling, the injection pressure distribution area decreased as injection pressure rate increased. This decrease occurred due to an imbalance between the volume of reservoir fluid produced by the volume of water from the aquifer that replaced the reservoir, caused emptying. From the results of the modelling the amount of oil production, obtained from the remaining oil reserves to the initial oil acquisition in the reservoir after the process of pressure maintenance, could be found.

Keywords: Darcy's law; finite difference; injection pressure; reservoir; simulation.

Pendahuluan

Dalam industri minyak dan gas, pemodelan reservoir sangat penting untuk dilakukan sebagai tahap awal yang bertujuan meningkatkan estimasi cadangan dan membuat keputusan mengenai pengembangan lapangan, memprediksi produksi di masa depan, menempatkan sumur tambahan, dan membuat rancangan skenario pengelolaan reservoir.

Batuan reservoir adalah batuan bawah permukaan yang mampu menjadi perangkap gas, minyak, air dan fluida reservoir lainnya sehingga dibutuhkan suatu metode yang dapat mengalirkan fluida tersebut ke lubang sumur untuk kemudian diangkat ke permukaan (Essley, 1965).

Reservoir fluida terdiri dari batuan yang berongga atau berpori, fluida akan mengalir melalui pori-pori batuan tersebut. Aliran fluida dipengaruhi oleh sifat – sifat batuan reservoir dan sifat fluida pada reservoir (Dake, 1994).

Ada beberapa tujuan dilakukan pemodelan dan simulasi dalam manajemen reservoir, antara lain sebagai berikut (Craft dan Hawkins, 1991):

1. Mengidentifikasi dan mendefinisikan suatu reservoir;
2. Menentukan sifat – sifat fisik reservoir;
3. Memperkirakan mekanisme pendorongan;
4. Memperkirakan kinerja reservoir;
5. Menentukan jumlah minyak dan tingkat perolehan; dan
6. Menentukan kontrol operasi dan waktu yang tepat.

Pemodelan reservoir dilakukan dengan mengambil bentuk geometri reservoir. Dengan menerapkan persamaan analitik aliran fluida pada media berpori dari Hukum Darcy dan ditransformasikan ke persamaan numerik *finite difference* yang kemudian menggunakan *Neumann*

boundary conditions. Persamaan Hukum Darcy menjadi faktor utama dalam simulasi ini (Bear dan Bachmat, 1991).

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui sebaran distribusi tekanan injeksi aliran fluida sehingga dapat berperan dalam membuat keputusan sebelum dilakukan pengeboran. Hal ini dilakukan untuk meminimalisir biaya produksi.

Tinjauan Pustaka

Untuk memodelkan reservoir minyak dan gas bumi maka dibutuhkan persamaan yang terkait dengan keadaan reservoir. Darcy menemukan bahwa kecepatan alir fluida di dalam suatu medium berbanding lurus dengan gradien tekanan dan karakteristik dari media berpori. Karakteristik media tersebut dinyatakan dengan k , yang menggambarkan kemampuan media tersebut untuk mengalirkan fluida seperti terlihat pada persamaan (1) (Bear dan Bachmat, 1991).

$$Q = -\frac{kA}{\mu} \nabla P_h \quad (1)$$

dengan,

Q : total debit dalam satuan volume per detik (m^3/s)

∇P_h : perubahan tekanan ($Pa \ m^{-1}$)

μ : viskositas ($Pa \ s$)

k : permeabilitas (mD)

A : satuan luas (m^2)

Metode *finite difference* adalah merupakan salah satu bentuk metode numerik yang dapat digunakan untuk memecahkan dan menyelesaikan suatu persamaan diferensial secara diskrit untuk persamaan – persamaan diferensial parsial yang sulit atau tidak bisa diselesaikan secara analitik (Chaudry, 2008).

Konsep dasar yang digunakan dalam metode *finite difference* adalah membentuk petak – petak (*grid*) yang digunakan sebagai acuan untuk

menemukan solusi pada koordinat parameter yang diuji, yang disimbolkan sebagai titik pada petak – petak (*grid*) tersebut. Suatu fungsi dari suatu variabel bebas f dan dapat diturunkan hingga n kali didalam interval $[x_0 - h, x_0 + h]$ dimana x cukup kecil sehingga dapat diuraikan dalam bentuk deret teorema Taylor sebagai berikut:

$$f(x_0 + h) = f(x_0) + hf'(x_0) + \frac{h^2}{2!}f''(x_0) + \dots + \frac{h^n}{n!}f^n(x_0) \quad (2)$$

$$f(x_0 - h) = f(x_0) - hf'(x_0) + \frac{h^2}{2!}f''(x_0) - \dots + (-1)\frac{h^n}{n!}f^n(x_0) \quad (3)$$

Persamaan (2) dan (3) diatur kembali sehingga diperoleh:

$$\frac{df(x_0)}{dx} = \frac{f(x_0 + h) - f(x_0)}{h} - \frac{h}{2!}f''(x_0) - \dots - \frac{h^{n-1}}{n!}f^n(x_0) \quad (4)$$

$$\frac{df(x_0)}{dx} = \frac{f(x_0) - f(x_0 - h)}{h} + \frac{h}{2!}f''(x_0) - \dots - (-1)\frac{h^{n-1}}{n!}f^n(x_0) \quad (5)$$

Pendekatan turunan pertama $f(x)$ di titik x_0 , maka persamaan (4) dan (5) menjadi :

$$\frac{df(x_0)}{dx} \approx \frac{f(x_0+h)-f(x_0)}{h} \quad (6)$$

$$\frac{df(x_0)}{dx} \approx \frac{f(x_0)-f(x_0-h)}{h} \quad (7)$$

Menggunakan persamaan (4) dan (5) digunakan untuk memperoleh bentuk pendekatan turunan pertama yang lain, yaitu pendekatan beda maju (*forward difference*):

$$\frac{df(x_0)}{dx} \approx \frac{f(x_0+h)-f(x_0)}{h} \quad (8)$$

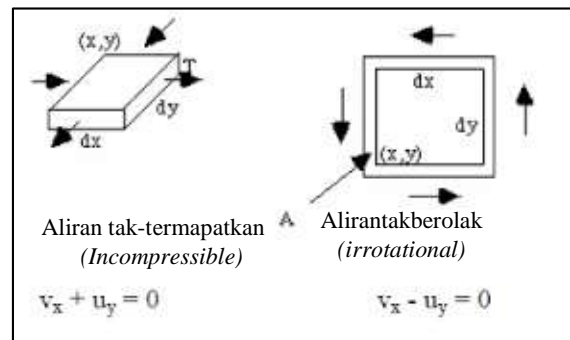
Metode Penelitian

Penelitian dilakukan dengan menerapkan Hukum Darcy. Persamaan analitik aliran fluida pada media berpori dari Hukum Darcy ditransformasikan kepersamaan numerik *finite difference* yang kemudian menggunakan *Neumann boundary conditions*. Penelitian ini memodelkan suatu area dengan ukuran 30 km x 30 km. Adapun beberapa parameter yang digunakan untuk memodelkan reservoir minyak bumi yaitu permeabilitas, porositas, dan viskositas dan laju tekanan injeksi. Keuntungan dari metode *finite difference* seperti yang dinyatakan oleh Abbas F (2000) meliputi kesederhanaan, kemudahan perpanjangan dari 1D ke 2D dan 3D, dan kompatibilitasnya dengan aspek fisika dari aliran dua dan tiga fasa. Hukum Darcy pada 2D menjadi:

$$(v_x + v_y) = \nabla \left(-\frac{k}{n\mu} \left(\frac{\partial P_h}{\partial x} - \frac{\partial P_h}{\partial y} \right) \right) \quad (9)$$

$$(v_x + v_y) = -\frac{k}{n\mu} \left(\frac{\partial^2 P_h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P_h}{\partial y^2} \right) \quad (10)$$

$$-k \left(\frac{\partial^2 P_h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P_h}{\partial y^2} \right) = R \quad (11)$$



Gambar 1. Aliran fluida tak-termampatkan (*incompressible*) dan aliran tak berolak (*irrotational*)

Berdasarkan gambar 1, persamaan aliran fluida yang keluar dari suatu volume:

$$dx dy V = \rho V dy (v(x + dx, y) - v(x, y)) dt + \rho V dx (v(x, y + dy) - v(x, y)) dt \quad (12)$$

nilai $dx dy dV = 0$, persamaan (12) merupakan aliran fluida pada system fluida tak-termampatkan (*incompressible*)

$$\rho(v_x + v_y) = \rho \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (13)$$

Aliran fluida saat tidak ada sirkulasi atau rotasi dapat dijelaskan dengan *curl* kecepatan. *Curl* 2D (u, v) adalah $v_x - v_y$. Volume $dx dy T$ pada luasan A dan densitas ρ

$$\rho A dy (y(x + dx, y) - v(x, y)) dt + \rho A dx (v(x, y + dy) - v(x, y)) dt \quad (14)$$

Keadaan irrotasi $dx dy V = 0$, persamaan (14) menjadi

$$\rho(v_x + v_y) = \rho \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (15)$$

Nilai R:

$$R = \rho \left(\frac{\partial x}{\partial t} - \frac{\partial y}{\partial t} \right) \quad (16)$$

Substitusi persamaan (16) ke (11):

$$-K \left(\frac{\partial^2 P_h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P_h}{\partial y^2} \right) = \rho \left(\frac{\partial x}{\partial t} - \frac{\partial y}{\partial t} \right) \quad (17)$$

$$\frac{\partial x}{\partial t} = -\frac{K}{\rho} \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial y}{\partial t} \quad (18)$$

Hasil dan Pembahasan

Data yang dibutuhkan untuk melakukan simulasi dapat diperoleh dari berbagai sumber data yang memungkinkan. Pemilihan sumber data serta pengolahan juga sangat berpengaruh terhadap kesiapan data itu sendiri, yang pada akhirnya juga berpengaruh terhadap hasil simulasi secara keseluruhan. Ada pun data yang digunakan dalam pemodelan tersebut adalah sebagai berikut:

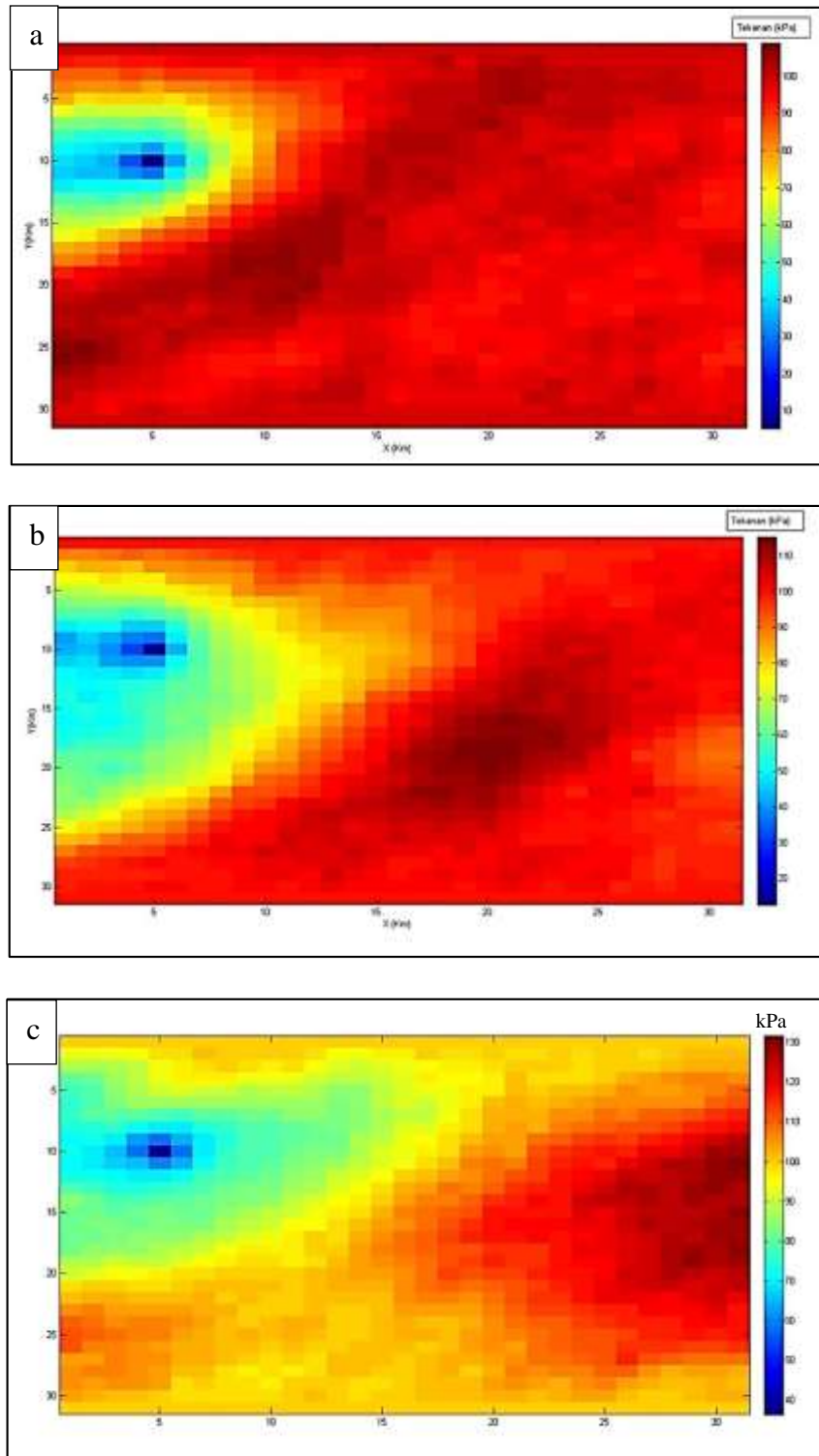
Tabel 1. Parameter fisik reservoir.

Parameter fisik	Nilai
Permeabilitas(K)	10mD
Ketebalan Lapisan rata-rata (h)	100 ft
Porositas (Φ)	25%
Konstanta gravitasi (g)	9.8 m/s ²
Viskositas (μ)	6.27 x 10 ⁻¹⁴ Pa.s
Luas daerah (A)	(30,30) Km

Minyak dan gas bumi yang berada di dalam reservoir bergerak menuju lubang sumur akibat beberapa proses baik proses alamiah maupun buatan. Proses buatan dapat berupa pendorongan melalui injeksi di sumur lain yaitu pemberian tenaga dorong tambahan. Proses alamiah dapat diakibatkan oleh (a) ekspansi fluida, (b) pendorongan fluida, (c) gravitasi, dan (d) keadaan kapilaritas.

Ketika laju tekanan injeksi yang diberikan sebesar 1000 ton, maka area sebaran laju tekanan injeksi juga semakin luas maka kecepatan fluida yang mengalirkan lebih besar pula melalui media yang berpori akan tetapi daerah distribusi laju tekanan injeksi akan semakin kecil atau distribusi tekanan mengalami penurunan ketika tekanan injeksi juga mengalami peningkatan (Gambar 2). Penurunan ini terjadi akibat adanya ketidakseimbangan antara volume fluida reservoir yang dihasilkan dengan volume air dari akuifer yang menggantikan pada reservoir tersebut sehingga terjadi pengosongan (Kristanto, 2015).

Prinsip dasar mekanika fluida dari media berpori adalah bahwa vektor kecepatan makroskopik fluida selalu normal terhadap permukaan ekuipotensial dan besarnya vektor ini berbanding lurus dengan gradien potensial. Karena distribusi potensial didalam fluida menentukan kecepatan makroskopis fluida dan juga keseluruhan aliran. Apabila terjadi penurunan tekanan reservoir, biasanya gas yang terlarut akan terbebaskan dari minyak, dan akan membentuk *free gas* di dalam reservoir.



Gambar 2. Sebaran tekanan pada area (30, 30) km dengan laju tekanan injeksi (a). 1000 ton, (b). 5000 ton, (c) 10.000 ton.

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan oleh Ermawati (2018), simulasi distribusi tekanan hidrolis berdasarkan Hukum Darcy yang diterapkan pada suatu pemodelan reservoir, ada beberapa asumsi yang diterapkan seperti *incompressible*

dan *irrotational* untuk menyederhanakan suatu pemodelan reservoir. Pemodelan reservoir suatu lapangan itu sangat bervariasi tergantung dari kondisi daerah lapangan tersebut.

Ada beberapa yang harus diperhatikan dalam penentuan pola sumur injeksi produksi seperti:

- a) Tingkat keseragaman formasi, yaitu penyebaran permeabilitas kearah lateral maupun kearah vertikal;
- b) Struktur batuan reservoir meliputi patahan, kemiringan, dan ukuran;
- c) Sumur-sumur yang sudah ada (lokasi dan penyebaran);
- d) Topografi;
- e) Ekonomi;

Kesimpulan

Berdasarkan hasil pemodelan yang telah dilakukan pada suatu reservoir dengan dengan laju tekanan injeksi 1000 ton, 5000 ton, dan 10.000 ton. Dalam pemodelan tersebut, distribusi tekanan injeksi semakin menurun disetiap peningkatan laju tekanan injeksi dan luasan distribusi tekanan tersebut semakin berkurang. Apabila terjadi penurunan tekanan reservoir, biasanya gas yang terlarut akan terbebaskan dari minyak, dan akan membentuk *free gas* di dalam reservoir.

Daftar Pustaka

- Abbas, F. 2000. *Thermodynamics of Hydrocarbon Reservoirs*. Mc Graw-Hill.
- Bear, J. dan Bachmat, Y. 1991. *Introduction to Modeling of Transport Phenomena in Porous Media*. Dordrecht (NL): Kluwer Academic Publisher.
- Chaudry, M.H. 2008. *Open-Channel Flow*. 2nd ed., Springer, New York, NY.
- Craft, B.C., Hawkins, M. 1991. *Applied Petroleum Reservoir Engineering*. Revised by Terry R.E., Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Dake, L.P. 1994. *The practice of Reservoir Engineering*. Elsevier Science B.V., Amsterdam: Netherlands.
- Ermawati, E. 2018. *Solusi numerik Pemodelan Reservoir 2 Dimensi*

Menggunakan Metode Finite Difference. Skripsi. IPB.

Essley, P. L. Jr. 1965. *What is reservoir engineering*. Journal of Petroleum Technology.

Kristanto, D. 2015. *Evaluasi penggunaan injeksi air untuk pressure maintenance pada reservoir lapangan minyak*. Skripsi. UPN Veteran Yogyakarta.

DETEKSI UNSUR LOGAM DENGAN XRF DAN ANALISIS MIKROBA PADA LIMBAH AIR ASAM TAMBANG DARI PERTAMBANGAN DI LAMURU - KABUPATEN BONE

Fahrudin Fahrudin*, Nur Haedar, As'adi Abdullah, Abdul Wahab, Rifaat

¹Departemen Biologi, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin, Makassar, Indonesia.

*Corresponding author. Email: fahrudin_sciece@unhas.ac.id

Manuscript received: 5 October 2019; Received in revised form: 29 December 2019; Accepted: 2 January 2020

Abstrak

Perkembangan industri pertambangan di Indonesia semakin pesat, seperti pertambangan batu bara yang ada di Lamuru Kabupaten Bone, Sulawesi Selatan. Tentu hal ini menimbulkan masalah pencemaran lingkungan oleh adanya limbah pertambangan, salah satunya adalah limbah air asam tambang (AAT). Tujuan penelitian adalah deteksi kandungan logam berat dan analisis mikrobiologi pada air asam tambang. Deteksi kandungan logam berat menggunakan *X-ray Fluorescence* (XRF), analisis sulfat dengan metode spektrofotometer 430 nm, pH dengan pH meter dan analisis mikrobiologi menggunakan metode *plate count*. Hasilnya, terdeteksi adanya logam berat, yang paling dominan adalah Fe 56,29 %, diikuti Mn 1,36%, Nb 0,50% dan Ti 0,47%. Kandungan sulfat 6,2 ppm dan pH 3,7. Pada pengamatan mikrobiologis diperoleh bakteri pereduksi sulfat $18,7 \times 10^4/\text{ml}$ dan jumlah total mikroba adalah $67,5 \times 10^4/\text{ml}$.

Kata kunci: air asam tambang; logam; sulfat.

Abstract

The development of the mining industry in Indonesia is growing rapidly, such as coal mining in Lamuru, Bone Regency, South Sulawesi. This will cause problems of environmental pollution by the presence of mining waste, one of which is acid mine drainage (AMW). The research objective is the detection of heavy metal content and microbiological analysis of acid mine drainage. Detection of heavy metal content using X-ray fluorescence (XRF), sulfate analysis using spectrophotometer method with wavelength of 430 nm, pH with a pH meter and microbiological analysis using the plate count method. As a result, heavy metals were detected, the most dominant being Fe 56.29%, followed by Mn 1.36%, Nb 0.50%, and Ti 0.47%. Sulfate content of 6.2 ppm and pH of 3.7. On microbiological observations obtained sulfate reducing bacteria of $18.7 \times 10^4/\text{mL}$ and the total number of microbes of $67.5 \times 10^4/\text{mL}$.

Keywords : acid mine water; metal; sulfate.

Pendahuluan

Negara Indonesia mempunyai berbagai macam industri termasuk salah satunya adalah pertambangan yang berkembang pesat, karena Indonesia memiliki potensi alam sebagai lahan pertambangan. PT. Freeport di Irian Jaya merupakan salah satu

industri pertambangan yang besar yang ada di Indonesia. Namun persoalan mendasar dari kegiatan pertambangan ini adalah adanya batuan limbah dan tailing yang dihasilkan dapat mencemari lingkungan (Saviour, 2012).

Air asam tambang (AAT) merupakan salah satu limbah tambang yang mengganggu lingkungan dihasilkan dari industri pertambangan. Limbah ini berbahaya karena bersifat memiliki pH rendah sekitar 3 – 4 sehingga bersifat asam, oleh adanya kandungan sulfat yang tinggi yang berasal dari oksidasi pirit yang mengandung sulfida sehingga menghasilkan asam sulfat (Fahrudin, 2018).

Sulfat dalam konsentrasi 250 mg/l pada air merupakan komponen utama yang akan menimbulkan masalah keasaman dan melarutkan logam berat yang sangat berbahaya bagi kehidupan dan kelestarian lingkungan. AAT menjadi masalah jika masuk pada badan air, jika dikonsumsi manusia dapat memengaruhi kesehatan. Nilai pH sangat rendah dan bersifat asam sehingga melarutkan logam berat dengan tingkat toksisitas yang tinggi seperti logam tembaga (Cu), timbal (Pb), besi (Fe), kadmium (Cd), kobalt (Co), dan logam berat lainnya (Fahrudin dan As'adi 2018).

AAT yang bersifat asam dapat membentuk logam – logam berat menjadi reaktif sebagai ionnya. Hal ini akan memicu terjadinya pencemaran logam berat pada lingkungan, terutama di lingkungan perairan. Akibatnya menyebabkan asam dan timbul sejumlah logam berat pada lingkungan tersebut yang berpengaruh pada kehidupan organisme. Hal ini terkait dengan siklus biogeokimia di alam (Burgos et al., 2012).

Pencegahan terbentuknya air asam tambang dapat dilakukan dengan mengupayakan tidak adanya kontak antara pirit dengan oksigen dan air, serta mencegah pertumbuhan *Thiobacillus ferroxidans* yang dilakukan melalui penggunaan bahan kimia. Asam sulfat 5 – 6 ppm yang ada menyebabkan nilai pH turun secara drastis dan akan stabil kembali pada nilai antara 2,5 – 3,0. Sifat asam inilah yang dapat memicu kelarutan pada beberapa jenis logam pada AAT, bila tidak segera

ditanggulangi akan menimbulkan dampak pada perairan atau pun pada tanah yaitu terjadinya pengasaman oleh asam sulfat dan terlarutnya logam berat (Patel, 2010).

Menurut Compeau dan Bartha (1985), penanggulangan AAT pada zaman sekarang ini terus dilakukan dengan berbagai metode. Penanggulangan AAT dengan metode kimia dianggap tidak efisien karena dapat menimbulkan zat pencemar yang baru. Oleh karena itu, penanggulangan AAT secara biologis dapat menggunakan teknik bioremediasi. Bioremediasi terhadap logam berat merupakan transformasi melalui reaksi – reaksi reduksi, metilasi, dan dimetilasi oleh mikroorganisme seperti bakteri pereduksi sulfat (BPS).

Kelompok BPS tumbuh dengan baik pada anaerob dan mampu hidup pada pH 2 sampai pH 9, tetapi optimalnya tumbuh pada pH 7. BPS ini dapat tumbuh hampir pada semua lingkungan, terutama yang banyak mengandung material organik dengan kondisi anaerob. Asam sulfat akan direduksi mejadi gas H₂S dan H₂O, kemudian akan bereaksi dengan Fe menghasilkan FeS dan Fe(OH)₂ (Burgos et al., 2012).

Salah satu pertambangan yang ada di Indonesia adalah pertambangan batu bara yang ada di Lamuru, Kabupaten Bone. Kehadirannya memberikan dampak pada lahan pertanian penduduk sekitarnya, akibat dari limbah yang dihasilkan, termasuk AAT (Gunawan, 2012). Berdasarkan dari uraian tersebut, maka dilakukan karakterisasi AAT dari Pertambangan Lamuru Kabupaten Bone untuk memastikan adanya logam berat yang terkandung serta analisis jumlah bakteri yang tumbuh dalam AAT.

Metode Penelitian

1. Karakterisasi Fisik

Karakterisasi fisik dilakukan pada air asam tambang adalah warna atau tingkat kekeruhan melalui pengamatan visual secara langsung

2. Pengukuran Kadar Logam Berat dengan XRF

Jenis XRF yang dipakai untuk analisis logam pada air asam tambang adalah menggunakan jenis *energy dispersive system* (EDXRF). Untuk analisis bahan digunakan spektrometer XRF yang dilengkapi sistem pengolah data (DX-4). Preparasi sampel dilakukan sebelum analisis pada sampel. Prosedurnya, memvakum *sample chamber* untuk mengkondisikan peralatan serta kalibrasi energi dilakukan. Alat spektrometer XRF siap digunakan untuk pengukuran bila kevakuman dalam *sample chamber* sudah mencapai 300 miliTorr (setara dengan 0,4 miliBar). Menggunakan standar aluminium untuk kalibrasi energi dalam tegangan 14 kV dan kuat arus 100 μ A serta *input count rate* yaitu 10000 cps (*count per second*). Berikutnya dikalibrasi pengukuran untuk bahan standar yang sebelumnya dilakukan kalibrasi energi.

3. Pengukuran pH

Menyiapkan *buffer* pH 7 untuk kalibrasi pH meter, kemudian distabilkan 15 – 30 menit untuk aktifkan. Dibilas elektroda dengan akuades. Dichelupkan elektroda pada sampel sampai beberapa saat, hingga diperoleh tera untuk pembacaan yang stabil, diperoleh nilai pH yang tertera di pH meter.

4. Pengukuran Kadar Sulfat

Kadar kandungan sulfat ditentukan secara turbidimetri. Penambahan barium klorida pada larutan yang mengandung sulfat. Larutan *conditioning* dengan komposisi adalah 0,85 ml gliserol, 0,5 ml HCl, 1,3 g NaCl, 17 ml etanol dan 1000 ml akuades 0,9 ml ditambahkan 0,1 mL sampel standar, selanjutnya ditambahkan BaCl₂.

Selanjutnya larutan dihomogenkan dengan vorteks 1 menit sehingga BaSO₄ menjadi koloid dan larutan menjadi keruh. Selanjutnya, absorban larutan diukur pada panjang gelombang 430 nm pada spektrofotometer.

5. Menghitung Total Mikroba dengan Metode *Standard Plate Count*

Sampel AAT dilakukan pengenceran secara bertingkat, dengan menambahkan akuades steril pada sampel. Berikutnya, diambil 1 ml sampel AAT sehingga mencapai pengenceran 10⁻³, 10⁻⁴ dan 10⁻⁵. Selanjutnya diinokulasikan pada cawan petri yang di dalamnya terdapat medium Nutrien Agar. Diinkubasi selama pada suhu 37 °C selama 24 – 48 jam, dihitung jumlah koloni mikroba yang tumbuh.

6. Penentuan Jumlah BPS

Isolasi BPS dilakukan menggunakan metode *plate* (Nancuqueo dan Johnson, 2011) dengan menggunakan media cair *Postgate B*. Media diatur pada pH 4 asam sulfat ditambahkan sebelum dilakukan sterilisasi. Berubahnya media menjadi warna hitam adalah indikator terbentuknya senyawa sulfida, sebagai bukti adanya tumbuh BPS.

Hasil dan Pembahasan

1. Karakteristik Fisik AAT



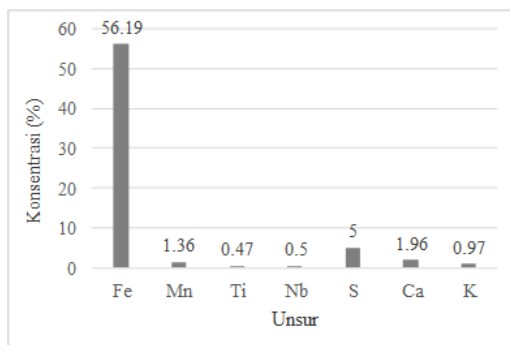
Gambar 1. Karakteristik fisik secara visual pada limbah AAT.

Karakterisasi AAT secara fisik memiliki ciri berwarna coklat kekuningan yang bening, tidak memperlihatkan adanya

kekeruhan, seperti diperlihatkan pada Gambar 1. Hal ini menunjukkan bahwa sumber AAT dari industri Pertambangan Lamuru Kabupaten Bone muncul bukan dalam bentuk air yang ber lumpur atau genangan air berupa rawa, tetapi muncul dari bebatuan yang relatif kurang mengandung tanah.

2. Analisis logam AAT dengan XRF

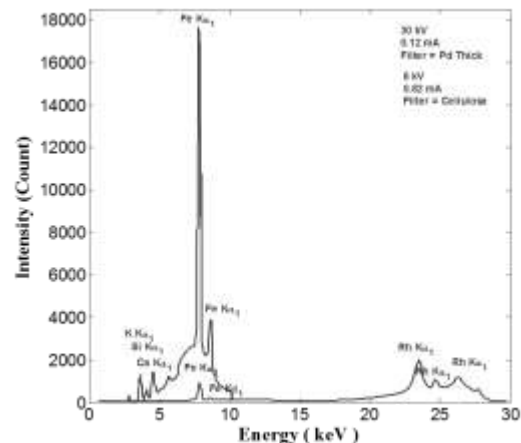
Berdasarkan hasil analisis kandungan logam berat pada AAT menggunakan *X-ray Fluorescence* (XRF), diperoleh logam berat yang paling dominan adalah besi Fe dalam bentuk senyawa Fe_2O_3 yaitu 80,34%, kemudian diikuti unsur mangan (Mn) yaitu 1,76%. Di samping itu, juga terdeteksi adanya unsur lain dari hasil XRF meliputi sulfur (S), kalsium (Ca) dan kalium (K). Secara lengkap pada Gambar 2. Hasil analisis XRF diidentifikasi jenis unsur yang terdeteksi oleh sinar X berupa unsur Fe, Mn, Ti dan Nb dengan nilai konsentrasi yang bervariasi dalam bentuk persentasi dari sampel yang diuji.



Gambar 2. Kandungan unsur kimia pada AAT melalui analisis XRF.

Berdasarkan hasil tersebut diketahui bahwa AAT di dalamnya mengandung 7 unsur seluruhnya yaitu terdapat 5 logam. Hasil pengukuran analisis menggunakan spektrometer XRF memberikan hasil spektrum berupa *peak* atau puncak seperti pada Gambar 3., diperlihatkan unsur dominan yang terdapat dalam AAT adalah Fe sumbu-X adalah energi berkarakteristik sinar-X, demikian pula pada sumbu-Y merupakan nilai intensitas unsur yang

dihitung dalam detik (Jamaluddin dan Umar, 2018). Menurut Rosika dkk. (2007), bahwa analisis XRF digunakan untuk mengidentifikasi kandungan kimia dari sampel AAT yang memberikan spektrum sebagai bukti hubungan antara intensitas dengan energi. Spektrum yang diproduksi oleh XRF bersumber dari penembakan elektron pada target. Hal ini menjadikan atom – atom dalam sampel AAT mengalami ionisasi. Mekanisme ini akan membuat atom – atom sampel berada dalam keadaan kondisi yang stabil dengan jumlah proton yang sama dengan orbital elektron, berikutnya elektron pada sampel akan mengalami eksitasi (Jamaluddin dan Umar, 2018).



Gambar 3. Hasil spektrum dari analisis setiap unsur pada AAT menggunakan spektrometer XRF.

3. Konsetrasi Sulfat dan nilai pH AAT

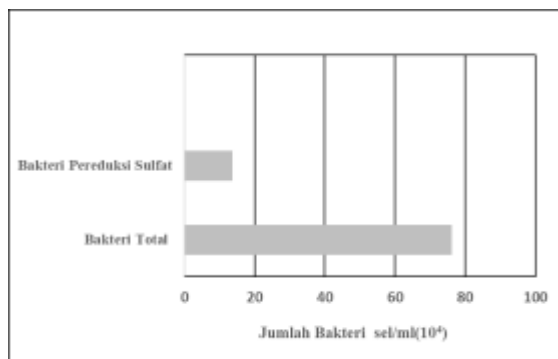
Nilai pH pada sampel AAT adalah 3,7. Hal ini terkait dengan kandungan sulfat pada AAT yang diperoleh adalah 6,2 ppm. Hal ini sesuai hasil penelitian Fahrudin (2010), terdapat kandungan sulfat 5.7 ppm dalam AAT yang terbentuk dari hasil dari oksidasi senyawa besi sulfur, seperti pirit dan pirotit oleh adanya oksidator seperti H_2O , O_2 dan CO_2 melalui katalis bakteri *Thiobacillus ferrooxidans* dan *output* lain sebagai hasil dari reaksi oksidasi. Asam sulfat merupakan hasil antara yang terjadi dari oksidasi yang sangat berperan pada turunnya nilai Ph. Ion – ion logam akan larut oleh adanya asam sulfat yang

memiliki pH 2,5 hingga 3,5 (Elliot et al., 1998).

Mekanisme terbentuknya AAT adalah hasil dari reaksi terbentuknya H^+ sebagai ion penghasil asam akibat oksidasi sulfida dan bereaksi dengan H_2O , selanjutnya oksidasi dari Fe^{2+} hidrolisis Fe^{3+} dan pengendapan logam hidroksida. Mekanisme ini melalui rekasi kimia, sedangkan secara biologi terjadi AAT karena oleh adanya mikroorganisme yang mampu untuk meningkatkan proses dari oksida sulfida dan oksida besi (Lu et al., 2010).

4. Pertumbuhan BPS dan Total Bakteri

Berdasarkan hasil pengamatan adanya bakteri heterotrof sebagai bakteri total dan bakteri pereduksi sulfat (BPS) diperoleh jumlah BPS adalah $18,7 \times 10^4/ml$ dan jumlah bakteri total adalah $67,5 \times 10^4/ml$ seperti ditampilkan pada Gambar 4. Jumlah total mikroba menunjukkan bahwa bakteri yang memiliki kemampuan melakukan reduksi sulfat membentuk sulfida yaitu jenis bakteri pereduksi sulfat (BPS) yang bersumber dari tanah atau partikel bebatuan yang merupakan sumber *inoculum* yang terus mengalami pertambahan jumlah sel karena lingkungan yang tidak stabil secara fisiologi, Tetapi hal ini justru menjadi lingkungan yang mendukung pertumbuhannya (Elliot et al., 1998).

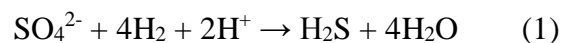


Gambar 4. Jumlah total mikroba dan jumlah BPS pada AAT.

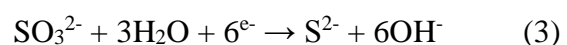
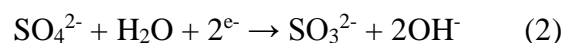
Menurut Lu et al. (2010), terjadinya reduksi sulfat sebagai bagian dari mekanisme metabolisme yang sering dilakukan oleh

BPS. Kelompok bakteri – bakteri pereduksi sulfat secara luas terdapat pada kondisi lingkungan asam yang tinggi berperan mereduksi kandungan sulfat. Sulfat digunakan oleh bakteri pereduksi sulfat untuk akseptor elektron yang berguna untuk aktifitas metabolismenya (Gaikwad et al., 2011). BPS dikenal sebagai sulfidogen, memiliki karakteristik dalam kapasitas transfer elektron atau hidrogen pada sulfat yang bertindak untuk penerima eletron terakhir. Sulfat tereduksi menjadi sulfida terjadi melalui reaksi redoks dalam kondisi tanpa adanya oksigen atau anaerob. Hal ini sejenis dengan respirasi dengan adanya oksigen sebagai akseptor elektron yang terjadi pada situasi yang aerob, dikenal sebagai proses respirasi sulfat (Dilling dan Cypionka, 1990).

BPS melakukan reduksi dengan memanfaatkan sulfat untuk sumber energi yaitu bertindak penerima elektron dan memanfaatkan materi organik untuk sumber karbon (C) yang berguna selain sebagai pemberi (donor) elektron dalam metabolisme juga merupakan bahan penyusun selnya. BPS menggunakan donor elektron H_2 dan sumber karbon yang diambil dari bahan organik. Reaksi reduksi sulfat oleh BPS menurut Elliot et al. (1998) adalah sebagai berikut:



Dalam situasi tanpa oksigen (anaerob) materi organik akan bertindak sebagai pemberi atau donor elektron. Ketika SO_4 menerima elektron dari senyawa organik kemudian akan terjadi reduksi menghasilkan sulfida, reaksinya sebagai berikut:



Kesimpulan

Kesimpulan dari kegiatan penelitian ini dapat dituliskan sebagai berikut. Pertama,

hasil identifikasi unsur menggunakan uji XRF menunjukkan bahwa AAT terdapat jenis logam yang terdeteksi adalah Fe 56,29%, Mn 1,36%, Ti 0,47%, dan Nb 0,50%. Teridentifikasi pula adanya unsur S 5%, Ca 1,96% dan K 0,97 %. Kedua, analisis sulfat dan analisis pH pada AAT diperoleh kandungan sulfat 6,2 ppm dan pH 3,7. Ketiga, uji mikrobiologis ditemukan jumlah bakteri pereduksi sulfat adalah $18,7 \times 10^4$ /ml dan jumlah total mikroba adalah $67,5 \times 10^4$ /ml.

Ucapan Terima Kasih

Ucapan terima kasih kepada Pimpinan LP2M, Universitas Hasanuddin, atas dukungan finansial pada penelitian ini, melalui hibah penelitian Internal Unhas.

Daftar Pustaka

- Burgos, W.D., Borch, T., Troyer, L.D., Luan, F., Larson, L.N., Brown, J.F., Lambson, J. and Shimizu, M. 2012. *Schwertmannite and Fe oxides formed by biological low-pH Fe(II) oxidation versus abiotic neutralization: impact on trace metal sequestration*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 76, pp.29-44.
- Compeau, G.C. and Bartha, R. 1985. *Sulfate-reducing bacteria: principal methylators of mercury in anoxic estuarine sediment*. *Applied and Environmental Microbiology*. 5(2), pp.498-502.
- Dilling, W. and Cypionka, H. 1990. *Aerobic respiration in sulfate-reducing bacteria*. *FEMS Microbiology Letter*. 71(1-2), pp.123-128.
- Elliot, P., Ragusa, S. and Catcheside, D. 1998. *Growth of sulfate-reducing bacteria under acidic conditions in an upflow anaerobic bioreactor as a treatment system for acid mine drainage*. *Water Research*. 32(12), pp.3724-3730.
- Fahrudin and As'adi, A. 2018. *Population analysis of bacteria on acid mine water with mangrove sediment treatment*. *Jurnal Ilmu Alam dan Lingkungan*. 17 (9), pp.70-75.
- Fahrudin. 2010. *Bioteknologi Lingkungan*. Bandung: Alfabeta.
- Fahrudin. 2018. *Pengolahan limbah pertambangan secara biologis*. Makassar: Celebes Media Perkasa.
- Gaikwad, R.W., Sapkal, V.S. and Sapkal R.S. 2011. *Acid mine drainage: a water pollution issue in mining industry*. *International Journal of Advanced Engineering Technology*. 2 (4), pp. 257-262.
- Gunawan, H. 2012. Warga Lamuru tuntutan izin tambang batubara dicabut. *Tribun Timur*. [<https://www.tribunnews.com>]
- Jamaluddin dan Umar, E. P. 2018. *Identifikasi kandungan unsur logam batuan menggunakan metode XRF (x-ray fluorescence) (Studi kasus: Kabupaten Buton)*. *Jurnal Geocelebes*. 2(2), pp.47-52.
- Lu, S., Gischkat, S., Reiche, Akob, D.M., Hallberg, K.B. and Küsel, K. 2010. *Ecophysiology of Fe-Cycling Bacteria in Acidic Sediments*. *Applied and Environmental Microbiology*. 76(24), pp.8174-8183.
- Ñancucheo, I. and Johnson, D.B. 2011. *Significance of Microbial Communities and Interactions in Safeguarding Reactive Mine Tailings by Ecological Engineering*. *Applied and Environmental Microbiology*. 77(23), pp.8201-8208.
- Patel, A. K. 2010. *Isolation and characterization of Thiobacillus ferrooxidans from coal acid mine drainage*. *International Journal of Applied Agricultural Research*. 5(1), pp.73-85.
- Rosika, K., Dian, A. dan Djoko, K. 2007. *Pengujian kemampuan XRF untuk analisis komposisi unsur paduan Zr-Sn-Cr-Fe-Ni*. *Prosiding Seminar Nasional Sains dan Teknologi Nuklir, 17-18 Juli 2007*. Bandung: PTNBR – BATA, pp 161-166.

Saviour, N.M. 2012. *Environmental impact of soil and sand mining: a review*. International Journal of Science, Environment and Technology. 1(3), pp.125-134.

DELINEASI SUB-CEKUNGAN SORONG BERDASARKAN ANOMALI GAYABERAT

Ahmad Zaenudin*, Ilham Dani, Niar Amalia

Teknik Geofisika, Universitas Lampung, Jl. Prof. Sumatri Brojonegoro No. 1, Lampung 35145, Indonesia.

*Corresponding author. Email: ahmad.zaenudin@eng.unila.ac.id

Manuscript received: 23 October 2019; Received in revised form: 4 February 2020; Accepted: 6 February 2020

Abstrak

Delineasi Sub-Cekungan Sorong diinterpretasi melalui pola anomali gayaberat, pola patahan, bukaan (*rifting*), tinggian dari anomali residual, analisis *Second Vertical Derivative* (SVD), pemodelan 2D dan *structural noses*. Metode pengolahan data yang dilakukan dalam penelitian ini ialah dengan melakukan koreksi gayaberat hingga didapatkan Anomali Bouguer Lengkap, analisis spektrum untuk mendapatkan estimasi kedalaman regional dan residual serta lebar jendela penapisan, pemisahan anomali regional dan residual dengan metode *moving average*, analisis SVD, interpretasi kualitatif dan kuantitatif. Hasil pengolahan menunjukkan bahwa pola Anomali Bouguer Lengkap daerah penelitian pada bagian Selatan didominasi oleh anomali rendah dengan nilai 58 hingga 76 mGal yang diakibatkan oleh adanya formasi batuan sedimen. Sedangkan anomali tinggi terdapat di bagian Utara dengan nilai 88 hingga 106 mGal yang merupakan formasi batuan beku. Kedalaman residual sekitar 2,77 km di bawah permukaan dengan nilai anomali -9 hingga 10 mGal merupakan batuan sedimen dangkal. Sedangkan kedalaman regional sekitar 10.63 km di bawah permukaan dengan nilai anomali 60 hingga 100 mGal diinterpretasikan sebagai batuan dasar. Interpretasi kualitatif dan kuantitatif menunjukkan bahwa terdapat satu sub-cekungan pada daerah penelitian yang terletak pada Arar *nose*. Arah migrasi hidrokarbon berasal dari arah Barat ke Timur mengikuti struktur patahan. Berdasarkan penelitian ini, diasumsikan bahwa sesar utama Sorong tidak hanya berupa jenis sesar geser namun juga merupakan jenis sesar normal.

Kata Kunci: Analisis spektrum; Gayaberat; Migrasi hidrokarbon; *Second Vertical Derivative*; Sub-Cekungan Sorong.

Abstract

Sorong Sub-Basin Delineation is interpreted through gravity anomaly patterns, fracture patterns, rifting, height of residual anomalies, Second Vertical Derivative (SVD) analysis, 2D modeling and structural noses. The data processing method used in this study is to perform gravity correction to obtain a complete Bouguer Anomaly, spectrum analysis to obtain regional and residual depth estimates and width of the screening window, regional and residual anomaly separations with moving average methods, SVD analysis, qualitative interpretation and quantitative. Processing results show that the Complete Bouguer Anomaly pattern in the southern part of the study area is dominated by low anomalies with values of 58 to 76 mGal caused by sedimentary rock formations. While the high anomaly is found in the north with values of 88 to 106 mGal which is igneous rock formations. The residual depth of about 2.77 km below the surface with anomaly values of -9 to 10 mGal is shallow sedimentary rock. While the regional depth of about 10.63 km below the surface with an anomaly value of 60 to 100 mGal is interpreted as bedrock. Qualitative and quantitative interpretations show that there is a sub-basin in the study area located on Arar nose. The direction of hydrocarbon migration originates

from West to East following the fault structure. Based on this research, it is assumed that the main Sorong fault is not only a shear fault type but also a normal fault type.

Keywords: Gravity; Migration of hydrocarbon; Spectrum analysis; Second Vertical Derivative; Sorong Sub-Basin.

Pendahuluan

Informasi mengenai karakter reservoir secara kualitatif dan kuantitatif mutlak diperlukan dalam eksplorasi hidrokarbon. Pengetahuan tentang karakter reservoir dalam hal geometri, bodi dan aspek fisis reservoir yang berkembang dapat membantu dalam menentukan dan mengembangkan wilayah yang memiliki prospek minyak dan gas (Fanchi, 2002). Penggambaran evolusi struktur yang mendeskripsikan karakter reservoir secara kualitatif berdasarkan data geologi dan respon dinamika telah dilakukan di Indonesia wilayah Timur, termasuk daerah Sub-Cekungan Sorong (Satyana, 2001a). Penerapan metode gayaberat untuk mendelineasi Sub-Cekungan Sorong bertujuan untuk mengkonfirmasi bahwa sub-cekungan ini merupakan bagian dari Arar *nose* dengan batas-batas sub-cekungan yang dapat teridentifikasi secara jelas.

Metode gayaberat adalah metode geofisika non-destruktif yang telah digunakan secara luas untuk mengukur percepatan gravitasi bumi yang dipengaruhi oleh perbedaan densitas batuan di bawah permukaan. Metode ini sangat berguna dalam eksplorasi hidrokarbon (Nabighian dkk., 2005), dan mineral (Hoover dkk., 1991; Dransfield, 2007) dalam hal kemampuannya menentukan ketebalan material *overburden* yang membebani *bedrock* atau volume cadangan sedimen. Metode ini juga digunakan secara populer untuk mengeksplorasi sesar (Zongjin dkk., 2006), cekungan (Hajian dkk., 2012), lembah sungai purba (Lyatsky dan Dietrich, 1998) dan cadangan geotermal (Mariita, 2010).

Tatanan Geologi

Sub-Cekungan Sorong bagian dari Cekungan Salawati yang terletak pada kompleks tektonik daerah Indonesia bagian Timur pada bagian kepala burung yang dipengaruhi oleh tiga lempeng besar yaitu: Lempeng Benua Eurasia, Lempeng Australia dan Lempeng Pasifik. Menurut Satyana dan Herawati (2011), Saputra dkk. (2014) dan Satyana dkk. (2002), elemen – elemen Cekungan Salawati secara umum didominasi oleh struktur patahan dan lipatan yang berarah Timur – Barat. Hampir seluruh patahan berkembang sebagai sesar normal ekstensional seperti sesar geser Sorong di bagian Utara. Evolusi tektonik regional di wilayah kepala burung berlangsung sejak awal Paleozoikum.

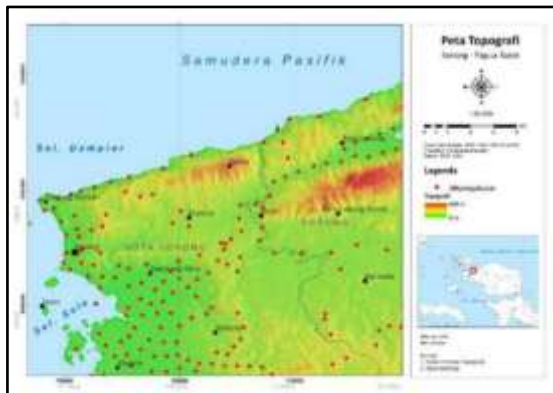
Urutan stratigrafi Cekungan Salawati dari tua ke muda dibagi menjadi 10 formasi yaitu Late Paleozic Kemun, formasi Aifam, Kembelengan, Waripi, Faumai, Sirga, Kais, Klasafet, Klasaman dan Sele (Satyana dkk., 2002). Sub-Cekungan Sorong termasuk dalam Formasi Klasaman (TQk) yang berumur Pliosen. Formasi ini didominasi oleh sedimen klastik yang terdiri dari batu lempung dengan sisipan tipis batulanau dan batugamping (Ovinda dkk., 2018).

Metode Penelitian

Data

Penelitian ini menggunakan data sekunder hasil pengukuran gayaberat di Kota Sorong dan sekitarnya yang dilakukan oleh Badan Geologi Kementerian ESDM pada tahun 2016 dengan luas area 30 x 30 Km. Data tersebut berasal dari 209 titik pengukuran menggunakan alat gravimeter Scintrex CG-5 dengan rentang nilai anomali

berkisar dari 58 - 106 mGal dengan kontur interval 2 mGal. Titik-titik pengukuran data gayaberat tersebut tersebar secara sporadis dengan penitikberatan di daerah Barat dan Selatan yang merupakan daerah Sub-Cekungan Sorong (Gambar 1).



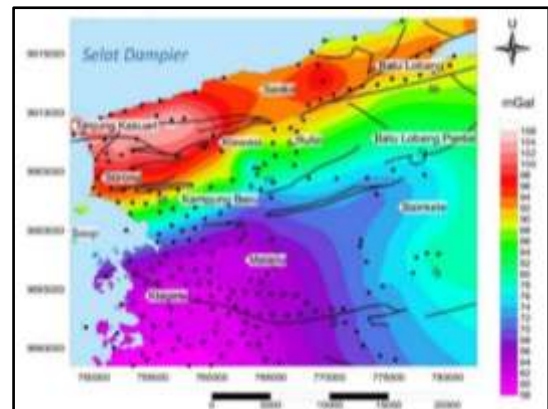
Gambar 1. Peta topografi dan titik pengukuran daerah penelitian

Pengolahan Data Anomali Bouguer Lengkap

Untuk mendapatkan Anomali Bouguer Lengkap (ABL), beberapa perhitungan dan koreksi-koreksi gayaberat dilakukan menggunakan perangkat lunak *Ms. Excell*. Koreksi-koreksi tersebut yaitu koreksi pasang surut, *drift*, koreksi udara bebas, koreksi Bouguer dan *Terrain*. Setelah seluruh koreksi gayaberat dilakukan, hasil perhitungannya kemudian di-grid dan dijadikan peta kontur menggunakan perangkat lunak *Surfer* sehingga diperoleh peta Anomali Bouguer Lengkap seperti pada gambar 2.

Berdasarkan gambar tersebut, pola anomali dapat digolongkan menjadi tiga kelompok yaitu anomali rendah di bagian Selatan - Barat Daya dengan rentang nilai 58-76 mGal, anomali sedang membentang dari Barat ke Timur dengan rentang nilai 78 - 86 mGal dan anomali tinggi di bagian Utara dengan rentang nilai 88 - 106 mGal. Pola anomali yang dihasilkan memiliki kemiripan dengan peta geologi daerah Sorong berupa adanya zona sesar Sorong di Utara yang memisahkan Lempeng

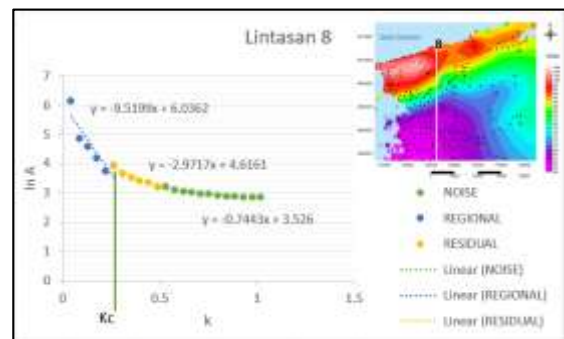
Australia di Selatan dan Lempeng Pasifik di Utara.



Gambar 2. Peta anomali Bouguer Lengkap (ABL) daerah penelitian

Analisis Spektrum

Analisis spektrum dilakukan untuk mendapatkan estimasi kedalaman anomali gayaberat dan penentuan jendela (*window*) yang akan digunakan dalam proses penapisan (*filtering*) untuk memisahkan anomali regional dan residual. Pada penelitian ini, analisis spektrum dilakukan dengan metode *Fast Fourier Transform* (FFT) pada 10 lintasan dengan arah vertikal dan horizontal yang melewati titik-titik pengukuran yang dianggap mewakili daerah penelitian.



Gambar 3. Hasil FFT lintasan 8

Gambar 3 memperlihatkan hasil FFT salah satu lintasan yang memotong semua nilai ABL. Grafik arah vertikal (gradien -9,519) menunjukkan kedalaman bidang regional sebesar 9,52 km yang dapat diasumsikan sebagai batas kedalaman bidang kerak dengan batuan dasar (*basement*).

Sedangkan, kedalaman bidang residual memiliki nilai sebesar 2,97 km diasumsikan sebagai bidang batas antara batuan dasar dengan sedimen.

FFT dilakukan menggunakan perangkat lunak *Numeri* untuk mendapatkan nilai riil, imajiner, frekuensi dan amplitudo setiap lintasan sehingga diperoleh kedalaman bidang diskontinuitas dalam (anomali regional) rata-rata 10,63 Km dan bidang diskontinuitas dangkal (anomali residual) rata-rata 2,77 Km. Penentuan lebar jendela optimum berdasarkan analisis spektrum dengan spasi *grid* 3 Km menghasilkan lebar jendela rata-rata adalah 9,09 sehingga jendela yang digunakan dalam proses proses *filtering* menggunakan metode *moving average* adalah 27 x 27.

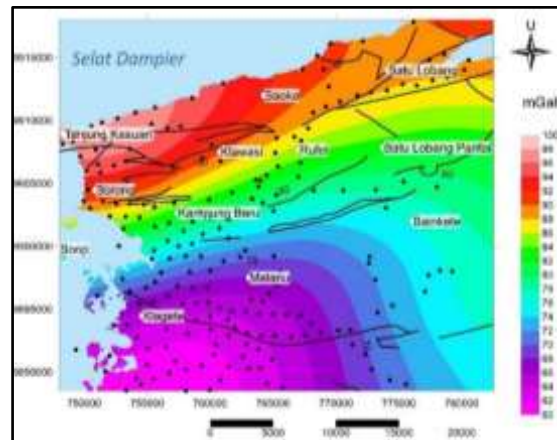
Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Pemisahan anomali regional dan residual dilakukan dengan proses penapisan *moving average* (mirip seperti *low pass filter*) yang menghasilkan frekuensi rendah dari anomali Bouguer yang mencirikan kedalaman yang lebih dalam (anomali regional) seperti pada gambar 4. Rentang nilai pola anomali regional yaitu 60 - 100 mGal dimana anomali tinggi terdapat di bagian Utara sedangkan anomali rendah berkembang di bagian Selatan. Perbedaan ini diduga akibat adanya sesar utama Sorong karena membentuk pola yang searah dengan struktur dominan sesar (garis-garis hitam).

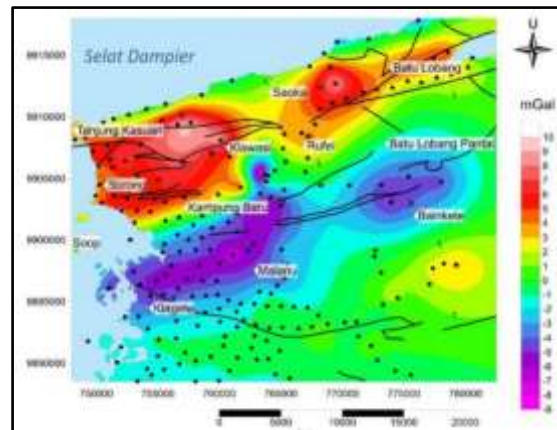
Anomali residual merupakan selisih dari anomali Bouguer lengkap dengan anomali regional. Peta anomali residual (Gambar 5) memiliki pola yang lebih kompleks dengan panjang gelombang yang lebih pendek dan frekuensi yang lebih tinggi, menandakan kondisi lapisan batuan yang lebih dangkal.

Pola anomali residual memiliki nilai -9 hingga 10 mGal, anomali tinggi terdiri dari dua spot besar di bagian Utara (2 - 10

mGal, warna merah-putih) dan anomali rendah terdapat di bagian tengah daerah penelitian (-9 sampai -2 mGal, warna biru-ungu).



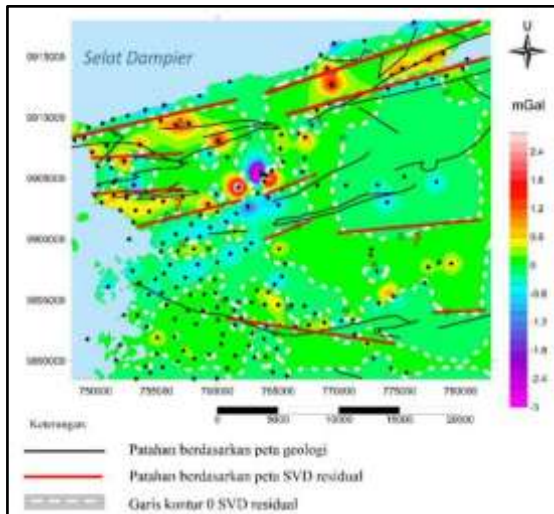
Gambar 4. Peta anomali regional.



Gambar 5. Peta anomali residual.

Analisis Second Vertical Derivative (SVD)

Analisis *Second Vertical Derivative* (SVD) bertujuan untuk mengetahui kecenderungan struktur secara lateral dari anomali residual (Klinge dkk., 1991). Penentuan patahan SVD ini terindikasi dari kontras anomali positif dan negatif yang saling berhimpit (Gambar 6). Berdasarkan hasil SVD daerah penelitian, dapat diasumsikan bahwa patahan membentuk pola sub-cekungan berupa patahan normal dengan arah relatif Barat-Timur. Garis merah adalah perkiraan sesar berdasarkan data SVD yang memiliki kemiripan arah dengan interpretasi geologi (garis hitam).

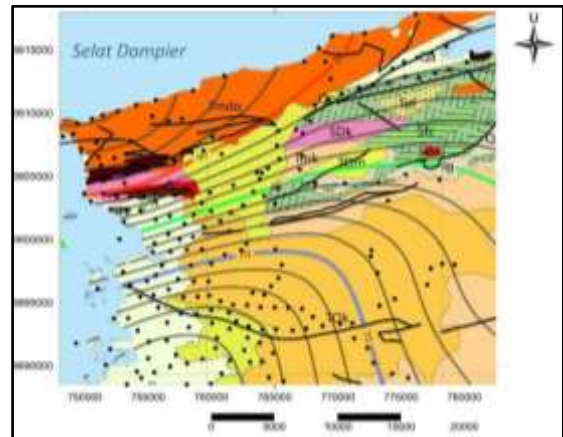


Gambar 6. Analisa kecenderungan struktur menggunakan SVD (garis merah) yang dikomparasi dengan struktur geologi (garis hitam).

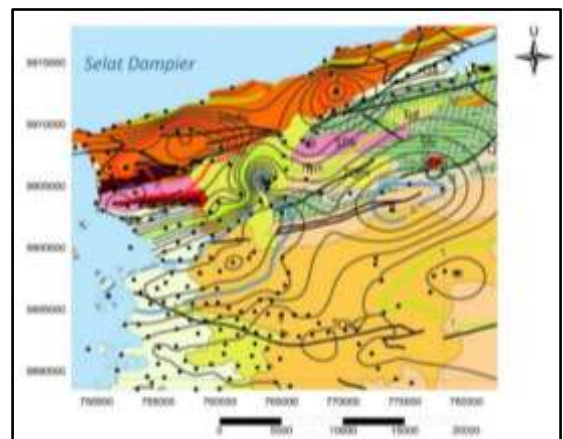
Hasil dan Pembahasan

Overlay Peta Geologi dengan Anomali Regional dan Residual

Menurut peta geologi daerah Sorong yang di-*overlay* dengan peta anomali regional (Gambar 7), terdapat kemiripan pola kontur anomali dengan formasi batuan Gunung Api Dore (Tmdo) di Utara yang memiliki litologi lava andesitan sampai basalan, tufa dan batuan klasika gunung api dengan densitas 2,73 gr/cc. Anomali tinggi ini juga berkaitan dengan keberadaan sesar utama Sorong. Kontur anomali rendah di bagian Selatan berasosiasi dengan formasi Klasaman (TQk) yang memiliki litologi serpih, batulumpur, batupasir dan lempung dengan densitas 2,35 gr/cc. Sedangkan kontur anomali sedang yang berada diantaranya merupakan kompleks formasi yang lebih muda dari formasi Klasaman.

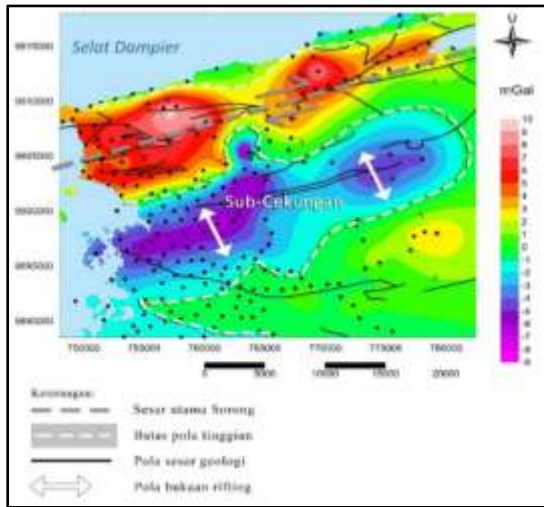


Gambar 7. *Overlay* peta anomali regional (garis kontur) dengan peta geologi.



Gambar 8. *Overlay* peta anomali residual (garis kontur) dengan peta geologi

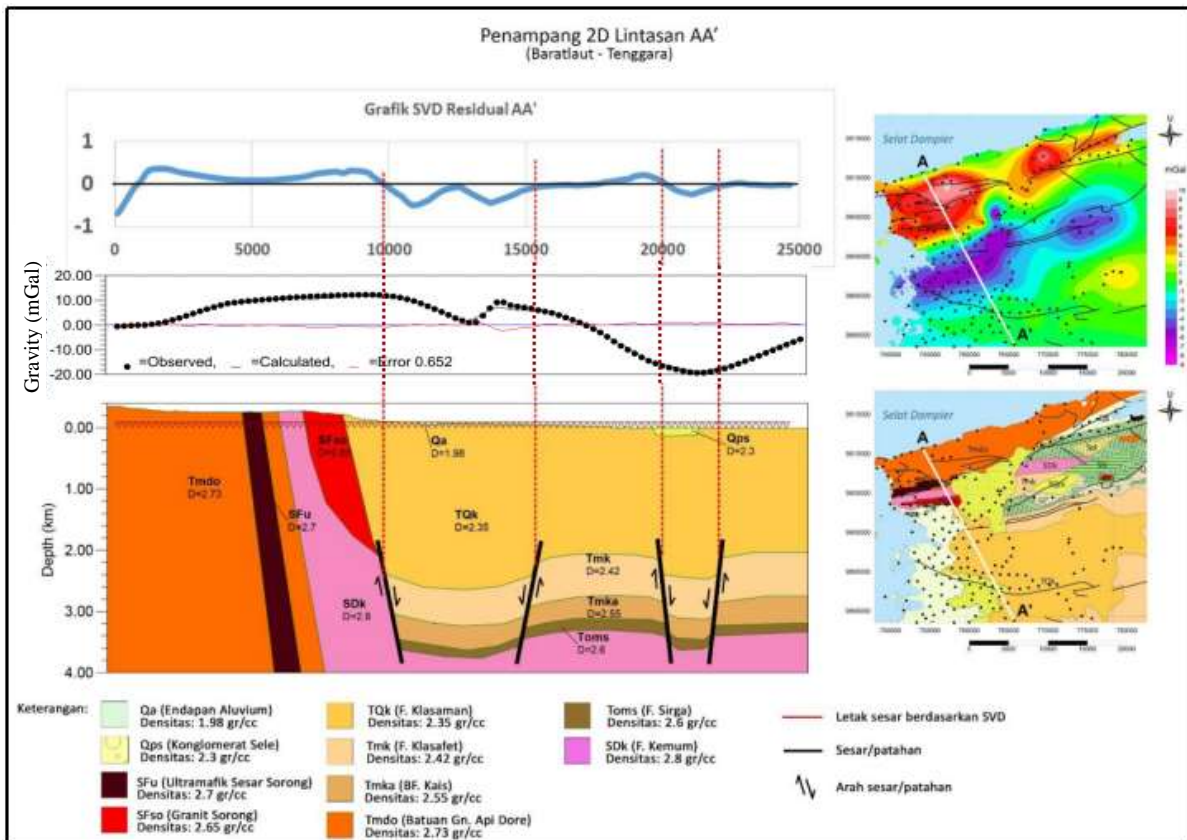
Hasil *overlay* antara peta geologi dengan kontur peta anomali residual menunjukkan pola yang berbeda (Gambar 8). Adanya anomali tinggi menunjukkan bahwa nilai densitas batuan di daerah tersebut tinggi (*basement high*) yang menjadi batas dari sub-cekungan. Sedangkan adanya anomali rendah menandakan bahwa nilai densitas batuan di daerah tersebut juga rendah yang diakibatkan oleh adanya pengendapan (sedimen) yang menjadi tanda keberadaan sub-cekungan. Penentuan sub-cekungan juga ini juga didukung oleh adanya pola bukaan (*rifting*) pada peta anomali residualnya (Gambar 9). Informasi mengenai pola *rifting* ini penting diketahui sebagai dasar untuk mendelineasi pola Sub-Cekungan Sorong.



Gambar 9. Pola bukaan (*rifting*) yang menggambarkan keberadaan Sub-Cekungan Sorong.

Rekonstruksi Penampang Bawah Permukaan Sub-Cekungan Sorong dari Anomali Residual

Penampang geologi direkonstruksi menggunakan pemodelan ke belakang dari data anomali gayaberat yang menggambarkan sebaran densitas di bawah permukaan dibuat berdasarkan sebuah garis penampang AA' yang melewati Sub-Cekungan Sorong seperti pada gambar 10. Penampang ini membentang dengan arah Barat Laut - Tenggara dengan panjang lintasan sekitar 24 km dengan koordinat titik A 754069; 9910602, dan A' 76568; 9888856. Pada gambar tersebut terlihat data *observed* (titik-titik) dan *calculated* (garis hitam) hampir berhimpitan sepenuhnya dengan *error rms* sebesar 0,652 yang menandakan tingkat akurasi yang cukup baik.



Gambar 10. Rekonstruksi penampang bawah permukaan berdasarkan data gayaberat pada lintasan AA' yang mendelineasi Sub-Cekungan Sorong. Kurva data *observed* (titik-titik) berhimpit dengan data *calculated* (garis hitam).

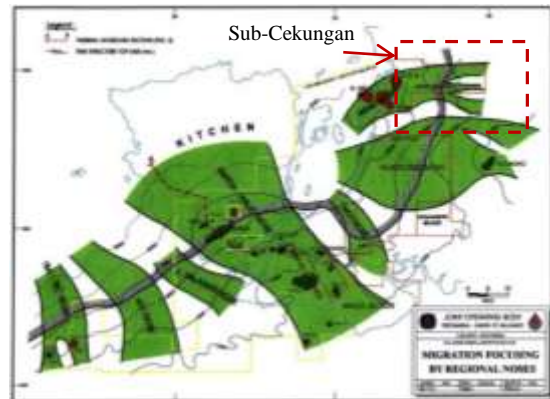
Berdasarkan penampang yang dibuat berdasarkan korelasi peta geologi Sorong, diduga adanya jenis kontak lapisan *disconformity* pada formasi TQk, formasi Tmk, formasi Tmka, dan formasi Toms yang telah tererosi dan di atasnya diendapkan lapisan lain berusia lebih muda. Pada penampang residual lintasan ini terdapat beberapa patahan dangkal yang relatif sama berdasarkan analisis SVD. Dimana dari patahan - patahan tersebut akhirnya membentuk sebuah pola sub-cekungan dimana terdapat pola sinklin dan antiklin di dalamnya.

Migrasi Hidrokarbon

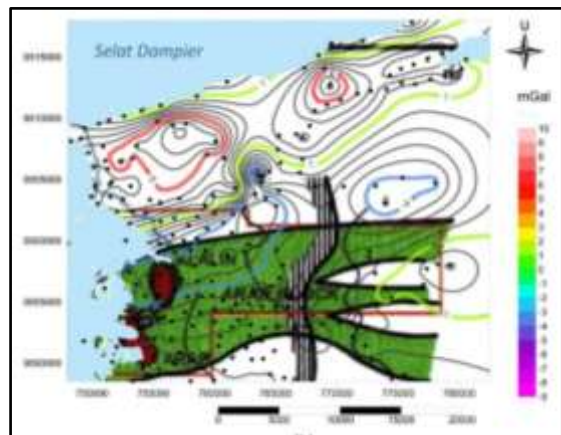
Menurut Satyana dkk. (1999), fokus migrasi dalam Cekungan Salawati terdiri dari 7 *noses* dari Barat ke Timur yaitu TBA-TBC, Koi, S. Salawati, Matoa-Walio, Moi, Klamono dan Arar (Gambar 11). Jika dilihat dari kontur anomali residual, keberadaan Sub-Cekungan Sorong masih termasuk ke dalam Arar *nose* seperti yang ditunjukkan pada gambar 12. Meskipun letak sub-cekungan tidak begitu tepat berada di dalam luasan Arar *nose*. Kemungkinan hal ini disebabkan karena titik pengukuran pada bagian Timur daerah sub-cekungan yang terlalu sedikit sehingga informasi yang didapat juga sedikit sehingga menyebabkan kurang akuratnya letak sub-cekungan pada Arar *nose*. Pada Arar *nose* ini, terdapat lapangan hidrokarbon Klalin dan Arar yang pernah dieksplorasi dan terdapat kandungan gas bumi (Satyana, 2001b; Satyana dkk., 1999).

Arah migrasi hidrokarbon dari *kitchen* yang terletak di Pulau Salawati menyebar ke berbagai arah dari lokasi *nose-nose* di Cekungan Salawati (Satyana dkk., 1999). Begitu juga dengan Arar *block* pada Sub-Cekungan Sorong yang terletak di bagian Timur Laut Cekungan Salawati, dimana arah migrasinya relatif berarah Barat menuju Timur. Jika dilihat dari kontur residualnya, maka arah migrasi

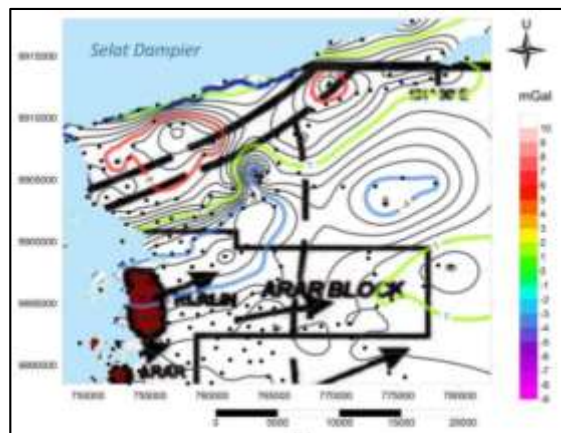
hidrokarbon bergerak di sepanjang anomali rendah yang berkaitan dengan kedalaman sedimen (Gambar 13) di lokasi penelitian.



Gambar 11. Lokasi Sub-Cekungan Sorong dalam sistem migrasi Cekungan Salawati yang terdiri dari 7 *noses* (area berwarna hijau).



Gambar 12. Fokus migrasi di Sub-Cekungan Sorong (area berwarna hijau) yang di-*overlay* dengan kontur anomali residual (garis kontur).



Gambar 13. Delineasi arah migrasi di Sub-Cekungan Sorong (tanda panah) yang di-*overlay* dengan peta anomali residual (garis kontur)

Kesimpulan.

Sub-Cekungan Sorong berkaitan dengan nilai anomali residual Bouguer rendah/negatif, memanjang dari Barat ke Timur. Sub-cekungan masih termasuk ke dalam Arar nose. Arah migrasi hidrokarbon dari kitchen yang terletak di Pulau Salawati menyebar ke berbagai arah dari lokasi nose-nose di Cekungan Salawati, termasuk Sub-Cekungan Sorong yang berada di Arar block dimana arah migrasinya relatif berarah Barat menuju Timur. Jika dilihat dari kontur residualnya, maka arah migrasi hidrokarbon bergerak sepanjang anomali rendah ini.

Ucapan Terima Kasih

Ucapan terima kasih ditujukan kepada Badan Geologi Kementerian ESDM yang telah memberikan akses data untuk diinterpretasi dan disajikan dalam bentuk paper ini.

Daftar Pustaka

- Dransfield, M. 2007. *Airborne gravity gradiometry in the search for mineral deposits*. In: Exploration Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, pp. 341-354.
- Fanchi, J.R. 2002. *Shared Earth Modeling*. Colorado: Butterworth-Heinemann.
- Hajian, A., Zomorrodian, H., Styles, P., Greco, F. and Lucas, C. 2012. *Depth estimation of cavities from microgravity data using a new approach: the local linear model tree (LOLIMOT)*. Near Surface Geophysics. 10 (3), pp. 221-234.
- Hoover, D.B., Grauch, V.J.S., Pitkin, J.A., Krohn, D. and Pierce, H.A. 1991. *Getchell trend airborne geophysics - an integrated airborne along the Gretchell trend of gold deposits, North-Central Nevada: in geology and ore deposits of the grat basin*. In Raines, G.L., Lisk, R.E., Schafer, R.W., and Wilkinson, W.H., eds., Geological Society of Nevada 2. pp. 739-758.
- Klinge, E.E., Marson, I. and Kahle, H.G. 1991. *Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions (vertical gradients)*. Geophysical Prospecting 39, pp. 407-434.
- Lyatsky, H.V. and Dietrich, J.R. 1998. *Mapping Precambrian basement structure beneath the Williston Basin in Canada: insights from horizontal-gradient vector processing of regional gravity and magnetic data*. Canadian Journal of Exploration Geophysics 34, pp. 40-48.
- Nabighian, M.N., Ander, M.E., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Pearson, W.C., Peirce, J.W., Philip J.D. and Ruder, M.E. 2005. *Historical development of the gravity method in exploration*. Geophysics. 70 (6), pp. 63-89.
- Mariita, N.O. 2010. *Strength and weaknesses of gravity and magnetics as exploration tools for geothermal energy*. In: Short Course on Exploration for Geothermal Resources, Kenya, pp. 1-8.
- Ovinda, Sunardi, E., Hamdani, A.H., Burhannudinnur, M. and Triwerdhana, A. 2018. *Facies and sequence stratigraphy analyses of Klasaman formation in the "Xwell", Northern Salawati basin, Papua, Indonesia*. Scientific Research Publishing, Open Jurnal of Geology 8, pp. 499-513.
- Saputra, A., Hall, R. and White, L.T. 2014. *Development of the Sorong fault zone north of misool Eastern Indonesia*. In: Indonesian Petroleum Association. May 2014, IPA14-G-086, pp. 1-14.
- Satyana, A.H., Salim, Y. and Demarest, J.M. 1999. *Significance of focused hydrocarbon migration in the*

- Salawati basin : controls of faults and structural noses.* In: Indonesian Petroleum Association. October 1999. IPA99-G-107, pp. 1-18.
- Satyana, A.H. 2001a. *Dynamic Response of the Salawati Basin, Eastern Indonesia to the Sorong Fault Tectonism : Example of Inter-Plate Deformation.* In: Indonesian Association Of Geologists (IAGI) - Geosea. 10-12 September 2001. Yogyakarta, pp.1-8.
- Satyana, A.H. 2001b. *Identifying new petroleum system of the Salawati basin, West Papua : exploration opportunities in mature basin.* Lomba Karya Tulis EP II Pertamina.
- Satyana, A.H., Purwaningsih, M.E.M. and NGantung, E.C.P. 2002. *Evolution of the Salawati structures, eastern Indonesia : A frontal Sorong fault deformation.* In: Indonesian Association of Geologists. 30 September - 2 October 2002, Surabaya, pp. 1-19.
- Satyana, A.H. and Herawati, N. 2011. *Sorong fault tectonism and detachment of Salawati island: implications for petroleum generation and migration in Salawati basin, bird's head of Papua.* In: Indonesian Petroleum Association. May 2011. IPA11-G-183 pp. 1-21.
- Zongjin, M., Gaoxianglin and Zhengfan, S. 2006. *Analysis and tectonic interpretation to the horizontal-gradient map calculated from Bouguer gravity data in the China mainland.* Chinese Journal of Geophysics 49 (1), 106-11.

IDENTIFIKASI STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN DI SEKITAR MANIFESTASI PANASBUMI REATOA KABUPATEN MAROS MENGGUNAKAN SURVEI GEOLISTRIK RESISTIVITAS

Nur Ayu Anas*, Syamsuddin, Bambang Harime, Muhammad Nasri

Laboratorium Geofisika Padat, Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam,
Universitas Hasanuddin, Makassar, Indonesia.

*Corresponding author. Email: ayuanas741@gmail.com

Manuscript received: 1 January 2020*; Received in revised form: 6 April 2020; Accepted: 8 April 2020

Abstrak

Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan berupa rekahan pada daerah sekitar manifestasi mata air panas Reatoa di Dusun Realolo, Kabupaten Maros. Beberapa penelitian mengenai panasbumi di Sulawesi Selatan menggunakan geolistrik resistivitas pernah dilakukan untuk mencari zona akuifer hidrotermal di sekitar sumber air panas Panggo di Desa Kaloling, Kabupaten Sinjai. Penelitian ini juga pernah dilakukan dalam eksplorasi mata air panas menggunakan metode geolistrik resistivitas di daerah Kabupaten Pinrang. Dalam penelitian ini menggunakan metode geolistrik resistivitas konfigurasi *Wenner – Schlumberger* sebanyak 4 lintasan. Panjang masing – masing lintasan adalah 300 m dan jarak antar elektroda 5 m. Hasil yang diperoleh merupakan kondisi geologi bawah permukaan daerah penelitian dengan nilai resistivitas kurang dari 8,35 Ωm diduga sebagai zona akuifer dan batuan yang berasosiasi dengan fluida. Nilai resistivitas 8,35 Ωm – 16,7 Ωm diperkirakan sebagai satuan batu pasir yang berselingan dengan batulempung dan nilai resistivitas lebih dari 23,6 Ωm diduga sebagai batuan breksi gunungapi dari batuan gunungapi Formasi Camba. Hasil penelitian juga menunjukkan adanya rekahan pada titik 110 – 130 m pada lintasan 1 dan titik 210 – 215 m pada lintasan 2 yang memiliki arah sejajar dengan mata air panas Reatoa, sehingga rekahan ini diduga menjadi penyebab fluida panas yang berada pada akuifer memiliki celah ke permukaan dan membentuk manifestasi berupa mata air panas.

Kata Kunci: Geolistrik Resistivitas; Manifestasi; Mata Air Panas.

Abstract

The research aims to identify the subsurface structure in the area around the manifestation of Reatoa hot spring in Realolo Hamlet, Maros Regency. Some research on the geothermal in South Sulawesi used the resistivity of geoelectric ever done to find the aquifer zone hydrothermal around the Panggo hot springs in Kaloling village, Sinjai Regency. This research has also been conducted in hot spring exploration using the method of Geoelectric Resistivity in Pinrang County. In this study using the Geoelectric method of resistivity of the *Wenner-Schlumberger* configuration as much as 4 tracks. The length of each pass is 300 m and the distance between the electrodes is 5 m. The result is a geological condition under the surface of the research area with a resistivity value of less than 8.35 Ωm is suspected to be the aquifer zone and associated rock with fluid. The resistivity value 8.35 Ωm – 16.7 Ωm is thought to be a unit of sandstone that is cluttered with the claystone and the resistivity value of more than 23.6 Ωm is suspected to be a volcanic rock of Camba Formation. The results of the study also showed that there were recitations at a point of 110 – 130 m on the lane 1 and 210 – 215 m points on the lane 2

which had a parallel direction to the hot springs of Reatoa, so that the recitation was suspected to be the cause of heat fluid that was on aquifer Have gaps to the surface and form manifestations of hot springs.

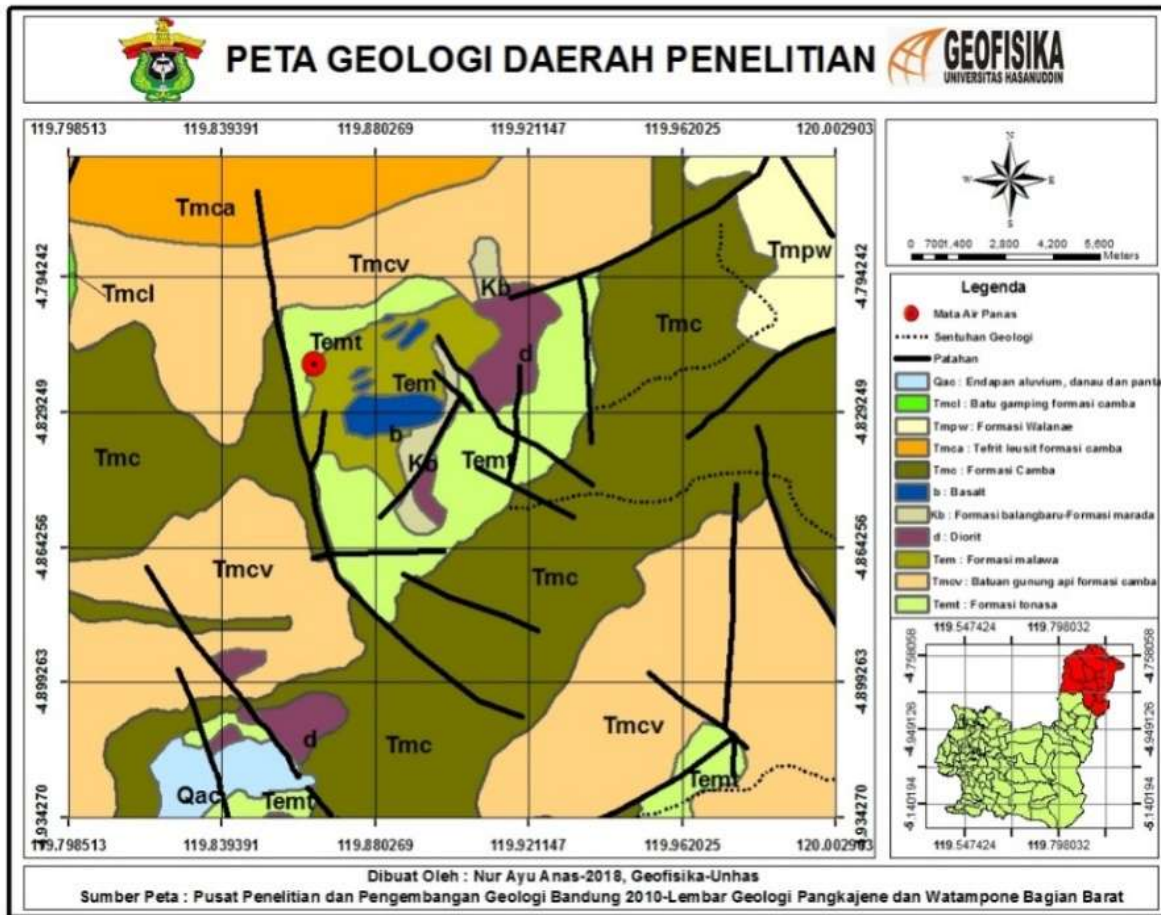
Keywords: Geoelectric Resistivity; Hot Springs; Manifestations.

Pendahuluan

Panasbumi merupakan salah satu energi terbarukan yang berasal dari dalam bumi. Salah satu daerah yang memiliki manifestasi panasbumi adalah Dusun Realolo berupa mata air panas Reatoa. Mata air panas merupakan salah satu petunjuk adanya sumber daya panas bumi di bawah permukaan. Mata air panas ini terbentuk karena adanya aliran air panas dari bawah permukaan melalui rekahan-rekahan batuan (Saptadji, 2001). Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan berupa rekahan pada daerah sekitar manifestasi mata air

panas Reatoa di Dusun Realolo, Kabupaten Maros. Beberapa penelitian mengenai panasbumi di Sulawesi Selatan menggunakan geolistrik resistivitas pernah dilakukan oleh Lantu dkk. (2015) untuk mencari zona aquifer hidrothermal di sekitar sumber air panas Panggo di Desa Kaloling, Kabupaten Sinjai. Penelitian ini juga pernah dilakukan oleh Fais (2017) dalam eksplorasi mata air panas menggunakan metode geolistrik resistivitas di daerah Kabupaten Pinrang.

Geologi Regional



Gambar 1. Peta geologi daerah penelitian Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat (Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung, 2010)

Batuan sedimen Formasi Mallawa yang sebagian besar dicirikan oleh endapan darat dengan sisipan batubara, menindih tak selaras batuan gunungapi Paleosen dan batuan *flysch* Kapur akhir. Pada bagian atas Formasi Mallawa ini secara berangsur beralih ke endapan karbonat Formasi Tonasa yang terbentuk secara menerus dari Eosen awal sampai bagian bawah Miosen tengah (Sukanto dan Supriatna, 1982).

Berdasarkan peta geologi daerah penelitian (Gambar 1), pada titik merah merupakan mata air panas Reatoa yang berada di daerah Mallawa. Peta geologi ini termasuk dalam Geologi Regional Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat. Mata air panas terletak di antara Formasi Mallawa (*Tem*), Formasi Tonasa (*Temt*) dan batuan gunungapi Formasi Camba (*Tmcv*). Formasi Mallawa (*Tem*) merupakan batupasir, konglomerat, batulanau, batulempung dan napal. Formasi Tonasa (*Temt*) merupakan batugamping koral pejal sebagian terhablurkan (Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung, 2010).

Geolistrik Resistivitas Konfigurasi Wenner – Schlumberger

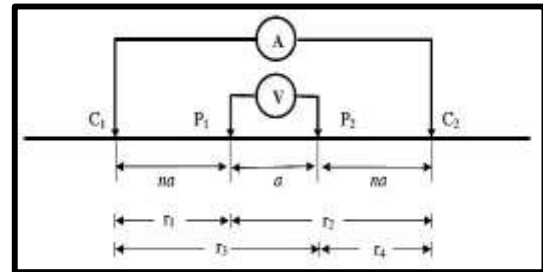
Konfigurasi *Wenner – Schlumberger* merupakan gabungan antara konfigurasi *Wenner* dan *Schlumberger*. Kedalaman rata-rata pada konfigurasi ini 10% lebih besar dari konfigurasi *Wenner*. Konfigurasi *Wenner – Schlumberger* juga memiliki cakupan horizontal sedikit lebih baik dibandingkan dengan konfigurasi *Wenner*. Cakupan data horizontal sedikit lebih lebar dari konfigurasi *Wenner* (Telford et al., 1990).

Berdasarkan Gambar 2, C_1 dan C_2 adalah elektroda arus, P_1 dan P_2 adalah elektroda potensial. a adalah spasi elektroda, n adalah perbandingan jarak antara elektroda C_1 dan P_1 . Sehingga untuk menghitung faktor

geometri pada konfigurasi *Wenner – Schlumberger* menjadi (Loke, 2004):

$$k = \pi n(n + 1)a \tag{1}$$

k merupakan faktor geometri yang nilainya bervariasi bergantung pada jarak dari “ a ”.



Gambar 2. Susunan elektroda konfigurasi *Wenner-Schlumberger* (Loke, 2004).

Resistivitas semu dirumuskan (Loke, 2004):

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \tag{2}$$

Jika disubstitusi nilai k pada persamaan (2) maka dapat dihitung nilai resistivitas semu untuk tiap kedalaman (Loke, 2004):

$$\rho_a = \pi n(n + 1)a \frac{\Delta V}{I} \tag{3}$$

ρ_a merupakan resistivitas semu (ohm.m), ΔV adalah beda potensial (volt) dan I adalah arus (ampere). Nilai resistivitas batuan dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Nilai resistivitas mineral dan batuan (Loke, 2004)

Material	Resistivity (Ωm)
Igneous and Metamorphic Rocks	
Granite	$5 \times 10^3 - 10^4$
Basalt	$10^3 - 10^6$
Slate	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Quartzite	$10^2 - 2 \times 10^8$
Sedimentary Rocks	
Sandstone	$8 - 4 \times 10^3$
Shale	$20 - 2 \times 10^3$
Limestone	$50 - 4 \times 10^2$
Soils and Waters	
Clay	1 – 100

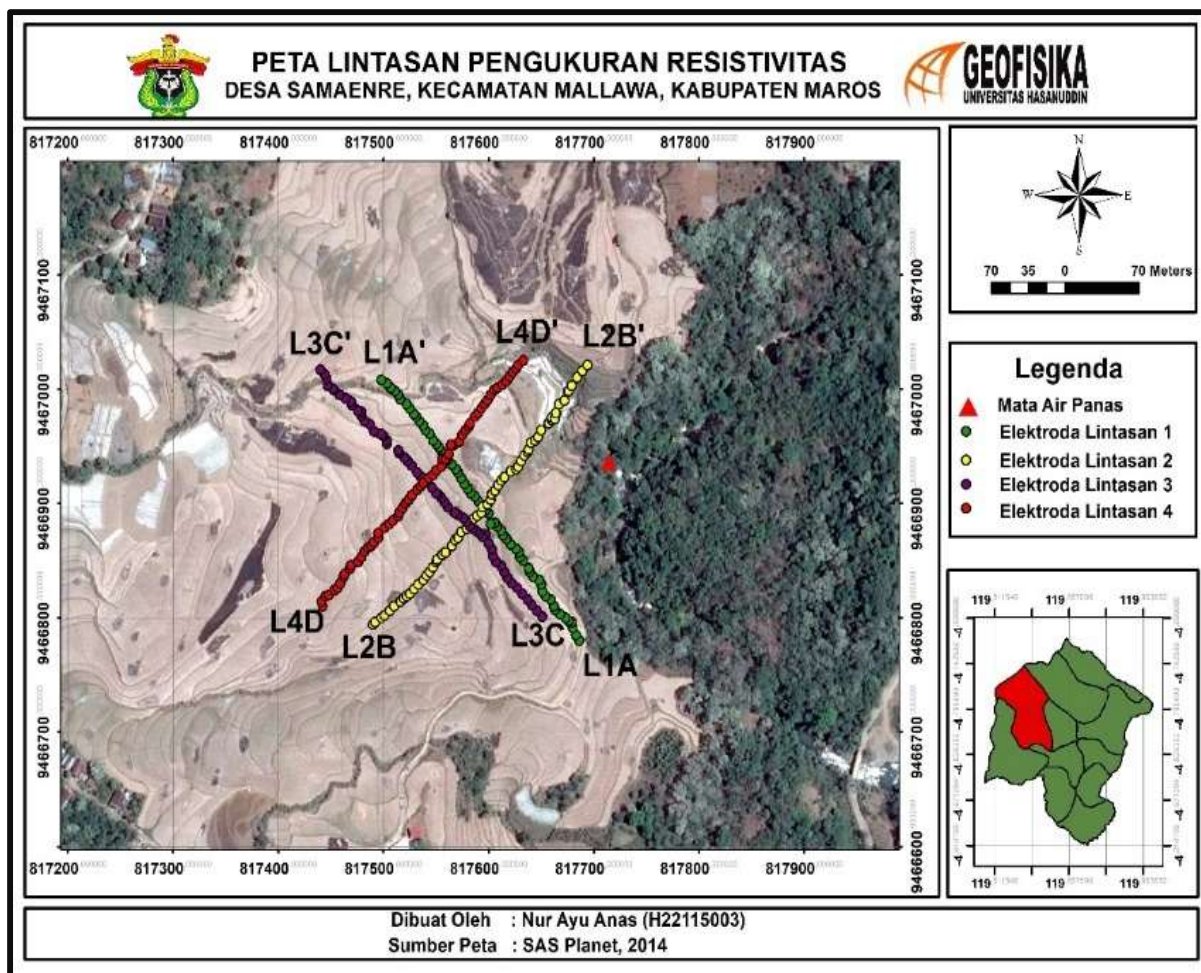
<i>Alluvium</i>	10 – 800
<i>Groundwater (fresh)</i>	10 – 100
<i>Sea water</i>	0.2
Chemicals	
<i>Iron</i>	9.074×10^{-8}
<i>0.01 M Potassium chloride</i>	0.708
<i>0.01 M Sodium chloride</i>	0.843
<i>0.01M Acetic acid</i>	6.13
<i>Xylene</i>	6.998×10^{16}

salah satu cara untuk mengetahui penyebab adanya mata air panas Reatoa di Dusun Realolo, Kecamatan Mallawa, Kabupaten Maros, Sulawesi Selatan.

Metode Penelitian

Penelitian ini dilakukan di sekitar mata air panas Reatoa, Dusun Realolo, Desa Samaenre, Kecamatan Mallawa, Kabupaten Maros. Peta lintasan pengukuran ditunjukkan pada Gambar 3.

Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan berupa rekahan pada daerah penelitian. Manfaat penelitian sebagai salah



Gambar 3. Peta lintasan pengukuran (SAS Planet, 2019)

Alat yang digunakan adalah *Geomatics CS-60*. Pengukuran dilakukan dengan menggunakan konfigurasi *Wenner – Schlumberger*. Jumlah lintasan adalah 4 dengan panjang bentangan masing – masing 300 m dan spasi elektroda terkecil adalah 5 m.

Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data primer yaitu:

1. Data geologi yang bersumber dari geologi regional Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat dan kondisi geologi di lokasi penelitian.

2. Data lapangan yang diperoleh dari akuisisi data berupa nilai arus, potensial dan kalkulasi untuk memperoleh nilai resistivitas semu.

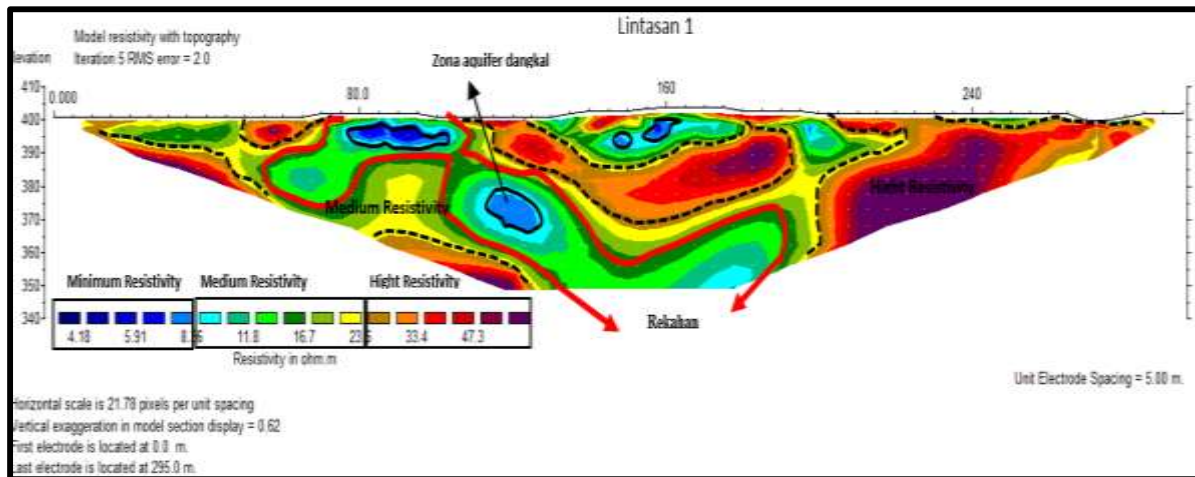
Pengolahan data dilakukan untuk memperoleh penampang 2D dan 3D, selanjutnya diinterpretasi dengan cara mengkorelasikannya pada data geologi serta kondisi lapangan di daerah penelitian.

Hasil Dan Pembahasan

Hasil pengolahan data berupa penampang resistivitas 2D yang telah diinversi dan dibagi menjadi tiga bagian yaitu *low resistivity* ($< 8,35 \Omega\text{m}$), *medium resistivity* ($8,35 \Omega\text{m} - 16,7 \Omega\text{m}$), dan *high resistivity* ($> 23,6 \Omega\text{m}$). Data inversi yang diperoleh kemudian diekspor untuk membuat penampang 3D. Hasil penampang 2D dan 3D ditunjukkan pada Gambar 4 – 9 yang kemudian diinterpretasi.

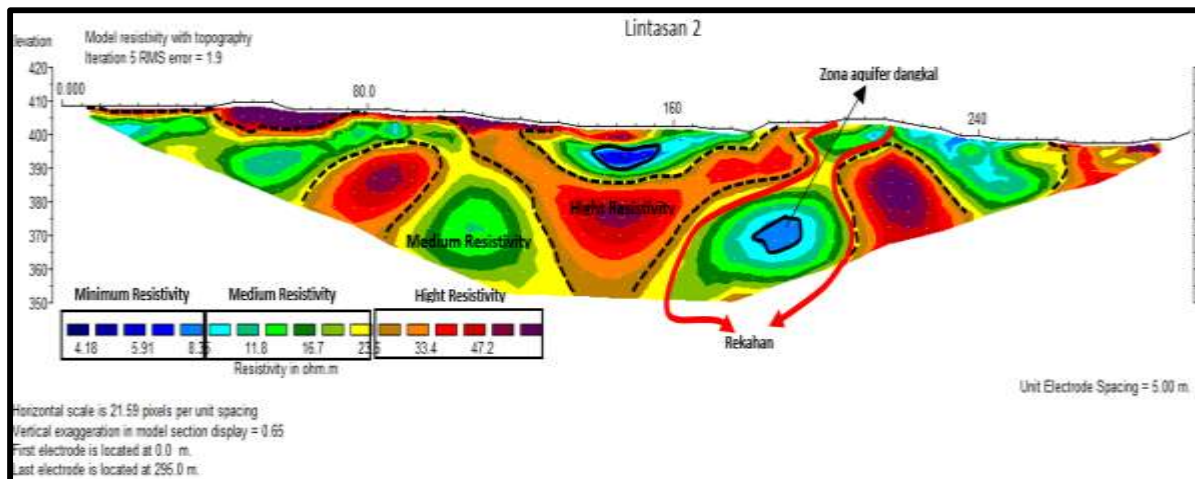
Penampang 2D

Lintasan 1



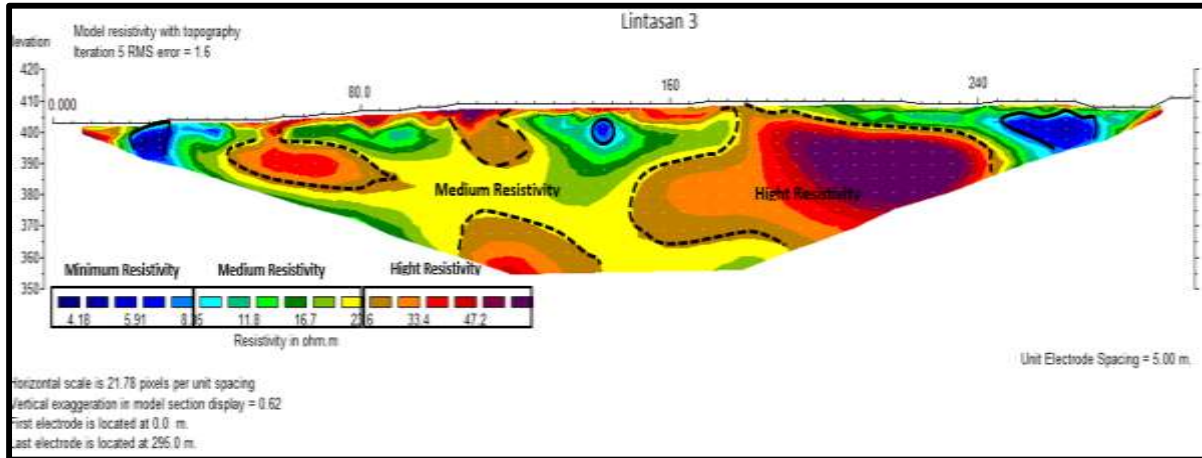
Gambar 4. Penampang resistivitas lintasan 1

Lintasan 2



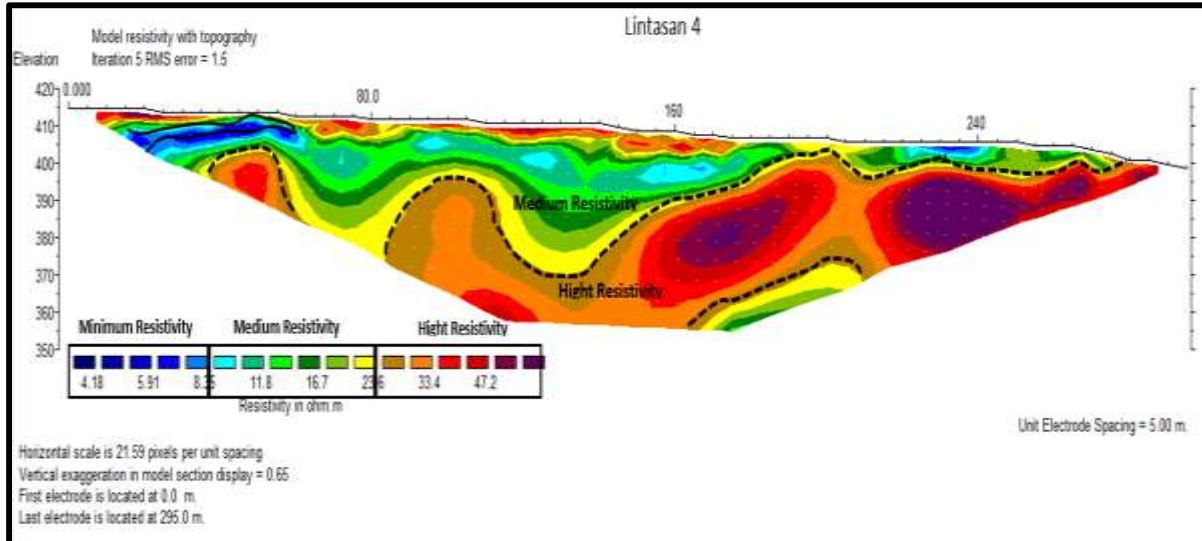
Gambar 5. Penampang resistivitas lintasan 2

Lintasan 3



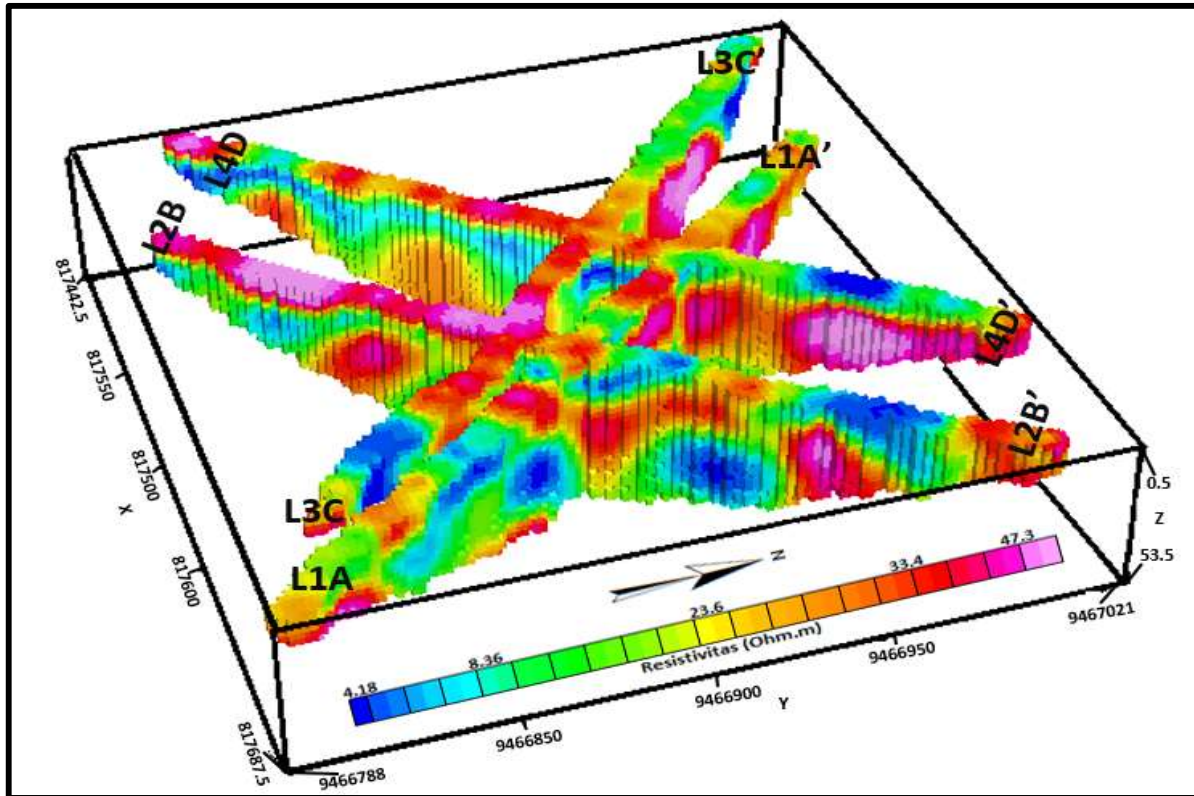
Gambar 6. Penampang resistivitas lintasan 3

Lintasan 4



Gambar 7. Penampang resistivitas lintasan 4

Gabungan penampang 2D



Gambar 8. Gabungan penampang resistivitas 2D daerah penelitian

Berdasarkan peta geologi daerah penelitian (Gambar 1), daerah penelitian terletak di antara Formasi Mallawa (*Tem*) yang merupakan batupasir, konglomerat, batulanau, batulempung dan napal, Formasi Tonasa (*Temt*) merupakan batu gamping koral pejal sebagian terhablurkan dan batuan gunungapi Formasi Camba (*Tmcv*) (Sukanto dan Supriatna, 1982). Hal ini dapat membantu dalam melakukan interpretasi data dengan mengkorelasikannya pada nilai resistivitas dan kondisi geologi di lapangan, yang merupakan sawah (lempung dan lanau) dan beberapa batuan yang ditemukan seperti batupasir, batugamping serta Sungai Walanae yang berada di bawah mata air panas Reatoa. Hal inilah yang menjadi dasar interpretasi pada penelitian ini sehingga diperoleh dugaan bahwa kondisi geologi bawah permukaan daerah penelitian adalah sebagai berikut:

1. Lintasan 1 (Gambar 4) membentang dari arah tenggara ke barat laut sejauh 300 m. Memiliki spasi elektroda terkecil 5

meter dengan kedalaman 52 meter dari permukaan. Lintasan ini menunjukkan kondisi bawah permukaan yang diduga berupa zona aquifer dangkal pada titik 110 – 130 m dan pada kedalaman 20 – 40 m di bawah permukaan dengan nilai resistivitas masuk pada bagian *low resistivity* ($< 8,35 \Omega\text{m}$). Bagian *medium resistivity* ($8,35 \Omega\text{m} - 16,7 \Omega\text{m}$) diperkirakan sebagai satuan batupasir yang berselingan dengan batulempung dari Formasi Mallawa (*Tem*). Kemudian pada bagian *high resistivity* ($> 23,6 \Omega\text{m}$) diperkirakan sebagai breksi gunungapi yang berasal dari batuan Gunungapi Formasi Camba (*Tmcv*).

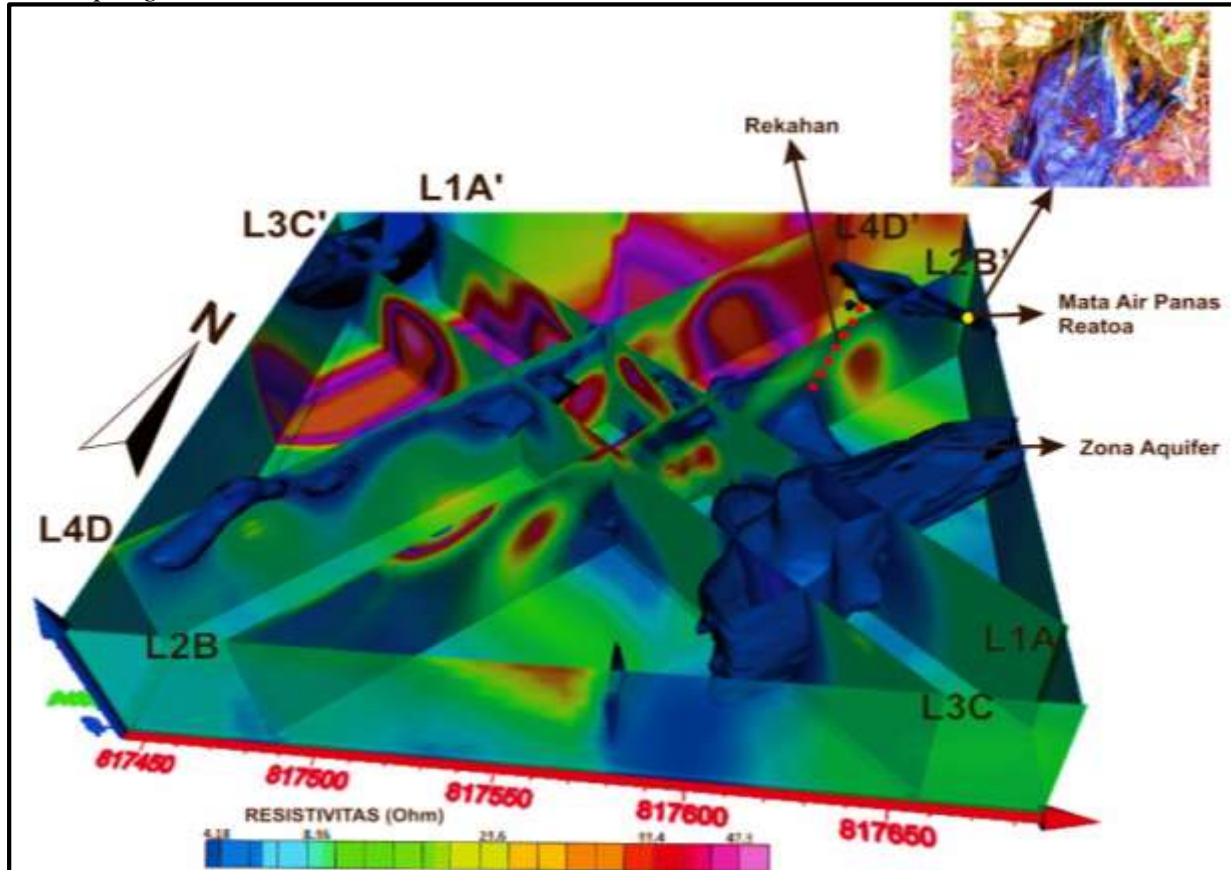
2. Lintasan 2 (Gambar 5) memiliki arah bentangan dari baratdaya ke timurlaut yang memotong lintasan 1. Lintasan ini memiliki spasi elektroda dan panjang bentangan yang sama dengan lintasan 1. Hasil analisis nilai resistivitas kondisi bawah permukaan diduga merupakan zona aquifer dangkal yang masuk ke dalam bagian *low resistivity* ($< 8,35$

- Ωm). Zona ini terletak pada titik 180 – 200 m lintasan dan pada kedalaman 20 – 40 m di bawah permukaan. Lapisan ini diduga merupakan kesinambungan dari zona lemah (rekahan) yang terlihat pada titik 210 – 215 m, memiliki nilai resistivitas sama dengan zona akuifer dangkal yang sejajar dengan lokasi mata air panas. Pada bagian *medium resistivity* ($8,35 \Omega\text{m} - 16,7 \Omega\text{m}$) dan *high resistivity* ($> 23,6 \Omega\text{m}$) memiliki interpretasi yang sama dengan lintasan 1.
3. Lintasan 3 (Gambar 6) membentang dari arah tenggara ke barat laut sejajar dengan lintasan 1 yang memotong lintasan 2. Pada lintasan 4 (Gambar 7) memiliki arah bentangan dari baratdaya ke timurlaut sejajar dengan lintasan 2 serta memotong lintasan 1 dan 3. Kedua lintasan ini memiliki panjang bentangan dan spasi elektroda yang sama dengan lintasan 1 dan 2. Interpretasi pada lintasan 3 sama dengan lintasan 4, hal ini karena pada bagian yang nilai resistivitasnya rendah atau masuk ke dalam *low resistivity* ($< 8,35 \Omega\text{m}$) diduga merupakan batulanau dengan sisipan batulempung dari Formasi Mallawa (*Tem*) yang telah berasosiasi dengan air karena pada titik ini merupakan daerah resapan dari sungai yang berada sekitar lokasi penelitian. Pada bagian *medium resistivity* ($8,35 \Omega\text{m} - 16,7 \Omega\text{m}$) diperkirakan sebagai satuan batupasir yang berselingan dengan batulempung dari Formasi Mallawa (*Tem*). Kemudian pada bagian *high resistivity* ($> 23,6 \Omega\text{m}$) diperkirakan sebagai breksi gunungapi yang berasal dari batuan Gunungapi Formasi Camba (*Tmcv*).
 4. Pada gabungan penampang 2D (Gambar 8) menunjukkan penampang gabungan resistivitas 2D. Berdasarkan gambar tersebut, diduga bahwa zona akuifer dangkal yang terdapat pada lintasan 1 merupakan satu kesatuan dengan zona akuifer yang terdapat pada lintasan 2. Sehingga pada bagian ini ditafsirkan sebagai zona penyebaran *hydrothermal*.



Gambar 9. Kenampakan mata air panas Reatoa

Penampang 3D



Gambar 10. Penampang resistivitas 3D daerah penelitian

Daerah penelitian berada pada jalur yang dilalui oleh Sesar Walanae yang melalui beberapa kabupaten di Sulawesi Selatan antara lain Pinrang, Gowa, Sinjai, Bulukumba dan Bone. Hal ini diperkuat oleh Hall dan Wilson (2000) pada dalam peta geologi Sulawesi. Daerah Mallawa terletak di bagian timur Kabupaten Maros yang berbatasan langsung dengan Kabupaten Bone yang dilalui oleh Sesar Walanae. Proses terbentuknya Sesar Walanae juga memberikan peranan dalam pembentukan sesar – sesar kecil di daerah sekitarnya (Sompotan, 2012). Hal inilah yang menjadi dasar interpretasi bahwa adanya rekahan di lokasi penelitian diakibatkan oleh proses terbentuknya Sesar Walanae yang juga membentuk struktur – struktur geologi lain seperti rekahan di daerah sekitarnya termasuk daerah Mallawa.

Penampang resistivitas 3D (Gambar 10) memperlihatkan bahwa rekahan yang ditemukan pada titik 210 – 215 m di lintasan 2 memiliki arah yang sejajar dengan mata air panas Reatoa. Diduga rekahan tersebut merupakan jalur keluarnya fluida panas yang berasal dari zona aquifer pada lintasan 1 dan 2. Hal ini dibuktikan dengan mata air panas Reatoa yang keluar melalui rekahan pada batuan seperti yang terlihat pada (Gambar 9). Maka dapat disimpulkan bahwa munculnya manifestasi mata air panas Reatoa diduga terjadi akibat aktivitas tektonik oleh Sesar Walanae yang letaknya berada di dekat daerah penelitian.

Kesimpulan

Struktur geologi pada daerah penelitian diduga berupa rekahan, yang terlihat pada titik 110 – 130 m lintasan 1 dan 210 – 215 m di lintasan 2 serta memiliki arah yang sejajar dengan mata air panas Reatoa. Pada

rekahan inilah fluida panas yang terdapat di zona akuifer memiliki celah ke permukaan. Hal ini dibuktikan dengan kondisi di lapangan yakni mata air panas Reatoa terlihat keluar melalui rekahan pada batuan.

Sistem *hydrothermal* yang muncul dari lapisan bawah permukaan diduga akibat Sesar Walanae yang pada saat terbentuknya juga membentuk struktur geologi lain di daerah sekitarnya termasuk daerah Mallawa. Salah satu struktur geologi tersebut berupa rekahan seperti yang ada pada daerah Mallawa, sehingga dapat disimpulkan bahwa manifestasi mata air panas Reatoa terbentuk akibat aktivitas tektonik pada saat terbentuknya Sesar Walanae.

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada seluruh pihak yang telah berkontribusi selama penelitian dilakukan. Terkhusus kepada pihak Departemen Geofisika Universitas Hasanuddin yang telah banyak membantu dalam penyusunan karya ilmiah ini.

Daftar Pustaka

Fais, Muhammad. 2017. *Eksplorasi Mata Air Panas dengan Metode Geokimia dan Geolistrik Resistivitas Daerah Kabupaten Pinrang*. Skripsi, Universitas Hasanuddin.

Hall, R. and Wilson, M. E. J. 2000, *Neogene sutures in eastern Indonesia*. *Journal of Asian Earth Sciences* 18 pp.781–808.

Lantu, Suriahmiharja. D.A, Imran A.M dan Harianto, Tri. 2015. *Identifikasi Zona Akuifer Hidrotermal Menggunakan Metode Geolistrik Hambatan Jenis di Sekitar Sumber Air Panas Panggo Desa Kaloling Kabupaten Sinjai*. *Indonesian Journal of Applied Physics* 5(2) pp.41-48.

Loke, M.H. 2004. *Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-square method*, *Geotomo Software*. Malaysia.

Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung, 2010. *Peta Geologi Regional Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat. Sulawesi lembar skala 1:250.000*: Bandung

Saptadji, Nenny Miryani. 2001. *Diktat Kuliah Teknik Eksploitasi Panasbumi*. Bandung: Departemen Teknik Perminyakan ITB.

SAS Planet. 2014. *Peta Lintasan Pengukuran Resistivitas, Desa Samaenre, Kecamatan Mallawa, Kabupaten Maros*. Diakses pada 20 Desember 2019.

Sompotan, A.F. 2012. *Struktur Geologi Sulawesi*. Perpustakaan Sains dan Kebumihan Institut Teknologi Bandung: Bandung.

Sukanto, Rab dan Supriatna. 1982. *Geologi lembar Pangkajene dan Watampone bagian barat*. Bandung: Puslitbang Geologi.

Telford, W.M., Geldart, L.P., & Sherif, R.F. 1990. *Applied Geophysics: Second Edition*. Cambridge University Press: New York.

*⁾ Artikel ini telah dipresentasikan di Seminar Nasional Geofisika 2019 yang dilaksanakan oleh Dept. Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin di Science Building FMIPA Universitas Hasanuddin pada tanggal 26 Oktober 2019.

KARAKTERISTIK GEMPABUMI DI SESAR MATANO MENGUNAKAN ANALISIS ENERGI KUMULATIF DAN PERIODE ULANG

Indah Kurniawati^{1*}, Aldilla Damayanti Purnama Ratri², Tomy Gunawan²

¹Balai Besar Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Wilayah IV Makassar

²Balai Besar Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Wilayah III Denpasar

* Corresponding author. Email: indah.kurniawati@bmgk.go.id

Manuscript received: 1 January 2020*); Received in revised form: 5 April 2020; Accepted: 8 April 2020

Abstrak

Aktifitas seismik Sesar Matano sangat tinggi di mana gempabumi sering dirasakan masyarakat dan mengakibatkan kerusakan di area sekitarnya. Identifikasi aktifitas gempabumi dengan mengetahui besarnya energi yang dilepaskan di 6 segmen pada Sesar Matano diperlukan untuk perencanaan mitigasi gempabumi. Dilakukan juga estimasi periode ulang gempabumi yang akan terjadi disertai kemungkinan energi yang akan dilepaskan oleh gempabumi di masa yang akan datang. Data yang digunakan adalah katalog gempabumi EHB dan BMKG tahun 1961-2019. Energi gempabumi dihitung dengan mengkonversikan nilai momen seismik ke dalam energi fisis gempabumi. Sedangkan nilai momen seismik didapatkan dari konversi magnitudo gempabumi. Nilai periode ulang didapatkan dengan membagi nilai *slip* rata-rata terhadap *sliprate*. Berdasarkan hasil pengolahan data yang dilakukan di 6 segmen berbeda, yaitu Segmen Kuleana, Pewusai, Matano, Pamsoa, Ballawai, dan Garessa masing-masing memiliki nilai potensi magnitudo maksimum yang sedikit berbeda dengan magnitudo maksimum yang dikeluarkan PUSGEN. Semakin besar potensi magnitudo maksimumnya, maka semakin lama pula potensi gempa tersebut akan kembali berulang.

Kata Kunci: Energi Kumulatif; Energi Seismik; gempabumi; periode ulang.

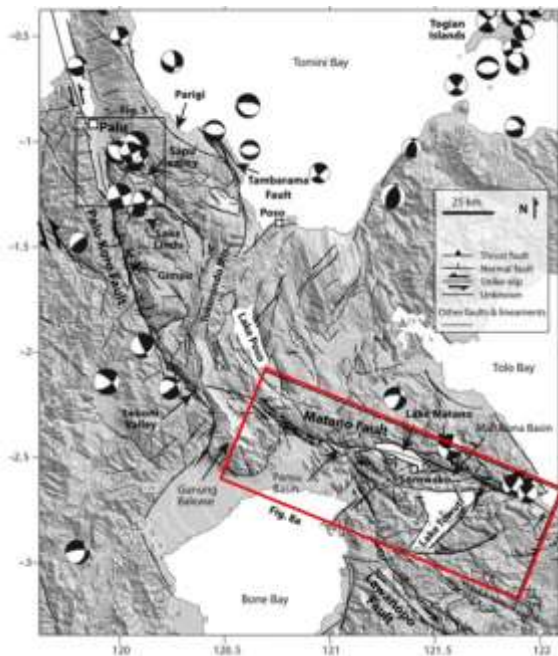
Abstract

The seismic activity of Matano Fault is very high and some of them felt by the humans and causing damage to the surrounding area. Identification of earthquake activity by knowing the amount of energy released in the 6 active segments of Matano fault is needed for earthquake mitigation planning. Estimating of earthquake return period also determined that will occur with the possibility of energy that will be released by the earthquake in the future. The EHB and BMKG earthquake catalogues data compilation of 1961-2019 is used in this reasearch. The earthquake energy is calculated by converting the seismic moment M_0 into the physical energy of earthquakes. While the seismic moment M_0 is obtained by the earthquake magnitudo conversion. The return period value is calculated by dividing the average slip by the sliprate. Based on the results of data processing carried out in 6 different segments: the Kuleana, Pewusai, Matano, Pamsoa, Ballawai, and Garessa Segments, all of them has a maximum magnitudo potential value that is slightly different from the maximum magnitudo issued by PUSGEN. Earthquake return period has longer when maximum magnitudo potential has greater from the segments.

Keywords: Cumulative Energy; Earthquake; Seismic Energy; Return Period of the Earthquake.

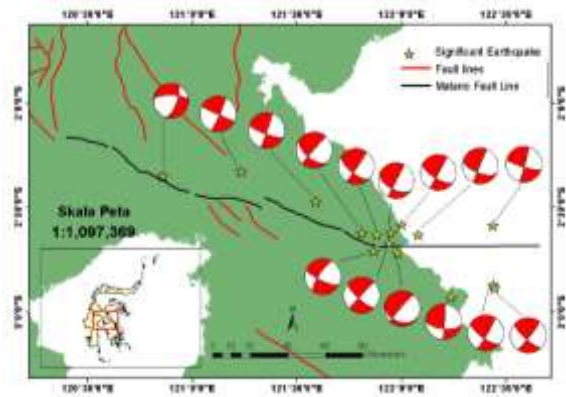
Pendahuluan

Sesar Matano terbentang mulai dari Sulawesi Tengah bagian Selatan hingga Teluk Tolo, yang merupakan bagian lengan tenggara Sulawesi (Gambar 1). Secara geologi, Patahan Matano memiliki struktur yang bergerak geser mengiri (*left lateral*) dan telah aktif sejak zaman kuartar (Bellier dkk., 2006). Sesar ini terbagi menjadi 6 segmen yaitu Segmen Kuleana, Pewusai, Matano, Pamsoa, Ballawai, dan Geressa. Struktur patahan Matano sangat kompleks, sehingga diperlukan adanya studi lebih lanjut untuk mitigasi bencana gempabumi.



Gambar 1. Peta Sesar aktif di Sulawesi Tengah dan Sekitarnya (Watkinson dan Hall, 2016). Patahan Matano dibatasi oleh garis kotak merah.

Aspek penting pada aktivitas kegempaan yaitu penjumlahan momen seismik/ energi kumulatif untuk masing – masing gempabumi dalam interval waktu yang terbatas dapat digunakan untuk memperkirakan tingkat *slip* pada suatu patahan (Brune, 1961). *Seismologist* bisa mengetahui besar energi yang dilepaskan ketika terjadi gempabumi dengan melakukan konversi magnitudo terhadap energi dan sebagai implementasi rencana tanggap bencana sebagai kunci pembuatan katalog gempabumi (Picozzi dkk., 2019).



Gambar 2. Mekanisme fokal di 6 segmen Patahan Matano menunjukkan struktur yang bergerak geser mengiri (*left lateral*).

Karakteristik pergerakan tiap segmen di Patahan Matano dapat dilihat pada Gambar 2. Pergerakan patahan dapat diketahui dari sebaran mekanisme fokal yang diperoleh saat pelepasan energi gempabumi yang diterima seismograf (kompresi/ dilatasi). Gambar 2 menunjukkan sebaran mekanisme fokal dengan gerakan geser mengiri (*left lateral*) di tiap segmen, sesuai dengan arah pergerakan Patahan Matano secara makro.

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui besarnya energi yang dilepaskan oleh Patahan Matano di setiap segmennya dan estimasi periode ulang gempabumi disertai kemungkinan energi yang akan dilepaskan oleh gempabumi di masa yang akan datang.

Hubungan Magnitudo, Energi Gempabumi dan Patahan

Besar kecilnya sebuah gempa dapat dinyatakan dalam sebuah kuantitas fisika yang dikenal dengan momen seismik (Hanks dan Kanamori, 1979) mendefinisikan momen seismik skalar (M_0) sebagai,

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (1)$$

dimana momen seismik (M_0) dinyatakan dalam Nm, rigiditas (μ) dalam Nm^{-2} , *slip* rata-rata (\bar{D}) dalam meter dan *rupture area* (A) dalam m^2 .

hubungan antara momen seismik (M_0) dengan beberapa jenis magnitudo (M_s , m_b , M_l).

$$\log M_0 = 1,0 M_s + 12,2, M_s \leq 6,4 \quad (2)$$

$$\log M_0 = 1,5 m_b + 9,0, 3,8 < m_b \leq 5,2 \quad (3)$$

$$\log M_0 = 1,5 M_l + 8,7, 3,6 < M_l \leq 5,0 \quad (4)$$

Momen seismik dikonversi ke dalam Magnitudo Momen (M_w) yang tidak mengalami saturasi pada skala tertentu, sebagai:

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 6,0 \quad (5)$$

Wells dan Coppersmith (1994) mempelajari hubungan magnitudo terhadap panjang, lebar dan luas *rupture* secara statistik dan membaginya berdasarkan mekanisme sumbernya yaitu *strike slip*, *reverse* dan *normal*.

$$M = 4,49 + 1,49 \times \log RLD \quad (6)$$

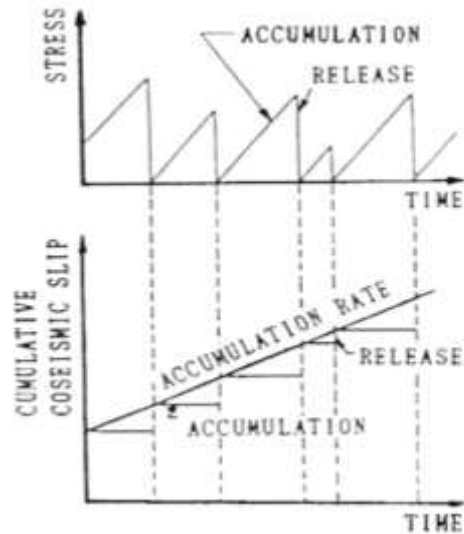
$$M = 4,37 + 1,95 \times \log RW \quad (7)$$

$$M = 4,33 + 0,90 \times \log RA \quad (8)$$

Persamaan (6), (7) dan (8) menunjukkan hubungan antara magnitudo dengan panjang, lebar dan luas *rupture* gempa. M merepresentasikan magnitudo gempa (M_w), RLD merupakan representasi dari panjang *subsurface rupture* dalam km, RW merupakan lebar *downdip rupture* dalam km dan RA adalah *rupture area* dalam km^2 .

Karakteristik gempabumi dengan kekuatan dan interval periode ulang (Suzuki dan Ozaka, 1994), dihasilkan model seperti Gambar 3. Teori ini menggambarkan bahwa akumulasi energi terjadi karena interaksi pergerakan lempeng. Pada saat akumulasi energi mencapai batas maksimalnya, gempabumi terjadi karena pecahnya lempeng, dan energi dilepaskan sebagai gempabumi. Ada interval waktu sebelum terjadi gempa selanjutnya dimana batuan sedang menahan energi hingga mencapai titik jenuhnya. Siklus ini terus

berulang, sehingga biasa disebut periode ulang gempabumi.



Gambar 3. Grafik model stress dan pergerakan kumulatif patahan terhadap waktu (Suzuki dan Ozaka, 1994).

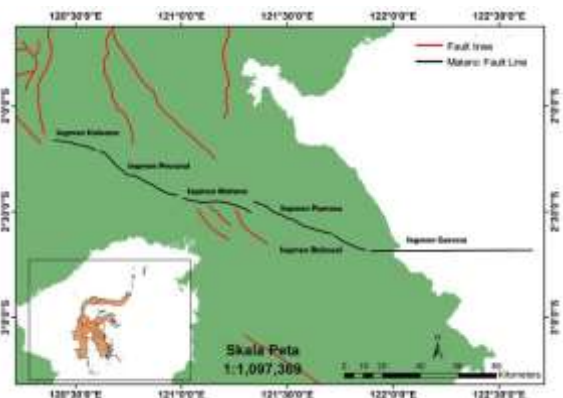
Energi seismik sebagai dasar penentuan energi seismik kumulatif, dapat dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$E_s = M_0 \cdot 1.6 \times 10^{-5} \quad (9)$$

dimana E_s adalah energi seismik dalam Joule.

Metode Penelitian

Penelitian ini menggunakan data gempabumi dari katalog EHB dan BMKG selama periode 1961 – 2019 di Patahan Matano ($2^\circ LS - 3^\circ LS$, dan $120,56^\circ BT - 123,23^\circ BT$).



Gambar 4. Daerah Penelitian

Selama periode 58 tahun terakhir telah terjadi 8 gempabumi signifikan dengan $M_w > 6$. Data dianalisis menggunakan metode statistik deskriptif dan visual dengan penyajian peta dan grafik. Berikut langkah prosedur penelitian:

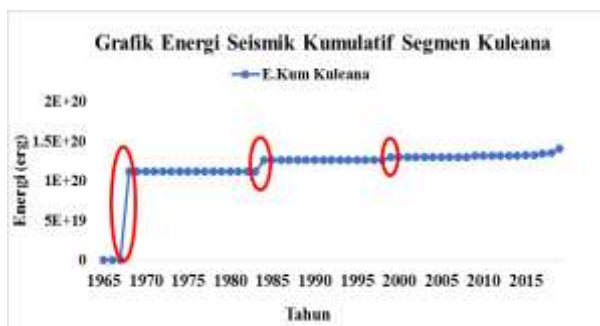
1. Mengumpulkan katalog gempabumi EBH dan BMKG (1961 – 2019)
2. Melakukan penyaringan (*filtering*) data gempabumi lokal di sepanjang Sesar Matano (gempa dangkal)
3. Memisahkan data tiap segmen Sesar Matano
4. Menghitung momen seismik, energi kumulatif dan *slip* rata-rata
5. Menghitung periode ulang
6. Membuat peta dengan menggunakan GMT.
7. Membuat analisa pembahasan
8. Kesimpulan

Hasil dan Pembahasan

Energi Seismik Kumulatif

Energi seismik merupakan bagian dari energi potensial yang dilepaskan selama gempabumi, dikonversi menjadi gelombang seismik elastis dan merambat dari sumber gempa melalui bumi, menyebabkan adanya pergerakan tanah, sehingga energi seismik kumulatif adalah total dari energi seismik yang dilepaskan selama periode dan segmen tertentu.

1. Segmen Kuleana



Gambar 5. Energi kumulatif gempabumi di Segmen Kuleana periode 1961 – 2019.

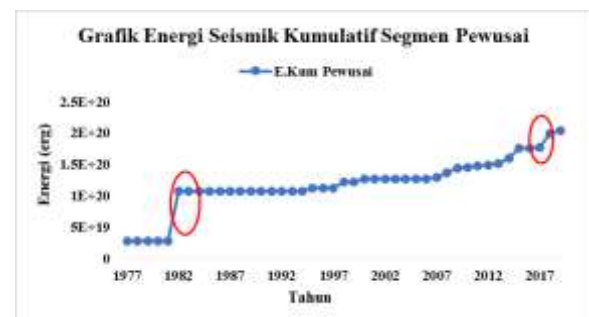
Selama kurang lebih 58 tahun (1961 – 2019) sedikitnya 45 gempabumi sudah

terjadi di Segmen Kuleana dan tercatat ada 3 kali fase *coseismic* yaitu pada tahun 1968, 1984 dan 1999. Fase *coseismic* merupakan fase gempabumi dimana terjadi pelepasan energi yang relatif besar di segmen tersebut.

Selama kurang lebih 58 tahun, energi akibat aktifitas gempabumi yang sudah dilepaskan di Segmen Kuleana sebesar $1,4 \times 10^{20}$ erg. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh tim PUSGEN, Segmen Kuleana memiliki potensi gempabumi dengan magnitudo maksimum sebesar $M_w 6,6$ atau setara dengan $5,01 \times 10^{21}$ erg. Sehingga diperkirakan sisa energi yang masih tersimpan di Segmen Kuleana sebesar $4,8 \times 10^{21}$ erg atau setara dengan kekuatan gempabumi $M_w 6,5$.

2. Segmen Pewusai

Selama kurang lebih 42 tahun (1977 – 2019) sedikitnya 139 gempabumi sudah terjadi di Segmen Pewusai dan tercatat ada 2 kali fase *coseismic* yaitu pada tahun 1982 dan 2017.



Gambar 6. Energi kumulatif gempabumi di Segmen Pewusai periode 1977 – 2019.

Selama kurang lebih 42 tahun, energi akibat aktifitas gempabumi yang sudah dilepaskan di Segmen Pewusai sebesar $2,04 \times 10^{20}$ erg. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh tim PUSGEN, Segmen Pewusai memiliki potensi gempabumi dengan magnitudo maksimum sebesar $M_w 6,9$ atau setara dengan $1,41 \times 10^{22}$ erg. Sehingga diperkirakan sisa energi yang masih tersimpan di Segmen Pewusai sebesar $1,39 \times 10^{22}$ erg atau setara dengan kekuatan gempabumi $M_w 6,8$.

3. Segmen Matano

Selama kurang lebih 24 tahun (1995 – 2019) sedikitnya 109 gempa bumi sudah terjadi di Segmen Matano dan tercatat ada 2 kali fase *coseismic* yaitu pada tahun 2009 dan 2011.

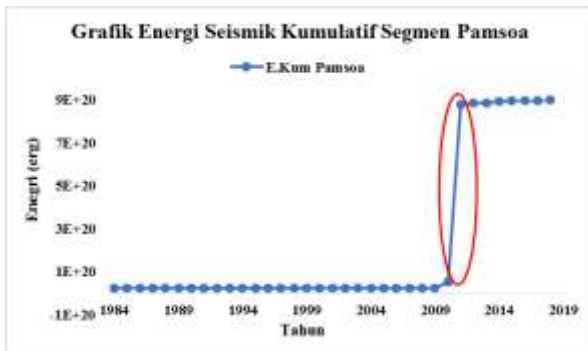


Gambar 7. Energi kumulatif gempa bumi di Segmen Matano periode 1995 – 2019.

Selama kurang lebih 24 tahun, energi akibat aktifitas gempa bumi yang sudah dilepaskan di Segmen Matano sebesar $1,23 \times 10^{20}$ erg. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh tim PUSGEN, Segmen Matano memiliki potensi gempa bumi dengan magnitudo maksimum sebesar Mw 6,8 atau setara dengan 1×10^{22} erg. Sehingga diperkirakan sisa energi yang masih tersimpan di Segmen Pewusai sebesar $9,87 \times 10^{21}$ erg atau setara dengan kekuatan gempa bumi Mw 6,7.

4. Segmen Pamsoa

Selama kurang lebih 35 tahun (1984 – 2019) sedikitnya 85 gempa bumi sudah terjadi di Segmen Pamsoa dan tercatat ada 1 kali fase *coseismic* yaitu pada tahun 2010.

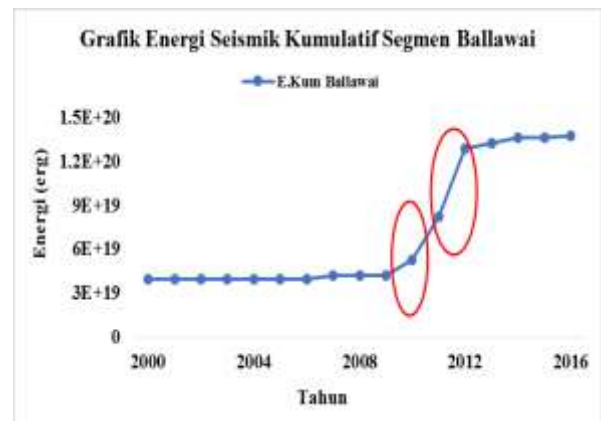


Gambar 8. Energi kumulatif gempa bumi di Segmen Pamsoa periode 1984 – 2019.

Selama kurang lebih 35 tahun, energi akibat aktifitas gempa bumi yang sudah dilepaskan di Segmen Pamsoa sebesar $9,25 \times 10^{22}$ erg. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh tim PUSGEN, Segmen Pamsoa memiliki potensi gempa bumi dengan magnitudo maksimum sebesar Mw 6,9 atau setara dengan $1,41 \times 10^{22}$ erg. Sehingga diperkirakan sisa energi yang masih tersimpan di Segmen Pamsoa sebesar $1,39 \times 10^{22}$ erg atau setara dengan kekuatan gempa bumi Mw 6,8.

5. Segmen Ballawai

Selama kurang lebih 16 tahun (2000 – 2016) sedikitnya 28 gempa bumi sudah terjadi di Segmen Ballawai dan tercatat ada 2 kali fase *coseismic* yaitu pada tahun 2009 dan 2011.

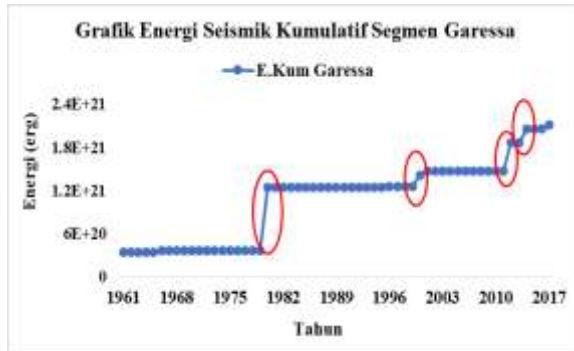


Gambar 9. Energi kumulatif gempa bumi di Segmen Ballawai periode 2000 – 2016.

Selama kurang lebih 16 tahun, energi akibat aktifitas gempa bumi yang sudah dilepaskan di Segmen Ballawai sebesar $1,37 \times 10^{20}$ erg. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh tim PUSGEN, Segmen Ballawai memiliki potensi gempa bumi dengan magnitudo maksimum sebesar Mw 6,7 atau setara dengan $7,07 \times 10^{21}$ erg. Sehingga diperkirakan sisa energi yang masih tersimpan di Segmen Ballawai sebesar $6,9 \times 10^{21}$ erg atau setara dengan kekuatan gempa bumi Mw 6,6.

6. Segmen Garessa

Selama kurang lebih 56 tahun (1961 – 2017) sedikitnya 29 gempabumi sudah terjadi di Segmen Garessa dan tercatat ada 4 kali fase *coseismic* yaitu pada tahun 1979, 1999, 2011 dan 2013.



Gambar 10. Energi kumulatif gempabumi di Segmen Garessa periode 1961 – 2017.

Selama kurang lebih 56 tahun, energi akibat aktifitas gempabumi yang sudah dilepaskan di Segmen Garessa sebesar $2,11 \times 10^{21}$ erg. Berdasarkan penelitian yang sudah dilakukan oleh tim PUSGEN, Segmen Garessa memiliki potensi gempabumi dengan magnitudo maksimum

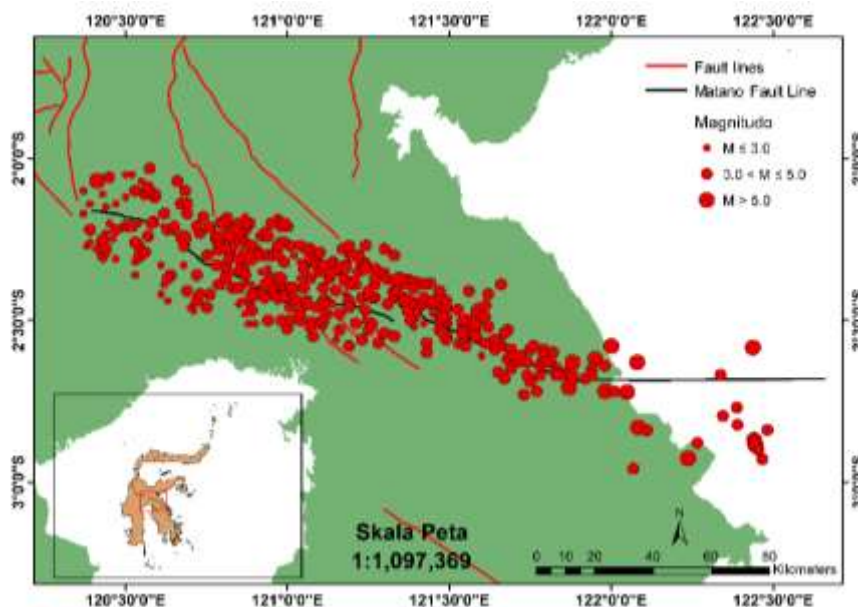
sebesar Mw 7,2 atau setara dengan $3,98 \times 10^{22}$ erg. Oleh karena itu, diperkirakan sisa energi yang masih tersimpan di Segmen Garessa sebesar $3,76 \times 10^{22}$ erg atau setara dengan kekuatan gempabumi Mw 7,1.

Kondisi Kegempaan dan Periode Ulang Gempabumi

Berdasarkan rekaman data gempabumi selama periode 1961 – Agustus 2019, ke-6 Segmen tersebut belum pernah terjadi gempabumi dengan magnitudo maksimum yang dikeluarkan oleh tim PUSGEN 2017. Sebanyak 435 kejadian gempabumi merupakan gempa dangkal (Gambar 11), secara rinci terlihat pada Tabel 1. Hal ini menunjukkan bahwa semua Segmen di Patahan Matano beresiko mengakibatkan gempabumi merusak dimana diketahui bahwa struktur daerah yang memiliki danau menunjukkan struktur tersebut cenderung bersifat lunak. Jika terjadi gempa besar dan dangkal maka kekuatan yang dirasakan akan mengalami amplifikasi dan berpotensi merusak bangunan di atasnya.

Tabel 1. Jumlah Gempabumi di 6 Segmen Matano

Nama Segmen	Kuleana	Pewusai	Matano	Pamsoa	Ballawai	Garessa
Jumlah Gempabumi Dangkal	45	139	109	85	28	29



Gambar 11. Peta kegempaan di sekitar Patahan Matano periode 1961 hingga Agustus 2019

Dari penelitian yang dilakukan oleh tim PUSGEN bisa diperoleh nilai *slip* rata – rata masing – masing segmen dan estimasi periode ulang gempa bumi di masing – masing segmen dengan mengasumsikan bahwa satu periode siklus gempa bumi

sebagai waktu yang dibutuhkan untuk mencapai nilai dislokasi sebesar *slip* rata – rata. Nilai periode ulang ini juga berbeda – beda karena dipengaruhi oleh luas sesar (*fault area*) masing – masing segmen.

Tabel 2. Periode ulang gempa bumi signifikan di 6 segmen

Segmen	Mw	PUSGEN 2017			Wells & Coppersmith (1994)		
		Area (Km ²)	<i>Slip</i> rata – rata (m)	Periode Ulang (Tahun)	Area (Km ²)	<i>Slip</i> rata – rata (m)	Periode Ulang (Tahun)
Kuleana	6,6	330	0,90	129,27	332,82	0,89	128,17
Pewusai	6,9	975,81	0,86	123,21	717,06	1,17	167,67
Matano	6,8	525	1,13	162,12	555,19	1,07	153,31
Pamsoa	6,9	660	1,27	182,16	717,06	1,17	167,67
Ballawai	6,7	390	1,08	154,50	429,86	0,98	140,01
Garessa	7,2	1200,18	1,97	282,34	1544,85	1,53	219,34

Berdasarkan tabel di atas, terlihat adanya perbedaan nilai periode ulang antara data PUSGEN dengan perhitungan periode ulang menggunakan persamaan Wells dan Coppersmith (1994), dimana nilai periode ulang dengan data PUSGEN cenderung lebih besar/ lama daripada nilai yang diperoleh dengan persamaan Wells dan Coppersmith (1994). Hal ini disebabkan oleh perbedaan luasan patahan (*fault area*) masing-masing segmen serta histori *dip fault* di daerah Matano dan sekitarnya cenderung sedikit sehingga data yang digunakan terbatas. Akibatnya memberikan luasan *fault* yang lebih besar daripada luasan dengan persamaan Wells dan Coppersmith (1994). Dari perhitungan di atas terlihat bahwa semakin besar potensi magnitudo maksimum yang akan terjadi, maka dibutuhkan waktu lama gempa tersebut akan berulang.

Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan data yang dilakukan 6 segmen di Sesar Matano, yaitu Segmen Kuleana, Pewusai, Matano, Pamsoa, Ballawai, dan Garessa, dapat disimpulkan:

1. Secara keseluruhan untuk segmen pada Sesar Matano memiliki Magnitudo

maksimum dengan interval Mw 6,6 – 7,2 dengan durasi periode ulang 123 sampai 282 tahun.

2. Energi yang masih tersimpan pada semua segmen di Sesar Matano cenderung masih tinggi dan berpotensi gempa dengan energi sebesar $4,8 \times 10^{21}$ hingga $3,76 \times 10^{22}$ erg yang setara dengan Mw 6,5 – 7,1.
3. Magnitudo sebanding dengan waktu, sehingga semakin besar potensi magnitudo maksimum pada suatu segmen, semakin lama pula potensi gempa tersebut akan berulang.

Ucapan Terima Kasih

Ucapan terima kasih ditujukan kepada BMKG dan ISC atas penyedia data dan rekan – rekan yang telah menambah diskusi atas tulisan ini, serta pihak penyelenggara seminar yang telah memberikan kesempatan dan masukan agar tulisan ini menjadi lebih baik.

Saran

Pengembangan penelitian lanjutan dapat diintegrasikan dengan metode seismik lainnya.

Daftar Pustaka

- Bellier, O., Se'brier, M., Seward, D., Beaudouin, T., Villeneuve, M. dan Putranto, E. 2006. *Fission track and fault kinematics analyses for new insight into the Late Cenozoic tectonic regime changes in West-Central Sulawesi (Indonesia)*. *Tectonophysics*, 413, 201 – 220. 42(3), pp.164 – 177.
- Brune, James N. 1961. *Seismic Moment, Seismicity, and Rate of Slip along Major Fault Zones*. *Journal of Geophysical Research*. 73, pp.777 – 784.
- Hanks, T.C, dan Kanamori, H. 1979. *A moment magnitude scale*. *Journal of Geophysical Research*. 84(5), pp.2348 – 2350.
- Picozzi M., D. Bindi, D. Spallarossa, A. Oth., D. Di Giacomo dan A. Zollo. 2019. *Moment and energy magnitudes: diversity of views on earthquake shaking potential and earthquake statistics*. *Geophys. J. Int. GJI Seismology*. 216, pp.1245 – 1259.
- Pusat Studi Gempa Nasional (PUSGEN). 2017. *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman, Kementrian PUPR. ISBN: 978-602-5489-01-3.
- Suzuki, Michi-to dan Ozaka, Y. 1994. *Seismic Risk Analysis Based on Strain Energy Accumulation in Focal Region*. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*. 99, pp.421 – 434.
- Watkinson, Ian M dan Hall, R. 2016. *Fault systems of the eastern Indonesian triple junction: evaluation of Quaternary activity and implications for seismic hazards*. *Geohazards in Indonesia: Earth Science for Disaster Risk Reduction Geological Society*. <https://doi.org/10.1144/SP441.8>.
- Wells, D.L. dan Coppersmith K.J. 1994. *New Empirical Relationships among Magnitudo, Rupture Length, Rupture width, Rupture Area, and Surface Displacement*. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 84, pp.974 – 1002.
- *⁾ Artikel ini telah dipresentasikan di Seminar Nasional Geofisika 2019 yang dilaksanakan oleh Dept. Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin di Science Building FMIPA Universitas Hasanuddin pada tanggal 26 Oktober 2019.

PENGARUH STRUKTUR GEOLOGI TERHADAP KEMUNCULAN MATA AIR PANAS DAERAH SULILI PINRANG SULAWESI SELATAN

Emi Prasetyawati Umar^{1*}, Habibie Anwar¹, Jamal Rauf Husain², Sitti Muharni¹

¹Jurusan Teknik Pertambangan, Universitas Muslim Indonesia, Makassar, Indonesia

²Departemen Teknik Geologi, Universitas Hasanuddin, Makassar, Indonesia

*Corresponding author. Email: emiprasetyawati.umar@umi.ac.id

Manuscript received: 24 February 2020; Received in revised form: 9 April 2020; Accepted: 13 April 2020

Abstrak

Kondisi dan struktur geologi suatu daerah merupakan aspek penting karena data geologi dapat memberikan informasi tentang karakteristik lapisan batuan yang berguna di dalam ilmu panas bumi. Olehnya itu, dilakukan penelitian untuk mengeksplorasi lebih detail mengenai analisis struktur geologi mata air panas dan pengaruh kemunculan mata air panas tersebut, sebagai penunjang data eksplorasi yang belum pernah diteliti sebelumnya. Tujuan penelitian ini adalah menganalisis struktur geologi mata air panas dan mengetahui pengaruh geologi terhadap munculnya mata air panas di Daerah Sulili. Metode yang digunakan adalah metode sampling dan analisis data kekar. Struktur geologi yang terjadi pada Daerah Sulili adalah struktur kekar yang terdapat pada litologi batuan tufa. Kemunculan mata air panas diakibatkan adanya pengaruh struktur geologi berupa kekar dan sesar geser yang berkembang pada daerah tersebut.

Kata Kunci: Kekar; Litologi; Sesar; Sampling.

Abstract

The condition and geological structure of area is an important thing because the geological data can provide informations about the characteristics of a stratum which is useful for the geothermal science. Therefore, This research was held to explore more detail of the geological structures of hot springs analysis and and its effect on the appearance of those hot springs as a support data for exploration that has never been studied before. The purpose of this studies was to analyze the geological structure of hot springs and determine the geological effects of the emergence of hot springs in the Sulili area. The method which was used is sampling and joint data analysis. The geological structure of the Sulili area is joint structure which is found in tufa rock lithology. In addition, the emergence of hot springs is the effect of geological structures of the form of joint and transform fault that is spread in that area.

Keywords: Fault; Joint; Lithology; Sampling.

Pendahuluan

Sulawesi adalah salah satu pulau di Indonesia yang memiliki potensi energi alternatif berupa *geothermal energy* atau energi panas bumi yang keberadaannya disebabkan oleh proses geologi berupa vulkanisme dan tektonik (Jamaluddin dan Umar, 2017). Secara umum, geologi

merupakan ilmu yang mempelajari tentang bumi baik stuktur, sejarah, komposisi pembentuk bumi dan segala proses pembentukannya. Energi yang terjadi dalam geologi secara umum berasal dari gaya endogen dan eksogen. Gaya yang berasal dari dalam bumi atau endogen akan mengakibatkan terjadinya gempabumi dan aktivitas vulkanik sedangkan yang

berakibat pada pembentukan bentang alam dan terjadinya pelapukan serta erosi adalah gaya yang berasal dari luar bumi atau disebut juga dengan gaya eksogen (Dearman, 1991). Proses geologi ini akan menyebabkan terbentuknya batuan dengan karakteristik ciri khusus dan akan menjadi fenomena geologi yang akan dimanfaatkan sebagai potensi Sumber Daya Geologi (Bronto dan Hartono, 2006). Data geologi merupakan hal yang sangat penting karena dapat memberikan gambaran informasi mengenai kekuatan serta karakteristik lapisan tanah dan batuan yang sangat berguna di dalam ilmu panas bumi (Dearman, 1991).

Energi panas bumi merupakan energi yang tersimpan dalam bentuk air panas atau uap panas pada kondisi geologi tertentu di kedalaman beberapa kilometer dalam kerak bumi. Sistem panas bumi merupakan suatu daur hidrologi air (air tanah dan air hujan). Dalam mekanisme terjadinya proses tersebut, berhubungan dengan sumber panas (*heat source*) yang bertemperatur tinggi sehingga terbentuk air panas pada batuan yang berpermeabilitas tinggi. Uap air dan air panas tersebut akan muncul ke permukaan melalui struktur kekar dan sesar yang terbentuk (Tutu et al., 2015).

Berdasarkan observasi lapangan Daerah Sulili (Gambar 1) menunjukkan salah satu bentuk manifestasi panas bumi berupa mata air panas (Gambar 2). Manifestasi panas bumi terjadi karena adanya rekahan yang mengindikasikan fluida panas ke luar pada permukaan. Rekahan dapat terbentuk karena adanya struktur geologi (Umar dan Jamaluddin, 2018). Olehnya itu, dilakukan penelitian untuk mengeksplorasi lebih detail mengenai analisis struktur geologi mata air panas Daerah Sulili Kecamatan Paletang Kabupaten Pinrang Provinsi Sulawesi Selatan sebagai data penunjang eksplorasi geologi di daerah tersebut yang belum pernah diteliti sebelumnya.



Gambar 1. Peta Lokasi Penelitian.



Gambar 2. Kegiatan pengukuran suhu air pada salah satu sumber mata air panas di Daerah Sulili (tampak mata air telah dibeton).

Metode Penelitian

Observasi dan pengambilan data secara langsung di area penelitian merupakan metode yang digunakan dalam penelitian ini. Adapun langkah – langkah dari penelitian ini adalah:

Pengambilan data

Pengambilan data berupa sampel batuan dan juga memperhatikan kondisi geologi pada Daerah Sulili atau titik pengambilan sampelnya. Melakukan penentuan titik pengambilan data dengan menggunakan GPS geologi (*Global Positioning System*). Pengamatan singkapan, meliputi deskripsi singkapan, pengambilan foto singkapan, titik koordinat dan data kekar pada singkapan batuan.

Pengolahan dan evaluasi data

Data yang diperoleh dari lapangan adalah data struktur geologi, koordinat lokasi, dokumentasi kegiatan penelitian. Data sekunder berupa peta lokasi, kondisi geologi regional Daerah Sulili dan literatur yang berhubungan dengan judul penelitian.

Analisis data kekar

Tahap analisis data kekar menggunakan Diagram Roset. Diagram Roset digunakan untuk mengetahui arah dari bidang perlapisan dan kekar pada struktur batuan dan mineral.

Hasil dan Pembahasan

Struktur geologi Daerah Sulili meliputi jenis struktur geologi dan mekanisme pembentukannya. Berdasarkan jenisnya, struktur geologi yang dijumpai pada Daerah Sulili berupa struktur kekar. Kekar atau rekahan adalah jenis struktur batuan dalam bentuk bidang pecah (Haryanto, 2005). Kenampakan kekar ditunjukkan pada Gambar 3.



Gambar 3. Kenampakan Kekar (N140°E).

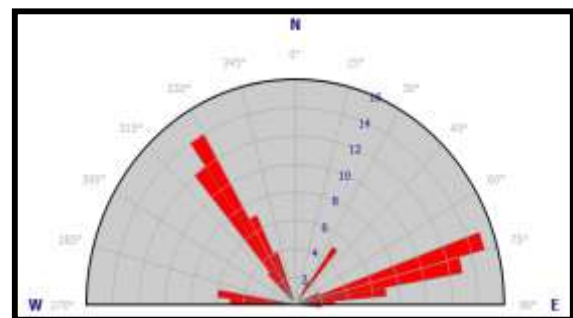
Penentuan jenis struktur kekar Daerah Sulili didasarkan pada hasil pengukuran kekar yang dapat dilihat pada Tabel 1. Kekar yang dijumpai di lapangan terdapat pada litologi tufa. Kenampakan kekar saling berpasangan dan relatif sejajar. Beberapa pengukuran kekar pada tufa ada

yang tidak sistematis sehingga tidak dapat dijadikan untuk penentuan arah gaya dan kebanyakan kekar muncul pada arah yang sama. Jumlah data kekar yang diolah yaitu 100 data.

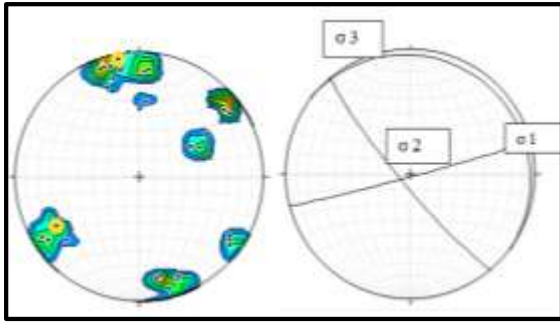
Tabel 1. Hasil Pengukuran Kekar Daerah Sulili.

No	Strike (N..° E)	Dip
1.	75	70
2.	259	71
3.	90	45
4.	70	65
5.	330	67
6.	143	76
7.	250	77
8.	72	81
9.	215	78
10.	85	90
11.	142	75
12.	325	78
13.	258	70
14.	85	90
15.	213	76
16.	148	54
17.	95	50
18.	142	75
19.	329	66
20.	328	81

Hasil pengukuran data kekar dan interpretasi peta topografi Daerah Sulili dengan arah tegasan utama maksimum yaitu (σ_1) N75°E, tegasan utama menengah (σ_2) N335°E dan arah tegasan utama minimum (σ_3) N345°E. Maka diperoleh Diagram Roset yang dibuat secara manual terlihat pada Gambar 4.



Gambar 4. Diagram Roset.



Gambar 5. Proyeksi stereografi berdasarkan data kekar pada litologi tufa.

Gambar 5 merupakan hasil proyeksi stereografi berdasarkan data kekar yang telah diolah secara manual dan menunjukkan bahwa sesar yang berkembang pada Daerah Sulili adalah sesar geser.

Kemunculan mata air panas Daerah Sulili ditinjau dari aspek analisis struktur geologi disebabkan oleh adanya struktur kekar dengan tipe kekar sistematik (Asikin, 1979) dan berdasarkan hasil analisis terhadap data lapangan serta kaitannya dengan kondisi tektonik regional maka jenis sesar yang bekerja pada Daerah Sulili berupa sesar geser.

Kekar – kekar ini merupakan media keluarnya air panas ke permukaan dan secara struktur geologi regional, struktur yang ada berupa patahan dan Sesar Walanae. Sesar Walanae termasuk sesar yang aktif dan arah pergerakannya relatif mengarah ke arah baratlaut – tenggara yang terletak pada lokasi kemunculan mata air panas Daerah Sulili Kecamatan Paleteang Kabupaten Pinrang (Sukido dan Koesoemadinata, 1997).

Kesimpulan

Kemunculan mata air panas di Daerah Sulili dipengaruhi oleh adanya struktur geologi berupa kekar dengan tipe kekar sistematik. Kekar – kekar ini merupakan media keluarnya mata air panas di permukaan. Berdasarkan hasil analisis terhadap data lapangan serta kaitannya

dengan tektonik regional maka sesar yang bekerja pada Daerah Sulili berupa sesar geser. Pengaruh geologi terhadap munculnya mata air panas ditandai dengan adanya struktur yang berupa sesar aktif dan kekar yang berkembang pada daerah tersebut.

Ucapan Terima Kasih

Terimakasih yang tak terhingga kepada Lembaga Penelitian dan Pengembangan Sumberdaya Universitas Muslim Indonesia Makassar (LP2S-UMI) dan Pemerintah Daerah Kabupaten Pinrang Provinsi Sulawesi Selatan, terkhusus di Daerah Sulili atas segala bentuk dukungan dalam pelaksanaan hingga ke tahap publikasi penelitian ini.

Daftar Pustaka

- Asikin, S. 1979. *Dasar-Dasar Geologi Struktur*. Departemen Teknik Geologi, Institut Teknologi Bandung.
- Bronto, S dan Hartono, U. 2006. *Potensi Sumber Daya Geologi Di Daerah Cekungan Bandung dan Sekitarnya*. Jurnal Geologi Indonesia. 1 (1), pp 9-18.
- Dearman, W.R. 1991. *Engineering Geological Mapping*. Butterworth-Heinemann Ltd., Oxford: United Kingdom.
- Haryanto, I. 2005. *Penelitian Struktur Geologi dan Kaitannya Terhadap Kemungkinan Adanya Potensi Emas Primer Daerah Gunung Astana Bogor, Jawa Barat*. Jurnal Portalgaruda. 3(2), pp. 83-91.
- Jamaluddin dan Umar, E.P. 2017. *Karakteristik Fisik dan Kimia Mataair Panas Daerah Barasanga Kabupaten Konawe Utara, Provinsi Sulawesi Tenggara*. Jurnal Geoelebes, 1 (2), pp. 62-65.
- Sukido, D. Satria dan S. Koesoemadinata, 1997. *Peta Geologi Lembar Enrekang, Sulawesi Selatan*, skala 1:100.000,

Pusat Penelitian dan Pengembangan
Geologi, Bandung.

- Tutu, R., Subaer dan Usman. 2015. *Studi Analisis Karakteristik dan Mikrostruktur Mineral Sedimen Sumber Air Panas Dearah Sulili Di Kabupaten Pinrang*. Jurnal Sains dan Pendidikan Fisika, 11 (2), pp. 192-201.
- Umar, E.P. dan Jamaluddin. 2018. *Karakteristik Endapan Sinter Travertin Panas Bumi Barasanga Kabupaten Konawe Utara, Sulawesi Tenggara*. Jurnal Gecelebes, 2 (2), pp. 64-69.

PENENTUAN NILAI RESISTIVITAS *UNCONSOLIDATED SAND* PADA *LOW MOISTURE CONTENT* MENGGUNAKAN MIKROAMPERMETER PADA ALIRAN SUNGAI KRASAK, SLEMAN, DAERAH ISTIMEWA YOGYAKARTA

Ajimas Pascaning Setiahadwibowo^{1*}, Ocky Bayu Nugroho², Yudha Agung Pratama¹

¹Teknik Geofisika UPN Veteran Yogyakarta, Indonesia

²Teknik Geologi UPN Veteran Yogyakarta, Indonesia

*Corresponding author. Email: ajimas@upnyk.ac.id

Manuscript received: 11 February 2020; Received in revised form: 21 April 2020; Accepted: 23 April 2020

Abstrak.

Uji resistivitas *unconsolidated sand* pada *low moisture content* menggunakan peralatan dengan resolusi mikroampermeter. Nilai resistivitas pada penelitian ini dipengaruhi oleh banyaknya air yang terdapat pada endapan pasir. Penelitian ini dilakukan dengan mengambil 3 conto yang tersebar pada endapan Sungai Krasak, Kabupaten Sleman. Nilai resistivitas pada penelitian ini diperoleh dari conto yang dikeringkan kemudian ditambahkan air secara bertahap (3 ml). Berdasarkan hasil penelitian ini maka nilai resistivitas endapan pasir lepas di Sungai Krasak berkisar antara 23,31 Ωm – 1086,302 Ωm , semakin jauh dari batuan sumber maka sebaran variasi nilai resistivitas lebih bervariasi dan semakin tinggi *moisture content* maka nilai resistivitas semakin rendah.

Kata kunci: *Moisture Content*; Resistivitas; Sungai Krasak; *Unconsolidate Sand*.

Abstract

Unconsolidated sand resistivity test on low moisture content using equipment with micro amperemeter resolution. The resistivity in this study is influenced by the amount of water contained in the sand deposit. This research was carried out by taking 3 samples that were scattered in the Krasak River sediment, Sleman Regency. The resistivity value in this study was obtained from the dried sample and then added water gradually (3 ml). Based on the results of this study, the resistivity of loose sand deposits in the Krasak River ranged from 23.31 Ωm – 1086.302 Ωm , the farther away from the source rocks the distribution of resistive values varied more varied and the higher of moisture content the lower the resistivity.

Keywords: Krasak River; moisture content; resistivity; unconsolidate sand.

Pendahuluan

Survei geolistrik bersentuhan langsung dengan *soil* di permukaan. *Soil* di permukaan memiliki peran besar terhadap model penjalaran arus yang ideal ke dalam bumi. Pemahaman yang lebih terhadap sifat fisik *soil* ini akan membantu dalam kegiatan studi geolistrik.

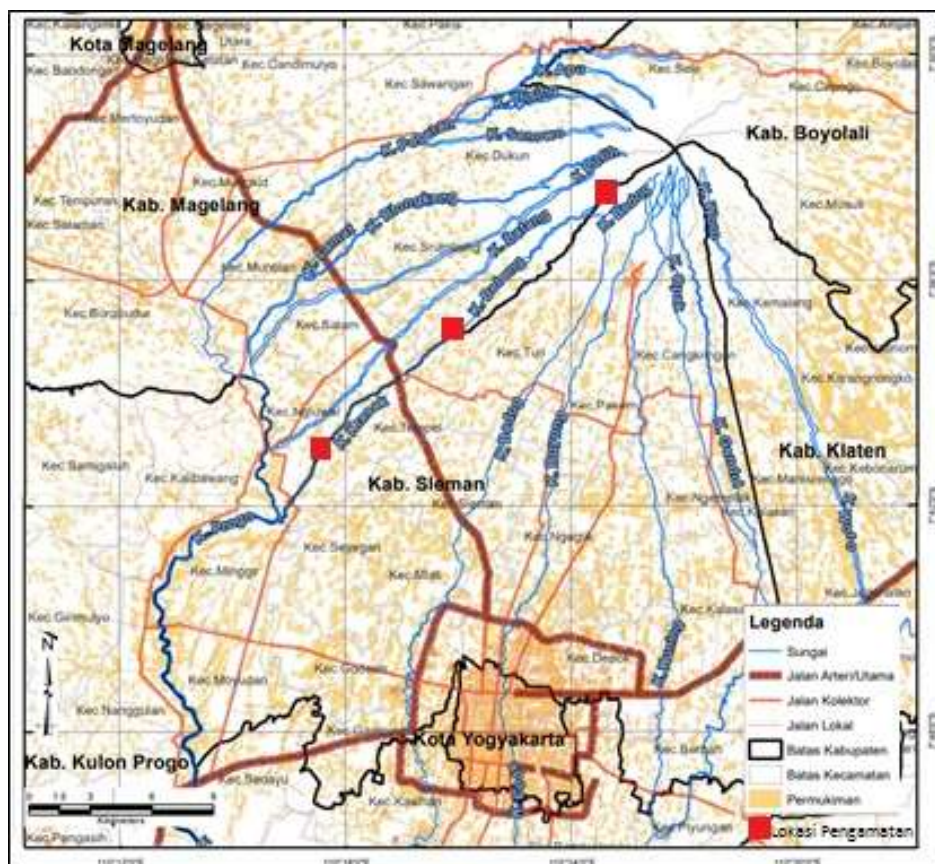
Adanya kandungan mineral baik mineral yang konduktif atau nonkonduktif dengan berbagai nilai porositas akan mempengaruhi nilai resistivitas yang disebabkan oleh adanya saturasi air pada pori (Rahman dkk., 2016). Resistivitas dari massa batuan di bawah permukaan air bergantung pada porositas, resistivitas air tanah dan kandungan lempung. Di antara faktor – faktor ini, resistivitas air tanah

hampir konstan untuk jenis batuan yang sama. Oleh karena itu, resistivitas massa batuan sangat kuat dipengaruhi oleh porositas yang terkait dengan retakan dan patahan, dan kandungan lempung terkait dengan pelapukan dan fenomena geologis lainnya (Matsui, 2000).

Gunung Merapi merupakan gunungapi tipe basalt-andesitik dengan komposisi SiO_2 berkisar antara 50 – 58%. Beberapa lava yang bersifat lebih basa mempunyai SiO_2 yang lebih rendah sampai sekitar 48%.

Batuan Merapi tersusun dari plagioklas, olivin, piroksen, magnetit dan ampibol. Plagioklas merupakan mineral utama pada batuan Merapi dengan komposisi sekitar 34% (van Bemmelen, 1949).

Secara administratif daerah penelitian termasuk dalam Kabupaten Sleman, Yogyakarta yang berada pada daerah aliran sungai besar. Daerah sungai tersebut termasuk dalam sungai yang mengendapkan material vulkanik Gunung Merapi (Gambar 1).



Gambar 1. Lokasi pengambilan contoh (modifikasi dari BNPB, 2010).

Metodologi Penelitian

Metode penelitian yang digunakan dalam penelitian ini yaitu menggunakan conto yang diambil dari 3 lokasi di Sungai Krasak. Conto yang telah diambil kemudian dikeringkan dan dianalisis di laboratorium untuk mengetahui kandungan air. Conto pasir tersebut dianalisis menggunakan *soil box* dan alat resistivitas untuk mendapatkan nilai resistivitasnya.

Berdasarkan kajian fisika, pasir tersebut kemudian dibuat model hubungan dengan nilai resistivitas. Hal yang dilakukan sebelum pengambilan conto adalah penentuan lokasi pengambilan data.

Pengukuran Standar ASTM 2001

Dalam penentuan model pengukuran yang akan digunakan menggunakan ASTM 2216, 2001. Pada penelitian ini digunakan

conto medium asli berupa pasir kering untuk mengetahui hasil pembacaan dari nilai resistivitas Medium. Diketahui faktor k untuk metode ASTM = 1.

Persiapan conto dan Perhitungan dengan variabel *moisture content* berdasarkan ASTM 2216, 2001

1. Menyiapkan dan menghitung tempat dengan standar ASTM (Mc), g.
2. Menimbang berat conto yang telah di keringkan dengan suhu 102° Celcius selama 8 jam (Mcs), g.
3. Melakukan penambahan sejumlah air dengan jumlah kelipatan 10 ml atau 4 gr (Mcws), g.
4. Menghitung berat air, g.

$$(Mw = Mcws - Mcs) \quad (1)$$

5. Menghitung partikel padat, g.

$$(Ms = Mcs - Mc) \quad (2)$$

6. Menghitung *moisture content*, %.

$$w = (Mw/Ms) \times 100\% \quad (3)$$

Hasil Dan Pembahasan

Hasil Uji Hubungan Resistivitas pada Lokasi 1 Sungai Krasak Atas

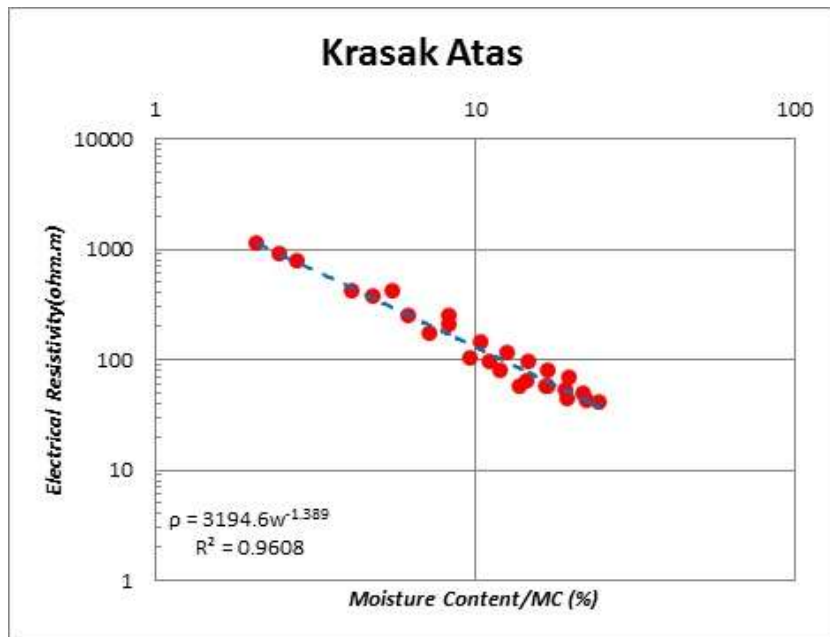
Hasil uji laboratorium sampel sungai Krasak Atas dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Nilai Resistivitas vs *Moisture Content* (MC) pada sungai Krasak Atas (3 *Conto*).

No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)	No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)	No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)
1	3	2,8169	757,62712	1	3	2,098	1086,3057	1	3	2,439	909,23077
2	6	5,5944	400	2	6	4,196	411,03118	2	6	4,878	365,56291
3	9	8,3916	239,10256	3	9	6,294	242,95725	3	9	7,317	166,06061
4	12	11,189	92,326733	4	12	8,392	201,3986	4	12	9,756	99,032882
5	15	13,986	56,529517	5	15	10,49	138,10945	5	15	12,2	76,399395
6	18	16,901	55,181818	6	18	12,68	112,5187	6	18	14,63	62,365591
7	21	19,718	43,076923	7	21	14,89	93,366584	7	21	17,07	55,011933
8	24	22,535	40,821053	8	24	17,14	78,502496	8	24	19,51	51,079914
9	27	24,818	40,398058	9	27	20	67,687188	9	27	22,13	47,100712

Pada Gambar 2 didapatkan grafik dari *Electrical resistivity versus moisture content* pada Sungai Krasak Atas. Hasil tersebut memperlihatkan bahwa semakin banyak kandungan air pada conto maka nilai resistivitas akan semakin kecil. Untuk

kandungan *moisture content* pada Sungai Krasak Atas semakin sampel banyak di tambahkan air maka nilainya semakin besar.



Gambar 2. Grafik *Electrical resistivity versus Moisture Content* pada sungai Krasak Atas.

Hasil Uji Hubungan Resistivitas Lokasi 2 Sungai Krasak Tengah

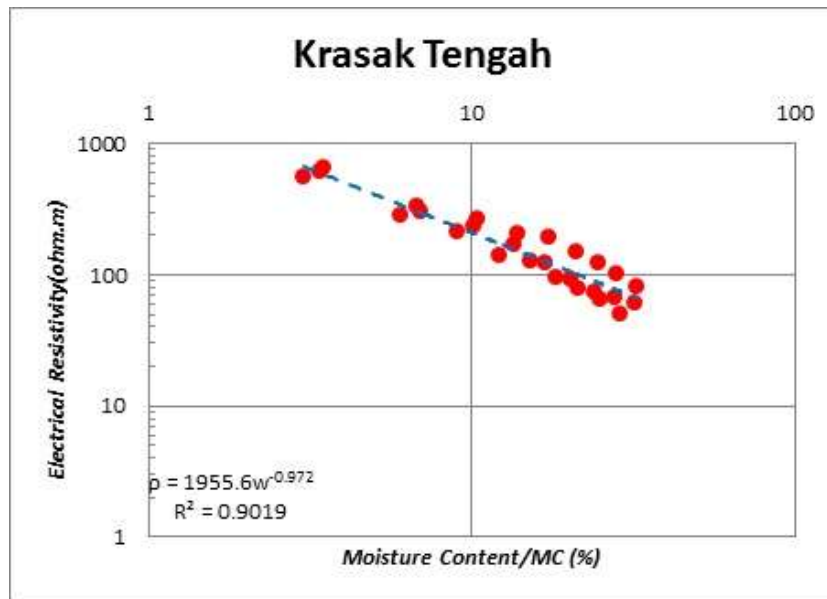
Hasil uji laboratorium sampel Sungai Krasak Tengah dapat dilihat pada Tabel 2.

Tabel 2. Nilai Resistivitas vs Moisture Content (MC) pada sungai Krasak Tengah (3 Conto).

No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)	No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)	No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)
1	3	3,03	540,38462	1	3	3,409	596,93878	1	3	3,488	645,55556
2	6	6,061	281,72589	2	6	6,818	326,77596	2	6	6,977	298,48485
3	9	9,091	210,87866	3	9	10,23	227,51938	3	9	10,47	261,11111
4	12	12,24	136,04061	4	12	13,64	168,35821	4	12	13,95	201,3986
5	15	15,31	126,33929	5	15	17,05	122,19731	5	15	17,44	189,55224
6	18	18,37	94,809689	6	18	20,45	90,367776	6	18	21,18	144,83791
7	21	21,43	77,633478	7	21	24,14	72,740525	7	21	24,71	121,98405
8	24	25,26	64,408867	8	24	27,91	65,706806	8	24	28,24	99,400998
9	27	29,03	49,784017	9	27	32,14	59,124088	9	27	32,53	79,733777

Pada gambar 3 menunjukkan persebaran data yang relatif tidak merata dibandingkan pada Sungai Krasak Atas. Hasil tersebut memperlihatkan bahwa semakin banyak kandungan air berada pada contoh maka nilai resistivitas akan semakin kecil. Untuk kandungan *moisture content* pada Sungai Krasak Tengah semakin banyak sampel di tambahkan air maka nilainya semakin

besar. Nilai resistivitas pada Sungai Krasak Tengah apabila di rata-rata memiliki nilai yang relatif kecil dibandingkan dengan Sungai Krasak Atas. Nilai *moisture content* pada Sungai Krasak tengah apabila dirata-rata memiliki nilai yang kecil dibandingkan dengan Sungai Krasak Atas. Hal ini bisa disebabkan karena ukuran butir pada Sungai Krasak Tengah yang semakin kecil.



Gambar 3. Grafik *Electrical resistivity versus Moisture Content* pada Sungai Krasak Tengah.

Hasil Uji Hubungan Resistivitas Lokasi 3 Sungai Krasak Bawah

Hasil uji laboratorium sampel Sungai Krasak Bawah dapat dilihat pada Tabel 3.

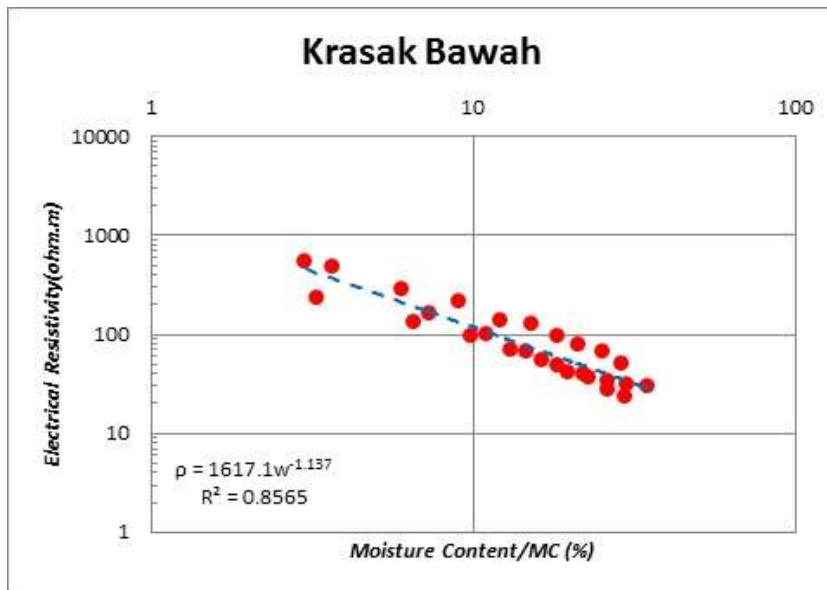
Tabel 3. Nilai *Resistivitas vs Moisture Content (MC)* pada sungai Krasak Tengah (3 *Conto*).

No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)	No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)	No	Air (ml)	%MC	Resistivitas (Ω.m)
1	3	3,03	540,38462	1	3	3,704	462,68657	1	3	3,297	232,83582
2	6	6,061	281,72589	2	6	7,407	158,72383	2	6	6,593	129,05473
3	9	9,091	210,87866	3	9	11,11	96,159601	3	9	9,89	95,760599
4	12	12,24	136,04061	4	12	14,81	65,436409	4	12	13,19	68,229426
5	15	15,31	126,33929	5	15	18,52	47,205589	5	15	16,48	54,209651
6	18	18,37	94,809689	6	18	22,22	38,935108	6	18	19,78	40,898502
7	21	21,43	77,633478	7	21	26,25	33,192517	7	21	23,08	36,454545
8	24	25,26	64,408867	8	24	30,38	30,45614	8	24	26,37	26,552632
9	27	29,03	49,784017	9	27	35,06	29,28	9	27	30	23,316279

Pada Sungai Krasak Bawah didapatkan hubungan $\rho = 1617.1w^{-1.137}$ $R^2 = 0.8565$. Pada gambar 4 menunjukkan persebaran data yang relatif tidak merata dibandingkan pada Sungai Krasak tengah. Hasil tersebut memperlihatkan bahwa semakin banyak kandungan air berada pada conto maka nilai resistivitas akan semakin kecil. Untuk kandungan *moisture content* pada Sungai Krasak Bawah semakin banyak di tambahkan air maka nilainya semakin besar. Nilai resistivitas pada Sungai Krasak

Bawah apabila dirata-rata memiliki nilai yang kecil dibandingkan dengan Sungai Krasak Tengah dan Atas.

Nilai *moisture content* pada sungai Krasak Bawah apabila dirata-rata memiliki nilai yang kecil dibandingkan dengan Sungai Krasak Tegah dan Atas. Hal ini bisa disebabkan karena ukuran butir pada Sungai Krasak Bawah yang semakin kecil atau halus.

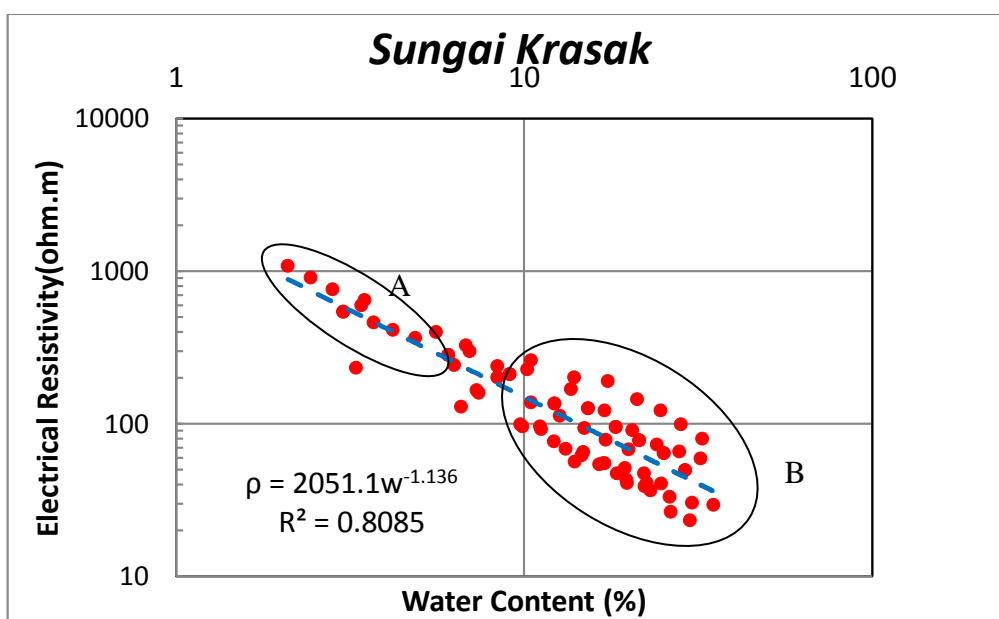


Gambar 4. Grafik *Electrical resistivity versus Moisture Content* pada Sungai Krasak Bawah.

Tabel 4. Hubungan *Moisture Content* (MC) dan resistivitas berdasarkan lokasi pengambilan data.

No	Nama	ρ	R^2
1	Sungai Krasak Atas	$3194.6w^{-1.389}$	0.9608
2	Sungai Krasak Tengah	$1955.6w^{-0.972}$	0.9019
3	Sungai Krasak Bawah	$1617.1w^{-1.137}$	0.8565

Tabel 4 menunjukkan bahwa tingkat koefisien sebaran variasi resistivitas yang ditampilkan dengan R^2 memperlihatkan nilai yang semakin kecil ke arah bawah. Dimana bawah merupakan bagian hilir, sedangkan bagian atas merupakan bagian hulu. Berdasarkan Tabel 4 dapat dijelaskan bahwa Sungai Krasak semakin jauh dari hulu maka variasi nilai resistivitas semakin beragam akibat semakin jauh dari sumber. Sedangkan di bagian hulu memiliki variasi nilai resistivitas yang lebih seragam hal ini dikarenakan lebih dekat dengan batuan sumbernya.



Gambar 5. Hubungan Nilai *Moisture Content* pada endapan pasir lepas Sungai Krasak.

Gambar 5 merupakan hubungan antara nilai resistivitas terhadap *moisture content* gabungan pada Sungai Krasak Atas, Tengah dan Bawah. Berdasarkan grafik *crossplot* ditunjukkan pada nilai *moisture content* yang tinggi (ditunjukkan A) lebih besar dari 7% ini menunjukkan variasi nilai resistivitas yang tidak merata. Sedangkan pada nilai tingkat *moisture content* rendah (ditunjukkan B) nilai resistivitas cenderung stabil sesuai dengan pola *trendline*.

Kesimpulan

Dari penelitian didapat kesimpulan:

1. Nilai resistivitas endapan pasir lepas di Sungai Krasak berkisar antara 23,31 Ωm – 1086,302 Ωm .
2. Semakin jauh dari batuan sumber menunjukkan sebaran variasi nilai resistivitas lebih variatif, pada Sungai Krasak Atas (hulu).
3. Semakin tinggi nilai *moisture content* maka nilai resistivitas semakin rendah.

Saran

Akuisisi data geolistrik perlu dilakukan dan melakukan uji inversi dengan menggunakan batasan nilai ρ dari persamaan.

Ucapan Terimakasih

Ucapan terimakasih diberikan kepada LPPM UPN Veteran Yogyakarta yang telah memberikan hibah penelitian dasar.

Daftar Pustaka

- ASTM Standar 2216, 2001. *Field Measurement of Soil Resistivity Using the Wenner Four-Electrode Method*, West Conshohocken, PA, www.astm.org
- BNPB. 2010. *Peta Aliran Sungai Utama di Wilayah Gunung DIY*.
- Matsui, T., Park, G. Y., Park, K. M., and Matsuura, S. 2000. *Relationship*

Between Electrical Resistivity and Physical Properties of Rocks. International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering, Melbourne.

- Rahman, T., Lebedev, M., Zhang, Y., Barifeani, A., and Iglauer, S. 2016. *Influence of rock microstructure on its electrical properties: an analysis using x-ray microcomputed tomography*. 13th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies (GHGT-13), p 14-18, Lausanne.
- van Bemmelen, R.W. 1949. *The Geology of Indonesia Vol. IA*. Government Printing Office, The Hague.

STUDI ZONA SESAR MENGGUNAKAN METODE GEOLISTRIK RESISTIVITAS DAN DATA GEOLOGI PERMUKAAN DI KECAMATAN UJUNGLOE KABUPATEN BULUKUMBA

Muhammad Yusran, Muhammad Altin Massinai, Muhammad Hamzah Syahrudin

Departemen Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin, Kampus Tamalanrea 90245, Indonesia.

*Corresponding author. Email: myus201413@gmail.com

Manuscript received: 28 January 2020; Received in revised form: 20 April 2020; Accepted: 25 April 2020

Abstrak

Kabupaten Bulukumba merupakan salah satu daerah di Sulawesi yang berpotensi mengalami bencana gempabumi karena adanya aktivitas Sesar Walanae. Penelitian ini bertujuan mengetahui (1) keberadaan zona sesar dan gambaran struktur bawah permukaan berdasarkan metode geolistrik pada daerah penelitian dan (2) gambaran struktur geologi permukaan pada daerah penelitian. Identifikasi awal kenampakan sesar di daerah penelitian dimulai dengan analisis citra dari *Google Earth*, pengamatan lapangan terhadap pencirian sesar, kemudian dilakukan pengukuran menggunakan metode geolistrik resistivitas konfigurasi *Wenner-Schlumberger* untuk mendapatkan nilai resistivitas untuk setiap perlapisan batuan di bawah permukaan. Pengukuran dilakukan pada dua lintasan yang berbeda dengan panjang lintasan masing-masing 300 m dan jarak antar elektroda sebesar 5 m. Data – data yang diperoleh diolah dan diinterpretasikan untuk menarik kesimpulan hasil penelitian. Hasil penelitian menunjukkan bahwa terdapat aktivitas sesar di daerah penelitian yang ditandai dengan terbentuknya Lembah Sungai Bijawang, penurunan bidang daratan yang membentuk bidang horst dan graben serta adanya pembelokan yang cukup tajam pada alur sungai dan gawir sesar yang terdapat di sepanjang lembah pada jalur sungai tersebut. Selain itu, berdasarkan hasil pengolahan data geolistrik resistivitas disimpulkan bahwa terdapat zona sesar di daerah penelitian berdasarkan interpretasi penampang 2D dari data hasil inversi nilai resistivitas. Struktur perlapisan batuan antara lintasan 1 dan lintasan 2 memiliki karakteristik yang identik sehingga mengindikasikan keterdapat aktivitas sesar mendatar yang telah memisahkan kedua bidang tersebut. Struktur perlapisan tanah di daerah penelitian di dominasi oleh lapisan lempung berpasir dengan nilai resistivitas berkisar antara 100 – 400 Ωm dan 10 – 200 Ωm .

Kata Kunci: geolistrik; struktur geologi; zona sesar.

Abstract

Bulukumba Regency is a potential area to have an earthquake disaster because of fault activity in the Bulukumba plain. This study aims to determine (1) the existence of fault zone and the description of subsurface structures based on the geoelectric method in the study area and (2) the description of the geological structure in the study area. Identification of faults in the study area began with image analysis from *Google Earth*, field observations of fault's characteristic, and measurement by resistivity geoelectric method using *Wenner-Schlumberger* configuration to obtain resistivity values for each layer of rock beneath the surface. Measurements were made on two different lines, length of each line is 300 m and distance between electrodes is 5 m. The data obtained then processed and interpreted to draw conclusions as the results of the study. The results showed that there was a fault activity in study area which mark by the formation of the Bijawang river valley, a decrease in the land area that formed the horst and graben fields, river deflection and fault escarpment along the valley on the river path. In

addition, based on the results of resistivity geoelectric data processing, it concluded that there is a fault zone in the study area based on 2D cross section interpretation of the resistivity value. Rock layering structure between lane 1 and lane 2 has identical characteristics so that it indicates the normal fault activity that has been separate those fields. The structure of soil layers in the study area is dominated by sandy loam layers with resistivity values ranging from 100 – 400 Ω m and 10 – 200 Ω m.

Keywords: *fault zone; geoelectric; geological structure.*

Pendahuluan

Indonesia merupakan daerah dengan sesar dan gunung api teraktif di dunia sebagai akibat dari manifestasi tektoniknya (Hamilton, 1979). Pertemuan tiga lempeng besar dunia (Indo-Australia, Eurasia, dan Filipina) menyebabkan daerah ini sangat rawan terhadap bencana gempabumi tektonik, termasuk di Pulau Sulawesi (Pakpahan dkk., 2015).

Selain ketiga lempeng besar tersebut, terdapat pula Lempeng Pasifik di sebelah timur Indonesia yang bergerak dan menabrak sisi utara Papua dan Maluku dengan kecepatan 120 mm/ tahun, sementara Lempeng Indo-Australia yang menunjam di bawah palung laut dalam Sumatera hingga NTT bergerak ke utara dengan kecepatan 50 - 70 mm/ tahun. (Bock dkk., 2003)

Pergerakan lempeng tektonik di wilayah Indonesia bagian timur lebih cepat dibanding Indonesia bagian barat sehingga wilayah timur Indonesia memiliki potensi ancaman bencana gempabumi dua kali lipat dibandingkan dengan Indonesia bagian barat (Natawidjaya dan Triyoso, 2007).

Beberapa bencana gempabumi besar yang pernah terjadi di Sulawesi diantaranya; gempa berkekuatan M7,8 di Sulawesi Utara pada bulan Agustus 1968, gempa berkekuatan M7,7 di Sulawesi Tengah pada bulan November 2008 (Massinai, 2016), gempa berkekuatan M5,1 di Sulawesi Utara pada bulan Maret 2018 serta beberapa gempa kecil yang berkekuatan di bawah M5,0 yang terjadi hampir sepanjang waktu di seluruh wilayah Pulau Sulawesi.

Gempa besar yang juga terjadi di Sulawesi adalah gempa dengan magnitudo M7,7 pada bulan September 2018, pusat gempa berada di 26 km utara Donggala dan 80 km barat laut kota Palu Sulawesi Tengah dengan kedalaman 10 km, gempa ini memicu tsunami hingga ketinggian 5 meter di Kota Palu dan guncangan gempabumi dirasakan hingga Kota Balikpapan, Kota Samarinda, dan Kota Makassar. (BMKG, 2018).

Banyaknya kejadian gempa ini disebabkan adanya zona sesar – sesar aktif dengan kedalaman dangkal yang terdapat hampir di seluruh bagian pulau Sulawesi.

Salah satu wilayah di Sulawesi Selatan yang juga berpotensi mengalami bencana kegempaan adalah Kabupaten Bulukumba. Hal ini disebabkan adanya manifestasi Sesar Walanae di daratan Kabupaten Bulukumba. Keberadaannya perlu diketahui guna meminimalkan risiko akibat gempa yang timbul apabila sesar di wilayah ini bergerak.

Data yang diperlukan untuk menganalisis potensi bahaya gempa yang dapat ditimbulkan oleh aktivitas suatu sesar meliputi zona sesar aktif, sebaran, lokasi aktual, dan karakteristik sumber gempa. Hal tersebut perlu diketahui sehingga resiko akibat gempa baik pada batuan dasar maupun tanah permukaan serta mitigasinya dapat diperkirakan.

Letak geografis Kabupaten Bulukumba yang berbatasan dengan zona pemekaran dasar laut Teluk Bone di sebelah timur dan keberadaan Sesar Walanae di daratan Kabupaten Bulukumba menyebabkannya menjadi salah satu wilayah yang berpotensi

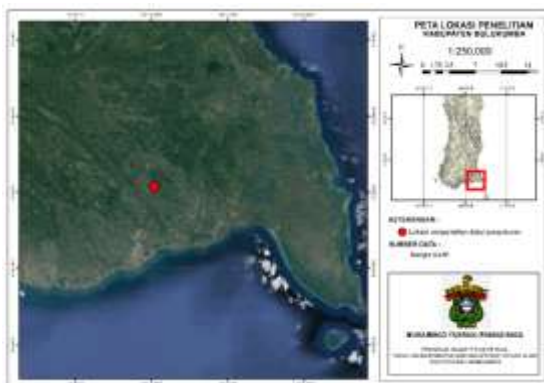
mengalami bencana kegempaan dan tsunami (Massinai dkk., 2017).

Berdasarkan catatan sejarah, gempa yang menimbulkan tsunami besar pernah terjadi di Kabupaten Bulukumba. Gempa tersebut disebabkan oleh adanya aktivitas sesar aktif yang dikenal sebagai *Back Arc Thrust* (sesar naik belakang busur kepulauan) yang memanjang dari pantai utara Lombok hingga sebelah timur laut Bali. (Pertiwi dkk., 2018).

Selain itu, terdapat pula gempa-pempa kecil dengan magnitudo di bawah 4,0 (Massinai, 2016) yang dampaknya tidak terlalu dirasakan, kebanyakan pusat gempa terjadi di laut dengan kedalaman 10 km sehingga tidak menimbulkan dampak yang berarti di dataran Bulukumba, namun hal ini tetap harus diwaspadai untuk mengantisipasi efek domino yang ditimbulkan dari peristiwa gempa yang bisa membangkitkan aktivitas sesar sehingga dampaknya akan lebih buruk.

Dengan demikian diperlukan suatu kajian mendalam untuk mengetahui keberadaan zona sesar di daerah penelitian, meliputi analisis struktur geologi permukaan dan perlapisan batuan di bawah permukaan menggunakan metode geolistrik resistivitas yang kiranya dapat memberikan gambaran struktur perlapisan batuan yang terindikasi sebagai lokasi keberadaan sesar.

Metode Penelitian



Gambar 1. Peta lokasi penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada tahun 2019. Lokasi penelitian di Kecamatan Ujung Loe, Kabupaten Bulukumba, Sulawesi Selatan (Gambar 1). Data yang diambil penulis berupa data digital hasil rekaman geolistrik (*resistivity*) dan pengamatan struktur geologi daerah penelitian.

Alat yang digunakan pada penelitian ini yaitu satu set peralatan geolistrik dengan spesifikasi dan kelengkapan sebagai berikut:

1. 1 set peralatan Geolistrik (*Geomatic GD-10 DC Geo-Electrical Res/IP*)
2. 1 unit *switchbox* dan *Batterai DC*
3. 1 unit laptop untuk akuisisi data lapangan dan pengolahan data
4. Kabel roll
5. Elektrode *stainless steel* (60 buah)
6. Palu
7. 1 unit *hand GPS* dan 1 set *toolkit*
8. Kompas-klinometer (*Brunton*)
9. *Handy Talky (HT)*
10. Meteran

Identifikasi awal di daerah penelitian diawali dengan analisis citra dari *Google Earth* untuk melihat pencirian sesar yang mungkin nampak, seperti pola kelurusan, pembelokan sungai, atau gawir sesar dan untuk memperoleh gambaran awal lokasi penelitian berdasarkan penampakan pada citra. Selanjutnya data citra digunakan untuk menentukan lokasi kunci pengambilan data lapangan.

Pada lokasi pengukuran yang telah ditentukan dilakukan pengamatan lapangan terhadap geomorfologi permukaan yang berkaitan dengan unsur – unsur pencirian sesar meliputi struktur bidang perlapisan pada singkapan batuan yang dapat diamati secara langsung pada kenampakan kekar atau lipatan.

Selanjutnya dilakukan pengukuran lanjutan menggunakan metode geolistrik resistivitas konfigurasi *Wenner-Schlumberger* untuk mendapatkan data beda potensial (ΔV) yang

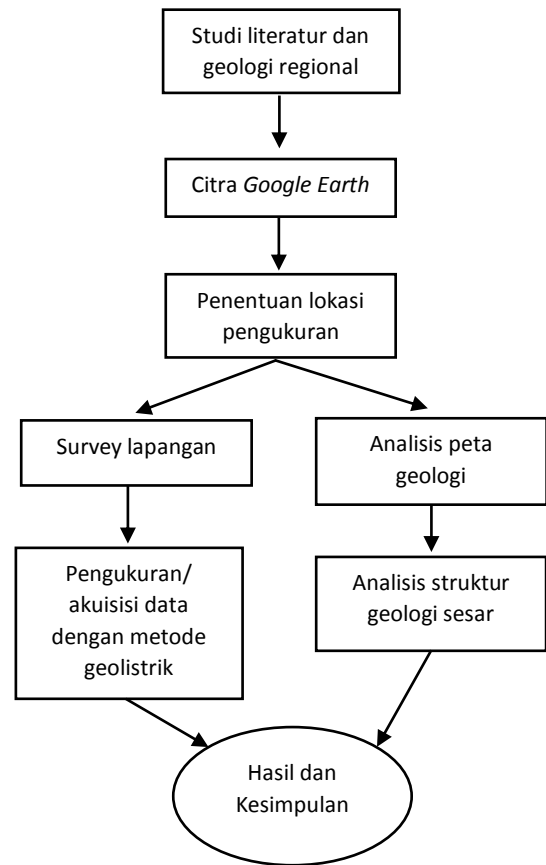
timbul akibat beda potensial yang terjadi pada titik – titik pengukuran dan kuat arus listrik (I) yang diinjeksikan ke dalam bumi. Pengukuran dilakukan pada dua lintasan dengan panjang masing-masing lintasan adalah 300 meter. Jarak antar elektroda pada setiap lintasan adalah 5 meter. Sehingga elektroda yang digunakan berjumlah 60 batang untuk setiap lintasan.

Data – data hasil pengukuran yang didapatkan dari lapangan berupa data resistivitas yang tersimpan otomatis pada alat *Geomatic GD-10* kemudian dipindahkan dari alat dalam bentuk *file "dat"* ke perangkat komputer/ laptop untuk diolah menggunakan *software* pengolah data resistivitas 2D dan diinterpretasikan dengan mengacu pada tabel nilai resistivitas batuan.



Gambar 2. Daerah lintasan pengukuran - berdasarkan manifestasi *Google Earth*

Secara umum diagram alir dari penelitian ini dapat diuraikan seperti pada gambar 3 berikut:



Gambar 3. Diagram alir penelitian

Hasil dari analisis dan interpretasi data pengukuran selanjutnya digunakan untuk memberikan gambaran secara utuh dan kesimpulan dari hasil penelitian.

Hasil dan Pembahasan

Peta geologi daerah penelitian yang dimodifikasi dari Peta Geologi Lembar Ujung Pandang, Benteng, dan Sinjai skala 1:250.000 dari Rab Sukanto dan Sam Supriatna (1982) ditampilkan pada gambar 4 berikut:



Gambar 4. Peta Geologi daerah penelitian.

Keterangan legenda:

-  : Endapan Aluvium dan Pantai; kerikil, pasir, lempung, lumpur, dan batugamping koral.
-  : Formasi Walanae; batupasir, konglomerat, tufa, batulanau, batulempung, batugamping, napal
-  : Anggota Selayar Formasi Walanae; batugamping
-  : Batuan Gunungapi Formasi Camba; breksi, lava, konglomerat, tufa.
-  : Batuan Gunungapi Lompobattang; konglomerat, lava, breksi, endapan lahar, tufa
-  : Terutama breksi, lahar dan tufa
-  : Batuan Gunungapi Baturape-Cindako; lava, breksi, tufa, konglomerat

Berdasarkan peta geologi tersebut dapat diketahui bahwa stratigrafi wilayah Kabupaten Bulukumba umumnya terdiri dari Formasi Walanae (*Tmpw*) yang tersusun dari batupasir, tufa dan

konglomerat dengan perselingan batugamping, batulempung, napal, batulanau, dan lignit.

Formasi Walanae (*Tmpw*) ini merupakan lanjutan dari lembah Sungai Walanae di Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat di sebelah utara Kabupaten Bulukumba. Komposisi batuan yang banyak mengandung tufa terdapat di bagian utara, yang banyak mengandung batupasir terdapat di bagian tengah, sementara di bagian selatan batuanannya banyak mengandung batu gamping Anggota Selayar (*Tmps*). Ketebalan Formasi Walanae (*Tmpw*) ini sekitar 2500 m, membentuk perbukitan dengan ketinggian rata-rata 250 m di atas permukaan laut dengan kemiringan antara 10°-20°.

Selain Formasi Walane (*Tmpw*), stratigrafi wilayah Kabupaten Bulukumba juga terdiri dari Batuan Gunungapi Lompobattang (*Qlv*) yang mengandung aglomerat, lava, breksi, endapan lahar dan tufa. Sebagian besar komposisi batuanannya merupakan andesit dan basal. Selain itu terdapat lava dengan komposisi yang berlubang – lubang dan ada pula yang berlapis, sementara lapisan breksi dan tufanya mengandung banyak biotit (Sukamto dan Supriatna, 1982).

Komposisi batuan ini dapat pula diamati secara langsung pada singkapan – singkapan yang nampak di lokasi penelitian (gambar 5). Sementara itu diperlukan kajian lebih lanjut untuk memperoleh indikasi keberadaan jalur sesar yang melewati daerah penelitian dengan mencari bukti – bukti berupa data geologi permukaan dan pengukuran langsung di lapangan menggunakan metode geolistrik resistivitas untuk mengetahui struktur perlapisan bawah permukaan di daerah tersebut.

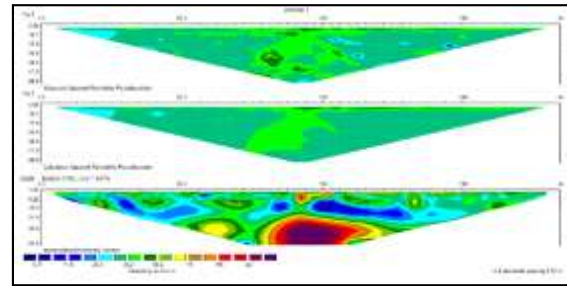
Identifikasi awal yang dilakukan dalam adalah melihat geomorfologi atau bentang alam yang tersebar di daerah penelitian.

Kondisi geomorfologi yang tampak jelas akibat pengaruh tektonik di daerah ini adalah terbentuknya lembah Sungai Bijawang, keberadaan gawir sesar, penurunan bidang daratan yang membentuk bidang horst dan graben dan pembelokan pada alur sungai ini. Adanya pembelokan yang cukup tajam pada alur sungai dan gawir sesar yang terdapat di sepanjang lembah pada jalur sungai dapat diindikasikan sebagai akibat adanya aktivitas sesar mendatar pada area tersebut.



Gambar 5. Singkapan lipatan yang dapat diamati di daerah penelitian.

Adapun hasil pengukuran geolistrik yang telah dilakukan dan diolah menggunakan *software* pengolah data resistivitas 2D ditampilkan dalam penampang 2D nilai resistivitas batuan berikut:

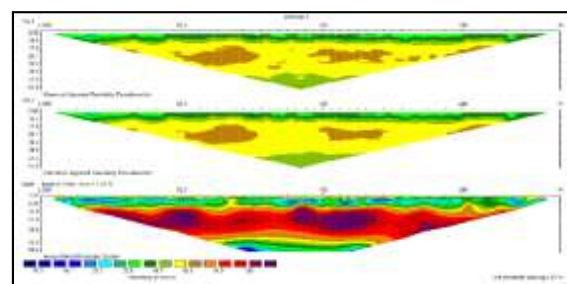


Gambar 6. Penampang 2D harga resistivitas semu dari hasil inversi lintasan 1.

Gambar 6 memperlihatkan penampang resistivitas dengan nilai distribusi resistivitas bawah permukaan dengan nilai *RMS Error* sebesar 6,9% yang selanjutnya dapat diinterpretasi dan diketahui jenis perlapisan batuan di bawah permukaan berdasarkan nilai resistivitas jenis semu hasil inversi.

Hasil pengukuran diperoleh nilai resistivitas yang berkisar antara 6 – 400 Ωm . Hal ini menandakan bahwa lintasan pengukuran tersusun dari lapisan sedimen berusia kuartar muda yang diindikasikan dengan skala warna yaitu lapisan batuan berwarna biru tua hingga biru muda dengan nilai resistivitas berkisar antara 6 – 40 Ωm merupakan jenis lapisan lempung berpasir, lapisan batuan yang berwarna hijau dengan nilai resistivitas berkisar antara 50 – 80 Ωm diindikasikan sebagai lapisan pasir dan untuk lapisan batuan dengan warna kuning sampai merah yang memiliki nilai resistivitas berkisar antara 100 – 400 Ωm merupakan jenis batupasir, breksi dan tufa.

Selanjutnya tampilan hasil inversi pengolahan data geolistrik pada lintasan 2, ditunjukkan pada gambar 7 berikut.



Gambar 7. Penampang 2D harga resistivitas semu dari hasil inversi lintasan 2.

Penampang resistivitas yang ditampilkan pada gambar 7 memberikan nilai distribusi resistivitas bawah permukaan dengan nilai *RMS Error* sebesar 1,52% yang selanjutnya dapat diinterpretasi untuk mengetahui jenis perlapisan batuan di bawah permukaan berdasarkan nilai resistivitas semu hasil inversi.

Hasil pengolahan data di lintasan 2 ini menampilkan nilai resistivitas yang berkisar antara 10 – 200 Ωm . Hal ini menunjukkan bahwa di lintasan pengukuran ini memiliki struktur perlapisan batuan yang relatif lemah jika dilihat dari nilai resistivitasnya yang rendah. Skala warna yang ditunjukkan yakni warna biru tua hingga warna biru muda dengan nilai resistivitas berkisar antara 10 – 25 Ωm merupakan lapisan lempung berpasir, lapisan batuan yang berwarna hijau dengan nilai resistivitas berkisar antara 30 – 60 Ωm diindikasikan sebagai lapisan pasir dan untuk lapisan batuan dengan warna kuning sampai merah yang memiliki nilai resistivitas berkisar antara 60 – 200 Ωm merupakan jenis batupasir, breksi dan tufa.

Hasil ini dapat juga memperlihatkan bahwa struktur perlapisan batuan di lintasan 2 ini memiliki karakteristik yang identik dengan struktur perlapisan batuan yang ada pada lintasan 1, dimana nilai resistivitas hasil inversi yang diperoleh setelah melakukan pengolahan data memiliki harga yang tidak mengalami perbedaan secara signifikan meskipun berada pada titik pengukuran yang relatif berjauhan dan terpisah oleh satu jalur sungai.

Kesimpulan

Berdasarkan pengolahan dan analisis data hasil penelitian yang telah dilakukan, maka dapat disimpulkan bahwa terdapat zona sesar di daerah penelitian berdasarkan interpretasi penampang 2D dari data hasil inversi nilai resistivitas yang diperoleh menggunakan metode geolistrik, dimana

struktur perlapisan batuan antara lintasan 1 dan lintasan 2 memiliki karakteristik yang identik sehingga mengindikasikan keterdapat aktivitas sesar mendatar yang telah memisahkan kedua bidang tersebut.

Struktur geologi yang dapat diamati terkait aktivitas sesar di daerah penelitian adalah adanya kenampakan gawir sesar, terbentuknya lembah Sungai Bijawang, penurunan bidang daratan yang membentuk bidang horst dan graben. Adanya pembelokan yang cukup tajam pada alur sungai dan gawir sesar yang terdapat di sepanjang lembah pada jalur sungai dapat diindikasikan sebagai akibat adanya aktivitas sesar mendatar pada area tersebut

Daftar Pustaka

- BMKG. *Katalog Gempabumi*. Badan Meteorologi dan Klimatologi dan Geofisika. 21 November 2018. http://repogempa.bmkg.go.id/repo_new/index.php
- Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J.F., Stevens, C.W., McCaffrey, R., Subarya, C., Puntodewo, S.S.O., Calais, E. 2003. *Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements*. Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. B8, 2367.
- Hamilton, Warren. 1979. *Tectonics of the Indonesian Region*. Washington: Geological Survey Profesional Paper 1078.
- Massinai, M.F.I. 2016. *Aplikasi Double Difference untuk Penentuan Lokasi Hiposenter Secara Akurat pada Zona Sesar Palu Koro menggunakan Data Korelasi Silang Waveform*. Tesis Program Studi Teknik Geofisika. ITB: Bandung.
- Massinai, M.A., Saaduddin, Massinai, M.F.I. 2017. *Kajian Daerah Rawan Gempa di Bulukumba, Sulawesi Selatan*. Jurnal Geocelbes Vol. 1 No. 1, April 2017, 30 – 37.

- Natawidjaya, D. H. dan Triyoso, W., 2007. *The Sumatran Fault Zone – from Source to Hazard*. Journal of Earthquake and Tsunami, Vol. 1, No. 1, 21 – 47.
- Pakpahan, Suliyanti, Ngadmanto Drajat, Masturyono. 2015. *Analisis Kegempaan di Zona Sesar Palu Koro, Sulawesi Tengah*. Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi, Vol. 6 No. 3, Desember 2015: 253 – 264.
- Pertiwi, I. I., Fattah M. Hattah, Rauf Abdul. 2017. *Estimasi Kawasan Terdampak Tsunami dan Mitigasi Bencana Kabupaten Bulukumba, Indonesia*. Jurnal Geofisika Vol. 16, No.01 pp. 01 – 08.
- Sukanto Rab, Supriatna Sam. 1982. *Peta Geologi lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai*. Jakarta: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.

CHARACTERIZATION OF SOIL THERMAL PROPERTIES FOR DESIGN OF UNDERGROUND CABLE ROUTES AT THE WIND FARM POWER PLANT AREA, PANYIPATAN AND PELAIHARI SUB-DISTRICT, SOUTH KALIMANTAN

Syamsurijal Rasimeng

Department of Geophysical Engineering, Faculty of Engineering, University of Lampung, Indonesia

*Corresponding author. Email: syamsurijal.rasimeng@eng.unila.ac.id

Manuscript received: 9 March 2020; Received in revised form: 27 April 2020; Accepted: 30 April 2020

Abstract

The estimation of soil thermal resistivity is essential for many types of big engineering projects because of the required knowledge about subsurface transmission of either heated fluids or high power currents. Thermal conductivity measurements were carried out at 12 locations, eight measurement point locations in South Kalimantan, the Sapu Angin hill region, sub-district Panyipatan and four points in the area of Kampung Baru, sub-district Pelaihari made at 2 – 3 variations in depth of 50 to 100 cm, which adjusted to the ability of the soil drilling support equipment to make holes in the soil. Samples were also collected from the locations for physical parameters description that influences thermal resistivity, subjected to grain size distribution and compaction analysis. The calculation of thermal conductivity is done by using CT-Lab software ver. 1.0.2 with a sensor resistance value of 82.69 Ω/m , heater voltage 4.0 V, and heater power 4.3857 W/m. The results show that the thermal conductivity values range from 0.593 to 3.239 W/mK. For the Sapu Angin hill region, sub-district Panyipatan, soil layers are generally in the form of sandy-clay ($\lambda > 1.2$ W/mK), but at some points, the value of thermal conductivity in these layers have decreased ($\lambda < 1.2$ W/mK) due to rainwater infiltration (BH-02, BH-03, BH-04, BH-05, and BH-07). The infiltration causes weakening or loosening of bonds between the constituent particles of the soil. While in the area of Kampung Baru sub-district Pelaihari, the soil layer is generally in the form of sandy-clay, which has not well compacted (BH-08, BH-10, BH-12) with high water content (BH-09).

Keywords: power plant; soils thermal resistivity; underground cable; wind farm.

Introduction

The estimation of thermal resistivity of soils is essential for many kinds of engineering projects. Many researchers have demonstrated that soil thermal resistivity is a property of the soil that depends on various parameters such as type of soil, particle size distribution, and compaction characteristics. Hence, its estimation based on existing empirical and mathematical models is difficult. A generalized relationship experiment for estimating the soil thermal resistivity can be

obtained by knowing the dry density, moisture content, and percent size fraction of the various particle sizes, and validation of the proposed generalized equations with the results available in the literature (Dali Naidu and Singh, 2004).

In 2015, an evaluation study for thermal soil classification had been carried out for high voltage direct current projects with buried cable (Lilliestierna and Utas, 2015). The cable route of the South West Link project investigated in order to find potential hotspots where the soil's thermal

resistivity is high since the temperature of the cable is critical. If the designed maximum temperature exceeded, it shortens the life length of the cable, and the warranty is no longer valid. The cable will also lose effect at high temperatures.

Rock temperature measurements above 1800 m elevations in the Southern Carpathians, describe the occurrence patterns of both diurnal and seasonal frost in different topographic conditions (exposure, altitude) as a stage in evaluating frost weathering susceptibility (Vasile and Vespremeanu-Stroe, 2017). Soil thermal conductivity predictive models concerning the advantages, disadvantages and application conditions on sands were conducted by predicting sand thermal conductivity and comparing with the measured values collected from literature, base on linear regression analyses and root-mean-square error (RMSE) analyses performed to evaluate further the model performance (Zhang and Wang, 2017).

Based on geological data and information on installed cable types, a stretch with potential hotspots was found south of Ljungby, where a field study is conducted. Potential hotspots are where the thinner cable type located in dry soil, which classified as thermal soil class B in this study. These results show that coarse-grained soils with low water content have low thermal conductivity. Soil samples classified as both coarse and dry have an average 40% lower thermal conductivity compared to the mean of all samples. The field measurements of thermal conductivity resulted in an average of 1.21 W/mK, where the 5th percentile is 0.66 W/mK, and the 1st percentile is 0.43 W/mK.

The investigation of the temperature of the cable costs a lot since the landscape often has very varied conditions along the stretch with different thermal properties (Dali Naidu and Singh, 2004), (Lilliestierna and Utas, 2015), (Sundberg, 1988). In

designing the cable route for the maximum acceptable temperature, it is not the average temperature along the stretch that is used. The cable must meet the full temperature requirements for every section of the route down to a scale of 1 to 5 m. Therefore, the cable needs to be designed for the section with the highest thermal conductivity.

A limited section with coarse-grained sand and low groundwater level can be the designer's land in areas where the remainder consists of silty. The main factors affecting cable temperature are a cross-sectional area of the conductor, cable separation, cable depth, thermal conductivity of the soil, the electrical effect of the cable, and ground temperature. The main factors affecting the thermal conductivity of the soil are water content, density, mineral type, and organic content.

The relationship between thermal conductivity, heat capacity, and thermal diffusion showed in Eq. (1). Thermal conductivity λ (W/mK) is the ability of the material to transfer heat, and the heat capacity C (J/m³K) depends on the material's ability to storing energy. Thermal diffusivity κ (m²/s) is the ability to even out temperature differences within the material.

$$\lambda = \kappa C \quad (1)$$

There are significant variations in the thermal conductivity of different soils, which mainly depend on the porosity, grain size distribution, and the water content. Soils with high porosity have low heat conductivity because of the low thermal conductivity of air. The impact of water content in soil is vital since it replaces air and therefore increases thermal conductivity in the soil. This is especially true for the contact surfaces between grains where the water acts as a bridge for heat transport. The porosity depends on grain size and compaction ability, which makes the coarse soils less heat conductive.

Soil is a solid particle that bound and connects each other at a relatively small contact point where the cavity between the particles can contain air or water. Whereas in dry soil conditions, the cavity between the particles is filled with air, as shown in Figure 1. If the cavity begins to fill with water, the effective contact area between the particles increases, thereby increasing heat conduction, this will cause a decrease in the thermal resistivity of the soil. In consequences, an increase in water content will cause a decrease in soil resistivity, and when the soil dries up, the thermal resistivity will increase (Malmedal et al., 2014).

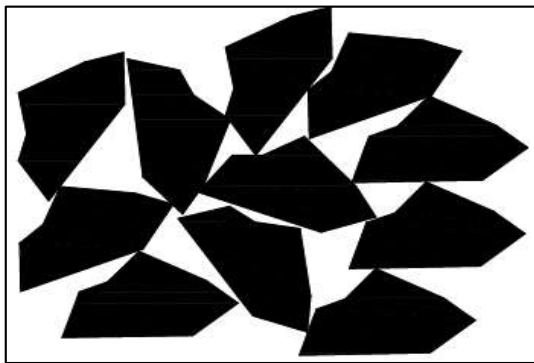


Figure 1. Soil particles with voids (Malmedal et al., 2014).

Large grain size distribution tends to leads to high thermal conductivity since it increases the compaction ability. The thermal conductivity of clay differs depending on the water content (Sundberg, 1988). Clay with high water content has a thermal conductivity of 0.85 to 1.10 W/mK. Close to the ground surface, it is common that clay is in a drier state called crust clay. This clay has a thermal conductivity of 1.1 to 1.4 W/mK. The density of the crust clay is higher than the underlying unaffected clay (Sundberg, 1988).

In peat area, the conductivity is very low above the groundwater table due to its high porosity. The porosity of approximately 90% gives a conductivity of 0.2 to 0.6 W/mK. Below the groundwater table, the conductivity of peat is almost the same as for water, which is 0.6 W/mK. The rate of

humus is also a factor for the conductivity. Peat with low humus content has a lower water holding capacity, which decreases the thermal conductivity.

The thermal conductivity of rocks depends on the degree of metamorphosis and the mineral composition. For common rock types are granite and gneiss, where 42.4% consist of granite, and 23.7% consist of gneiss (Sundberg, 1988). The average thermal conductivity of both these crystalline rock types is 3.5 W/mK. In Table 1. and Figure 2. the thermal conductivity value for some of the common components in soils are displayed,

Table 1. Summary of thermal properties of common components in soils (Zhang and Wang, 2017).

Materials	Density (kg/m ³)	Heat capacity (KJ)	Thermal conductivity (W/mK)
Air (10°C)	1.25	1.00	0.026
Water (25°C)	999.87	4.20	0.59
Water vapor (1 atm, 400K)	-	1.90	0.016
Ice (0°C)	917	2.04	2.25
Quartz	2660	0.73	8.4
Granite	2750	0.89	1.70 – 4.00
Gypsum	1000	1.09	0.51
Limestone	2300	0.90	1.26 – 1.33
Marble	2600	0.81	2.8
Mica	2883	0.88	0.75
Clay	1450	0.88	1.28
Sandstone	~2270	0.71	1.60 – 2.10

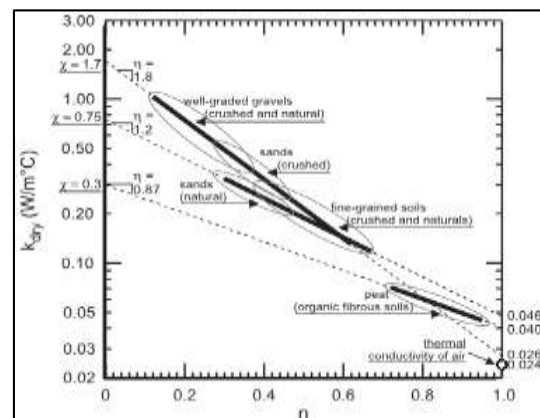


Figure 2. Influence of soil type on λ_{dry} (Côté and Konrad, 2005).

In comparison with crystalline rocks, the sedimentary rocks are more dependent on the water content and porosity when deciding the thermal conductivity.

The thermal conductivity also depends on the age of sedimentary rock origins. The Mesozoic era lasted between 251 – 65.5 million years ago, and the Cambro-Silur lasted in the period 542 – 416 million years ago. Pre-Cambrium is a geological era that lasted between 4600 – 542 million years ago.

Soil water content is one of the significant factors affecting thermal conductivity. The lowest conductivities generally found above the groundwater table, especially in organic soils such as peat and loam. Finding low groundwater levels becomes interest when searching for a hotspot on the stretch that could be designing for the entire cable. The groundwater level depends on rainfall surrounding recharge conditions. It also varies over time, as it follows the hydrological cycle, and the degree of variation is affected by the aquifer's physical characteristics and dimensions. The groundwater table is lowest during summer and highest during the rainy season.

The natural temperature in the ground varies throughout the year, which makes certain periods have more implications for high cable temperatures, which need to be better designed. Besides the air temperature, the depth is also an essential factor to determine the ground temperature. The temperature variation decreases with an increased depth, which can be seen in Figure 3. This figure shows how the ground temperature fluctuates during the year in the Ljungby region at a depth of 0.5 and 1.5 m compared to the air temperature. The graph shows how the heat sluggish in the ground creates a phase shift of the annual air temperature variation. This phase shift increases with the depth until the ground temperature is not affected by the yearly

temperature variations. In reality, the ground temperature variations depending on the groundwater table fluctuations. Furthermore, the figure does not take into account the extra energy needed for the transition between a frozen and unfrozen state in the ground, which leads to slower temperature variation (Lilliestierna and Utas, 2015).

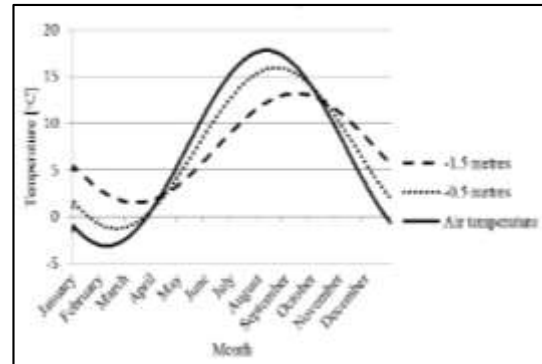


Figure 3. The annual ground temperature variation in Ljungby region (Lilliestierna and Utas, 2015)

The line chart is based on Equation (2) for temperature variations in the ground where t is the time, and z is the depth. Besides these variables, the formula contains T_{mean} and T_{amp} , which is the mean temperature of the year and the most significant annual temperature amplitude, respectively. The formula also contains t_p , which is the day number when the highest temperature amplitude occurs during the year. Finally, d decided by the thermal diffusivity of the soil κ (Lilliestierna and Utas, 2015).

$$T(t, z) = T_{mean} - T_{amp} \left(e^{z/d} \right) \cos \left(\left(t - t_p \right) \frac{2\pi}{365} - \frac{z}{d} \right) \quad (2)$$

$$d = \sqrt{2\kappa / \left(\frac{2\pi}{365} \right)} \quad (3)$$

The temperature data is based on day mean values during ten years for the Ljungby region between 1997 until 2007. All input values for Figure 3.

Methods

Measurement, data processing, and analysis of thermal conductivity of soil and rocks refer from the standard are issued under the fixed designation D-5334. This test method is under the jurisdiction of ASTM Committee D18 on Soil and Rock and is the direct responsibility of Subcommittee D18.12 on rock mechanics (American Society for Testing and Materials, 2005). This test method presents a procedure for determining the thermal conductivity of soil and soft rock using a transient heat method. The test method is applicable for both undisturbed and re-molded soil specimens as well as in situ and laboratory soft rock specimens. For satisfactory results in conformance with this test method, the principles governing the size, construction, and use of the apparatus described in this test method should be followed. If the results reported as having been obtained by this test method, then all relevant requirements prescribed in this test method shall be met.

The thermal conductivity determined by a variation of the line source test method using a needle probe having a considerable length to diameter ratio to stimulate conditions for an infinitely long specimen. The probe consists of a heating element and a temperature measuring element and inserted into the specimen. A known current and voltage are applied to the probe, and the temperature rise with time noted over a period of time. The thermal conductivity is obtained from an analysis of the approximately linear portion of the quasi-steady-state temperature-time response (American Society for Testing and Materials, 2005).

The apparatus shall (Figure 4.) consist of the following,

1. Thermal Needle Probe (MAE CTS45); A device that creates a linear heat source and incorporates a temperature measuring element (thermocouple or

- thermistor) to measure the variation of temperature at a point in the hole
2. Constant Current Source (Battery 1.5V); A device to produce a constant current.
3. Thermal Readout Unit (MAE A5000T); A device to produce a digital readout of temperature in degrees Celsius to the nearest 0.1 K.
4. Voltage-Ohm-Meter (VOM); A device to read voltage and current to the nearest 0.01 V and ampere.
5. Timer, stopwatch, or similar instrument capable of time measuring to the nearest 0.1 s for a 300 s.
6. Ancillary equipment, capable of drilling a straight vertical hole having a diameter as close as possible to that of the probe and GPS.



Figure 4. Thermal resistivity measurement at (A) BH-03 at Sapu Angin hill, sub-district Panyipatan and (B) BH-12 at Kampung Baru, sub-district Pelaihari.

Measurements were carried out at 12 locations shown in Figure 5, made at 2 – 3 variations in depth of 50, 75, and 100 cm respectively, which adjusted to the ability of the soil drilling support tool to make holes in the soil. Parameters and curve of data measurement at BH-01 can be seen as in Table 2 and Figure 6, respectively.



Figure 5. Twelve locations of thermal resistivity measurement at South Kalimantan, Sapu Angin hill, sub-district Panyipatan, and Kampung Baru, sub-district Pelaihari.

Table 2. Parameters of data measurement.

Location	: BH-01 (50cm)
Latitude	: 3.940386S
Longitude	: 114.720574E
Elevation	: 266 m
Sensor resistance	: 82.69 Ohm/m
Heater voltage	: 4.5 volt
Heater power	: 5.5555 W/m
Measurement time	: 300 s
Initial temperature	: 33.3°C
Final temperature	: 25.14°C

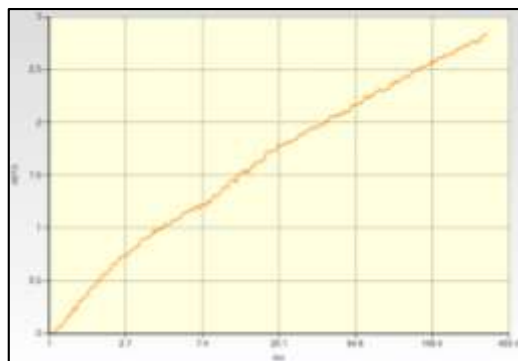


Figure 6. Curve of data measurement at BH-01, depth of sensor is 50 cm.

Calculation of the thermal conductivity (λ) of the specimen from the linear portion of

the experimental curve shown in Figure 7. using the following relationship (Malmedal et al., 2014), (van Rooyen and Winterkorn, 1957), (Herzen and Maxwell, 1959).

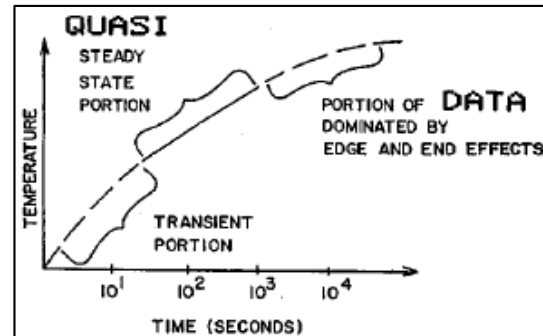


Figure 7. Typical Experimental Test Results Plotted on Semi-log Graph (American Society for Testing and Materials, 2005).

The calculation of thermal conductivity is done by using equations (4) and (5) using CT-Lab software ver. 1.0.2, with a sensor resistance value of 82.69 Ω/m , heater voltage 4.0 V, and heater power 4.3857 W/m. The results of the calculation of all location points and depth can be seen as in Table 3,

$$\lambda = \frac{2.30Q}{4\pi(T_2 - T_1)} \log_{10}(t_2/t_1) = \frac{Q}{4\pi(T_2 - T_1)} \ln(t_2/t_1) \quad (4)$$

where,

$$Q = \frac{I^2 R}{L} = \frac{EI}{L} \quad (5)$$

RESULT AND ANALYSIS

Referring to Table 1. as a reference in determining rock material based on thermal conductivity values, and Figure 7. as the theoretical basis for calculating the value of thermal conductivity. So, the results of thermal conductivity calculations presented in Table 3. show variations of rock types that exist below the surface. For the Sapu Angin hill, sub-district Panyipatan, Soil layers are generally in the form of sandy-clay ($\lambda > 1.2$ W/mK), but at some points, the value of thermal conductivity in these layers have decreased ($\lambda < 1.2$ W/mK) due to rainwater infiltration (BH-02, BH-03,

BH-04, BH-05, and BH-07). The infiltration causes weakening or loosening of bonds between the constituent particles of the soil.

At the BH-06 and BH-11 locations, the value of thermal conductivity has increased ($\lambda > 2$ W/mK) and is interpreted as a result of the presence of limestone minerals as part of the Pudak Formation. While with four measurement point locations in the area of Kampung Baru, sub-district Pelaihari, the soil layer is generally in the form of sandy-clay, which has not well compacted (BH-08, BH-10, BH-12) with high water content (BH-09).

The results of this study consistent with geological information, which shows that the study area is located in the Pudak Formation as part of the regional fold structure, from the Northeast to the Southwestern of this research area. This formation is composed of lava rock with conglomerate alternation with volcanoclastic breccia and sandstones with limestone olistolite, porphyritic basalt, ignimbrite, igneous rock, and ultramafic.

The weathering process occurs in hill-intrusion landform. This area is dominated by low hills formed by the process of volcanic-igneous rock breakthrough, in the form of gabbro, diabase, diorite, granite, and basalt, among the hills-mountain folds of ultramafic and metamorphic (Darlan et al., 1999). The weathering process has been quite intensive, so the erosional process on the hill slopes is visible and causes the thickness of the sandy clay layer and the mixing of limestone rocks in the soil surface in the study area. Another thing that expected is the presence of water in the rock layers with high porosity so that it can replace the air filling the rock pores. Because water has a high thermal conductivity compared to air, it is advantageous with high groundwater levels in terms of keeping the cable temperature low.

Groundwater levels vary throughout the year, and it is essential to calculate the probability of extreme levels by looking at historical groundwater levels in the area.

Variations in the groundwater level lead to convection below the water surface. The thermal condition around the cable is heat sluggish, which means that it requires a long period of low heat convection in order to establish increased cable temperature. When the cable is located above the groundwater level, the evaporation rate of the soil and the distance from the groundwater level is crucial. The evaporation rate increases with is the water-holding capacity that depends on the capillary ability of the soil. A water retention curve illustrates how the water-bearing capacity of the soil reduces with increased water tension above the groundwater level.

In water retention curves, the volumetric water content is used. However, our acquired values will be stated in gravimetric water content. Gravimetric water content is the ratio between the mass of water and solid mass in a sample. Changes in water content over time are less for fine-grained soils such as clay and silt compared to more draining soils such as gravel and sand. Generally, soils with high organic content have a low heat convection capacity.

Variations in the groundwater level lead to convection below the water surface. The thermal condition around the cable is heat sluggish, which means that it requires a long period of low heat convection in order to establish increased cable temperature. When the cable is located above the groundwater level, the evaporation rate of the soil and the distance from the groundwater level is crucial. The evaporation rate increases with is the water-holding capacity that depends on the capillary ability of the soil.

Table 3. Describes types of rock base on the result of thermal conductivity calculation.

Location	Latitude (Deg.)	Longitude (Deg.)	Elev. (m)	Depth (cm)	Thermal Conductivity (W/mK)	Thermal Resistivity (mK/W)	Description
Sapu Angin Hill, Panyipatan	BH-01	-3.940386	114.720574	266	50	1.232	Sandy-clay
					70	1.236	
	BH-02	-3.933006	114.720813	233	50	0.98	1.02
					100	0.887	
	BH-03	-3.929539	114.724677	295	50	0.848	1.18
					70	0.876	
	BH-04	-3.925859	114.727076	254	50	0.898	1.11
					70	0.942	
	BH-05	-3.91915	114.731751	224	50	0.911	1.1
					70	1.045	
	BH-06	-3.918195	114.733766	207	50	2.423	0.41
					70	3.239	
BH-07	-3.913761	114.736962	197	50	0.593	1.69	
				70	0.678		1.48
BH-11	-3.916554	114.743841	34	50	2.41	0.41	
				75	2.055		0.49
Kampung Baru, Pelaihari	BH-08	-3.905312	114.764456	128	120	2.391	0.42
					50	0.934	
	BH-08	-3.905312	114.764456	128	75	0.837	1.19
					100	0.872	
	BH-09	-3.901929	114.769658	161	50	1.343	0.74
					75	1.183	
	BH-09	-3.901929	114.769658	161	100	1.216	0.82
					50	0.954	
	BH-10	-3.898559	114.773791	133	75	0.971	1.03
					100	0.998	
	BH-10	-3.898559	114.773791	133	50	0.678	1.47
					100	0.692	
BH-12	-3.890369	114.784634	59	120	0.666	1.5	

A water retention curve illustrates how the water-bearing capacity of the soil reduces with increased water tension above the groundwater level.

In water retention curves, the volumetric water content is used. However, our acquired values will be stated in gravimetric water content. Gravimetric water content is the ratio between the mass of water and solid mass in a sample. Changes in water content over time are less for fine-grained soils such as clay and silt compared to more draining soils such as gravel and sand. Generally, soils with high organic content have a low heat convection capacity.

CONCLUSION

Based on the thermal conductivity value obtained, it can be concluded that,

1. Sandy-clay rocks dominate the spreading of the soil layers of the study area with thermal conductivity values ($\lambda > 1.2$ W/mK) both in the Sapu Angin hill, sub-district Panyipatan and in the Kampung Baru, sub-district Pelaihari area.
2. The presence of carbonate minerals which have been transformed due to weathering can increase the value of thermal conductivity ($\lambda > 2$ W/mK) seen at locations BH-6 and BH-11.
3. A high water content in the soil layer can cause a decreasing in the value of

thermal conductivity ($\lambda < 1.2$ W/mK) due to the weakening of bonds between soil particles that occur at several points of the study sites.

REFERENCE

- American Society for Testing and Materials. (2005). *Standart Test Method for Determination of Thermal Conductivity of Soil and Soft Rock by Thermal Needle Probe Procedure D 5334-08*. ASTM International, 04, 1 – 6. <https://doi.org/10.1520/D5334-08.2>
- Côté, J., and Konrad, J. M. (2005). *A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials*. Canadian Geotechnical Journal, 42(2), 443 – 458. <https://doi.org/10.1139/t04-106>
- Dali Naidu, A., and Singh, D. N. (2004). *A generalized procedure for determining thermal resistivity of soils*. International Journal of Thermal Sciences, 43(1), 43 – 51. [https://doi.org/10.1016/S1290-0729\(03\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S1290-0729(03)00103-0)
- Darlan, Y., Zuraida, R., Purwanto, C., Sulistyanti, R., Setyabudhi, A. and Masduki, A. (1999). *Studi Regional Cekungan Batubara Wilayah Pesisir Tanah Laut – Kotabaru Kalimantan Selatan*. Direktorat Sumberdaya Mineral, Badan Geologi, Kementerian ESDM.
- Herzen, G.V. and Maxwell, A. E. (1959). *The measurement of thermal conductivity of Deep-Sea Sediments by a Needle-Probe Method*. Journal of Geophysical Research, 64(10), 1557 – 1563. <https://doi.org/10.1098/rspa.1923.009>
- Lilliestierna, A., and Utas, J. (2015). *Thermal classification of cable route*. In Department of Civil and Environmental Engineering Division of GeoEngineering Chalmers University of Technology.
- Malmedal, K., Bates, C., and Cain, D. (2014). *The measurement of soil thermal stability, thermal resistivity, and underground cable ampacity*. Papers Presented at the Annual Conference – Rural Electric Power Conference. <https://doi.org/10.1109/REPCon.2014.6842210>
- Sundberg, J. (1988). *Thermal properties of soils and rocks*. In Göteborg: Chalmers University of Technology and University of Göteborg (Issue 686).
- van Rooyen, M., and Winterkorn, H. F. (1957). *Theoretical and Practical Aspects of the Thermal Conductivity of Soils and Similar Granular Systems*. In Highway Research Board Bulletin 168 - Fundamental and Practical Concepts of Soil Freezing (Issue 168).
- Vasile, M., and Vespremeanu-Stroe, A. (2017). *Thermal Weathering and Distribution of Mountain Rockwalls*. In Thermal Weathering and Distribution of Mountain Rockwalls (Issue January, pp. 765 – 820). <https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7>
- Zhang, N., and Wang, Z. (2017). *Review of soil thermal conductivity and predictive models*. International Journal of Thermal Sciences, 117, 172–183. <https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2017.03.013>

PETUNJUK PENULISAN

1. Jurnal Geocelebes memuat tulisan berupa hasil penelitian, kajian teoretik dan aplikasi, dan gagasan yang berhubungan dengan ilmu kebumihan.
2. Naskah yang diterima merupakan naskah asli yang belum pernah diterbitkan di media yang lain baik secara online maupun cetak.
3. Proses penerbitan jurnal melalui tahapan pemasukan naskah (*submission*) ke sekretariat tim redaksi, selanjutnya akan direviw oleh mitra bestari yang ahli dalam bidang kebumihan. Hasil review akan diedit oleh tim redaksi mengikuti layout yang telah ditentukan dan kemudian diterbitkan secara online dan cetak.
4. Penulis diharapkan mendaftar ke Sistem Jurnal Online (*Online Journal System – OJS*) Jurnal Geocelebes dengan tautan journal.unhas.ac.id/index.php/geocelebes/ untuk memudahkan tahapan-tahapan penerbitan.
5. Naskah ditulis mengikuti kaidah tata bahasa Indonesia.
6. Naskah diketik dalam bentuk 2 (dua) kolom dengan spasi tunggal menggunakan huruf *Times New Roman 12 pt*. Naskah memuat maksimal 10 halaman dan diserahkan paling lambat 1 (satu) bulan sebelum bulan penerbitan ke tim redaksi dalam bentuk *soft file*. Naskah juga dapat dikirimkan melalui email geocelebes@sci.unhas.ac.id.
7. Setiap naskah harus disertai (a) abstrak dalam bahasa Indonesia dan bahasa Inggris (50 – 200 kata) yang dilengkapi dengan kata kunci (3 – 5 kata), (b) identitas penulis (tanpa gelar akademik), afiliasi dan alamat e-mail penulis koresponden, (c) pendahuluan yang berisikan tentang latar belakang, tujuan atau ruang lingkup tulisan, dan pembahasan kepustakaan (d) metode penelitian yang menjelaskan tentang sumber data, alat dan bahan penelitian, prosedur penelitian, pengolahan dan analisis data, (e) hasil penelitian dan pembahasan, (f) kesimpulan dan saran, (g) ucapan terima kasih, dan (h) daftar pustaka yang disajikan mengikuti tatacara seperti contoh berikut dan diurutkan alfabetis.
Kim, J. J. and J.M. Lee. 1999. *Wave Induced Currents in the Coastal Zone*. Proc. Oceanography International 99 Pacific Rim. Pp: 293 - 303
8. Kepastian pemuatan atau penolakan naskah akan diberitahukan secara tertulis yang dikirimkan ke alamat e-mail penulis. Artikel yang tidak dimuat tidak akan dikembalikan kecuali atas permintaan penulis.



Indexing and Abstracting



This work is licensed under a Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International License.



GEOFISIKA

UNIVERSITAS HASANUDDIN

ISSN 2579-5546



9 772579 554000

97700

