

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Metode Electrical Resistivity Tomography (ERT) merupakan salah satu metode geofisika yang digunakan secara luas dalam survey bawah permukaan, termasuk pada bidang geoteknik, hidrogeologi, pemantauan lingkungan, dan eksplorasi sumber daya mineral. Keunggulan utama metode ini terletak pada kemampuannya dalam menghasilkan citra dua maupun tiga dimensi distribusi resistivitas bawah permukaan dengan resolusi spasial yang tinggi, sehingga sangat bermanfaat untuk mengidentifikasi struktur geologi tersembunyi yang tidak dapat diamati secara langsung dari permukaan (Loke et al., 2013). Salah satu penerapan metode ERT pada sumber daya mineral adalah eksplorasi nikel laterit, dimana Nikel Laterit merupakan hasil dari proses pelapukan batuan ultrabasa dan membentuk zona-zona lapisan dengan karakteristik fisik yang berbeda. Karena masing-masing zona, seperti tanah penutup (top soil), zona limonit yang kaya akan kandungan besi, serta zona saprolit yang didominasi oleh mineral silikat dan magnesium, memiliki kontras resistivitas yang cukup signifikan, metode ERT mampu memetakan perbedaan ini secara cukup jelas (Van Balen et al., 2020). Dengan demikian, ERT memberikan peluang besar untuk pemetaan awal zona mineralisasi nikel laterit secara non-destruktif sebelum dilakukan tahapan eksplorasi lanjutan seperti pengeboran. Salah satu kendala dari metode ini terletak pada tahap interpretasi data, yang sangat dipengaruhi oleh proses inversi. Inversi merupakan tahapan komputasional untuk merekonstruksi distribusi resistivitas bawah permukaan berdasarkan data tegangan yang diperoleh dari pengukuran di lapangan. Prosedur ini bersifat non-linier dan ill-posed, yang berarti bahwa solusinya tidak selalu tunggal dan sangat tergantung pada pemilihan parameter seperti tingkat kelicinan (smoothness), faktor peredaman (damping), serta regularisasi geometri (Tikhonov & Arsenin, 1977; Günther et al., 2006). Oleh sebab itu, diperlukan langkah evaluatif terhadap efektivitas parameter yang digunakan agar interpretasi yang dihasilkan dapat diharapkan. Salah satu teknik yang umum diterapkan untuk menilai kemampuan sistem dalam memetakan resistivitas adalah *Checkerboard Resolution Test* (CRT). Uji ini dilakukan dengan membangun model sintetik berupa pola menyerupai papan catur, di mana blok-bloknya memiliki nilai resistivitas yang disusun secara selang-seling. Data sintetis kemudian disimulasikan dan diinversi, lalu hasilnya dibandingkan dengan model awal untuk mengukur sejauh mana sistem dapat mereproduksi variasi lateral maupun vertikal (Zhdanov, 2002). Melalui pendekatan ini, CRT memberikan visualisasi mengenai batas resolusi dan ketelitian pemodelan dari sistem ERT yang digunakan. Selain CRT, penelitian ini juga mempertimbangkan konsep analisis sensitivitas yang berperan penting dalam menilai tingkat kemampuan hasil interpretasi. Peta sensitivitas menggambarkan kontribusi masing-masing elemen model terhadap data pengukuran, sehingga zona dengan nilai sensitivitas tinggi umumnya menghasilkan pemodelan yang lebih akurat dan dapat dipercaya. Sebaliknya, wilayah dengan sensitivitas rendah sering kali mengindikasikan tingkat ketidakpastian yang lebih besar dalam hasil inversi (Oldenburg & Li, 1999). Melalui pendekatan ini, analisis sensitivitas dapat membantu mengidentifikasi area-area yang perlu dicermati lebih lanjut dalam proses pengambilan keputusan eksplorasi.

Untuk meningkatkan performa akuisisi data, penelitian ini menggunakan konfigurasi elektroda Edge Gradient. Konfigurasi ini merupakan pengembangan dari konfigurasi

gradient konvensional, dengan penyesuaian posisi elektroda arus dan potensial agar distribusi sensitivitasnya menjadi lebih merata dan mendalam. Studi sebelumnya menunjukkan bahwa konfigurasi ini mampu menyeimbangkan resolusi lateral dan vertikal, serta meningkatkan kualitas data di kedalaman (Dahlin & Zhou, 2004; Sasaki, 1992).

Dalam penelitian ini, CRT dan analisis sensitivitas digunakan sebagai tahap awal untuk menentukan parameter inversi yang optimal melalui model sintetik. Validasi parameter dilakukan untuk memastikan bahwa hasil inversi dapat merekonstruksi model resistivitas dengan akurat. Setelah parameter optimal diperoleh, mereka kemudian diterapkan pada data hasil pengukuran lapangan di lokasi eksplorasi nikel laterit di Blok X. Hasil pemodelan ini diharapkan dapat memberikan gambaran yang lebih akurat tentang distribusi resistivitas bawah permukaan yang berkorelasi dengan zona-zona mineralisasi nikel (Loke et al., 2013; Van Balen et al., 2020).

1.2 Metode Electrical Resistivity Tomography (ERT)

Metode ERT merupakan salah satu teknik geofisika yang digunakan untuk menyelidiki sifat kelistrikan bawah permukaan dengan cara menginjeksikan arus listrik melalui dua elektroda (elektroda arus) dan mengukur beda potensial melalui dua elektroda lainnya (elektroda potensial) (Zhou, 2018). Adapun prinsip dasar metode ini didasarkan pada persamaan hukum Ohm dalam bentuk vektor, untuk aliran arus dengan medium kontinu, dinyatakan sebagai berikut.

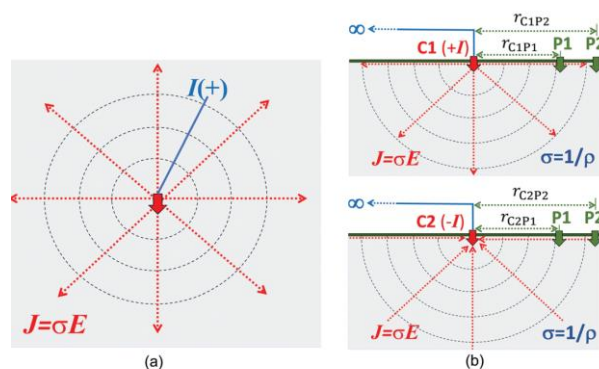
$$J = \sigma E \quad \text{..... (1.1)}$$

Di mana σ adalah konduktivitas medium, J adalah kerapatan arus, dan E adalah intensitas medan listrik (Gambar 1.1). Namun pada praktiknya yang diukur adalah potensial listrik (ϕ), sehingga hubungan antara potensial listrik dan intensitas medan listrik adalah:

$$E = -\nabla\phi \quad \text{..... (1.2)}$$

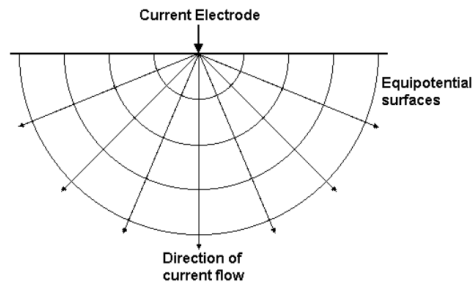
Persamaan (1.2) disubstitusi ke dalam persamaan (1.1), membuat:

$$J = -\sigma\nabla\phi \quad \text{..... (1.3)}$$



Gambar 1. 1 Kerapatan arus listrik J di sekitar sebuah elektroda pada (a) ruang penuh dan (b) setengah ruang (Zhou, 2018)

Penerapan konsep ini dalam kasus sederhana, seperti pada medium homogen dengan satu sumber arus titik di permukaan tanah (Gambar 1.2), dimana arus mengalir secara radial dari sumber dan potensial listrik berbanding terbalik dengan jarak dari sumber arus. Permukaan ekuipotensial berbentuk setengah bola, dan arus mengalir tegak lurus terhadap permukaan ekuipotensial, sehingga potensial dinyatakan sebagai:



Gambar 1. 2 Aliran arus dari suatu sumber arus titik dan distribusi potensial (Loke, 2022)

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi r} \dots\dots\dots (1.4)$$

Dengan ρ adalah resistivitas medium (kebalikan dari konduktivitas $\rho = 1/\sigma$), dan r adalah r adalah jarak suatu titik dalam medium dari elektroda arus. Namun pada pelaksanaan survei resistivitas, yang diukur adalah beda potensial antara dua titik (Gambar 1.3). Beda potensial ditunjukkan dalam bentuk persamaan seperti:

$$\Delta\phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right) \dots\dots\dots (1.5)$$

Persamaan di atas memberikan potensial yang akan diukur pada medium homogen setengah ruang dengan susunan 4 elektroda.



Gambar 1. 3 Susunan konvensional dengan empat elektroda untuk mengukur resistivitas bawah permukaan (Loke, 2022)

Dalam survei di lapangan, kondisi bawah permukaan bersifat tidak homogen, dengan distribusi resistivitas 3 dimensi. Pengukuran resistivitas dilakukan dengan menginjeksikan arus melalui dua elektroda arus (C1 dan C2 dalam Gambar 1.3), dan mengukur beda potensial pada dua elektroda potensial (P1 dan P2). Dari nilai arus (I) dan beda potensial ($\Delta\phi$), maka resistivitas semu (ρ_α) dapat dihitung dengan:

$$\rho_\alpha = k \frac{\Delta\phi}{I} \dots\dots\dots (1.6)$$

Dimana

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}}\right)} \dots\dots\dots (1.7)$$

Nilai k merupakan faktor geometrik yang tergantung pada susunan keempat elektroda. Alat ukur resistivitas di lapangan biasanya memberikan nilai resistansi $R = \frac{\Delta\phi}{I}$, sehingga resistivitas semu dihitung sebagai:

$$\rho_\alpha = k R \dots\dots\dots (1.8)$$

Nilai resistivitas yang dihitung bukan merupakan resistivitas sejati dari bawah permukaan, melainkan resistivitas "semu", yaitu resistivitas dari tanah homogen yang akan memberikan nilai resistansi yang sama untuk susunan elektroda yang sama. Hubungan antara resistivitas semu dan resistivitas sejati cukup kompleks. Menentukan resistivitas sejati bawah permukaan dari data resistivitas semu disebut sebagai *masalah inversi* (Loke, 2022).

1.3 Persamaan Poisson dalam Medan Listrik

Persamaan Poisson merupakan salah satu persamaan diferensial parsial fundamental dalam elektromagnetik yang menjelaskan hubungan antara distribusi potensial listrik dan sumber muatan dalam suatu medium. Persamaan ini diturunkan dari hukum dasar medan listrik (persamaan 1.2), yaitu hukum Gauss, serta hubungan antara medan listrik dan potensial.

Hubungan ini menunjukkan bahwa medan listrik selalu mengarah dari potensial tinggi menuju potensial rendah. Untuk menghubungkan medan listrik dengan distribusi muatan, digunakan hukum Gauss yang menyatakan bahwa fluks medan listrik yang menembus suatu permukaan tertutup sebanding dengan jumlah muatan yang berada di dalamnya, yaitu:

$$\oint_{\partial B} \epsilon \mathbf{E} \cdot \mathbf{n} dS = Q \dots\dots\dots (1.9)$$

dimana ϵ adalah permitivitas medium, $\mathbf{n}$ adalah vektor normal keluar permukaan, dan Q adalah total muatan dalam volume tertutup B .

Dengan menggunakan teorema divergensi, integral permukaan tersebut dapat diubah menjadi integral volume:

$$\int_B \nabla \cdot (\epsilon \mathbf{E}) dV = Q \dots\dots\dots (1.10)$$

Selanjutnya, mensubstitusikan hubungan persamaan 1.2, diperoleh:

$$\nabla \cdot (\epsilon \mathbf{E}) = -\nabla \cdot (\epsilon \nabla \phi) \dots\dots\dots (1.11)$$

Sehingga persamaan integral menjadi:

$$\int_B -\nabla \cdot (\epsilon \nabla \phi) dV = Q \dots\dots\dots (1.12)$$

Jika volume B diperkecil hingga mendekati suatu titik $\mathbf{r}$, maka besaran $\frac{Q}{V}$ dapat didefinisikan sebagai rapat muatan listrik $\rho(\mathbf{r})$, sehingga diperoleh bentuk diferensial:

$$-\nabla \cdot (\epsilon \nabla \phi) = \rho(\mathbf{r}) \dots\dots\dots (1.13)$$

Untuk kasus muatan yang terlokalisasi pada satu titik r_0 , distribusi muatan dinyatakan menggunakan fungsi delta Dirac:

$$\rho(r) = Q_0 \delta(r - r_0) \dots\dots\dots (1.14)$$

Sehingga Persamaan Poisson menjadi:

$$-\nabla \cdot (\epsilon \nabla \phi) = Q_0 \delta(r - r_0) \dots\dots\dots (1.15)$$

Dalam metode Electrical Resistivity Tomography (ERT), Persamaan Poisson dimodifikasi dengan mengganti permitivitas listrik ϵ menjadi konduktivitas listrik σ , sehingga diperoleh:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I \delta(r - r_s) \dots\dots\dots (1.16)$$

Dimana V adalah potensial listrik, σ merupakan konduktivitas medium, I sebagai arus listrik yang diinjeksi, dan $\delta(r - r_s)$ merepresentasikan sumber arus pada posisi elektroda (Liu, 2011).

1.4 Metode Elemen Hingga sebagai Kerangka Komputasi Numerik

Metode Elemen Hingga (FEM) menyediakan kerangka komputasi sistematis untuk menyelesaikan persamaan diferensial parsial (PDE) secara numerik, khususnya masalah nilai batas eliptik seperti persamaan Poisson. Prosedur ini dimulai dengan reformulasi variasional dari PDE utama. Bentuk lemah diperoleh dengan mengalikan persamaan menggunakan fungsi uji dan menerapkan teorema Green, yang secara efektif mengurangi persyaratan keterdiferensialan dari solusi. Ruang solusi berdimensi tak hingga kemudian dibatasi ke subruang berdimensi hingga, yang biasanya dibangun menggunakan fungsi basis linear kontinu sepotong-sepotong yang didefinisikan pada triangulasi domain komputasi.

Dalam praktiknya, pendekatan elemen hingga diperoleh dengan mengganti ruang fungsi berdimensi tak-hingga dengan subruang diskrit $V_{h,0}$ yang secara khusus memenuhi syarat batas. Masalah diskrit tersebut kemudian diformulasikan sebagai: temukan $u_h \in V_{h,0}$ sehingga

$$\int_{\Omega} \nabla u_h \cdot \nabla v \, dx = \int_{\Omega} f v \, dx, \forall v \in H_{h,0} \dots\dots\dots (1.17)$$

Formulasi ini menghasilkan sistem linear yang simetris dan definit positif, yang menjamin keberadaan dan ketunggalan solusi numerik. Analisis galat menunjukkan bahwa solusi elemen hingga konvergen ke solusi eksak seiring dengan pepadatan mesh, dengan laju konvergensi yang ditentukan oleh derajat polinomial ruang elemen hingga dan keteraturan solusi eksak (Larson, 2010). Oleh karena itu, FEM menjadi teknik numerik yang kokoh, serbaguna, dan mapan yang banyak diterapkan dalam rekayasa dan ilmu terapan, dihargai karena landasan matematisnya yang ketat, fleksibilitas dalam menangani geometri kompleks, serta stabilitas numeriknya yang teruji.

1.5 Skema Inversi

Inversi bertujuan untuk merekonstruksi distribusi spasial suatu sifat fisik bawah permukaan $p(\mathbf{r})$ dari sejumlah terbatas N pengukuran, yang dihimpun dalam vektor data $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T$. Karena permasalahan inversi secara inheren bersifat *ill-posed* dan distribusi sifat yang sebenarnya bersifat kontinu di ruang, maka $p(\mathbf{r})$ didekati menggunakan representasi berdimensi hingga melalui proses diskretisasi. Hal ini dicapai dengan mengekspansikan sifat fisik tersebut dalam bentuk M fungsi basis $\phi_i(\mathbf{r})$, sehingga

$$p(\mathbf{r}) \approx \sum_{i=1}^M m_i \phi_i(\mathbf{r}) \dots\dots\dots (1.18)$$

di mana koefisien m_i mendefinisikan vektor model $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)^T$. Dalam aplikasi praktis, fungsi basis umumnya dipilih sebagai fungsi konstan bertingkat (*piecewise constant*) yang didefinisikan pada sekumpulan sub-domain (sel atau elemen) yang mendiskretkan daerah kajian, sehingga memungkinkan tercapainya keseimbangan antara fleksibilitas model dan stabilitas numerik.

Hubungan antara parameter model dan data teramati dinyatakan melalui suatu operator *forward* $\mathbf{f}(\mathbf{m})$, yang memprediksi respons *forward* teoretis dari suatu model tertentu. Untuk permasalahan linear, hubungan ini dapat dituliskan dalam bentuk matriks sebagai $\mathbf{f}(\mathbf{m}) = \mathbf{F}\mathbf{m}$, sedangkan untuk permasalahan nonlinier, seperti yang dikendalikan oleh persamaan Maxwell, respons *forward* bergantung secara eksplisit pada model itu sendiri. Dalam kondisi tersebut, diperlukan suatu skema inversi iteratif. Dimulai dari model awal $\mathbf{m}_0$, model diperbarui secara iteratif menurut

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \Delta\mathbf{m}_k \dots\dots\dots (1.19)$$

Untuk menentukan pembaruan model $\Delta\mathbf{m}_k$, operator *forward* dilinierkan di sekitar model saat ini dengan menggunakan pendekatan deret Taylor orde pertama,

$$\mathbf{f}(\mathbf{m}_k + \Delta\mathbf{m}_k) \approx \mathbf{f}(\mathbf{m}_k) + \mathbf{J}_k \Delta\mathbf{m}_k, \dots\dots\dots (1.20)$$

di mana $\mathbf{J}_k$ adalah matriks Jacobian atau matriks sensitivitas dengan elemen $[\mathbf{J}_k]_{ij} = \partial f_i(\mathbf{m}_k) / \partial m_j$. Tujuan dari proses inversi adalah untuk meminimalkan selisih antara data teramati dan respons yang diprediksi oleh model.

Data hasil pengamatan tidak dapat dihindarkan dari pengaruh derau (*noise*), yang umumnya diasumsikan berdistribusi Gaussian dan tidak berkorelasi. Berdasarkan asumsi tersebut, ketidakpastian data ε_i diakomodasi melalui matriks pembobot diagonal $\mathbf{W}_d = \text{diag}(1/\varepsilon_i)$. Ketidaksesuaian data (*data misfit*) kemudian dikuantifikasi menggunakan fungsi objektif L_2 - norma,

$$\phi_d(\mathbf{m}) = \|\mathbf{W}_d[\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})]\|_2^2 = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})), \dots\dots\dots (1.21)$$

di mana $\mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d$ merepresentasikan invers dari matriks kovarians data. Nilai *misfit* ternormalisasi $X^2 = \phi_2/N$ yang mendekati satu menunjukkan bahwa data telah dipasangkan dengan baik sesuai dengan ketidakpastian yang diestimasi (Günther, 2004). Karena permasalahan inversi umumnya bersifat *ill-conditioned*, diperlukan

regularisasi untuk menstabilkan solusi dan menekan osilasi model yang tidak bersifat fisik. Hal ini dicapai dengan menambahkan suku kendala model (*model constraint*) ke dalam *data misfit*, sehingga menghasilkan fungsi objektif gabungan dalam bentuk

$$\phi(\mathbf{m}) = \phi_d(\mathbf{m}) + \lambda \phi_m(\mathbf{m}), \dots\dots\dots(1.22)$$

di mana $\phi(\mathbf{m})$ memberikan penalti terhadap kekasaran model atau penyimpangan dari model acuan $\mathbf{m}_{ref}$, λ merupakan parameter *trade-off*, dan operator regularisasi umumnya dinyatakan dalam bentuk $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$. Proses minimisasi terhadap fungsi objektif yang telah dilinierkan menghasilkan persamaan pembaruan Gauss–Newton,

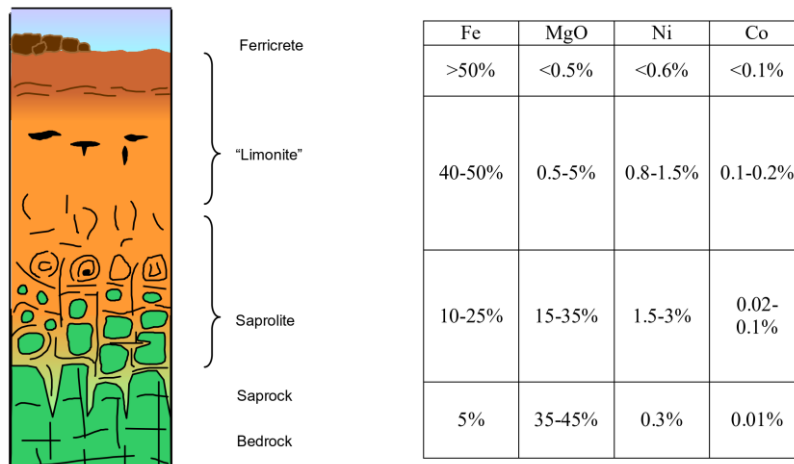
$$(\mathbf{J}_k^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d \mathbf{J}_k + \lambda \mathbf{G}^T \mathbf{G}) \Delta \mathbf{m}_k = \mathbf{J}_k^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})] - \Delta \mathbf{G}^T \mathbf{G} (\mathbf{m}_k - \mathbf{m}_{ref}) \dots\dots\dots(1.23)$$

Sistem persamaan ini diselesaikan secara iteratif hingga kriteria konvergensi yang didasarkan pada penurunan *data misfit* atau kestabilan model terpenuhi. Model hasil inversi yang diperoleh merepresentasikan kompromi optimal antara kecocokan terhadap data hasil pengamatan dan pemenuhan kendala regularisasi yang diterapkan (Günther et al., 2017).

1.6 Nikel Laterit

Nikel laterit terbentuk dari proses pelapukan kimia yang berlangsung secara dinamis dan bertahap dalam kondisi iklim yang lembap dan stabil secara tektonik. Pada proses ini menghasilkan stratifikasi yang khas dalam profil laterit (Gambar 1.4), di mana setiap lapisan mencerminkan tahapan pelapukan yang berbeda. Lapisan paling bawah, yang dikenal sebagai saprock, masih mengandung banyak batuan segar dengan sedikit produk alterasi, dan pelapukan terjadi terutama di batas kontak antar mineral serta sepanjang retakan batuan. Seiring bertambahnya kedalaman pelapukan, proporsi mineral primer semakin berkurang, dan zona yang lebih retak mengalami alterasi total, membentuk saprolit. Pada zona ini, masih terdapat struktur batuan induk yang dapat dikenali, dengan bongkahan batuan yang masih utuh berada di dalam campuran mineral primer dan hasil alterasi.

Pada bagian atas profil laterit, zona pelapukan lebih lanjut menghasilkan lapisan pedolit, yang lebih umum disebut sebagai zona limonit dalam laterit oksida. Zona ini didominasi oleh mineral hasil alterasi seperti goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$) dan hematite (Fe_2O_3), yang menyebabkan hilangnya struktur asli batuan induk. Stratifikasi dalam profil laterit ini merupakan hasil dari transformasi mineral yang terjadi akibat pelepasan unsur-unsur kimia yang mudah larut, konsentrasi residu unsur yang kurang mobil, serta pembentukan mineral sekunder yang stabil dalam lingkungan pelapukan. Dengan demikian, setiap lapisan dalam profil laterit mencerminkan perkembangan bertahap dari proses pelapukan batuan ultramafik, yang menjadi faktor utama dalam pembentukan endapan nikel laterit (Elias, 2002).



Gambar 1. 4 Skema stratigrafi profil laterit yang berkembang pada batuan ultramafik dalam iklim tropis (Elias, 2002)

1.7 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah pada penelitian ini, sebagai berikut:

1. Bagaimana menentukan parameter inversi ERT yang optimal untuk konfigurasi Edge Gradient sehingga mampu menghasilkan rekonstruksi model resistivitas yang stabil dan akurat, khususnya pada sistem laterit nikel yang memiliki kontras resistivitas tinggi?
2. Sejauh mana Checkerboard Resolution Test (CRT) dan analisis sensitivitas dapat digunakan untuk menetapkan batas resolusi (confidence boundary) serta menilai kemampuan model dalam merekonstruksi struktur bawah permukaan pada kedalaman tertentu?
3. Bagaimana penggabungan hasil inversi ERT dengan data drillhole dapat meningkatkan ketelitian interpretasi batas litologi, terutama pada antarmuka Limonite–Saprolite dan Saprolite–Bedrock di Blok X?

1.8 Tujuan Penelitian

Adapun Tujuan pada penelitian ini yaitu:

1. Mengoptimalkan parameter inversi ERT untuk konfigurasi Edge Gradient melalui pemodelan sintetik, analisis sensitivitas, dan Checkerboard Resolution Test (CRT) guna memperoleh parameter inversi yang stabil, teruji, dan memiliki batas resolusi yang jelas sebelum diterapkan pada data lapangan.
2. Interpretasi geologi pada eksplorasi nikel laterit di Blok X dengan mengintegrasikan hasil inversi ERT (pyGIMLi dan Res2DInv) dengan kontrol geologi dari data drillhole, sehingga batas litologi Limonite–Saprolite dan Saprolite–Bedrock dapat diidentifikasi secara lebih tepat.

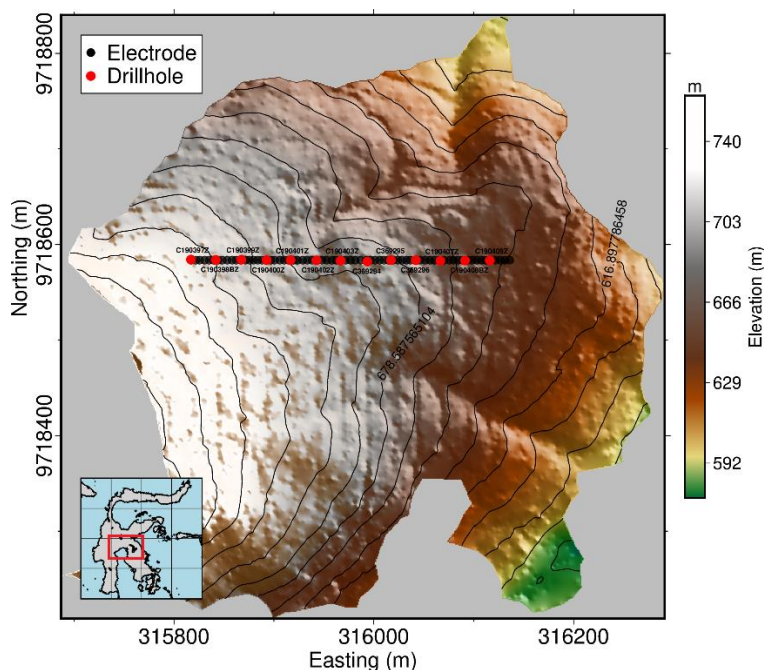
1.9 Manfaat Penelitian

Penelitian ini bermanfaat untuk meningkatkan akurasi dan keandalan interpretasi geologi pada eksplorasi nikel laterit melalui optimasi parameter inversi ERT yang divalidasi dengan model sintetik, analisis sensitivitas, CRT, dan data drillhole.

METODOLOGI PENELITIAN

2. 1 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian berada di **Blok X**, Luwu Timur, Sulawesi Selatan (Gambar 2.1), dengan area penelitian yang dominan terletak di sekitar kawasan tambang. Penelitian ini difokuskan pada penerapan metode Electrical Resistivity Tomography (ERT) untuk memetakan resistivitas tanah dan struktur bawah permukaan di sekitar area tambang. Data ERT yang diperoleh akan dikorelasikan dengan data bor untuk meningkatkan akurasi pemahaman tentang kondisi bawah permukaan di wilayah Blok X



Gambar 2. 1 Peta Lokasi Penelitian

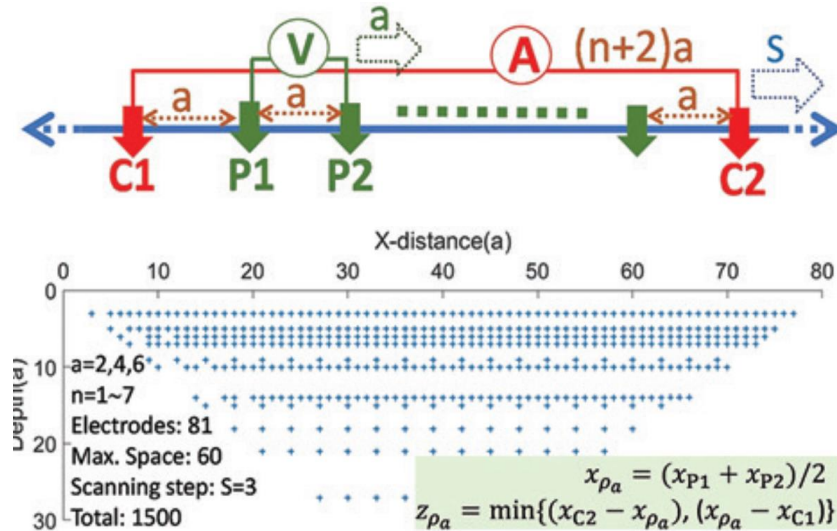
2. 2 Akusisi Data

2.2.1 Akusisi Data Metode ERT

Dalam penelitian ini, proses pengambilan data (akusisi) menggunakan alat Resistivimeter Geomative GD 20 Supreme 140 elektroda dengan spasi 5 meter, memiliki total 14 Lintasan dengan arah 7 Barat-Timur dan 7 Utara-Selatan, adapun posisi elektroda telah disesuaikan dengan titik stake out dari pengukuran survey topografi. Adapun jarakl antara Lintasan *Inline* ataupun *crossline* masing masing 50 meter.

Pada tahap akusisi menggunakan konfigurasi edge gradien dimana konsep pengukuran dilakukan dengan jarak elektroda "a" antara pemancar A dan B (Gambar 2.2). Elektroda arus B tetap berada pada elektroda pertama hingga elektroda arus A

mencapai elektroda terakhir pada garis 2D. Setelah itu, elektroda arus A tetap berada pada elektroda terakhir hingga elektroda arus B mencapai elektroda arus A, yang menghasilkan sejumlah besar pengukuran yang dapat memberikan informasi lebih rinci mengenai distribusi medan potensial di wilayah yang diukur.



Gambar 2. 2 Ilustrasi dari konfigurasi Edge Gradien (Zhou, 2018)

2. 2. 2 Data Drillhole (data sekunder)

Data drillhole yang digunakan berupa data sekunder berjumlah 102 lubang, dengan jarak antara titik 12,5 – 25 meter. Data ini memiliki total kedalaman berkisar 10 – 40 meter, dengan informasi litologi setiap 1 meter (Gambar 2.3).



Gambar 2. 3 Data drillhole yang dibagi setiap 1 meter

2. 3 Pembuatan Model Sintetik

2. 3. 1 Model Checkerboard Resolution Test (CRT)

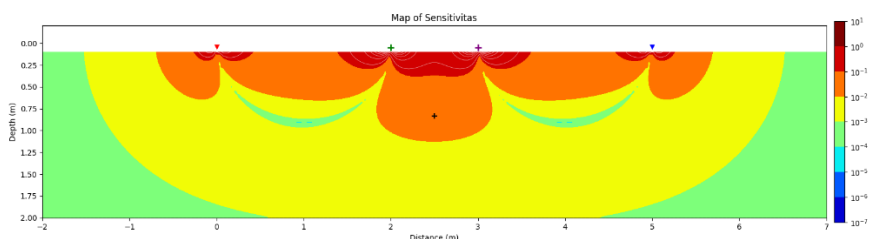
Metode ini digunakan untuk menguji kemampuan metode inversi dalam merekonstruksi detail spasial dari variasi resistivitas bawah permukaan melalui pendekatan uji resolusi checkerboard. Dalam tahap ini, dibuat pola dua dimensi berbentuk kotak-kotak (checkerboard) yang terdiri dari blok-blok dengan nilai

resistivitas tinggi dan rendah secara bergantian (Gambar 3.1). Variasi ukuran blok serta kedalaman distribusinya sengaja diatur untuk mengevaluasi sejauh mana metode inversi dapat membedakan perubahan resistivitas secara lateral maupun vertikal. Skema konfigurasi elektroda yang digunakan adalah konfigurasi *Edge Gradient*, yang dirancang khusus untuk meningkatkan sensitivitas pada kedalaman tertentu dan arah tertentu, sehingga dapat memengaruhi kualitas hasil inversi. Setelah model checkerboard dibuat, dilakukan proses *forward modeling* untuk menghasilkan data semu resistivitas yang merepresentasikan respons pengukuran dari model tersebut. Data semu ini kemudian digunakan dalam proses *inversi* guna memulihkan kembali distribusi resistivitas. Hasil dari proses ini dianalisis untuk menilai sejauh mana pola checkerboard asli dapat direkonstruksi, yang sekaligus menjadi indikator kualitas resolusi spasial dari model inversi. Dengan demikian, model ini memberikan informasi penting mengenai kemampuan dan keterbatasan teknik inversi dalam menggambarkan struktur bawah permukaan secara detail, terutama dalam konteks deteksi objek-objek geologi yang kontras secara resistivitas.

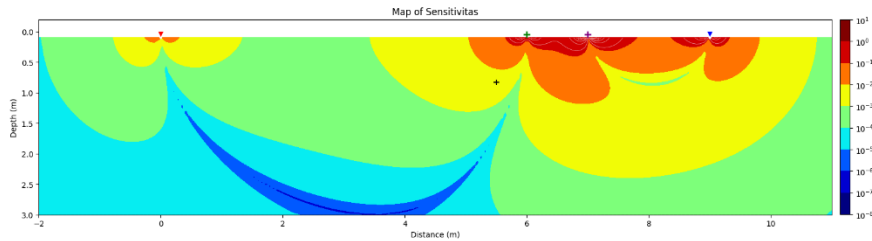
2. 3. 2 Analisis Sensitivitas

Analisis sensitivitas digunakan untuk menggambarkan pengaruh anomali resistivitas berbentuk titik pada potensial atau perbedaan potensial yang diukur dalam geometri elektroda tertentu (Fediuk dkk, 2020; Furman dkk, 2007). Fungsi sensitivitas pada dasarnya menunjukkan sejauh mana perubahan resistivitas di suatu bagian bawah permukaan akan memengaruhi nilai potensial yang diukur oleh array. Semakin tinggi nilai fungsi sensitivitas, semakin besar pengaruh wilayah bawah permukaan tersebut terhadap pengukuran. Secara matematis, fungsi sensitivitas diberikan oleh turunan Fréchet pada persamaan 2.1 (McGillivray dan Oldenburg, 1990). Pada konfigurasi Edge Gradien, analisis ini dilakukan dengan mengamati distribusi potensial sebagai respons terhadap variasi posisi elektroda arus (C1–C2) dan elektroda potensial (P1–P2). Dalam skema nya, pengukuran dilakukan dengan menempatkan posisi arus C1 dan C2 berada di ujung ujung elektroda dan Potensial P1-P2 bergerak dari dekat arus C1 menuju arus C2.

$$S = \frac{\Delta V}{\Delta \sigma} = \frac{V^p - V}{\sigma^p - \sigma^i} \dots\dots\dots (2.1)$$



(a)



(b)

Gambar 2. 4 Contoh analisis Sensitivitas (a) Posisi Elektroda Potensial P1-P2 di tengah (b) Elektroda Potensial P1-P2 mendekati Elektroda Arus C1 (Dahlin, T, & Zhou, B. 2006)

2. 3. 3 Model Geologi Sintetik Berlapis dengan Anomali

Model ini dirancang untuk merepresentasikan kondisi geologi yang lebih realistis, khususnya yang berkaitan dengan endapan laterit nikel, dengan struktur bawah permukaan yang terdiri dari beberapa lapisan horizontal serta satu atau lebih anomali resistivitas. Dalam pembuatannya, model dibagi menjadi tiga lapisan utama, yaitu: lapisan pertama yang merepresentasikan tanah laterit dengan nilai resistivitas sedang; lapisan kedua berupa saprolit yang memiliki resistivitas rendah atau tinggi tergantung pada tingkat mineralisasi, dan lapisan ketiga sebagai batuan dasar dengan resistivitas tinggi (Gambar 3.5). Konfigurasi elektroda yang digunakan dalam model ini adalah *Edge Gradient*, karena dianggap mampu memberikan resolusi yang baik terutama dalam mendeteksi struktur lateral dan vertikal secara bersamaan. Data hasil *forward modeling* dari model ini kemudian digunakan untuk menguji berbagai parameter inversi, guna menilai seberapa akurat bentuk dan posisi anomali resistivitas dapat dikenali kembali dari hasil proses inversi. Pendekatan ini memberikan gambaran menyeluruh mengenai efektivitas metode ERT dalam mengidentifikasi target geologi yang kompleks, seperti endapan nikel laterit.

2. 4 Proses inversi Data

2. 4. 1 Inversi 2D dengan Res2Dinv

Data hasil pengukuran dimasukkan ke dalam perangkat lunak *Res2Dinv* untuk dilakukan proses inversi dua dimensi. Dalam tahap ini, parameter inversi seperti model awal, jenis regularisasi, dan tingkat smoothness disesuaikan dengan konfigurasi elektroda *Edge Gradient* yang digunakan pada pengukuran lapangan. Proses inversi menghasilkan penampang resistivitas dua dimensi yang merepresentasikan variasi lateral dan vertikal resistivitas bawah permukaan, yang selanjutnya digunakan sebagai dasar interpretasi geologi dan identifikasi zona batas lapisan.

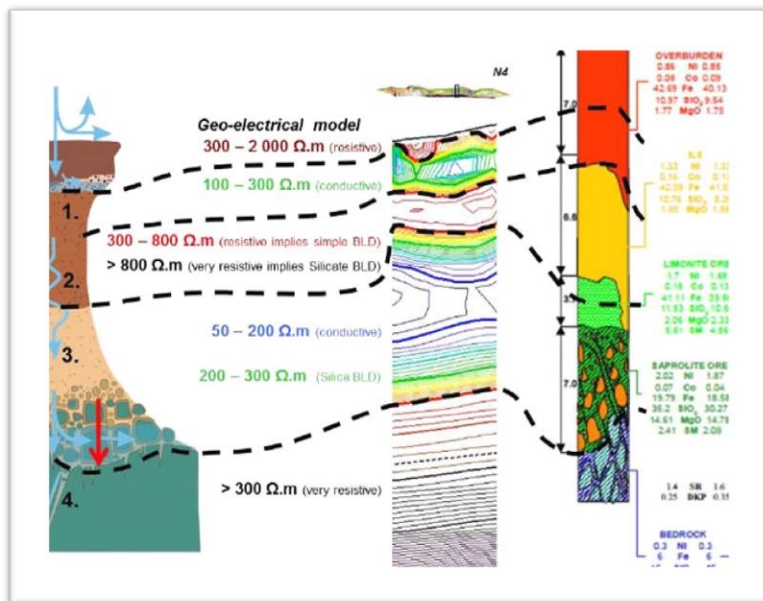
2. 4. 2 Inversi dan Analisis dengan pyGIMLI

Selanjutnya, data yang sama juga diproses menggunakan *pyGIMLi* untuk keperluan inversi numerik yang lebih fleksibel dan analisis tambahan. Dalam *pyGIMLi*, data

diimpor dan diolah dengan skrip Python yang memungkinkan penyesuaian parameter inversi secara rinci. Selain mendapatkan model resistivitas hasil inversi, dilakukan pula perhitungan *Analisis sensitivitas* dan *checkerboard resolution test* untuk menilai keandalan model serta batas resolusi spasial dari data yang diperoleh.

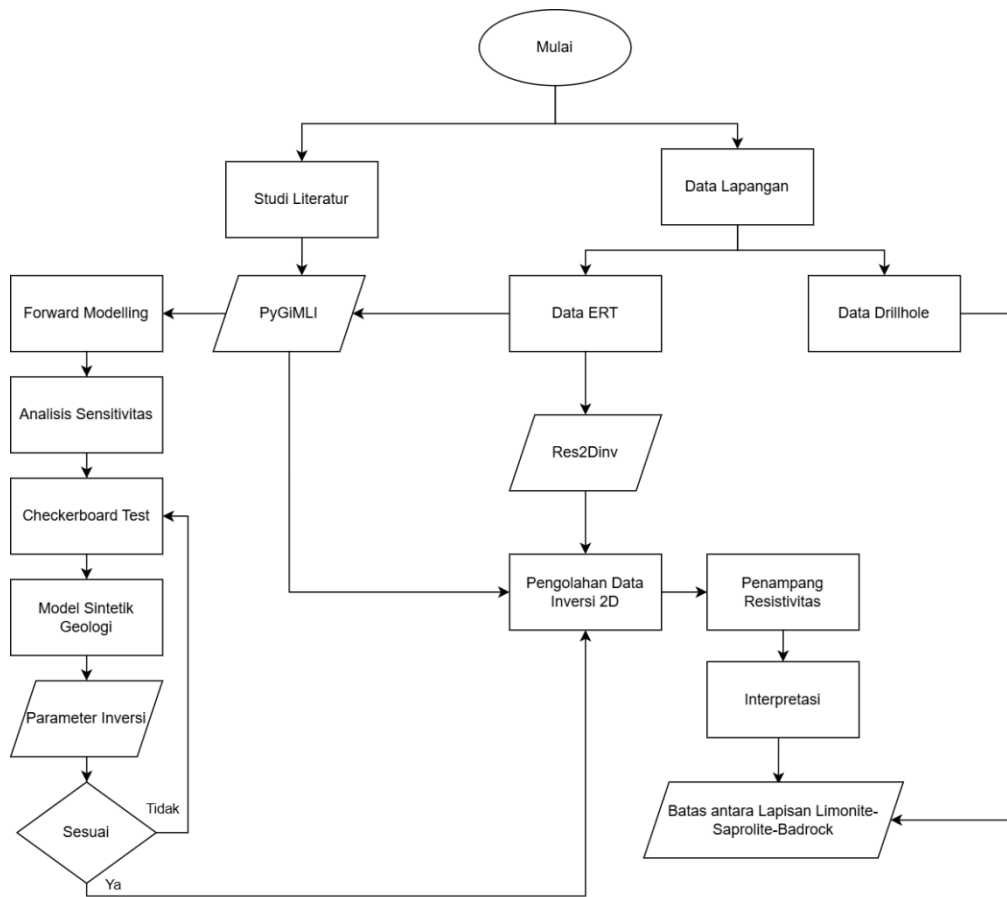
2.5 Interpretasi batas lapisan Limonit dan Saprolite

Interpretasi batas antara lapisan limonit dan saprolit dilakukan berdasarkan hasil penampang resistivitas dari inversi data ERT. Nilai resistivitas yang lebih tinggi diasosiasikan dengan lapisan limonit, yang umumnya bersifat kering, dan memiliki porositas yang rendah. Sebaliknya, nilai resistivitas yang lebih rendah diasosiasikan dengan lapisan saprolit, yang cenderung lebih lembap, kaya mineral terlarut, dan berpori sehingga lebih konduktif. Perubahan signifikan pada kontur resistivitas secara vertikal dimanfaatkan untuk mengidentifikasi transisi antar lapisan (Gambar 2.5). Interpretasi ini diperkuat dengan data geologi regional dan data drillhole (bor) yang tersedia, yang memberikan informasi kedalaman dan litologi aktual di titik-titik tertentu.



Gambar 2. 5 Batas lapisan di tentukan berdasarkan pola ERT yang mengacu pada data drillhole (Patadungan dkk, 2024)

2. 6 Bagan Alir Penelitian



Gambar 2. 6 Bagan alir penelitian