BAB I
PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia merupakan negara yang dianugerahi kekayaan sumber daya alam luar biasa, yang tercermin dari melimpahnya berbagai jenis deposit mineral berharga di seluruh wilayah Nusantara. Di Indonesia bagian timur tersebar luas singkapan batuan ultrabasa akibat pengangkatan kerak samudra sehingga memiliki kandungan nikel, kobalt, dan magnesium yang melimpah. Penemuan deposit nikel di Soroako tahun 1901 menjadi awal penambangan nikel di Indonesia. PT INCO (sekarang dikenal sebagai PT Vale Indonesia) memulai penambangan di Sorowako pada tahun 1968 dan menjadi perusahaan yang aktif melakukan eksplorasi dan eksploitasi nikel pasca kemerdekaan (Irzon et al., 2025).

Eksplorasi nikel laterit merupakan salah satu tahap dalam upaya menemukan dan mengelola sumber daya mineral yang memiliki potensi ekonomi. Proses eksplorasi ini melibatkan pengeboran untuk memperoleh data geologi (Gunawan, 2025). Sebagai tahap awal dalam kegiatan operasional, pengeboran memegang peranan krusial sebagai alat utama dalam pengambilan data bawah permukaan. Tujuan utama dari kegiatan ini mencakup identifikasi mengenai letak geografis, ketebalan lapisan, dimensi penyebaran, hingga perhitungan estimasi jumlah cadangan yang akan dieksploitasi di masa mendatang. Mengingat proses pengeboran memerlukan alokasi modal dan biaya operasional yang sangat tinggi, maka pelaksanaannya dituntut untuk mencapai hasil yang maksimal. Oleh karena itu, setiap tahapan dalam pengeboran harus direncanakan secara matang agar berjalan secara optimal, baik dari sudut pandang teknis geologi maupun dari aspek efisiensi ekonomi dan produktivitas (Syahrul et al., 2023).

Metode *Electrical Resistivity Tomography (ERT)* adalah metode pengukuran resistivitas dipermukaan dengan menggunakan banyak elektroda untuk memperoleh variasi distribusi resistivitas bawah permukaan secara lateral dan vertikal, sehingga didapatkan citra bawah permukaan (Santoso, Wijatmoko, & Supriyana, 2017). Metode ERT bersifat tidak merusak (*nondestructive*) dan bertujuan untuk menentukan distribusi resistivitas bawah permukaan berdasarkan pengukuran di permukaan tanah dengan perhitungan yang mengacu pada hukum Ohm melalui beda potensial yang dihasilkan dari arus listrik buatan yang dialirkan ke dalam tanah. Nilai resistivitas listrik merepresentasikan kemampuan suatu material dalam menghambat aliran arus listrik dan sangat dipengaruhi oleh sifat fisik bawah permukaan, seperti jenis material, struktur geologi, kandungan air, serta komposisi fluida (Alam et al., 2024). Metode ERT banyak digunakan untuk eksplorasi mineral logam, salah satunya dalam eksplorasi nikel laterit. Pemilihan metode ERT didasarkan atas hipotesis bahwa endapan nikel laterit memiliki kontras resistivitas terhadap bedrock. Adanya kontras resistivitas memungkinkan pendugaan endapan nikel laterit dapat di deteksi menggunakan metode ERT (Santoso et al., 2017).

Dalam tahapan eksplorasi lebih lanjut pada tambang nikel laterit, diperlukan perapatan spasi *drilling* (*infill drilling*) untuk meningkatkan kepercayaan estimasi sumber daya. *Infill drilling* bertujuan untuk memperoleh data yang lebih detail mengenai variabilitas lateral dan vertikal zona mineralisasi, distribusi dan ketebalan lapisan serta kontinuitas lapisan limonit dan saprolit. Namun permasalah yang sering muncul adalah ketidaktepatan kedalaman pengeboran berupa *over drill* dan *under drill* yang berdampak pada pembengkakan biaya operasional dan penurunan produktivitas. Penelitian sebelumnya oleh Hasnawiah (2024) berjudul "Penentuan Profil Nikel Laterit Menggunakan Metode ERT *(Electrical Resistivity Tomography)* Dalam Optimalisasi Pengeboran Dan Perhitungan Volume Nikel Laterit" membuktikan bahwa interpretasi data *Electrical Resistivity Tomography* mampu memberikan rekomendasi kedalaman pengeboran serta menekan biaya pengeboran hingga 3.380 USD untuk 29 titik bor. Selanjutnya Wina Damayanti (2025) dalam penelitian "Analisis Perbandingan Volume Nikel Laterit Berdasarkan Integrasi Data ERT Dan Variasi Spasi Data Bor Di Daerah "WD" Blok Timur PT. Vale Indonesia TBK" menetapkan rentang nilai resistivitas untuk setiap lapisan laterit menggunakan pendekatan nilai *percentile*, sehingga dapat menganalisis perbandingan volume berdasarkan integrasi data ERT dan data *drilling* serta merekomendasikan spasi pengeboran yang lebih efektif dan efisien.

Berdasarkan hal tersebut metode ERT terbukti efektif dan mampu mengidentifikasi profil nikel laterit karena terdapat perbedaan karakteristik resistivitas pada setiap lapisan, sehingga dapat membedakan zona limonit, saprolit dan bedrock. Penelitian ini bertujuan untuk mengaplikasikan model resistivitas ERT (*Electrical Resistivity Tomography)* sebagai acuan perencanaan *infill drilling* pada area yang telah memiliki data *drilling* dengan spasi 50 meter. Melalui identifikasi distribusi zona laterit dan prediksi kedalaman lapisan berdasarkan nilai resistivitas, metode ERT diharapkan dapat memberikan informasi tambahan yang akurat dalam menentukan target kedalaman pada titik-titik *infill drilling* spasi 25 meter. Proses validasi dilakukan dengan membandingkan kedalaman *borehole* hasil prediksi ERT dengan kedalaman data drillhole aktual dan membandingkan estimasi volume lapisan limonit dan saprolit dari drillhole hasil prediksi ERT dengan volume yang diperoleh dari data drillhole aktual spasi 25 meter. Perbandingan ini bertujuan untuk mengevaluasi tingkat kesesuaian antara prediksi model resistivitas dengan data aktual sehingga dapat diketahui sejauh mana efektifitas metode ERT sebagai acuan dalam perencanaan *infill drilling.*

1.2 Tujuan Dan Manfaat

1.2.1 Rumusan Masalah

Rumusan masalah pada penelitian ini yaitu:

1. Bagaimana profil laterit di area penelitian berdasarkan nilai resistivitas yang diperoleh menggunakan metode Electrical Resistivity Tomography (ERT)?
2. Seberapa akurat prediksi kedalaman lapisan yang dihasilkan oleh model ERT dibandingkan dengan data *drilling* aktual pada spasi 25 meter?

3. Bagaimana perbandingan estimasi volume limonit dan saprolit antara *drillhole* hasil prediksi ERT dengan *drillhole* aktual spasi 25 meter?

1.2.2 Tujuan

Adapun tujuan pada penelitian ini yaitu :

1. Mengidentifikasi profil laterit berdasarkan nilai resistivitas menggunakan metode ERT di area penelitian.
2. Mengukur akurasi kedalaman lapisan yang dihasilkan model ERT melalui perbandingan dengan data *drilling* aktual pada spasi 25 meter.
3. Membandingkan estimasi volume limonit dan saprolit antara *drillhole* hasil prediksi ERT dengan *drillhole* aktual spasi 25m untuk validasi efektivitas metode ERT dalam plan *drilling*.

1.2.3 Manfaat

Adapun manfaat penelitian ini:

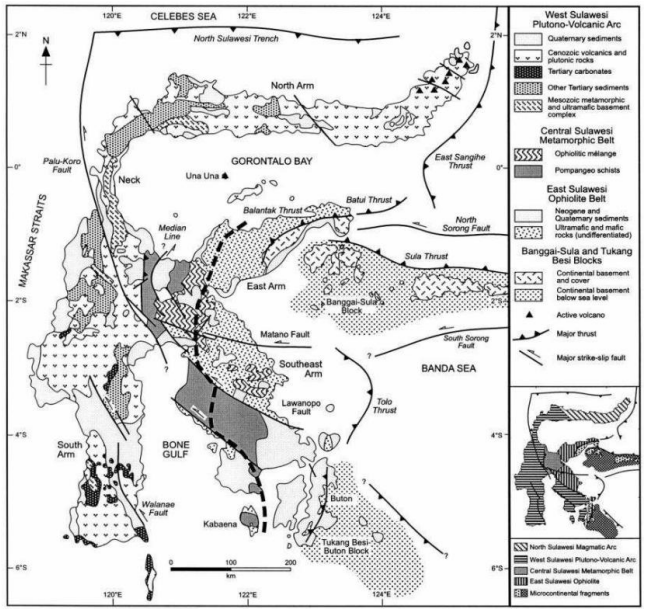
1. Memberikan informasi mengenai distribusi profil laterit berdasarkan nilai resistivitas yang diperoleh dari metode Electrical Resistivity Tomography (ERT) di area penelitian.
2. Mengoptimalkan biaya eksplorasi dengan memanfaatkan data geofisika sebagai acuan dalam menentukan target kedalaman pengeboran.
3. Memberikan gambaran mengenai tingkat kesesuaian estimasi volume limonit dan saprolit antara *drillhole* hasil prediksi ERT dengan *drillhole* aktual.

1.3 Landasan Teori

1.3.1 Tektonik Pulau Sulawesi

Pulau Sulawesi secara tektonik berada pada zona pertemuan tiga lempeng besar yaitu Lempeng Hindia-Australia yang bergerak dari arah selatan dengan kecepatan rata-rata sekitar 7 cm/tahun, Lempeng Pasifik yang bergerak dari arah timur dengan kecepatan sekitar 6 cm/tahun serta Lempeng Asia (Eurasia) yang relatif bergerak ke arah tenggara dengan kecepatan kurang lebih 3 cm/tahun, dan mikrokontinen (Banggai-Sula, Buton) sejak Oligosen Akhir. Interaksi lempeng tersebut menjadikan Sulawesi sebagai salah satu wilayah dengan dinamika tektonik kompleks di Indonesia. Perkembangan tektonik Pulau Sulawesi telah berlangsung sejak zaman Tersier hingga saat ini. Proses tumbukan, subduksi, pengangkatan, dan pergeseran sesar yang terjadi secara berulang menghasilkan morfologi pulau yang unik menyerupai huruf “K”. Dalam konteks tektonik global, Sulawesi tidak dapat dipisahkan dari sistem tektonik Indonesia yang berada pada zona konvergensi dan interaksi aktif antar lempeng. Kondisi ini menyebabkan Sulawesi memiliki struktur geologi yang rumit, aktivitas tektonik yang (Kaharuddin, Hutagalung, & Nurhamdan, 2011). Proses tumbukan keempat lempeng tersebut menyebabkan Pulau Sulawesi memiliki empat buah lengan dengan proses tektonik yang berbeda-beda membentuk satu kesatuan mosaik geologi. Pulau Sulawesi terdiri atas berbagai sesar seperti; sesar Palu-Koro, sesar Poso, sesar Matano, sesar Lawanopo, sesar Walanae, sesar Gorontalo, sesar Batui, sesar Tolo, sesar Makassar dan lain-lain (Sompotan, 2012).

Berdasarkan pembagian struktur litotektonik, Sulawesi dan pulau-pulau di sekitarnya dapat dikelompokkan menjadi empat mandala utama. Pertama, Mandala Barat (*West & North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*) yang merupakan jalur magmatik dan menjadi bagian dari ujung timur Paparan Sunda. Kedua, Mandala Tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*) yang didominasi oleh batuan metamorf dan ditindih oleh batuan bancuh (*melange*) serta diinterpretasikan sebagai bagian dari fragmen blok Australia. Ketiga, Mandala Timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*) yang tersusun atas kompleks ofiolit sebagai representasi segmen kerak samudera yang terimbrikasi, disertai batuan sedimen berumur Trias hingga Miosen. Keempat, Fragmen Benua Banggai–Sula–Tukang Besi, yang meliputi kepulauan di bagian timur dan tenggara Sulawesi dan ditafsirkan sebagai pecahan benua yang bergeser ke arah barat akibat aktivitas sesar mendatar (*strike-slip faults*) yang berasosiasi dengan sistem tektonik dari wilayah New Guinea.



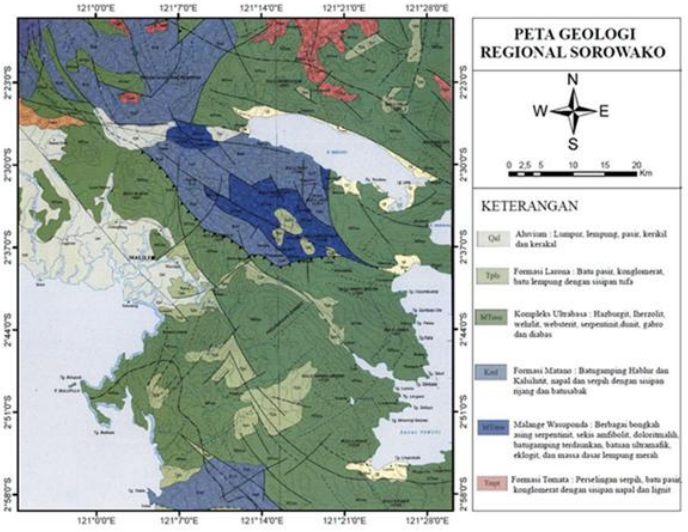
Gambar 1. Lengan Pulau Sulawesi (Golightly, 1979)

Berdasarkan Gambar 1. bagian timur Pulau Sulawesi tersusun atas dua kompleks *subduction mélange* yang terangkat masing-masing pada periode pra-Miosen dan pasca-Miosen sekitar 10^7 tahun yang lalu akibat interaksi beberapa lempeng di kawasan tersebut. Mélange yang lebih tua terletak di bagian selatan dan barat tersusun oleh batuan sekis berarah tenggara serta sejumlah tubuh ultramafik berukuran relatif kecil. Seiring waktu batuan ultramafik tersebut mengalami pelapukan intensif sehingga membentuk dataran rendah berlereng landai yang terdiseksi. Proses pelapukan lanjutan menghasilkan profil lateritisasi yang berkembang cukup baik dan membentuk endapan nikel laterit, meskipun penyebarannya cenderung sporadis dan tidak merata terutama di sepanjang bagian tepi dataran.

Kompleks mélange berumur Miosen hingga pasca-Miosen menempati bagian tengah dan lengan timur laut Pulau Sulawesi. Proses pengangkatan paling intensif terjadi di lengan timur laut, yang diduga berkaitan dengan proses *underthrusting* kerak samudra oleh Banggai Archipelago, yaitu suatu blok kerak benua berdensitas rendah, sehingga gaya apungnya menyebabkan pengangkatan yang lebih kuat dan membuka penampang yang lebih dalam dari kerak samudra hingga mantel. Di sebelah barat dan utara zona subduksi, lengan timur laut Sulawesi tersusun hampir seluruhnya oleh pegunungan horst peridotite serta endapan molasse turunan peridotite yang mengisi lembah graben. Selain itu, terdapat intrusi batuan basa dan dioritik, serta satuan vulkanik kerak samudra yang tersingkap luas di ujung lengan timur laut.

Bagian selatan dari kompleks mélange yang mencakup Soroako–Bahodopi ultramafic mass, mengalami pengangkatan yang relatif lebih rendah. Kompleks seluas sekitar 11.000 km² ini diselingi oleh blok-blok sesar berupa batugamping abisal berumur Kapur dan sisipan rijang berlapis dalam jumlah minor. Beberapa area yang mengalami pengangkatan atau pelengkungan kuat menunjukkan relief lokal lebih dari 600 meter dan masih mengalami erosi aktif. Sementara itu wilayah lain khususnya Lake District yang meliputi Danau Matano, Towuti dan Mahalona dengan sistem aliran ke Sungai Larona berkembang sebagai dataran luas yang tertutupi laterit, sebagian tertutup oleh ferricrete serta memiliki zona tepi yang terdiseksi dengan perkembangan saprolite nikel yang baik (Golightly, 1979).

1.3.2 Geologi Regional



Gambar 2. Peta geologi regional lembar Malili **(Simandjuntak, Rusmana, Surono, & Supandjono, 1991)**

Gambar 2 merupakan peta Lembar Malili yang terletak pada zona UTM 51S dengan koordinat 166.223mE hingga 333.295mE dan 9.778.633mN hingga

9.668.292mN, meliputi daerah seluas 21.000 Km^2. Lembar ini di utara dibatasi oleh Lembar Poso, di timur oleh Lembar Bungku, di selatan oleh Lembar Kendari, Teluk Bone dan Lembar Majene dan di barat oleh Lembar Mamuju. Bagian selatan lembar malili termasuk Kabupaten Luwu, Provinsi Sulawesi Selatan, sedangkan bagian utara termasuk Kabupaten Poso, Provinsi Sulawesi Tengah.

Secara regional Lembar Malili termasuk Mandala Geologi Sulawesi Timur dan Mandala Geologi Sulawesi Barat dengan batas Sesar Palu Koro yang membujur hampir utara-selatan. Mandala Geologi Sulawesi Timur dapat dibagi menjadi dua lajur (Telt): lajur batuah malihan dan lajur ofiolit Sulawesi Timur yang terdiri dari batuan ultramafik dan batuan sedimen petagos Mesozoikum. Di Mandala Geologi Sulawesi Timur batuan tertua adalah batuan ofiolit yang terdiri dari ultramafik termasuk harzburgit, dunit, piroksenit, wehrlit dan serpentinit, serta batuan mafik termasuk gabro dan basal. Mandala Geologi Sulawesi Barat dicirikan oleh lajur gunungapi Paleogen dan Neogen, intrusi Neogen dan sedimen flysch Mesozoikum yang diendapkan di pinggiran benua (Paparan Sunda). Di Mandala Geologi Sulawesi Barat batuan tentua adalah Formasi Latimojong yang diduga berumur Kapur Akhir. Batuan ini terdiri dari deret flysch, perselingan antara argilit, filit, batusabak dan wake dengan sisipan rijang radiolaria dan konglomerat. Batuan ini diduga telah diendapkan di pinggiran benua Sunda. Tak selaras di atasnya di endapkan Formasi Toraja yang terdiri dari serpih, batugamping, batupasir dan konglomerat. Umurnya berjangka dari Eosen - Miosen Tengah.

Berdasarkan peta geologi regional (Gambar 2), daerah penelitian tersusun atas beberapa satuan batuan sebagai berikut:

Satuan Aluvium (Qal) merupakan endapan danau yaitu lempung, pasir dan kerikil. Lempung menunjukkan pelapisan karena perbedaan warna dan agak mengeras dengan tebal lapisan sampai 100 mm. Pasir dan kerikil berwarna kelabu hingga hitam, kurang padat dan mengandung banyak sisa tumbuhan. Struktur perlapisannya cukup baik dengan tebal lapisan hingga 20 cm. Sebaran satuan ini meliputi daerah di selatan Danau Poso, sekitar Danau Matano, Danau Mahalona dan Danau Towuti dengan tebal keseluruhan diperkirakan puluhan meter.

Formasi Larona (Tpls) tersebar setempat-setempat di bagian Barat Daya. Formasi ini tersusun atas batupasir, konglomerat serta batulempung dengan sisipan tufa. Formasi ini berumur Kapur.

Kompleks Ultrabasa (MTosu), Kompleks Ultramafik tersebar luas di bagian Utara dan Selatan. Kompleks ini tersusun atas batuan harzburgit, lherzolit, wehrlit, websterit, serpentinit dan dunit. Harzburgit hijau sampai kehitaman, bertestur holokristalin, kompak dan masif dengan komposisi mineral utama berupa olivin (60%) dan piroksen (40%) berukuran halus hingga kasar. Lherzolit berwarna hijau kehitaman, bertekstur hotokristalin, masif dan kompak. Mineral penyusunnya ialah olivin (45%), piroksen (25%), dan sisanya epidot, yakut, klorit dan mineral bijih ukuran butir halus sampai kasar.

Formasi Matano (Kml), formasi ini terdiri atas batugamping hablur dan kalsilutit, napal, serpih dengan sisipan rijang dan batusabak. Pada bagian bawah didominasi oleh batugamping kalsilutit berlapis dengan lensa rijang, sedangkan pada bagian atas merupakan perselingan antara batugamping masif dan terhablur ulang, napal serta serpih yang disertai lensa batusabak dan rijang.

Melange Wasuponda (Mtmw), tersebar setempat di bagian Barat dan tersusun atas berbagai batuan terdiri dari bongkahan asing, sekis, batuan mafik, amfiboilt, diabas malih, batuan ultramafik, hingga eklogit. Formasi ini berumur Kapur.

Formasi Tomata (Tmpt) tersusun oleh perselingan serpih, batupasir, batupasir dan konglomerat dengan sisipan napal dan lignit. satuan ini berumur Miosen Akhir hingga Pliosen dan diendapkan pada lingkungan laut dangkal hingga setempat payau. (Simandjuntak et al., 1991).

1.3.3 Nikel Laterit

Nikel laterit merupakan tanah residu yang berkembang di atas batuan ultramafik akibat proses pelapukan kimiawi intensif dan pengayaan supergen. Endapan ini memiliki variasi ketebalan yang cukup besar mulai dari beberapa meter hingga lebih dari 100 meter, yang sangat dipengaruhi oleh lamanya proses lateritisasi berlangsung dan intensitas proses laterisasi. Dalam skala global, endapan nikel laterit semakin berperan penting sebagai sumber utama nikel dan kobalt. Pelapukan kimia merupakan faktor yang paling dominan dalam pembentukan dan perkembangan endapan nikel laterit karena proses inilah yang mengontrol dekomposisi mineral primer pada batuan ultramafik serta redistribusi dan akumulasi nikel dalam profil tanah laterit (Ahmad, 2008).

Laterit merupakan tanah sisa hasil pelapukan kimia intensif yang kaya akan kandungan seskuioksida besi dan terbentuk pada kondisi iklim panas dan lembab dengan sistem tanah–air yang mendukung proses *leaching*. Tanah residu yang kaya akan aluminium oksida terhidrasi dikenal sebagai bauksit. Secara umum batuan mafik yang relatif kaya Fe cenderung membentuk laterit sedangkan batuan granitik dan syenitik yang lebih kaya Al cenderung membentuk bauksit. Meskipun komposisi batuan induk berperan dalam penyediaan unsur besi dan aluminium, faktor iklim dan sejarah geologi merupakan pengendali utama dalam menentukan komposisi akhir tanah residu yang terbentuk. Pada kondisi iklim dingin pelapukan batuan mafik dan berlempung umumnya hanya menghasilkan tanah liat sedangkan pada iklim panas dan lembab pelapukan yang berlanjut dapat menghasilkan laterit atau bauksit. Saat ini laterit dipahami sebagai hasil pencucian intensif unsur-unsur *mobile* dan pengayaan residu besi serta aluminium (Ahmad, 2006).

1.3.4 Genesa Nikel Laterit

Proses pelapukan nikel laterit diawali dari pelapukan batuan induk ultramafik seperti peridotite, dunite dan serpentinite yang kaya akan mineral olivine, pyroxene, magnesium silicate dan iron silicate yang memiliki kandungan nikel awal umumnya sekitar 0,2–0,3%. Batuan ultrabasa ini sangat rentan terhadap proses laterisasi

karena unsur Ni secara alami terikat dalam kisi kristal olivine dan pyroxene melalui mekanisme substitusi terhadap Fe dan Mg. Sebelum pelapukan lebih lanjut, batuan peridotit mengalami serpentinisasi akibat fluida hidrotermal yang mengubah mineral primer menjadi mineral serpentin. Proses ini tidak hanya mengubah komposisi mineralogi tetapi juga meningkatkan porositas dan rekahan batuan sehingga mempercepat penetrasi air dan oksigen ke dalam batuan. Pengaruh faktor eksternal seperti udara, air dan perubahan iklim secara terus-menerus menyebabkan terjadinya disintegrasi fisik dan dekomposisi kimia batuan induk (Golightly, 1979).

Pada pelapukan kimia khususnya, air tanah yang kaya akan CO_2 berasal dari udara dan pembusukan tumbuh-tumbuhan menguraikan mineral-mineral yang tidak stabil (olivin dan piroksin) pada batuan ultrabasa sehingga menghasilkan Mg, Fe, Ni yang bersifat larut, sedangkan Si cenderung membentuk koloid dari partikel-partikel silika yang sangat halus. Didalam larutan, Fe teroksidasi dan mengendap sebagai ferri-hydroksida yang akhirnya membentuk mineral-mineral seperti geothit, limonit, dan haematit dekat permukaan. Bersama mineral-mineral ini selalu ikut serta unsur cobalt dalam jumlah kecil. Larutan yang mengandung Mg, Ni dan Si terus menerus kebawah selama larutannya bersifat asam, hingga pada suatu kondisi dimana suasana cukup netral akibat adanya kontak dengan tanah dan batuan, maka ada kecenderungan untuk membentuk endapan hydrosilikat. Nikel yang terkandung dalam rantai silikat atau hydrosilikat dengan komposisi yang mungkin bervariasi tersebut akan mengendap pada celah-celah atau rekahan-rekahan yang dikenal dengan urat-urat garnierit dan krisopras. Sedangkan larutan residunya akan membentuk suatu senyawa yang disebut saprolit yang berwarna coklat kuning kemerahan. Unsur-unsur lainnya seperti Ca dan Mg yang terlarut sebagai bikarbonat akan terbawa kebawah sampai batas pelapukan dan akan diendapkan sebagai dolomit, magnesit yang biasa mengisi celah-celah atau rekahan-rekahan pada batuan induk. Dilapangan urat-urat ini dikenal sebagai batas petunjuk antara zona pelapukan dengan zona batuan segar yang disebut dengan akar pelapukan (*root of weathering*) (Isjudarto, 2013).

1.3.5 Faktor Pembentukan Nikel Laterit

Menurut Ahmad (2006) terdapat beberapa faktor utama yang memengaruhi pembentukan pembentukan endapan nikel laterit;

1. Batuan induk.

Dalam proses pembentukan endapan laterit nikel-besi (Ni-Fe), komposisi mineralogi dari batuan induk memegang peranan yang sangat krusial. Batuan induk harus mengandung mineral ferromagnesian yang cukup tinggi sebagai sumber utama nikel. Secara geokimia kelompok batuan mafik dan ultramafik merupakan jenis batuan yang paling ideal untuk mendukung proses lateritisasi. Batuan ultrabasa memiliki proporsi mineral ferromagnesian yang lebih tinggi dan secara ideal cocok untuk pengembangan laterit nikel-besi.

2. Suhu yang relatif tinggi

Suhu memainkan peran yang sangat penting dalam mempercepat proses pelapukan kimia. Menurut aturan Van't Hoff, setiap perubahan 10°C suhu meningkatkan kecepatan reaksi kimia dengan sekitar 2 sampai 3 kali. Iklim tropis dimana suhu umumnya lebih tinggi dari 20 ° C secara ideal cocok untuk pengembangan laterit.

3. Perairan sedikit asam

Air yang sedikit asam mempercepat proses kimia sangat signifikan. Air asam tersebut disediakan dalam iklim tropis basah melalui hujan asam alami dan ketersediaan asam humat yang dihasilkan dari pembusukan vegetasi di lantai hutan.

4. Curah hujan

Tanah laterit adalah produk iklim basah-panas dan tidak berkembang tanpa tingkat signifikan curah hujan. Curah hujan yang tinggi diperlukan untuk memicu reaksi pelapukan dan melindi unsur terlarut dari profil tanah. Perbedaan intensitas curah hujan menghasilkan variasi karakter laterit, dimana pembilasan rendah mempertahankan magnesium dan silika dalam bentuk mineral lempung sedangkan pembilasan intensif pada iklim lembab menghambat pembentukan lempung.

5. Struktur

Struktur yang sangat dominan adalah struktur kekar (*joint*) dibandingkan struktur patahan. Batuan beku pada umumnya memiliki porositas dan permeabilitas yang sangat rendah sehingga sulit ditembus air. Keberadaan rekahan-rekahan akan meningkatkan jalur masuk air ke dalam batuan sehingga mempercepat dan mengintensifkan proses pelapukan. Intensitas dan kerapatan kekar sangat memengaruhi tingkat penetrasi air.

6. Unsur kimia

Unsur atau senyawa berperan dalam mempercepat terjadinya pelapukan. Air tanah yang mengandung CO_2 memiliki peranan utama dalam pelapukan kimia melalui pembentukan larutan asam. Selain itu, asam-asam humus hasil dekomposisi bahan organik turut mempercepat proses pelindian (*leaching*) unsur-unsur tertentu dan memengaruhi perubahan pH larutan. Keberadaan asam humus berkaitan erat dengan kondisi vegetasi, di mana sistem perakaran tanaman memperlancar infiltrasi air ke dalam batuan serta meningkatkan akumulasi air hujan sehingga intensitas pelapukan menjadi lebih besar.

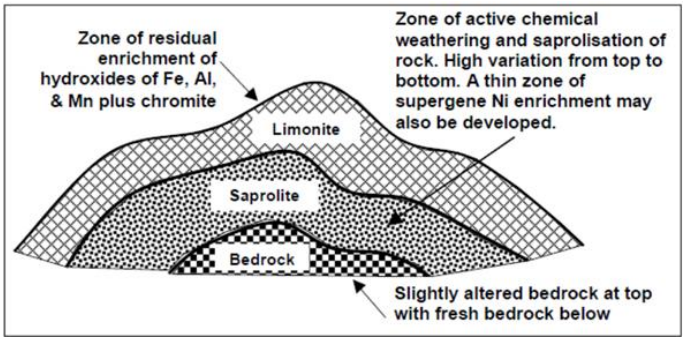
7. Topografi

Topografi berlereng landai sangat mendukung dalam mempertahankan laterit yang terbentuk. Tingkat kemiringan lereng sangat memengaruhi keseimbangan antara laju pembentukan tanah dengan laju erosi permukaan. Pada area dengan lereng yang terlalu curam akumulasi endapan laterit cenderung sulit berkembang karena adanya paparan erosi kontinu yang secara agresif mengikis lapisan sedimen sebelum sempat berkembang secara masif. Sebaliknya, kondisi topografi yang terlalu datar juga tidak dianggap ideal bagi pembentukan nikel laterit. Hal ini disebabkan karena wilayah dataran rendah sering kali memiliki sistem drainase yang buruk sehingga menghambat proses pembilasan (*leaching*) unsur-unsur mobile. Tanpa adanya sirkulasi air tanah yang dinamis untuk membawa larutan sisa, proses pengayaan residu mineral nikel menjadi terhambat.

8. Waktu

Proses laterisasi memerlukan ketersediaan waktu yang panjang untuk menghasilkan ketebalan endapan yang signifikan, umumnya berlangsung selama jutaan tahun dalam kondisi iklim tropis yang relatif stabil. Meskipun relatif cepat secara geologi, pembentukan laterit umumnya berlangsung selama beberapa juta tahun.

1.3.6 Profil Laterit



Gambar 3. Profil Laterit (Ahmad, 2006)

Proses laterisasi menghasilkan profil laterit seperti yang diilustrasikan oleh Gambar 3, pelapukan berlapis yang tersusun secara vertikal dimana laterit termuda berada di bagian bawah sedangkan laterit lebih tua di bagian atas akubat proses pelapukan yang berlangsung progresif dari permukaan ke bawah. Stratifikasi dalam profil laterit sangat dipengaruhi oleh peran air, baik melalui pergerakan vertikal ke bawah maupun fluktuasi muka air tanah. Keberadaan dan ketersediaan air menjadi faktor kunci dalam pembentukan dan diferensiasi zona-zona laterit. Secara umum profil laterit dapat dibagi menjadi tiga zona utama, yaitu zona limonit di bagian atas yang kaya oksida besi, zona saprolit di bagian tengah yang masih mempertahankan tekstur batuan asal namun telah mengalami pelapukan intensif dan zona batuan dasar (*bedrock*) di bagian bawah yang relatif belum terlapukkan dan menjadi sumber material pembentuk laterit (Ahmad, 2006).

1.3.6.1 Limonit

Zona limonit merupakan zona paling atas dalam profil laterit dan sering disebut sebagai zona oksida. Zona ini dicirikan oleh dominasi kandungan mineral goetit dan merupakan hasil pelapukan lanjut yang intens sehingga telah kehilangan struktur serta tekstur batuan asalnya akibat runtuhan material di bawah beratnya sendiri. Pada kondisi permukaan yang bersifat asam, material limonit dapat mengalami remobilisasi dan mengkristal kembali membentuk ferricrete seperti *iron cap*. Pada bagian bawah zona limonit umumnya diperkaya mangan, kobalt dan nikel dalam bentuk gumpalan mangan atau asbolit yang mengisi rekahan dan kekar. Akibat proses runtuhan zona limonit cenderung memiliki kerapatan curah kering yang relatif lebih tinggi dibandingkan dengan zona transisi (Ahmad, 2006).

1.3.6.2 Zona Transisi

Dalam profil pelapukan nikel laterit zona transisi ialah lapisan perantara yang memisahkan zona limonit di bagian atas dengan zona saprolit di bagian bawah. Zona ini tersusun oleh tanah liat smektit yang lunak, umumnya nontronit serta kuarsa kristalin yang lebih keras. Pada zona ini, struktur dan tekstur batuan asal masih cukup terpelihara dengan baik karena materialnya belum mengalami pelapukan dan runtuhan sempurna. Salah satu ciri pada zona ini adalah masih terjaganya struktur serta tekstur asli dari batuan induk meskipun telah terjadi perubahan mineralogi akibat proses pelapukan kimia. Apabila zona transisi berkembang dengan baik gumpalan mangan cenderung dijumpai di bagian atas zona ini dibandingkan pada dasar zona limonit (Ahmad, 2006).

1.3.6.3 Saprolit

Zona saprolit merupakan zona batuan dasar yang telah mengalami perubahan akibat pelapukan. Pada zona ini proses pelapukan kimia berlangsung paling aktif. Pelapukan terjadi sepanjang kekar, rekahan, belahan serta mikrorekahan pada mineral penyusun batuan sehingga membentuk bongkah batuan (*boulders*) dengan tepi yang mengalami saprolitisasi. Zona ini masih memiliki struktur dan tekstur batuan induk dengan baik dan sebagian besar mineral primer masih dapat dikenali dan terawetkan. Saprolit tersusun atas fragmen batuan dasar, *saprolised rims boulders* serta endapan kuarsa dan garnierit yang sering mengandung kadar nikel ekonomis. Pada *peridotit unserpentinised* proses saprolitisasi terbatas pada permukaan batuan sehingga *boulders unsaprolised* umumnya miskin nikel. Sebaliknya pada *peridotit serpentinised* proses pelapukan berlangsung lebih merata sehingga *boulders unsaprolised* dapat mengandung supergen nikel dalam jumlah yang signifikan (Ahmad, 2006).

1.3.6.4 Bedrock

Zona bedrock atau batuan dasar merupakan lapisan paling bawah dalam susunan profil laterit yang menandakan batas akhir dari proses pelapukan intensif. Pada zona ini transformasi kimiawi dan fisik baru mulai berlangsung dan umumnya berlangsung secara sangat terbatas, dimana pengaruh pelapukan hanya berkembang melalui rekahan (*fractures*) serta kekar-kekar (*joints*) pada batuan. Rekahan-rekahan inilah yang menjadi jalur masuk bagi air tanah untuk memulai proses dekomposisi mineral primer pada skala mikro. Zona ini secara dominan masih mempertahankan integritas struktural, tingkat kepadatan yang tinggi, serta karakteristik fisik asli batuan yang belum teralterasi secara masif. Perubahan fisik hanya terlihat pada bagian permukaan batuan yang bersentuhan langsung dengan zona saprolit yang mulai terpengaruh oleh proses pelapukan awal (Ahmad, 2006).

1.3.7 *Ore Type*

Tabel 1. *Ore Type* Soroako

Class. Parameters	**West Block Ore Types**			**East Block & Petea Ore Types**			
Main ore types	**-1”**	**-1”**	**-1”**	**-1”**	**-1”**	**-6”**	**-18”**

	Type-1	Type-2	Type-3	Hi Olivine	Lo Olivine		
Ultramafic rock	Generally harzburgite with some dunite			Generally lherzolite at Sorowako East Block; generally harzburgite at Petea.			

Lanjutan Tabel 1.

Class. Parameters	West Block Ore Types			East Block & Petea Ore Types			
Main ore types	**-1" Type-1**	**-1" Type-2**	**-1" Type-3**	**-1" Hi Olivine**	**-1" Lo Olivine**	**-6"**	**-18"**
Level of serpentinisation	Nil <5%	Low 5-10%	Low 10-15%	Low 10-15%	Medium 15-25%	High 30-60%	V. High 60-100%
Magnetic susceptibility	Very Low			Generally Low		Very High	
SiO2/MgO ratio	2.2 – 2.6			1.8 – 2.0	1.6 – 1.8	1.4 – 1.6	
Iron content	High: 20-24%			High: 20-24%		Low: 15-18%	
Optimum screen size (upgrading)	-1"			-1"	-1"	-6"	-18"
Screen recovery ROM to DKP	25-30%			35%		50%	60%
Alternate screen size to improve screen recovery	No alternate size available			No alternate size	-6"	-18"	Entire ROM
Screen recovery using alternate size	No alternate size available			No alternate size	50%	60%	67%
Hardness of boulders	Extremely hard	Very hard		Medium hard	Medium hard	Soft	Soft
Fracture density	Very Low	Medium		Medium	High	Very High	
Dificulity of mining	High	Medium (+)	Medium (-)	Low			
Saprolite thickness drilled by auger	<1.5m	1.5 - 4.5m	>4.5m	Not used for classifying East Block ore types			
Olivine content in the beneficiated ore	Medium			Low			
Olivine content in the rocky fraction	High			High	Low		
OB thickness	Medium			Generally high except at Petea			
Ore thickness	High			Medium			

Sumber; Ahmad, W. (2005). *Mine Geology At PT. Inco*.

Pada Tabel 1 klasifikasi *ore type* dilakukan dengan tujuan mendukung proses benefisiasi bijih, menentukan kemudahan penambangan, serta meningkatkan efisiensi proses *smelting*. Parameter utama yang digunakan dalam klasifikasi meliputi jenis batuan ultramafik, tingkat serpentinisasi, *ore chemistry (silica to magnesia ratio* dan *iron content),* potensi peningkatan kadar melalui penyaringan, tingkat kesulitan penambangan serta kandungan olivin (Ahmad, 2005):

1. Berdasarkan jenis batuan ultramafik, karakter *ore* sangat dipengaruhi oleh jenis bedrock. Pada *West Block* batuan dasar didominasi oleh harzburgit dengan kandungan olivin tinggi dan piroksen berupa orthopyroxene. *East Block* umumnya tersusun oleh lherzolit dengan kandungan olivin lebih rendah serta kehadiran orthopyroxene dan clinopyroxene, sedangkan daerah Petea kembali didominasi oleh harzburgit. Batuan dengan kandungan olivin tinggi seperti dunit dan peridotit kaya olivin umunya memiliki konsentrasi *initial nickel content* yang lebih besar sehingga berpotensi menghasilkan kadar nikel laterit yang lebih tinggi dibandingkan batuan dengan kandungan olivin lebih rendah.
2. Tingkat serpentinisasi merupakan faktor penting yang memengaruhi karakter bijih. Peridotit di *West Block* umumnya bersifat *unserpentinised* (tidak terserpentinisasi) atau hanya mengalami serpentinisasi sangat rendah sedangkan di *East Block* menunjukkan tingkat serpentinisasi yang bervariasi dan area Petea umumnya *highly serpentinised peridotite* bahkan mendekati 100%. Peningkatan derajat serpentinisasi umumnya berkorelasi dengan kemudahan penambangan karena batuan menjadi lebih lunak serta berhubungan dengan *enrichment of nickel* pada fraksi batuan kasar.
3. Karakter *ore chemistry* dibedakan berdasarkan *silica to magnesia ratio (S/M ratio)* yang menjadi dasar klasifikasi tipe West dan East. West *type ores* umumnya memiliki *S/M ratio* dan *iron content* yang lebih tinggi dibandingkan East *type ores* yang cenderung mengandung fraksi batuan kasar *(rocky fraction)* dalam jumlah.
4. Tingkat kesulitan penambangan dipengaruhi oleh kekerasan batuan dasar serta intensitas rekahan dan kekar yang berkembang. *Unserpentinised peridotit* di *West Block* bersifat sangat keras sehingga lebih sulit ditambang. Sebaliknya *serpentinised peridotite* di East Block dan Petea bersifat lebih lunak dan mudah ditambang. Kandungan olivin juga menjadi pertimbangan penting karena keberadaannya bersifat merugikan dalam proses peleburan *(smelting)* sehingga fraksi bijih dengan kandungan olivin tinggi perlu dibatasi atau disisihkan melalui penyaringan tambahan. Oleh karena itu, klasifikasi *ore type* di Sorowako - Petea tidak hanya didasarkan pada aspek geologi tetapi juga mempertimbangkan implikasi langsung terhadap kegiatan penambangan, pengolahan dan peleburan bijih.
5. Mineral olivin memiliki pengaruh yang merugikan dalam proses peleburan sehingga keberadaannya dalam bijih perlu dibatasi seminimal mungkin. Kandungan olivin yang tinggi dapat menurunkan efisiensi proses metalurgi. Pada bijih dari *West Block* kandungan olivin relatif tinggi. Pada *East Block* kandungan olivin menunjukkan variasi yang cukup besar. Pada peridotit yang telah mengalami serpentinisasi sempurna, seperti di daerah Petea, kandungan olivin dapat mendekati nol. Bijih *East Block* dengan kandungan olivin tinggi diperlakukan serupa dengan tipe bijih *West*

Block, yaitu melalui proses *wet screening* di area tambang hingga ukuran –2 inci atau –6 inci, kemudian dilanjutkan dengan *dry screening* di pabrik pengolahan hingga ukuran –1 inci.

1.3.8 Metode Resistivitas

Resistivitas listrik merupakan kebalikan dari konduktivitas listrik yaitu sifat intrinsik suatu material yang menyatakan tingkat hambatannya terhadap aliran arus listrik. Konduksi ionik terjadi akibat keberadaan elektrolit yang mengisi ruang pori yang saling terhubung. Distribusi arus listrik di dalam bumi dapat divisualisasikan melalui bidang *equipotential* dengan garis aliran arus yang bergerak tegak lurus terhadap bidang tersebut. Sebagian besar survei resistivitas menerapkan pendekatan pengukuran empat elektroda, dimana arus listrik diinjeksikan ke bawah permukaan melalui dua *current electrodes*, sementara perbedaan potensial listrik diukur menggunakan satu atau lebih pasangan *potential electrodes*. Nilai resistivitas bawah permukaan dihitung berdasarkan hasil pengukuran arus dan beda potensial, serta faktor geometrik yang bergantung pada konfigurasi dan jarak antar elektroda dengan mengacu pada hukum Ohm. Perkembangan peralatan geolistrik modern yang dilengkapi dengan sistem *multichannel* serta akuisisi data otomatis dan mandiri berbasis komputer telah meningkatkan efisiensi dan kecepatan pengambilan data lapangan secara signifikan. Metode pencitraan resistivitas permukaan ini dikenal sebagai *Electrical Resistivity Tomography* (ERT), yang memungkinkan penggunaan elektroda dalam jumlah besar secara bergantian sebagai elektroda arus maupun elektroda potensial, sehingga dapat menghasilkan model resistivitas dua dimensi (2D) maupun tiga dimensi (3D) (Kelley et al., 2012).

Seluruh metode resistivitas menggunakan sumber arus buatan yang diinjeksikan ke dalam tanah melalui elektroda. Prosedur pengukuran dilakukan dengan mengalirkan arus ke dalam bumi melalui elektroda arus kemudian mengukur beda potensial pada elektroda lain. Karena besar arus yang diinjeksikan juga diukur maka nilai resistivitas semu (*apparent resistivity*) bawah permukaan dapat dihitung (Telford, Geldard, & Sheriff, 1990). Metode resistivitas didasarkan pada teori arus searah (*direct current*/DC) dalam konduksi listrik. Dengan analogi rangkaian listrik, material berpori diasumsikan berperilaku sebagai suatu resistor murni. Secara fundamental metode resistivitas DC bertujuan untuk mengukur besarnya hambatan suatu medium berpori terhadap pergerakan muatan listrik. Proses perpindahan muatan listrik ini disebut sebagai konduksi atau elektromigrasi, yang didefinisikan sebagai arus listrik (I) dengan satuan ampere (A), yaitu laju aliran muatan listrik sebesar satu coulomb per detik yang melalui suatu bidang. Muatan listrik tersebut dibawa oleh elektron bebas pada logam, serta oleh ion-ion dalam medium elektrolit, seperti pada air asin atau air tanah (Binley & Slater, 2020).

Hukum Ohm merupakan persamaan konstitutif yang menjelaskan hubungan antara arus listrik (I) yang mengalir melalui suatu medium konduktor dan beda potensial listrik atau tegangan (ΔV) antara dua titik. Besarnya arus listrik yang

mengalir berbanding lurus dengan beda potensial yang diterapkan di antara kedua titik tersebut.

$$I = \frac{\Delta V}{R} \tag{1}$$

besaran R merupakan konstanta proporsionalitas yang dikenal sebagai hambatan listrik (*resistance*) dengan satuan ohm (Ω). Hukum Ohm menyatakan bahwa nilai hambatan ini bersifat konstan dan tidak bergantung pada besar arus yang mengalir (Binley & Slater, 2020). Menurut Telford et al., (1990) nilai hambatan R dapat ditentukan berdasarkan tegangan V yang diberikan pada kedua ujung silinder dan arus listrik I yang mengalir melaluinya sesuai dengan Hukum Ohm, dimana R dinyatakan dalam ohm (Ω), V dalam volt (V) dan I dalam ampere (A).

Tahanan jenis (resistivitas) listrik suatu silinder dengan panjang L dan luas penampang A, yang memiliki hambatan R di antara kedua ujungnya dinyatakan dengan persamaan:

$$\rho = \frac{RA}{L} \tag{2}$$

dengan ρ adalah resistivitas. Apabila luas penampang A dinyatakan dalam meter persegi (m^2), panjang L dalam mater (m) dan hambatan R dalam ohm (Ω) maka satuan resistivitas adalah ohm-meter (Ωm). Untuk dimensi dalam sentimeter satuan yang digunakan adalah ohm-centimeter (Ωcm) dengan hubungan 1 Ωm = 100 Ωm.

Dalam medium homogen isotropik apabila dialiri arus listrik searah maka besarnya elemen arus (dI) yang melalui sebuah elemen luasan (dA) dengan rapat arus (J) dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$dl = \vec{J} \cdot d\vec{A} \tag{3}$$

Rapat arus $\vec{J}$ dan medan listrik $\vec{E}$ memiliki hubungan dari Hukum Ohm yaitu:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \tag{4}$$

dimana σ adalah konduktivitas listrik medium dalam ohm/meter (Ω/m) dan $\vec{E}$ adalah medan listrik dalam volt/meter (V/m). Medan listrik sendiri merupakan gradien potensial yang dinyatakan sebagai:

$$\vec{E} = -\vec{\nabla} V \tag{5}$$

dengan V adalah potensial listrik. Subtitusi kedua persamaan diperoleh:

$$\vec{J} = -\sigma \vec{\nabla} V \tag{6}$$

Untuk arus tetap, maka berlaku persamaan:

$$\nabla \cdot \vec{J} = 0 \tag{7}$$

sehingga subtitusi dengan persamaan sebelumnya menghasilkan:

$$\nabla \cdot \left(\sigma \vec{\nabla} V\right) = 0 \tag{8}$$

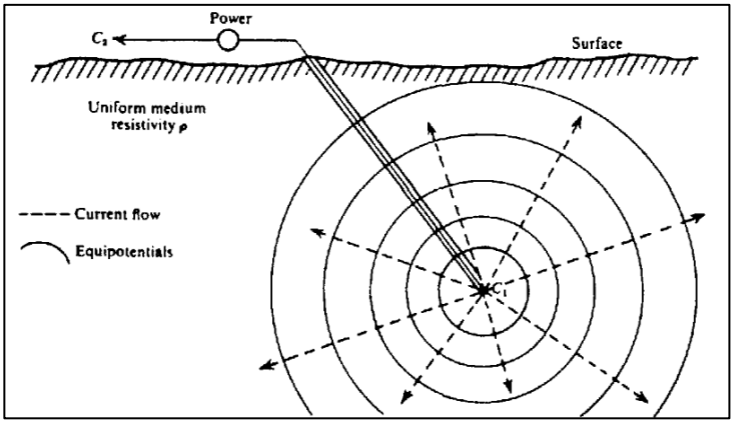
atau,

$$\nabla \sigma \cdot \vec{\nabla} V + \sigma \nabla^2 V = 0 \tag{9}$$

Apabila konduktivitas (σ) dianggap konstan di seluruh medium maka persamaan (9) menyerhana menjadi Persamaan Laplace dimana suku pertama = 0, sehingga dituliskan sebagai:

$$\nabla^2 V = 0 \tag{10}$$

Persamaan ini merupakan persamaan dasar dalam teori geolistrik tahanan jenis.



Gambar 4. Sumber Arus Tunggal di Dalam Bumi (Telford et al., 1990)

Gambar 4 merupakan model sumber arus titik yang tertanam dalam medium homogen dengan resistivitas seragam ρ. Garis putus-putus menunjukkan arah aliran arus sedangkan garis melingkar menunjukkan bidang ekuipotensial. Pada medium homogen isotropik aliran arus menyebar secara radial ke segala arah serta tegak lurus terhadap ekuipotensial. Setiap titik ekuipotensial dalam bumi membentuk permukaan bola yang memenuhi persamaan Laplace koordinat bola $(r, \theta, \emptyset)$ sebagai berikut:

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2 \sin\theta}\frac{\partial}{\partial \theta}\left(\sin\theta \frac{\partial V}{\partial \theta}\right) + \frac{1}{r^2 \sin\theta}\frac{\partial^2 V}{\partial \emptyset^2} = 0 \tag{11}$$

Dalam kondisi dimana rotasi dan revolusi bumi tidak mempengaruhi perubahan ekuipotensial dimana potensial listrik hanya bergantung pada jarak radial r dari eletroda arus, maka arah θ dan $\emptyset$ diabaikan. Dengan asumsi tersebut persamaan Laplace dapat disederhanakan menjadi (Telford et al., 1990):

$$\nabla^2 V = \frac{d}{dr}\left(r^2 \frac{dV}{dr}\right) = 0 \tag{12}$$

karena $\nabla^2 V = 0$, maka

$$\frac{d}{dr}\left(r^2 \frac{dV}{dr}\right) = 0 \tag{13}$$

persamaan 13 kemudian diintegralkan sehingga diperoleh persamaan:

$$\int \frac{d}{dr}\left(r^2 \frac{dV}{dr}\right) = \int 0 \quad \rightarrow \quad r^2 \frac{dV}{dr} = C \quad \rightarrow \quad \frac{dV}{dr} = \frac{C}{r^2} \tag{14}$$

$$\int dV = \int \frac{C}{r^2} dr \quad \rightarrow \quad V = -\frac{C}{r} + D \tag{15}$$

dengan C dan D merupakan suatu konstanta. Karena potensial $V = 0$ saat jarak dari sumber tak berhingga $(r = \infty)$ maka diperoleh $D = 0$, sehingga persamaan 15 menjadi:

$$V = -\frac{C}{r} \tag{16}$$

Arus mengalir secara radial ke segala arah dari sumber titik, sehingga jumlah arus yang melewati permukaan ekuipotensial tersebut yaitu $I = A\vec{J}$. Luas permukaan ekuipotensial berbentuk bola yaitu $A = 4\pi r^2$, maka diperoleh persamaan:

$$I = 4\pi r^2 J \tag{17}$$

Subtitusikan persamaan 6 ke persamaan 17 maka,

$$I = 4\pi r^2\left(-\sigma\vec{\nabla}V\right) \tag{18}$$

Karena V dalam fungsi r maka $\vec{\nabla}V = \frac{dV}{dr}$ dan $\frac{dV}{dr} = \frac{C}{r^2}$ sehingga diperoleh:

$$I = -4\pi r^2\sigma\frac{C}{r^2} = -4\pi\sigma C \tag{19}$$

Karena $\sigma = \frac{1}{\rho}$, maka persamaan 19 menjadi:

$$I = -4\pi\frac{1}{\rho}C \quad \rightarrow \quad C = -\frac{I\rho}{4\pi} \tag{20}$$

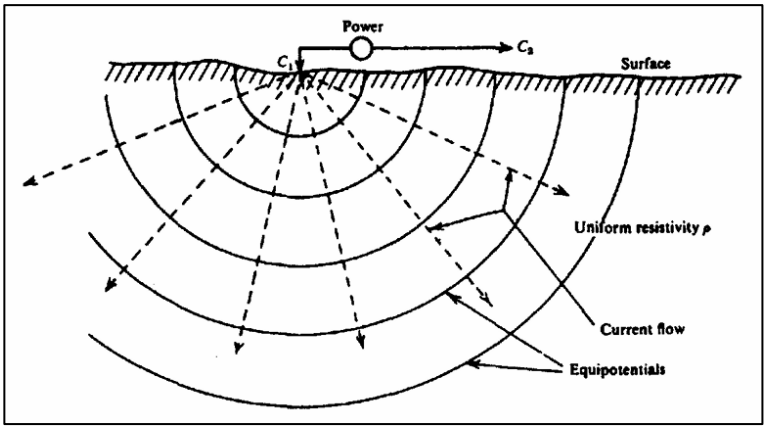
Subtitusi persamaan 20 pada persamaan 16 maka diperoleh persamaan:

$$V = \left(\frac{I\rho}{4\pi}\right)\frac{1}{r} \tag{21}$$

Atau dapat dinyatakan kembali sebagai:

$$\rho = \frac{4\pi rV}{I} \tag{22}$$

Dengan V adalah potensial listrik (V), ρ adalah resistivitas dengan satuan Ohm meter (Ωm), I adalah kuat arus listrik (A), $\vec{J}$ adalah rapat arus dengan satuan A/m^2 dan σ adalah konduktivitas (S/m). Persamaan ini menunjukkan hubungan resistivitas dengan potensial akibat injeksi arus dari sumber titik pada kedalaman.



Gambar 5. Sumber Arus Tunggal di Permukaan Bumi (Telford et al., 1990)

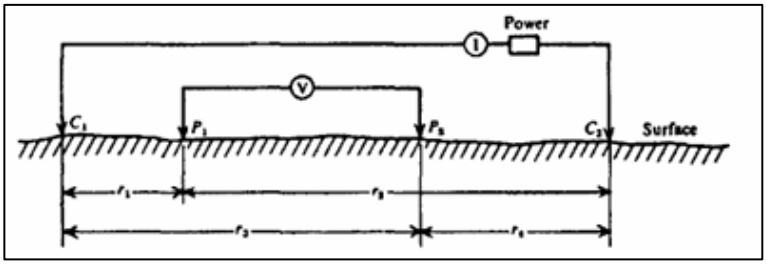
Apabila elektroda arus yang mengalirkan arus sebesar I ampere ditempatkan di permukaan dan undara di atas permukaan dianggap memiliki konduktivitas nol akan membentuk bidang ekuipotensial berbentuk setengah bola seperti pada Gambar 5, maka luas permukaan ekuipotensial menjadi $2\pi r^2$ dan potensial pada persamaan 21 menjadi (Telford et al., 1990):

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\frac{1}{r} \tag{23}$$

Atau dapat dinyatakan kembali sebagai:

$$\rho = \frac{2\pi r V}{I} \tag{24}$$

Prinsip inilah yang menjadi dasar perhitungan resistivitas semu pada pengukuran resistivitas permukaan.



Gambar 6. Dua Elektroda Arus dan Potensial di Permukaan (Telford et al., 1990)

Gambar 6 merupakan konfigurasi dua elektroda arus dan dua elektroda potensial yang ditempatkan di permukaan. Pada gambar dapat dilihat bahwa elektoda potensial P_1 dan P_2 serta elektroda arus C_1 dan C_2 terpasang dengan konfigurasi tertentu dimana r_1, r_2, r_3, dan r_4 merupakan jarak antar posisi eletroda tersebut. Apabila dua elektroda arus ditempatkan di permukaan dengan jarak tertentu maka potensial pada suatu titik di permukaan akan dipengaruhi oleh kedua elektroda arus tersebut, maka potensial di titik P_1 akibat elektroda arus C_1 dapat dinyatakan sebagai (Telford et al., 1990):

$$V_1 = -\frac{A_1}{r_1} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\frac{1}{r_1} \tag{25}$$

Karena arus pada kedua elektroda memiliki besar yang sama namun arah yang berlawanan maka potensial di titik P_1 akibat elketroda C_2 adalah:

$$V_2 = -\frac{A_2}{r_2} = -\left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\frac{1}{r_2} \tag{26}$$

Sehingga potensial total pada titik P_1 akibat arus C_1 dan C_2 adalah:

$$V_{P1} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \tag{27}$$

Potensial total pada titik P_2 akibat arus C_1 dan C_2 adalah:

$$V_{P2} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right) \tag{28}$$

Beda potensial antara P_1 dan P_2 dinyatakan sebagai:

$$\Delta V = V_{P1} - V_{P2}$$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{r_1}-\frac{1}{r_2}\right)-\left(\frac{1}{r_3}-\frac{1}{r_4}\right)\right] \quad (29)$$

Dari persamaan (29) diperoleh nilai resistivitas yaitu:

$$\rho = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1}-\frac{1}{r_2}\right)-\left(\frac{1}{r_3}-\frac{1}{r_4}\right)\right]}\frac{\Delta V}{I} \quad (30)$$

Atau dapat dituliskan:

$$\rho = K\frac{\Delta V}{I} \quad (31)$$

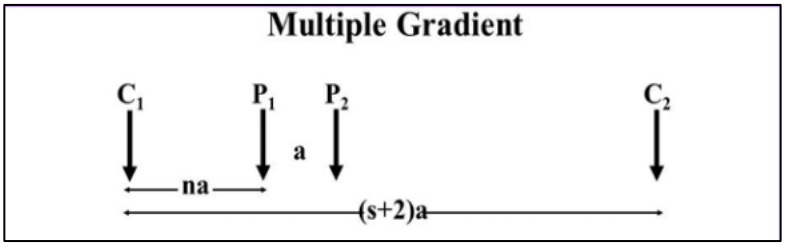
Dengan,

$$K = 2\pi\left[\left(\frac{1}{r_1}-\frac{1}{r_2}\right)-\left(\frac{1}{r_3}-\frac{1}{r_4}\right)\right]^{-1} \quad (32)$$

Keterangan :

ΔV = beda potensial antara P_1 dan P_2 (Volt)
I = kuat arus yang melalui elektroda arus C_1 dan C_2 (Ampere)
K = faktor geometri
r_1 = jarak antara C_1 dan P_1 (meter)
r_2 = jarak antara C_2 dan P_1 (meter)
r_3 = jarak antara C_1 dan P_2 (meter)
r_4 = jarak antara C_2 dan P_2 (meter)

1.3.9 Konfigurasi *Gradient*



Gambar 7. Konfigurasi gradient (Dahlin & Zhou, 2006)

Konfigurasi gradient adalah salah satu konfigurasi yang jarang digunakan. Salah satu keunggulan utama konfigurasi *gradient* adalah efisiensi akuisisi data karena konfigurasi ini memungkinkan banyak pengukuran dilakukan secara simultan dalam satu kali injeksi arus. Hal ini secara signifikan mengurangi waktu pengukuran tanpa mengurangi kepadatan datum yang diperoleh (Dahlin & Zhou, 2004). Pada Gambar 7 diilustrasikan konfigurasi gradient, dimana survei gradient multi-elektroda dilakukan dengan menginjeksi arus listrik melalui dua elektroda arus dengan jarak sebesar (s+2)a. Secara bersamaan atau berurutan, seluruh perbedaan potensial diukur pada elektroda potensial yang berada di tengah elektroda arus dan memiliki spasi tetap sebesar a. s merupakan faktor pemisah yang merupakan nilai maksimum antara elektroda arus. Sedangkan n didefinisikan sebagai jarak relatif antara elektroda potensial dengan elektroda arus terdekat, yang menggambarkan posisi pengukuran potensial terhadap sumber arus (Dahlin & Zhou, 2006). Secara umum

nilai spasi elektroda yang lebih besar serta faktor pemisahan (n) yang lebih besar akan memberikan informasi yang relatif lebih dalam mengenai struktur bawah permukaan. Sebaliknya spasi elektroda yang kecil (a) atau nilai (n) yang lebih kecil cenderung menghasilkan resolusi horizontal yang lebih baik pada bagian dangkal sehingga lebih efektif untuk mengidentifikasi variasi lateral di dekat permukaan tanah (Dahlin & Zhou, 2004). Faktor geometri untuk konfigurasi gradient disajikan pada Lampiran 1.

1.3.10 Interpretasi *Mean Absolute Percentage Error*

Mean Absolute Percentage Error (MAPE) adalah metrik yang digunakan untuk mengukur tingkat akurasi suatu model prediksi dengan menyatakan besarnya kesalahan dalam bentuk persentase. MAPE menghitung rata-rata dari selisih absolut antara nilai yang diprediksi dan nilai aktual kemudian membaginya terhadap nilai aktual sehingga diperoleh nilai kesalahan yang dinyatakan dalam bentuk persentase dari nilai aktual. Keunggulan MAPE terletak pada kemudahannya untuk diinterpretasi karena hasilnya dinyatakan dalam satuan persen. Semakin kecil nilai MAPE maka semakin tinggi akurasi prediksi. Namun MAPE memiliki keterbatasan ketika nilai aktual mendekati nol karena dapat menghasilkan nilai kesalahan yang sangat besar atau tidak terdefinisi (Nurdin, Saddami, & Nassaruddin, 2025).

Mean Absolute Percentage Error dinyatakan dalam rumus:

$$MAPE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|\frac{y_i - \hat{y}_i}{y_i}\right| \times 100\% \qquad (33)$$

y_i menyatakan nilai aktual, $\hat{y}_i$ menyatakan nilai prediksi. Penyajian MAPE dalam bentuk persentase membuat mudah dipahami karena secara langsung menunjukkan besar deviasi prediksi terhadap nilai aktual. Namun, MAPE sensitif terhadap nilai aktual yang sangat kecil karena dapat menghasilkan kesalahan yang sangat besar.

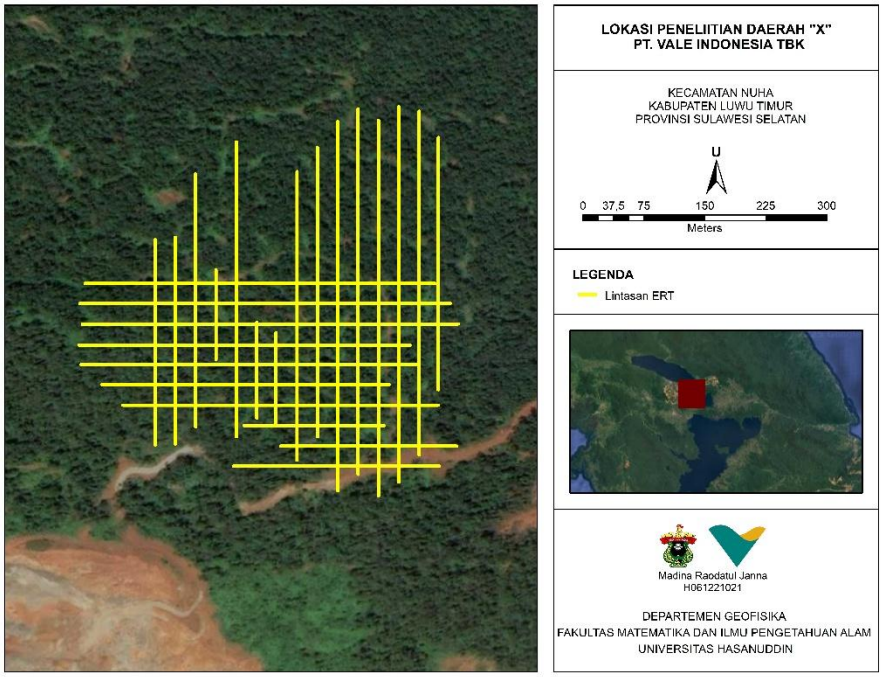
Tabel 2. Interpretasi *Mean Absolute Percentage Error*

MAPE (%)	Interpretasi
<10	Sangat Akurat
10 – 20	Baik
20 – 50	Cukup
>50	Tidak Akurat

Tabel 2 menunjukkan kriteria untuk interpretasi hasil evaluasi MAPE pada suatu model prediksi. Berdasarkan klasifikasi tersebut, perkiraan dikatakan sangat akurat ketika nilai evaluasi MAPE kurang dari 10%, sebaliknya perkiraan dikatakan tidak akurat ketika nilai evaluasi MAPE lebih dari 50% (Diyasa et al., 2025).

BAB II
METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian



Gambar 8. Lintasan ERT

Lokasi penelitian terletak pada daerah “X” yang termasuk dalam wilayah pertambangan Blok Petea PT. Vale Indonesia Tbk. Secara administratif terletak pada Soroako, Kecamatan Nuha, Kabupaten Luwu Timur, Provinsi Sulawesi Selatan.

2.2 Alat Dan Bahan

2.2.1 Alat

Adapun alat yang digunakan dalam proses penelitian tugas akhir ini yaitu:

a) Software Res2DInv.
b) Software Datamine Studio RM.
c) Microsoft Excel.

2.2.2 Bahan

Data penelitian tugas akhir ini menggunakan data sekunder PT. Vale Indonesia Tbk yang terdiri dari:

a) Data ERT

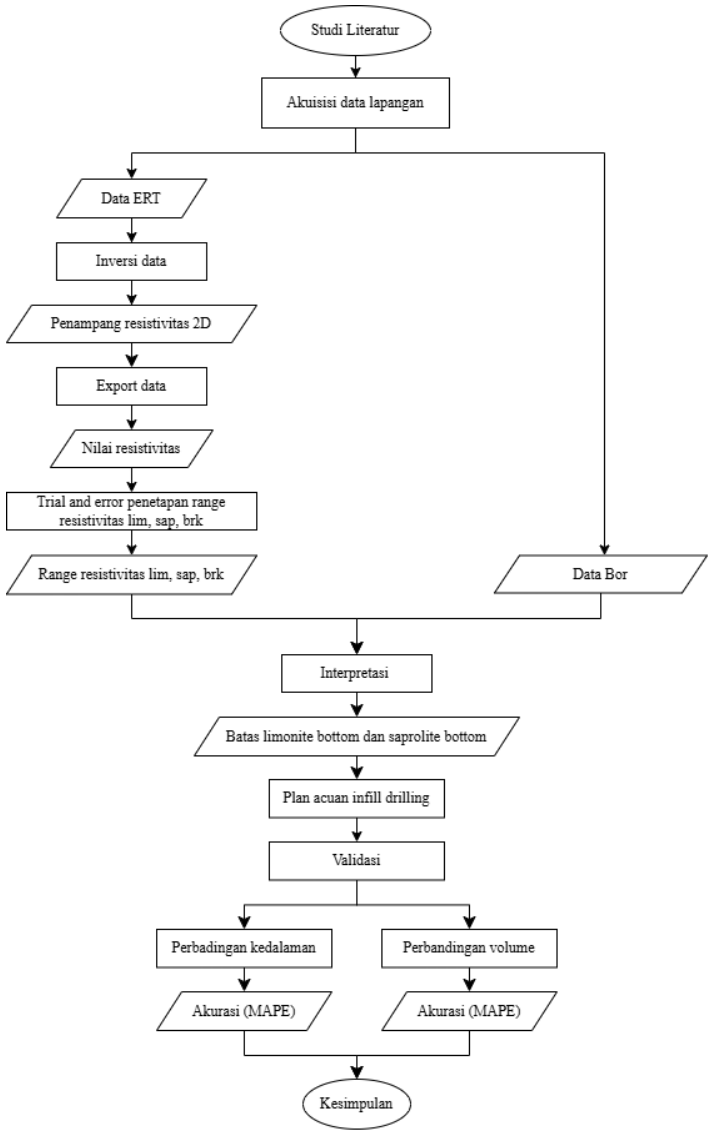
Data hasil pengukuran *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) menggunakan konfigurasi *gradient* dengan spasi elektroda 3 meter, sebanyak 25 lintasan yang terdiri dari 15 lintasan Utara-Selatan dan 10 lintasan Timur-Barat. Data yang diolah terdiri dari nilai resistivitas dan topografi dari setiap lintasan.

b) Data Bor

Data bor yang digunakan sebanyak 112 titik yang overlap dengan lintasan ERT. Adapun data bor terdiri dari data assay dan colar dengan spasi 25 meter dan 50 meter.

2.3 Prosedur Pengolahan Data

Pengolahan data merupakan tahapan penting dalam penelitian ini untuk menghasilkan model bawah permukaan yang akurat. Tahapan pengolahan data dimulai dari akuisisi data lapangan hingga menghasilkan model resistivitas 2D yang siap untuk interpretasi dan integrasi dengan data *drilling*.



Gambar 9. Bagan Alir Penelitian

2.3.1 Kajian Pustaka

Tahapan kajian pustaka dilaksanakan melalui serangkaian proses pengumpulan dan penelaahan literatur yang memiliki relevansi kuat terhadap metode penelitian. Fokus utama dalam tahapan ini mencakup pendalaman teori mengenai penerapan metode geofisika, khususnya metode geolistrik *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) dalam konteks eksplorasi nikel laterit dan literatur mengenai kondisi geologi daerah penelitian.

2.3.2 Pengolahan Data

Data hasil pengukuran berupa nilai resistivitas semu dalam format .dat diimport ke dalam software Res2DInv. Tahapan selanjutnya adalah inversi data untuk menghasilkan model resistivitas bawah permukaan yang sebenarnya *(true resistivity*). Inversi merupakan proses matematis untuk mentransformasi data resistivitas semu menjadi distribusi resistivitas sebenarnya. Model resistivitas awal digunakan untuk menghitung respon teoritis (*calculated apparent resistivity*) Perbedaan antara data terukur dan data terhitung (data misfit) dihitung menggunakan RMS error. Proses inversi dilakukan secara iteratif atau hingga *Root Mean Square* (RMS) error mencapai nilai yang dapat diterima. Setelah hasil inversi dievaluasi dan dianggap memuaskan, model resistivitas diekspor untuk analisis lebih lanjut dan integrasi dengan data *drilling*. Data hasil inversi di ekspor dalam format *.xyz* yang kemudian diubah menjadi format *.csv* untuk software datamine. Dilakukan pengolahan data pada sortware datamine untuk mendapatkan penampang dalam bentuk kontur. Berdasarkan nilai resistivitas dibuatkan *range* berdasarkan nilai persentil yang akan digunakan sebagai acuan interpretasi batas lapisan laterit berdasarkan data ERT.

2.3.3 Interpretasi Data

Langkah awal interpretasi adalah analisis visual terhadap profil resistivitas untuk mengidentifikasi pola umum distribusi resistivitas. Profil resistivitas divisualisasikan menggunakan skala warna yang merepresentasikan variasi nilai resistivitas, dengan warna dari biru (resistivitas rendah) hingga merah (resistivitas tinggi). Selanjutnya dilakukan korelasi dengan data bor. Interpretasi dilakukan dengan pemberian batas *limonite bottom* dan *saprolite bottom* pada software datamine. Tahap interpretasi ini dilakukan berdasarkan data ERT spasi 50 meter + data *drilling* spasi 50 meter.

2.3.4 Plan Acuan *Infill Drilling*

Hasil interpretasi batas bawah lapisan limonit (*limonite bottom*) dan batas bawah saprolit (*saprolite bottom*) yang diperoleh dari korelasi data *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) spasi 50 meter serta data bor (*drill hole*) spasi 50 meter menjadi landasan utama dalam analisis tahap lanjut. Data tersebut kemudian diproses untuk menyusun acuan pengeboran (*drilling plan*) dengan kerapatan yang lebih tinggi yaitu spasi 25 meter. Optimalisasi spasi ini bertujuan untuk meningkatkan kepercayaan terhadap kontinuitas endapan nikel laterit di area penelitian. Dalam

penyusunan rencana acuan pengeboran spasi 25 meter ini, estimasi kedalaman untuk batas *limonite bottom* dan *saprolite bottom* ditetapkan berdasarkan kedalaman prediksi yang dihasilkan dari interpretasi data sebelumnya.

2.3.5 Perhitungan Volume

Untuk menguji efektivitasnya dilakukan perhitungan volume limonit dan saprolit. Pengujian ini dilakukan dengan membandingkan volume yang diperoleh dari *drillhole* hasil prediksi ERT dengan volume yang diperoleh dari data *drillhole* aktual pada spasi 25 meter. Adapun metode yang digunakan untuk menghitung volume limonit dan saprolit adalah metode *cut and fill*. Hasil perhitungan volume dari kedua data tersebut kemudian dibandingkan untuk menilai tingkat akurasi antara prediksi ERT dengan data drilling aktual. Perbandingan ini bertujuan menilai efektivitas metode ERT sebagai acuan dalam perencanaan *drilling*.