

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Bahan baku mineral dan sumber daya energi telah memainkan peran penting dalam dunia ekonomi (Milos K, 1986). Akibat permintaan bahan bijih tinggi, kegiatan eksplorasi dan eksploitasi mineral bijih ini menjadi semakin meningkat. Hal ini kemudian mendorong individu, perusahaan, dan yang paling penting Ahli Geologi untuk mengambil risiko dan mendorong batas mereka di bidang eksplorasi dan eksploitasi untuk memaksimalkan kedua kegiatan tersebut.

Mineralisasi adalah proses terkonsentrasinya mineral yang dapat terbentuk akibat adanya proses alterasi. Mineral ini berasal dari fluida magma itu sendiri yang memang membawa mineral-mineral berharga pada saat menerobos menuju ke permukaan, berinteraksi dengan batuan sampling yang diterobosnya. Mineralisasi merupakan suatu proses pengendapan mineral bijih melalui media yang membawanya akibat adanya perubahan lingkungan kimia dan fisika di sekitarnya. Mineral bijih merupakan mineral yang bernilai ekonomis yang mengandung unsur logam yang dapat diekstrak.

Tugas Akhir merupakan salah satu bentuk karya tulis ilmiah yang dibuat oleh mahasiswa pada tahap akhir dari masa studinya. Tugas Akhir dibuat berdasarkan hasil penelitian, kajian terhadap permasalahan yang diperoleh dari pelaksanaan analisis lapangan. Kegiatan tugas akhir diharapkan dapat menjadi jembatan penghubung antara dunia pendidikan dengan dunia industri sehingga dapat mewujudkan kerjasama yang menguntungkan kedua belah pihak.

Geologi daerah Bulu Tellue berada pada jalur patahan yang menyebabkan batuan berumur kapur hingga miosen mengalami penghancuran. Proses penghancuran ini menyebabkan terjadinya rekahan-rekahan pada tubuh batuan yang kemudian di lewati dan terisi oleh larutan hydrothermal menyebabkan terjadinya alterasi dan mineralisasi.

Berdasarkan dari penjelasan diatas maka penulis menyusun Tugas akhir ini untuk dengan tujuan penelitian yang berjudul Identifikasi Kontrol Litologi Terhadap Mineralisasi Sulfida desa Bulu Tellue, kecamatan Tondong Tallasa, Kabupaten Pangkep.

1.2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah yang terdapat dalam penelitian tugas akhir ini yaitu :

1. Bagaimana pengaruh litologi terhadap alterasi dan mineralisasi daerah penelitian?
2. Jenis-jenis litologi yang berpengaruh terhadap alterasi dan mineralisasi daerah penelitian.

1.3 Maksud dan Tujuan

Adapun tujuan dari diadakannya penelitian ini yaitu :

1. Mengetahui alterasi dan mineralisasi daerah penelitian.
2. Mengetahui jenis dan kontrol Litologi terhadap mineralisasi

1.4 Batasan Masalah

Dalam penelitian ini penulis melakukan penelitian dengan batasan pada pengaruh litologi terhadap alterasi dan mineralisasi di daerah Bulu Tellue, Kecamatan Tondong Tallasa, Kabupaten Pangkajene dan Kepulauan, Provinsi Sulawesi Selatan, dengan fokus utama pada penentuan unsur pada batuan yang akan menentukan terbentuknya mineral bijih sulfida pada batuan menggunakan metode *X-ray Fluorescence (XRF)* dan analisis petrografi berupa sayatan tipis dan sayatan poles. Penelitian ini bersifat eksploratif-kuantitatif tanpa mencakup perhitungan cadangan, studi kelayakan ekonomi, analisis dampak lingkungan, maupun keterlibatan langsung dengan perusahaan yang bergerak di bidang terkait.

1.5 Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan mampu memberikan manfaat secara teoritis dalam pengembangan ilmu geologi, khususnya yang berkaitan dengan genesa mineralisasi sulfida. Selain itu penelitian ini juga diharapkan memberikan manfaat berupa informasi tambahan mengenai potensi mineralisasi sulfida di daerah Bulu Tellue. Penelitian ini juga dapat menjadi rujukan bagi peneliti selanjutnya terutama dalam penggunaan metode *X-ray Fluorescence (XRF)* dan analisis petrografi dalam menganalisis mineralisasi.

1.6 Peneliti Terdahulu

Beberapa peneliti yang pernah melakukan penyelidikan geologi di daerah penelitian, antara lain :

1. Rab Sukanto (1975), penelitian pulau Sulawesi dan pulau – pulau yang ada disekitarnya dan membagi kedalam tiga mandala geologi.
2. Sukanto, Rab. (1982) melakukan penelitian tentang geologi regional lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat, Sulawesi.
3. Husain, R., Kaharuddin., Wahyu, F., (2023) melakukan penelitian tentang Karakteristik Olistolit Daerah Tondong Tallasa, Sulawesi Selatan.
4. Kaharuddin., Muh. Adam., M. Fathurahman (2022) melakukan penelitian tentang Studi Awal Kompleks Akresi Daerah Mangilu, Kabupaten Pangkep, Sulawesi Selatan.

1.7 Kajian Teori

1.7.1 Geomorfologi Regional

Kabupaten Pangkep dan sekitarnya merupakan pegunungan dan pada umumnya terdapat didaerah bagian timur, wilayah bagian barat merupakan pedataran yang relative sempit dan dibatasi oleh selat makasar. Daerah ini menyempit ke Utara dan dibatasi oleh perbukitan dengan pola struktur yang rumit, kemudian di sebelah selatan dibatasi oleh pegunungan yang disusun oleh Batugamping.

Di daerah Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat terdapat dua baris pegunungan yang memanjang hampir sejajar pada arah utara-barat laut dan terpisahkan oleh lembah Sungai Walanae. Pegunungan yang barat menempati hampir setengah luas daerah, melebar di bagian selatan (50 km) dan menyempit di bagian utara (22 km). Puncak tertingginya 1694 m, sedangkan ketinggian rata-ratanya 1500 m. Pembentuknya sebagian besar batuan gunungapi. Di lereng barat dan di beberapa tempat di lereng timur terdapat topografi kras, penceminan adanya batugamping. Di antara topografi kras di lereng barat terdapat daerah perbukitan yang dibentuk oleh batuan Pra-Tersier. Pegunungan ini di barat daya dibatasi oleh dataran Pangkajene-Maros yang luas sebagai lanjutan dari dataran di selatannya.

Pegunungan yang di timur relatif lebih sempit dan lebih rendah, dengan puncaknya rata-rata setinggi 700 m, dan yang tertinggi 787 m. Juga pegunungan ini sebagian besar berbatuan gunung api. Bagian selatannya selebar 20 km dan lebih tinggi, tetapi ke utara menyempit dan merendah, dan akhirnya menunjam ke bawah batas antara Lembah Walanae dan dataran Bone. Bagian utara pegunungan ini bertopografi kras yang permukaannya sebagian berkerucut. Batasnya di timur laut adalah dataran Bone yang sangat luas, yang menempati hampir sepertiga bagian timur.

Lembah Walanae yang memisahkan kedua pegunungan tersebut di bagian utara selebar 35 km tetapi di bagian selatan hanya 10 km. Di tengah terdapat Sungai Walanae yang mengalir ke utara. Bagian selatan berupa perbukitan rendah dan di bagian utara terdapat dataran aluvium yang sangat luas mengelilingi Danau Tempe. (Sukanto, Rab dan Supriatna S., 1982).

1.7.2 Stratigrafi Regional

Secara regional pada daerah penelitian termasuk kedalam peta geologi daerah pangkajene dan watampone bagian barat Sulawesi yang disusun oleh Sukanto, Rab dan Supriatna S., 1982). Kelompok batuan tua yang umurnya belum diketahui terdiri dari batuan ularabasa, batuan malihan dan batuan melange. Batuannya terbreksikan dan tergerus, dan sentuhannya dengan formasi di sekitarnya berupa sesar atau ketidselarasan. Penarikan radiometri pada sekis yang menghasilkan 111 juta tahun kemungkinan menunjukkan peristiwa malihan akhir pada tektonik Zaman Kapur. Batuan tua ini tertindih tak selaras oleh endapan flysch Formasi Balangbaru dan Formasi Marada yang tebalnya lebih dari 2000 m dan berumur Kapur Akhir. Kegiatan magma sudah mulai pada waktu itu dengan bukti adanya sisipan lava dalam flysch (Sukanto, 1982). Adapun batuan penyusun pada daerah penelitian dan sekitarnya terdiri dari :

K. KOMPLEK MELANGE : batuan campur aduk secara tektonik terdiri dari grewake, breksi, konglomerat, batupasir; terkarsikan, serpih kelabu, serpih merah, rijang radiolaria merah, batusabak, sekis, ultramafik, basal, diorit dan lempung; himpunan batuan ini mendaun, kebanyakan miring ke arah timurlaut dan tersesarkan naik ke arah baratdaya; satuan ini tebalnya tidak kurang dari 1750 m, dan mempunyai sentuhan sesar dengan satuan batuan di sekitarnya.

Jp **BATUPASIR PAREMBA** : berupa lemping memanjang searah dengan struktur dalam Kompleks Melange Bantimala, sepanjang 9,5 km dengan tebal tidak kurang dari 300 m. Batuannya terdiri atas batupasir berselingan dengan batulanau, bersisipan batulempung, breksi serta konglomerat aneka-bahan (polymict) dan batugamping. Sebagian batuannya terbreksikan serta tergeruskan, dan sebagian termalihkan lemah. Di suatu tempat terdapat singkapan sentuhan pengendapan breksi aneka-bahan dari Batupasir Paremba dengan Metamorfite Bontorio. Komponen breksi dan konglomerat terutama terdiri atas sekis, kuarsa, batupasir dan batuan beku. Ini menunjukkan bahwa batuan asal Batupasir Paremba antara lain adalah batuan malihan yang mungkin berasal dari Metamorfite Bontorio. Fosil Moluska yang ditemukan di dalam batupasir dan batulanau dikenali sebagai cephalopoda, gastropoda dan brachiopoda; antara lain *Fucineras* yang menunjukkan umur Jura Awal – Jura Tengah, dalam lingkungan cekungan depan daratan (Surono, 2013).

Kb **FORMASI BALANGBARU** : sedimen tipe flysch; batupasir berselingan dengan batulanau, batulempung dan serpih bersisipan konglomerat, batupasir konglomeratan. tufa dan Lava; batupasirnya bersusunan grewake dan arkosa. sebagian tufaan dan gampingan: pada umumnya menunjukkan struktur turbidit; di beberapa tempat di temukan konglomerat dengan susunan basal, andesit, diorit. serpih, tufa terkersikkan, sekis, kuarsa, dan bersemen batupasir; pada umumnya padat dan sebagian serpih terkersikkan. Di bawah mikroskop, batupasir dan batulanau terlihat mengandung pecahan batuan beku.

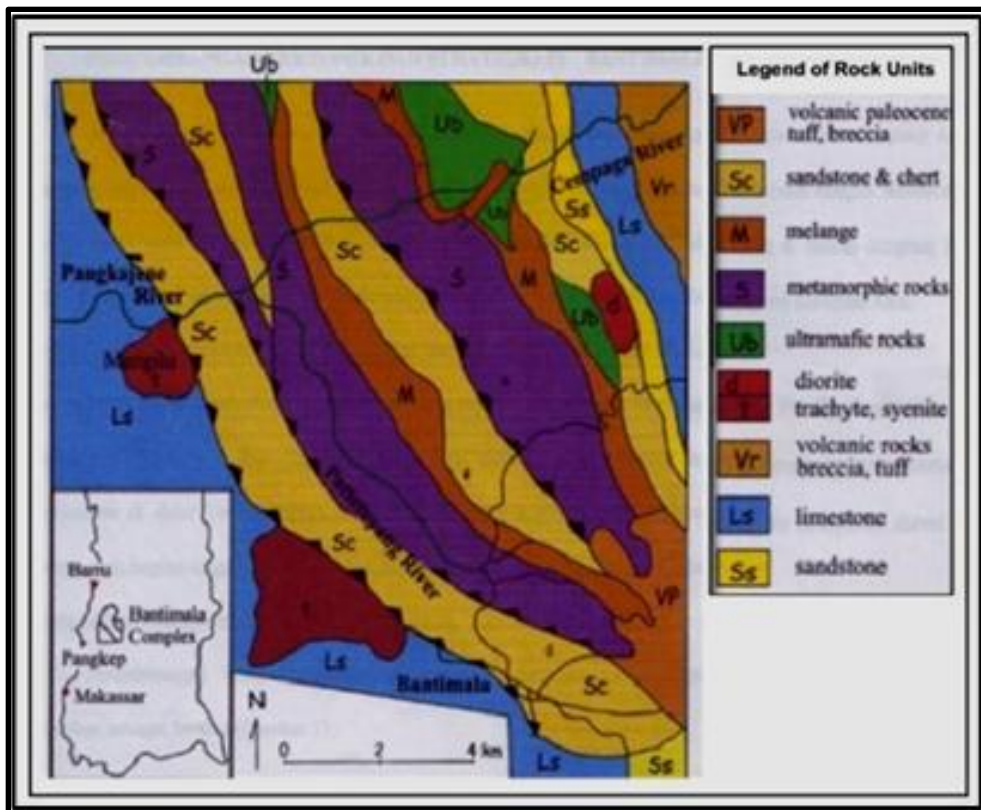
Tem. **FORMASI MALLAWA** : Batupasir, konglomerat, batulanau. batulempung. dan napal, dengan sisipan lapisan atau lensa batubara dan batulempung; Batupasirnya sebagian besar batupasir kuarsa, ada pula yang arkosa, grewake. dan tufaan, umumnya berwarna kelabu muda dan coklat muda; pada umumnya bersifat rapuh, kurang padat; konglomeratnya sebagian kompak; batulempung. batugamping dan napal umumnya mengandung moluska yang belum diperiksa, dan berwarna kelabu muda sampai kelabu tua; batubara berupa lensa setebal beberapa sentimeter dan berupa lapisan sampai 1,5 m. Tebal formasi ini tidak kurang dari 400 m; tertindih selaras oleh batugamping Temt. dan menindih tak Selaras batuan sedimen Kb dan batuan gunungapi Tpv. (Sukanto, 1982).

Temt. **FORMASI TONASA** : Batugamping koral pejal sebagian terhablurkan. Berwarna putih dan kelabu muda; batugamping bioklastika dan kalkarenit. Berwarna putih coklat muda dan kelabu muda. sebagian berlapis baik, berselingan dengan napal globigerina tufaan; bagian bawahnya mengandung batugamping berbitumen, setempat bersisipan breksi batugamping dan batugamping pasir; di dekat, Malawa, daerah Camba terdapat batugamping yang mengandung glaukonit, dan di beberapa tempat di daerah Ralla ditemukan batugamping yang mengandung banyak sepaian sekis dan batuan ultramafik; batugamping berlapis sebagian mengandung banyak foraminifera besar, napalnya banyak mengandung foraminifera kecil dan beberapa lapisan napal pasir mengandung banyak kerang (pelecypoda) dan siput (gastropoda) besar. Batugamping pejal pada umumnya terkekalkan kuat; di daerah

Tanetteriaja terdapat tiga jalur napal yang berselingan dengan jalur batugamping berlapis. Tebal formasi ini diperkirakan tidak kurang dari 3000 m; menindih selaras batuan Formasi Malawa, dan tertindih tak selaras batuan Formasi Camba; diterobos oleh sill, retas, dan stok batuan beku yang bersusunan basal, trakit, dan diorit. (Sukanto, 1982).

Mt. TRAKIT: terobosan trakit berupa stok, sil dan retas; bertekstur porfir kasar dengan fenokris sanidin sampai 3 cm panjangnya; berwarna putih keabuan sampai kelabu muda. Di sekitar Bantimala dan Tanetteriaja trakit menerobos batugamping Formasi Tonasa, dan di utara Soppeng menerobos batuan gunungapi Soppeng (Tmsv). (Sukanto, 1982). Penarikan Kalium/Argon trakit; dari barat Bantimala (lokasi 3 dan 4 menghasilkan : pada felspar 8,3 juta tahun, dan pada biotit 10.9 juta tahun (Indonesia Gulf Oil, hubungan tertulis. 1972).

BREKSI AUTOKLASTIK : batuan yang memiliki struktur yang hancur dan terbreksiasi yang terbentuk sebagai hasil penghancuran, metamorfisme dinamis, atau proses mekanis lainnya dan tidak mengalami transportasi. Breksi autoklastik terbentuk dari batuan terlipat oleh gaya orogenik yang kuat sehingga membuat batuan menjadi plastis dan sering pecah menjadi fragmen. Batuan autoklastik yang masih menunjukkan asalnya dapat disebut juga sebagai "dynamic breccia", dan mereka yang menyerupai konglomerat biasa dapat disebut pseudo-konglomerat. Batuan yang bersifat rapuh seperti rijang, kuarsit, batugamping, greywackes, dan batusabak yang mengandung silika merupakan batuan yang paling mungkin menjadi autoklastik dan paling sering dijumpai dalam fenomena breksi autoklastik. Breksi autoklastik dapat terbentuk terbatas pada kedalaman 10.000 m terluar kerak bumi, dan pembentukan batuan autoklastik yang tersebar luas mungkin terbatas pada kedalaman 5.000 meter. Pada kedalaman yang lebih jauh di kerak bumi, tekanan dihasilkan dari semua arah sehingga batuan tidak dapat menahan tekanan dan terjadi rekahan-rekahan yang akan segera tertutupi oleh aliran. Akibatnya, pada kedalaman yang sangat dalam diperkirakan bahwa tidak ada celah yang terbentuk di batuan sebagai hasil dari gerakan dinamis, dan karena itu tidak ada breksi yang dihasilkan (Hise, 1985).



Gambar 1 Peta Geologi Area Bantimala (Kaharuddin, 2010 dimodifikasi dari Sukanto, 1982)

1.7.3 Struktur Geologi Regional

Batuan tua yang masih dapat diketahui kedudukan stratigrafi dan tektonikanya adalah sedimen flysch Formasi Balangbaru dan Formasi Marada; bagian bawah tak selaras menindih satuan yang lebih tua, dan bagian atasnya ditindih takselaras oleh batuan yang lebih muda. Batuan yang lebih tua merupakan masa yang terimbrikasi melalui sejumlah sesar sungkup, terbreksikan, tergerus, dan sebagian tercampur menjadi melange. Berdasarkan kelompok batuanya diduga Formasi Balangbaru dan Formasi Marada merupakan endapan lereng di dalam sistem busur-palung pada zaman Kapur Akhir. Gejala ini menunjukkan, bahwa melange di Daerah Bantimala terjadi sebelum Kapur Akhir.

Pada Kala Eosen Awal, rupanya daerah di barat berupa tepi daratan yang dicirikan oleh endapan darat serta batubara di dalam Formasi Malawa; Pengendapan Formasi Malawa kemungkinan hanya berlangsung selama awal Eosen. Di daerah barat diendapkan batuan karbonat yang sangat tebal dan luas sejak Eosen Akhir sampai Miosen Awal membentuk Formasi Tonasa. Gejala ini menandakan bahwa selama waktu itu terjadi paparan laut dangkal yang luas, yang berangsur-angsur menurun sejalan dengan adanya pengendapan. Proses tektonik di bagian barat ini berlangsung sampai Miosen Awal, sedangkan di bagian timur kegiatan gunungapi

sudah mulai lagi selama Miosen Awal, yang diwakili oleh Batuan Gunungapi Kalamiseng dan Soppeng (Tmkv dan Tmsv).

Akhir kegiatan gunungapi Miosen Awal itu diikuti oleh tektonik yang menyebabkan terjadinya permulaan terban Walanae yang kemudian menjadi cekungan tempat pembentukan Formasi Walanae. Peristiwa ini kemungkinan besar berlangsung sejak awal Miosen Tengah, dan menurun perlahan selama sedimentasi sampai Kala Pliosen. Menurunnya Terban Walanae dibatasi oleh dua sistem sesar normal, yaitu sesar Walanae yang seluruhnya nampak hingga sekarang di sebelah timur, dan sesar Soppeng yang hanya tersingkap tidak menerus di sebelah barat.

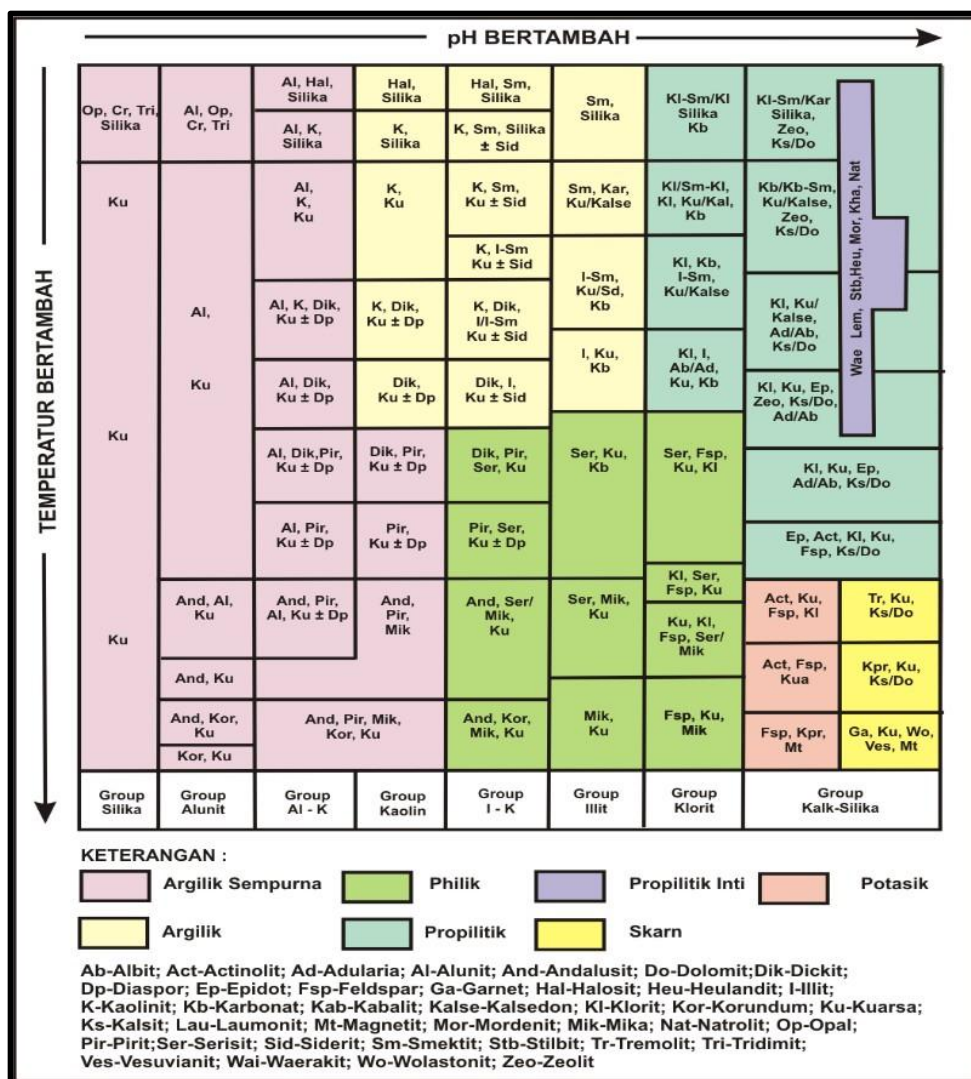
Selama terbentuknya terban Walanae, di timur kegiatan gunungapi terjadi hanya di bagian selatan sedangkan di barat terjadi kegiatan gunungapi yang hampir merata dari selatan ke utara, berlangsung dari Miosen Tengah sampai Pliosen.

Sesar utama yang berarah utara-barat laut terjadi sejak Miosen Tengah, dan tumbuh sampai setelah Pliosen. Pelipatan besar yang berarah hampir sejajar dengan sesar utama diperkirakan terbentuk sehubungan dengan adanya, tekanan mendatar berarah kira-kira timur-barat pada waktu sebelum akhir Pliosen. Tekanan ini mengakibatkan pula adanya sesar sungkup lokal yang menyasarkan batuan pra-kapur akhir di Daerah Bantimala yang kemudian tertekan melawati batua tersier. Penyesaran yang relatif lebih kecil di bagian timur Lembar Walanae dan di bagian barat pegunungan barat yang berarah baratlaut - tenggara dan merencong, kemungkinan besar terjadi oleh gerakan mendatar ke kanan sepanjang sesar besar (Sukanto, 1982).

1.7.4 Alterasi Hidrotermal

Alterasi hidrothermal adalah perubahan komposisi mineral dari suatu batuan akibat adanya interaksi antara larutan hidrotermal dengan batuan tersebut. Proses alterasi akan menyebabkan terubahnya mineral Endapan Mineral 17 primer menjadi mineral sekunder yang kemudian disebut dengan mineral yang teralterasi (*alteration minerals*). Alterasi hidrotermal merupakan suatu proses yang sangat kompleks yang disebabkan oleh interaksi antara fluida panas dengan batuan yang dilaluinya dalam kondisi evolusi fisio-kimia yang menyebabkan terjadinya perubahan pada unsur kimiawi, tekstur dan mineraloginya. Proses alterasi merupakan suatu bentuk metasomatisme, yaitu pertukaran komponen kimiawi antara cairan-cairan dengan batuan dinding (Pirajno, 1992). Interaksi antara fluida hidrotermal dengan batuan yang dilewatinya (batuan dinding) akan menyebabkan terubahnya mineral-mineral primer menjadi mineral ubahan (*mineral alteration*), maupun fluida itu sendiri (Pirajno, 1992).

Beberapa faktor yang berpengaruh pada proses alterasi hidrotermal adalah temperatur dan tekanan, kimia fluida (pH dan Eh), karakteristik batuan sampling, konsentrasi dan lamanya aktivitas hidrotermal (Browne, 1991 dalam Cobert dan Leach, 1996). Namun, faktor kimia fluida (pH dan Eh) dan temperatur merupakan faktor yang paling berpengaruh (Corbett dan Leach, 1996).



Gambar 2 Himpunan Mineral alterasi berdasarkan suhu pH pembentukannya (Cobert and Leach, 1996)

- Suhu merupakan hal yang paling penting dalam proses alterasi karena hampir semua reaksi kimia yang terjadi diakibatkan oleh adanya kenaikan suhu.
- Permeabilitas dari suatu batuan akan menentukan intensitas pengaruh larutan hidrotermal terhadap batuan dan kecepatan presipitasi mineral-mineral baru. Batuan yang memiliki permeabilitas kecil akan menyebabkan tingkat pengaruh alterasi yang tidak signifikan.
- Komposisi awal dari batuan yang terkena larutan hidrotermal akan menentukan komponen-komponen yang akan terbentuk akibat proses alterasi.

- d) Komposisi fluida pH mempunyai pengaruh yang sangat besar dalam menentukan tingkat kecepatan dan jenis mineral-mineral hidrotermal yang terbentuk.

Proses alterasi hidrotermal akan menghasilkan kumpulan mineral tertentu yang dikenal sebagai himpunan mineral atau mineral assemblage (Guilbert & Park, 1986). Hal ini menyebabkan kehadiran himpunan mineral tertentu dalam suatu ubahan batuan akan mencerminkan komposisi pH larutan dan suhu fluida tipe alterasi tertentu. Penyebaran suatu himpunan mineral alterasi yang sama di suatu daerah disebut sebagai zona alterasi (Guilbert dan Park, 1986). Berdasarkan pada kumpulan mineral, temperatur dan pH fluida hidrotermal, maka zona alterasi dapat dibagi menjadi:

- a) Zona Potasik, merupakan zona yang keberadaannya paling dekat dengan intrusi. Zona alterasi ini suhu fluida hidrotermal yang dapat mencapai lebih dari 300°C dengan tingkat salinitas yang tinggi. Mineral penciri dari zona potasik adalah k-feldspar, biotit sekunder dan magnetit. Zona ini kehadiran aktinolit, epidot, klorit dan anhidrit rutil dan albit muncul dalam jumlah sedikit.
- b) Zona Propilitik, merupakan zona alterasi yang terbentuk pada suhu antara 200°C - 300°C dengan kondisi pH netral-alkali. Zona ini dicirikan dengan kehadiran mineral klorit, kalsit dan epidot. Kehadiran mineral kuarsa, adularia, albit, serisit dan anhidrit juga terkadang dapat dijumpai pada zona ini.
- c) Zona Filik, merupakan zona alterasi yang terbentuk pada suhu 200°C – 400°C dengan kondisi pH netral hingga asam. Mineral penciri dari zona filik adalah kehadiran mineral kuarsa, serisit dan pirit. Zona filik umumnya terbentuk dekat dengan terbentuknya mineralisasi seperti pada vein.
- d) Zona Argilik, merupakan zona alterasi yang terbentuk pada suhu <230°C dengan kondisi fluida dengan pH asam-netral. Zona argilik dicirikan dengan kehadiran mineral-mineral lempung seperti kaolinit, montmorilonit, smektit dan illit.
- e) Zona Argilik Lanjut, merupakan zona alterasi yang terbentuk pada suhu 250°C – 350°C untuk temperatur tinggi dengan penciri himpunan mineral berupa pirofilit, diaspor, andalusit, turmalin dan kuarsa. Temperatur rendah dari zona argilik lanjut berada pada suhu 180°C dengan mineral penciri berupa mineral kaolinit, alunit, kalsedon, kuarsa dan pirit. Zona ini terbentuk oleh pH fluida asam.

1.7.5 Mineralisasi

Mineralisasi adalah proses terkonsentrasinya mineral yang dapat terbentuk akibat adanya proses alterasi. Mineral ini berasal dari fluida magma itu sendiri yang memang membawa mineral-mineral berharga pada saat menerobos menuju ke permukaan, berinteraksi dengan batuan sampling yang diterobosnya. Pengayaan juga dapat terjadi karena adanya interaksi antara air meteorik yang merembes ke bawah permukaan dengan fluida panas magma yang membawa mineral berharga,

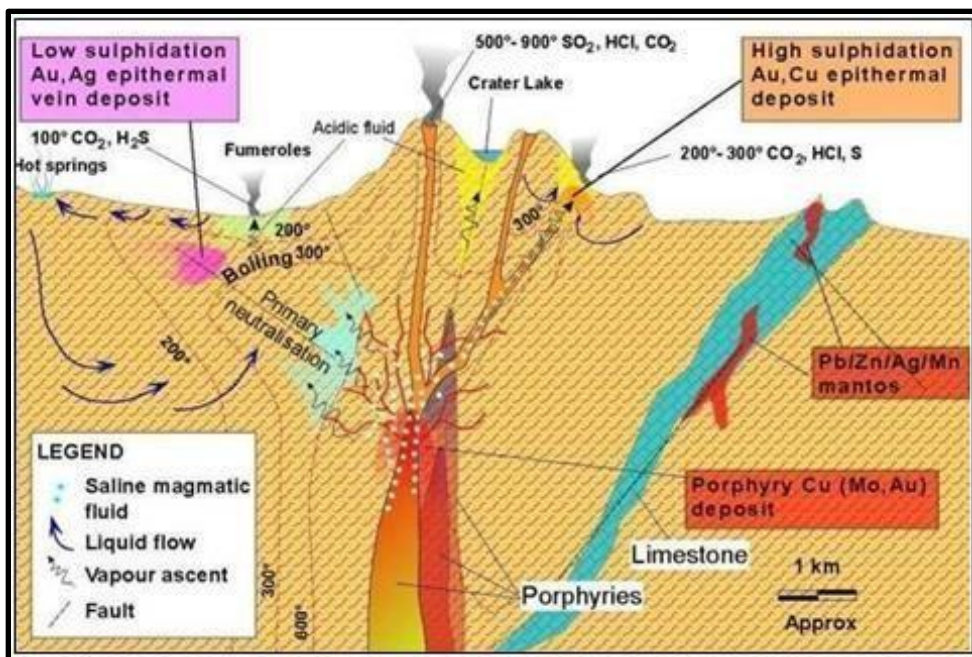
yang kemudian dapat menyebabkan mineralisasi tersebar merata (disseminations) atau dapat pula terkonsentrasi mengisi patahan dan retakan-retakan yang biasanya hadir sebagai urat (vein, veinlets, stringer, stockwork) dan lain sebagainya.

Mineralisasi merupakan suatu proses pengendapan mineral bijih melalui media yang membawanya akibat adanya perubahan lingkungan kimia dan fisika di sekitarnya. Mineral bijih merupakan mineral yang bernilai ekonomis yang mengandung unsur logam yang dapat diekstrak. Mineral penyerta yang tidak bernilai ekonomis umumnya juga hadir dan terdapat pada tubuh bijih. Pembentukan endapan mineral bijih sangat dipengaruhi oleh beberapa faktor yang terdiri dari karakter fluida hidrotermal pembawa bijih, pergerakan fluida hidrotermal pembawa bijih, komponen bijih dan cara pengendapan mineral bijih. Berdasarkan bentuknya tubuh bijih hasil proses mineralisasi dapat dibagi menjadi dua yaitu tubuh bijih diskordan untuk tubuh bijih yang memotong lapisan batuan dan tubuh bijih konkordan untuk tubuh bijih yang berkembang sejajar dengan lapisan batuan. Berdasarkan waktu pembentukannya, tubuh bijih juga dibagi menjadi dua yaitu bijih yang relatif bersamaan dengan host rock dikenal dengan istilah syngenetic dan pembentukan bijih yang terjadi setelah host rock terbentuk disebut dengan epigenetic.

1.7.6 Endapan Epitermal

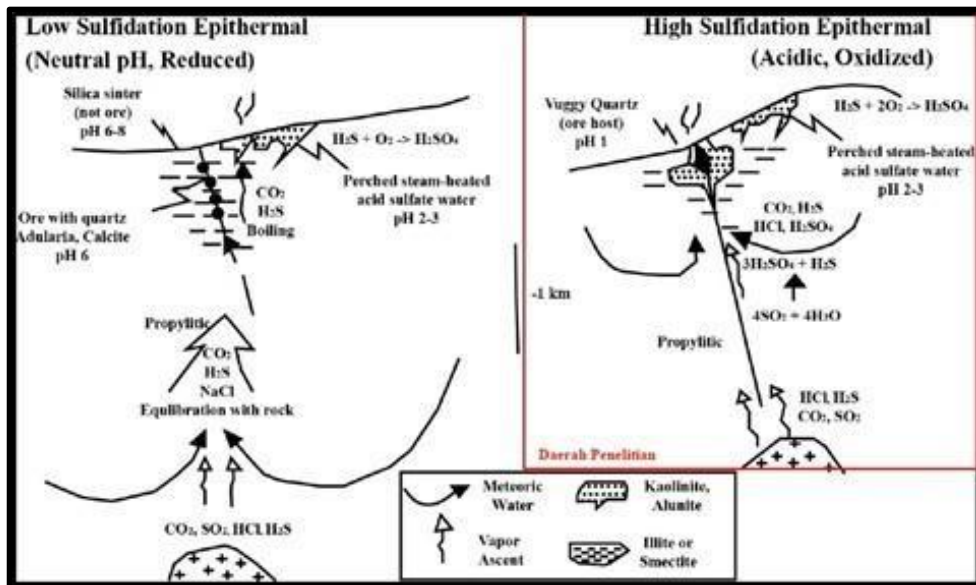
Berdasarkan karakteristik mineralisasi dan derajat sulfidasinya, endapan epitermal dibagi menjadi 2 yaitu endapan epitermal sulfidasi rendah dan endapan epitermal sulfidasi tinggi. Endapan epitermal sulfidasi rendah terbentuk pada kondisi reduksi dengan pH air netral (Barton dan Skinner, 1979). Sedangkan endapan epitermal sulfidasi tinggi terbentuk pada kondisi asam dan teroksidasi dengan ciri adanya pelarutan pada batuan induk (Ransome, 1907 dalam Hedenquist dkk, 2000).

Endapan epitermal terbentuk pada kedalaman dangkal hingga 1000m di bawah permukaan dengan suhu yang relatif rendah (50°C – 200°C) dengan tekanan yang rendah atau kurang dari 100 atm dan dominan berasal dari fluida meteorik yang memiliki salinitas tinggi (Pirajno, 2009). Endapan epitermal biasanya banyak ditemukan sebagai zona lemah yang mengalami proses breksiasi dan alterasi dalam tingkat tinggi. Endapan ini banyak ditemukan vein yang tidak menerus di sepanjang zona sesar. Terdapat dua tipe endapan epitermal yaitu epitermal sulfidasi tinggi dan epitermal sulfidasi rendah yang didasarkan pada sifat kimia fluida, alterasi dan mineraloginya (Hedenquist dkk, 1996).



Gambar 3 Model endapan porfiri dan epitermal (Hedenquist dkk, 1996)

Endapan epitermal sulfidasi tinggi terbentuk oleh sistem fluida hidrotermal dari intrusi magmatik dalam yang bergerak secara vertikal dan horisontal melewati rekahan pada batuan dengan suhu relatif tinggi (200°C – 300°C) yang didominasi oleh fluida magmatik dengan kandungan asam tinggi yang terdiri dari HCl , SO_2 , H_2S (Pirajno, 1992). Endapan ini memiliki ciri-ciri berupa host rock yang umumnya merupakan batuan vulkanik dengan sifat asam hingga intermediet. Endapan epitermal sulfidasi tinggi ini biasanya dikontrol oleh struktur berupa sesar regional ataupun intrusi sub-vulkanik. Endapan epitermal Sulfidasi rendah terbentuk dari fluida sisa magma yang bergerak jauh dari tubuh intrusi dan bercampur dengan fluida meteorik di dekat permukaan. Endapan ini didominasi oleh fluida meteorik dengan pH netral karena mengandung unsur CO_2 , NaCl dan H_2S . Batuan dinding yang terdapat pada endapan epitermal sulfidasi rendah umumnya merupakan andesit alkali, riolit ataupun batuan alkali. Struktur yang berkembang pada sistem epitermal sulfidasi rendah adalah berupa urat, cavity filling, urat breksi, tekstur colloform dan sedikit vuggy (Corbett dan Leach, 1997). Bentuk endapan yang ada didominasi oleh urat kuarsa yang mengisi ruang terbuka (open space), tersebar (disseminated) dan umumnya terdiri dari urat-urat breksi (Hedenquist dkk, 1996).



Gambar 4 Model perbedaan tipe endapan epitermal (Hedenquist dkk, 1996)

Perbedaan tingkat sulfidasi dari endapan epitermal sangat dikontrol oleh fluida hidrotermal yang dominan dari sistem tersebut. Berdasarkan studi isotop, lingkungan endapan epitermal sulfidasi rendah sangat didominasi oleh pengaruh air meteorik, walau beberapa sistem mengandung air dan gas yang reaktif (CO_2 , SO_2 , HCl) yang berasal dari pembentukan magma (Hedenquist dan Lowenstern, 1994 dalam White dan Hedenquist, 1995). Fluida magmatik yang berasal dari tempat yang dalam beraksi dengan H_2S yang terkondensasi dekat dengan permukaan menyebabkan munculnya air asam sulfat yang bersifat asam dengan pH berkisar antara 2-3 (Giggenbach, 1992 dalam White dan Hedenquist, 1995) dengan batuan induk dalam waktu dan jarak yang cukup panjang, sehingga dapat menetralkan pH dari fluida tersebut. Komponen utama dalam sistem ini adalah CO_2 , H_2S , dan NaCl yang bersifat netral. Fluida ini yang kemudian boiling di kedalaman yang dangkal. Sedangkan gas H_2S yang terkondensasi dekat dengan permukaan menyebabkan munculnya air asam sulfat yang bersifat asam dengan pH berkisar antara 2-3 (Giggenbach, 1992 dalam White dan Hedenquist, 1995).

Tabel 1 Mineralogi bijih pada endapan sulfidasi rendah dan sulfidasi tinggi (Modifikasi White dan Hedenquist, 1995)

	Low-sulfidation deposits ¹		High-sulfidation deposits		
	Andesite-rhyodacite (AR), bimodal rhyolite-basalt (RB), alkalic (A)		Andesite-rhyodacite, dominated by calc-alkalic magmas		
	Shallow	Deep	Shallow ²	Intermediate ²	Deep (porphyry) ²
Genetically related volcanic rocks					
Depth of formation	0–300 m	300–800 m (rarely >1,000 m)	<500	500–1,000 m	>1,000 m
Setting, typical host rock	Domes; pyroclastic and sedimentary rocks	Domes, diatremes (AR, A); pyroclastic and sedimentary rocks	Domes, central vent; pyroclastic and sedimentary rocks	Domes, diatremes; volcanic rocks	Dome-diatreme; porphyry, volcanic, clastic sedimentary rocks
Deposit form	Vein, vein swarm, stockwork, disseminated	Vein, breccia body, disseminated	Disseminated, breccia and veinlet	Massive sulfide veins, breccia, ledges	Dissemination, veinlets, breccia
Ore textures	Fine bands, combs, crustiform, breccia	Coarse bands	Vuggy quartz hosts replacement	Massive sulfide, late veins/breccias	Replacement
Alteration	Alunite-kaolinite blanket, clay halo	Clays, sericite, carbonates; roscoelite, fluorite (A)	Silicic (vuggy), quartz-alunite	Silicic (vuggy), quartz-alunite, pyrophyllite-dickite-sericite	Pyrophyllite-sericite, quartz-sericite
Gangue ³	Chalcedony-adularia-illite-calcite	Quartz-carbonate-rhodnite-sericite-adularia ± barite ± anhydrite ± hematite ± chlorite (AR)	Alunite, barite, kaolinite	Anhydrite, kaolinite, dickite	Sericite, pyrophyllite
Sulfides ³	Cinnabar, stibnite; pyrite/marcasite-arsenopyrite, Au-Ag selenides, Se sulfosalts, pyrrhotite, Fe-rich sphalerite (RB)	Pyrite-Au-Ag sulfides/sulfosalts, variable sphalerite, galena, chalcopryite, tetrahedrite/tennantite (AR)	Enargite/luzonite, covellite, pyrite	Enargite/luzonite, chalcopryite, tetrahedrite/tennantite, sphalerite, late covellite, pyrite	Bornite, digenite, chalcocite, covellite
Metals ³	Au-Ag-As-Sb-Se-Hg-Tl (RB), low Ag:Au; <0.1–1% base metals	Ag-Au-Pb-Zn, Ba, Mn, Se (AR), high Ag:Au; 2–10 (20+) % base metals	Au-Ag, Cu leached (Hg overprint)	Cu-Au-Ag-Bi-Te-Sn	Cu-Au
Notable features	Sinter, chalcedony blanket	Some intermediate sulfidation-state veins adjacent to high-sulfidation ore	Steam-heated blanket	Vuggy quartz host	Overprinted on porphyry features
Fluids	<1% NaCl, gas-rich, <220°C (RB)	3–10+ % NaCl, 220–280°C ⁺ (AR)	<2 wt % NaCl	4–15+ wt % NaCl	Variable
Examples	McLaughlin, Midas, Round Mountain, Sleeper, Hishikari (low-sulfidation)	Comstock, Tonopah, Creede, Fresnillo, Casapalca, Victoria (intermediate sulfidation-state)	Yanacocha, Pueblo Viejo, Pierina, La Coipa, Tambo, Pascua, Paradise Peak, Summitville, Rodalquilar, Kasuga	El Indio, Lepanto, Chinkuashih, Goldfield, Lahôca	Bisbee, MM, Chuquicamata

1.7.7 Porositas dan Permeabilitas Batuan

Porositas merupakan sifat fisis batuan yang mendeskripsikan jumlah kandungan fluida dalam batuan reservoir, ditentukan dari perbandingan volume pori dengan volume total batuan; semakin tinggi porositas, semakin besar rongga yang terisi fluida (Koesoemadinata, 1980). Permeabilitas efektif didefinisikan sebagai kemampuan batuan mengalirkan satu fluida saat ada fluida immiscible lain, lebih rendah dari permeabilitas absolut. Koesoemadinata (1980) mengklasifikasikan permeabilitas

reservoir: <5 mD (ketat), 5-10 mD (cukup). Meskipun porositas menunjukkan total ruang kosong dalam batuan, permeabilitas mengukur kemampuan aliran fluida — artinya meskipun suatu batuan memiliki porositas tinggi, jika pori-porinya tidak saling terhubung secara baik, maka permeabilitasnya bisa tetap rendah.

Tabel 2 Kualitas porositas batuan (Koesoemadinata, 1980)

Kelas porositas	Rentang porositas (%)
Dapat diabaikan (<i>Negligible</i>)	< 5
Buruk (<i>Poor</i>)	5 - 10
Sedang (<i>Fair</i>)	10-15
Baik (<i>Good</i>)	15-20
Sangat baik (<i>Very good</i>)	20 - 25
Istimewa (<i>Excellent</i>)	> 25

Porositas adalah perbandingan antara volume ruang kosong atau rongga (pore volume) dalam batuan terhadap volume total batuan (bulk volume). Nilai ini menunjukkan seberapa besar ruang yang tersedia dalam batuan untuk menyimpan fluida (air, minyak, gas, dll) dan sering dinyatakan sebagai fraksi atau persentase (Clennell, 2000).

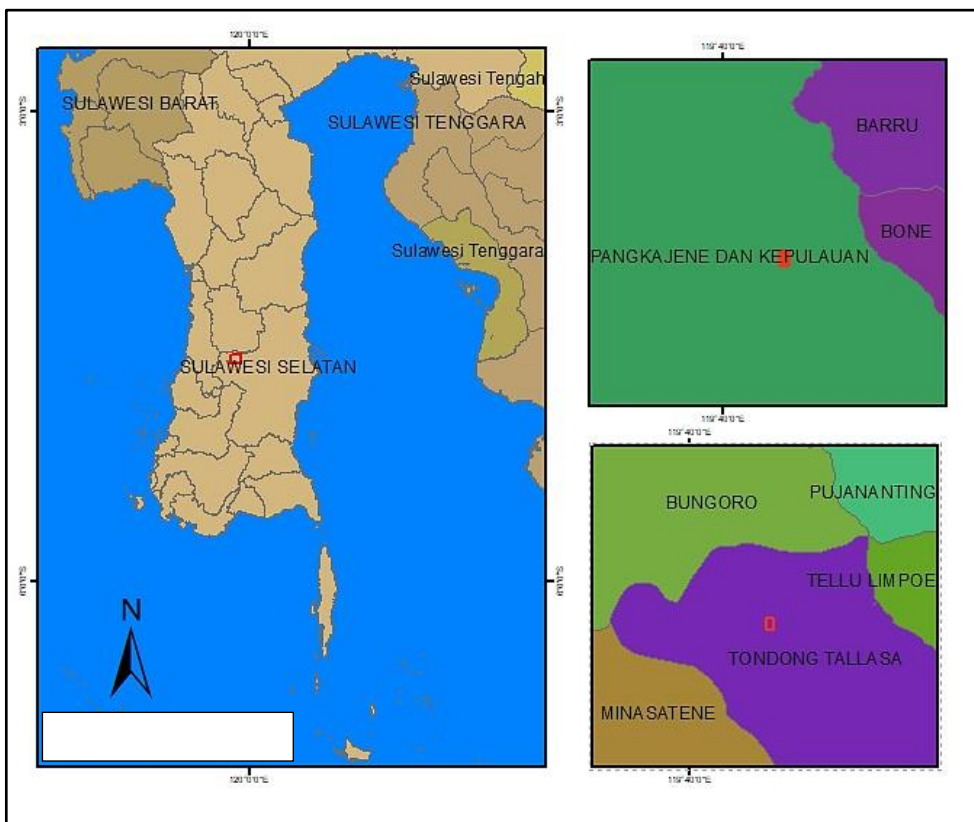
Tabel 3 Kualitas porositas batuan (Clennel, 2000)

Type of Rock	Porosity (%)
Sedimentary Rock (Conglomerate)	15 – 30
Sedimentary Rock (Sandstone)	25 – 40
Sedimentary Rock (Shale)	5 – 15
Volcanic Rock	10 – 40
Metamorphic Rock (Schist)	5 – 20
Granite	1 – 5
Basalt	1 – 10

BAB II METODOLOGI

2.1 Waktu dan Lokasi Penelitian

Secara administratif lokasi penelitian berada di Desa Bulu Tellue, Kecamatan Tondong Tallasa, Kabupaten Pangkajene dan Kepulauan, Provinsi Sulawesi Selatan. Secara astronomis, daerah penelitian terletak pada koordinat $119^{\circ} 40' 40''$ - $119^{\circ} 40' 55''$ Bujur Timur dan $4^{\circ} 48' 00''$ - $4^{\circ} 48' 15''$ Lintang Selatan. Daerah penelitian ini berjarak ± 73 km dari kota Makassar, dan dapat ditempuh dengan melalui jalur transportasi darat dengan waktu tempuh ± 2 jam.



Gambar 5 Peta Tunjuk Daerah penelitian

2.2 Alat dan Bahan

Adapun alat dan bahan yang digunakan selama penelitian berlangsung adalah sebagai berikut :

1. Peta topografi skala 1:25.000
2. Kompas geologi
3. Palu geologi

4. Global Positioning System (GPS)
5. Kaca pembesar dengan pembesaran 10x
6. Komparator
7. Pita meter
8. Buku catatan lapangan
9. Kantong sampel
10. Larutan asam klorida (0,1 M)
11. Kamera digital
12. Alat tulis menulis
13. Clipboard
14. Ransel
15. Busur dan penggaris
16. Roll meter
17. Perlengkapan pribadi.

2.3 Metode Penelitian

Metode yang di gunakan dalam penelitian ini adalah pengambilan sampel secara langsung di lapangan pada daerah Bulu Tellue, Kecamatan Tondong Tallasa, Kabupaten Pangkajene dan Kepulauan, serta analisis laboratorium berupa petrografi dan geokimia batuan.

2.4 Pelaksanaan Penelitian

2.4.1 Tahap Persiapan

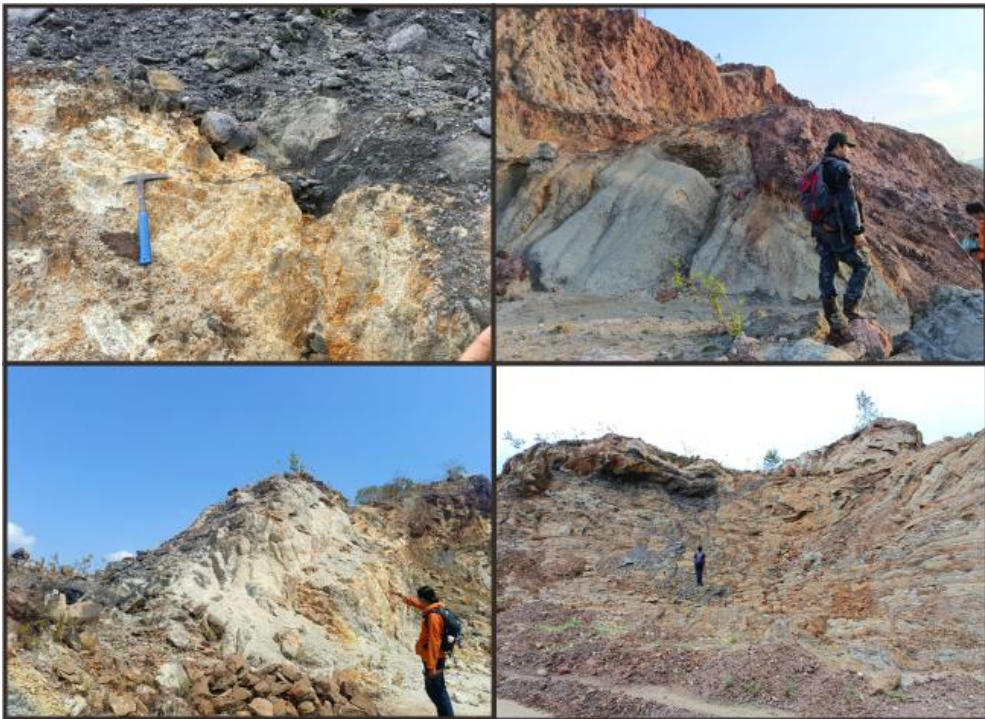
Sebelum melakukan kegiatan lapangan terlebih dahulu dilakukan beberapa tahapan persiapan, antara lain :

1. Pengurusan administrasi, meliputi pembuatan proposal yang digunakan untuk memperoleh legalitas penelitian dari kampus. Perizinan berupa surat pengantar yang diperoleh dari kampus yang kemudian dikirim kepada pihak pemerintahan.
2. Studi pustaka, sebagai tahapan awal sebelum melakukan kegiatan lapangan meliputi jurnal-jurnal ilmiah yang berhubungan dengan penelitian yang akan dilakukan serta untuk mengenali kondisi geologi dari daerah penelitian.
3. Penyediaan Alat dan Bahan, sebagai tahapan akhir sebelum memulai pengambilan data lapangan. Dimana tahapan ini mengumpulkan seluruh alat maupun bahan yang di gunakan.

2.4.2 Tahap Pengambilan Data

Tahapan Pengambilan data lapangan ini dilakukan pada daerah Bulu Tellue, Kecamatan Tondong Tallasa Kabupaten Pangkajene dan Kepulauan, Provinsi Sulawesi Selatan. Pengambilan data lapangan meliputi:

1. Penentuan titik koordinat stasiun pengamatan sampel yang di plot pada peta dasar dengan skala 1:00 dengan menggunakan GPS (*Global Positioning System*).
2. Pengambilan data berupa sampel batuan berbeda yang memiliki mineral-mineral biji sulfida.
3. Pengambilan contoh batuan dilakukan dengan menggunakan palu geologi, kemudian mendeskripsi singkapan yang terdiri dari : warna, tekstur batuan, mineral yang terkandung, struktur batuan, dan pengambilan dokumentasi berupa gambar dan foto singkapan.



Gambar 6 Dokumentasi pengambilan data lapangan

2.4.3 Tahap Pengolahan Data

Adapun metode yang digunakan dalam persiapan sampel yang digunakan adalah metode Metode fused bead, Metode ini melibatkan peleburan sampel dengan fluks pada suhu tinggi untuk menghasilkan cakram kaca homogen yang ideal untuk analisis XRF. Adapun prosedur dari penggunaan Metode Fused Bead adalah :

1. Penghancuran dan Penggilingan Sampel hingga menjadi bubuk halus
2. Penyaringan kembali menggunakan *Shieve Shakers* hingga mencapai ukuran partikel <75 mikrometer (200 mesh).
3. Penimbangan sampel lempung dengan minimal 10 gram per sampelnya.
4. Selanjutnya dilakukan analisis sampel XRF yang bertempat pada Laboratorium UPNV Yogyakarta.

2.4.4 Analisis Data

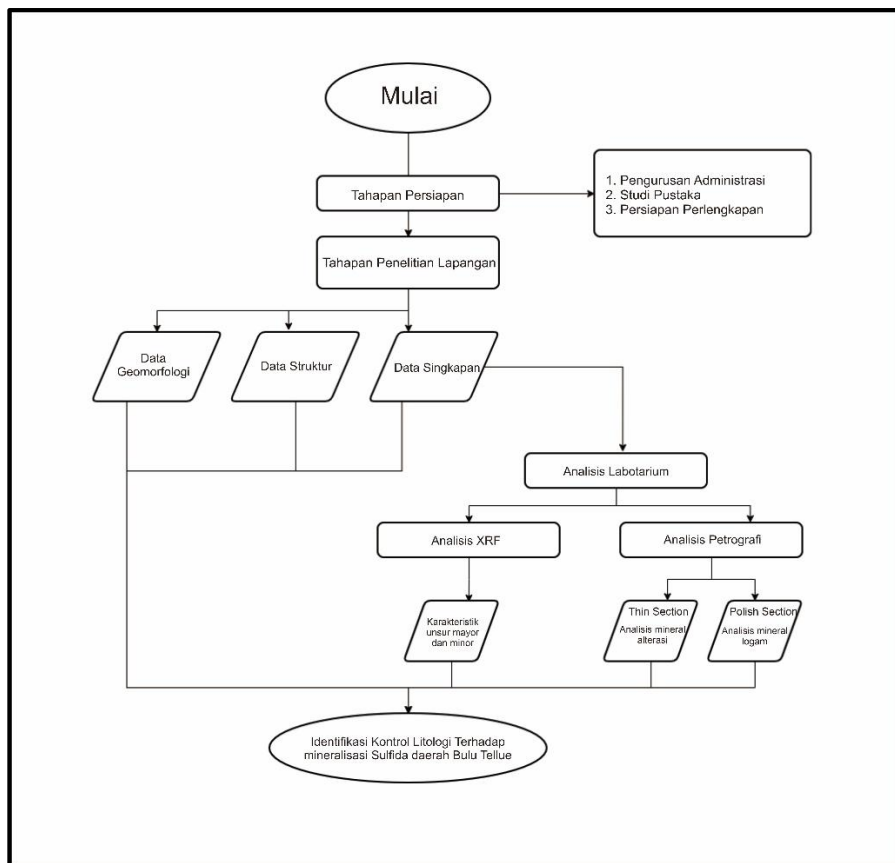
Setelah didapatkan data komposisi kimia dari hasil analisis geokimia berupa analisis XRF yang mencakup kadar oksida-oksida utama (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , dan lain-lain). Data tersebut kemudian dianalisis guna menentukan pengaruhnya terhadap pembentukan mineral - mineral biji sulfida. Selanjutnya sampel batuan juga akan diamati secara mikroskopis pada Laboratorium petrografi untuk mengetahui bagaimana komposisi mineral yang terkandung pada batuan serta penamaan batuan.

2.4.5 Penyusunan Laporan

Tahap akhir dari penelitian yaitu tahap penyusunan sebuah laporan yang dibuat berdasarkan pengolahan data yang telah dilakukan sebelumnya. Laporan ini merupakan skripsi dari peneliti sendiri sebagai syarat kelulusan di Departemen Teknik Geologi, Universitas Hasanuddin.

2.4.6 Diagram Alir

Berikut adalah diagram alir metode penelitian :



Gambar 7 Diagram alir metode penelitian