

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Pulau Sulawesi atau *celebes* terletak di bagian tengah wilayah kepulauan Indonesia dengan luas wilayah $\pm 174.600 \text{ km}^2$ dan memiliki bentuk yang unik menyerupai huruf K dengan empat semenanjung, yang mengarah ke timur, timur laut, tenggara, dan selatan. Pulau Sulawesi dan sekitarnya merupakan daerah yang kompleks karena merupakan tempat pertemuan tiga lempeng besar yaitu; lempeng Indo-Australia yang bergerak ke arah utara, lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat, dan lempeng Eurasia yang bergerak ke arah selatan-tenggara serta lempeng yang lebih kecil yaitu lempeng Filipina (Sompotan, 2012). Oleh karena pertemuan lempeng tersebut pulau Sulawesi memiliki kondisi litostratigrafi dan tektonik yang kompleks.

Pulau Sulawesi, tepatnya pada Provinsi Sulawesi Tengah di Kota Palu pada daerah Poboya terdapat prospek mineralisasi berupa endapan epitermal yang mengandung logam-logam berharga, salah satunya logam emas. Daerah ini sudah sejak lama ditambang oleh masyarakat sekitar sejak ditemukannya pertama kali endapan ini oleh PT. Rio Tinto pada tahun 1993, lalu eksplorasi dilanjutkan oleh PT. Citra Palu Mineral. Emas merupakan salah satu mineral logam mulia yang menjadi komoditas pertambangan yang utama di Kota Palu. Pembentukannya berhubungan dengan naiknya larutan sisa magma ke atas permukaan yang dikenal dengan istilah larutan hidrotermal. Pergerakan larutan hidrotermal dikontrol oleh zona lemah yang membentuk rongga, sehingga memungkinkan larutan hidrotermal tersebut bermigrasi.

Peristiwa lewatnya larutan hidrotermal pada batuan sampling atau batuan yang dilewatinya disebut juga sebagai alterasi hidrotermal. Alterasi hidrotermal menyebabkan terjadinya perubahan fisik dan kimiawi oleh batuan sampling ketika terjadi kontak yang menyebabkan terjadinya reaksi kimia yang cenderung untuk menyeimbangkan antar mineral dan melalui proses pelarutan serta penguapan membentuk kumpulan mineral baru atau mineral alterasi (Pirajno,



Karakteristik mineral baru atau alterasi serta proses pengendapan mineral bijih yang dihasilkan oleh larutan hidrotermal beragam dan berbeda di setiap tempatnya, begitu pula kondisi pada daerah pertambangan emas Poboya di Kota Palu. Berdasarkan hal tersebut penulis melakukan penelitian karakteristik alterasi dan mineralisasi pada area “X” dan “Y” wilayah eksplorasi PT. Citra Palu Mineral Daerah Poboya, Kecamatan Mantikulore, Kota Palu, Provinsi Sulawesi Tengah.

1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah pada penelitian ini yaitu, bagaimana kondisi geologi pada daerah penelitian serta hubungannya dengan karakteristik yang dijumpai serta proses alterasi dan mineralisasi pada daerah penelitian. Selain itu, bagaimana pola penyebaran dari tipe alterasi hidrotermal pada daerah penelitian.

1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian “Karakteristik Alterasi dan Mineralisasi Pada Area “X” dan “Y” Wilayah Eksplorasi PT. Citra Palu Mineral Daerah Poboya, Kecamatan Mantikulore, Kota Palu, Provinsi Sulawesi Tengah” ini adalah:

1. Untuk mengetahui karakteristik alterasi dan mineralisasi daerah penelitian.
2. Untuk mengetahui paragenesa mineral bijih daerah penelitian.
3. Untuk mengetahui tipe endapan hidrotermal daerah penelitian.

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat penelitian ini yaitu untuk menambah data mengenai kondisi geologi, alterasi, dan mineralisasi pada daerah penelitian yang kemudian juga dapat digunakan untuk menambah data geologi serta proses hidrotermal dalam keberadaan sumberdaya mineral di Kota Palu.

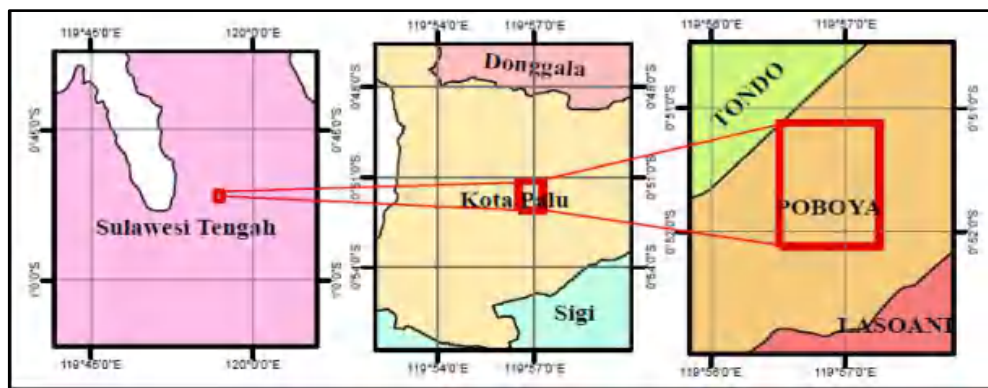
1.5 Batasan Masalah

Penelitian ini dilakukan dengan membatasi masalah pada daerah penelitian dan aspek-aspek geologi yang meliputi yang terpetakan pada skala. Penulis juga membatasi masalah mengenai karakteristik dan tipe alterasi mineralisasi dan paragenesis mineral bijih.



1.6 Letak, Luas, dan Kesampaian Daerah

Secara administratif daerah penelitian termasuk dalam daerah Poboya Kecamatan Mantikulore, Kota Palu, Provinsi Sulawesi Tengah dan termasuk dalam daerah Izin Usaha Pertambangan PT. Citra Palu Mineral. Secara astronomis terletak pada koordinat $119^{\circ} 56' 29.963''$ – $119^{\circ} 57' 15.104''$ Bujur Timur dan $0^{\circ} 51' 6.956''$ – $0^{\circ} 52' 7.302''$ Lintang Selatan. Daerah Penelitian terpetakan dalam Peta Rupa Bumi Indonesia skala 1:50.000 Lembar Palu nomor 2015-32 Badan Koordinasi Survei dan Pemetaan Nasional (BAKOSURTANAL) edisi I tahun 1991 (Cibinong Bogor).



Gambar 1. Peta Tunjuk Lokasi daerah penelitian

Luas daerah penelitian sekitar $\pm 2,5 \text{ km}^2$ dan dapat ditempuh melalui jalur transportasi udara dan darat dari Kota Makassar. Jalur transportasi udara dapat ditempuh dengan menggunakan pesawat terbang dari Kota Makassar ke Kota Palu dengan waktu tempuh ± 1 jam 5 menit, kemudian dilanjutkan dengan perjalanan darat menuju daerah Poboya dengan waktu tempuh ± 26 menit. Jalur transportasi darat dapat ditempuh dengan perjalanan dari Kota Makassar melewati Kab. Maros, Kab. Pangkep, Kab. Barru, Kab. Kota Pare-Pare, Kab. Pinrang, Kab. Polewali Mandar, Kab. Majene, Kab. Mamuju, Kab. Mamuju Tengah, Kab. Pasangkayu, Kab. Donggala, dilanjutkan ke Kota Palu pada daerah Poboya dengan waktu tempuh ± 18 jam 45 menit.



1.7 Alat dan Bahan

Alat dan bahan yang digunakan selama kegiatan penelitian ini terbagi dalam dua kategori yakni alat yang digunakan pada saat di lapangan dan alat yang digunakan pada saat analisa laboratorium. Adapun alat yang digunakan pada saat di lapangan adalah sebagai berikut:

1. Peta Topografi skala 1:10.000 yang merupakan hasil perbesaran dari peta rupa bumi skala 1:50.000 terbitan Bakosurtanal Edisi I tahun 1991
2. *Global Positioning System* (GPS tipe Garmin 78s)
3. Laptop
4. Kompas geologi tipe brunton
5. Palu geologi
6. *Loupe* dengan pembesaran 10 x
7. Buku catatan lapangan
8. Kamera
9. Larutan HCl (0,1 M)
10. Pita Meter/*Roll Meter*
11. Komparator batuan beku
12. Kantung sampel
13. Alat tulis menulis
14. Busur
15. Penggaris
16. *Clipboard*
17. Ransel lapangan (*Daypack*)
18. Perlengkapan pribadi

Adapun alat dan bahan yang akan digunakan selama analisis laboratorium adalah sebagai berikut:

1. Mikroskop polarisasi untuk analisis petrografi dan mineragrafi
2. Sayatan tipis dan poles batuan
3. Alat tulis-menulis dan gambar
- Album mineral optik atau *Atlas of Mineral*
- Foto sayatan tipis dan sayatan poles
- Literatur



1.8 Peneliti Terdahulu

Peneliti terdahulu yang pernah mengadakan penelitian yang sifatnya regional diantaranya sebagai berikut:

1. Muhammad Farid Wajdi, Budi Santoso, Damar Kusumanto, Sumardiman Digdowirogo (2012), melakuka penelitian mengenai batuan metamorfik di daerah Poboya sebagai *host rock* dalam sistem emas epitermal sulfidasi rendah.
2. Tomy Alvin Rivai, Kotaro Yonezu, Syafrizal, Koichiro Watanabe (2015), melakukan penelitian mengenai urat kuarsa dan *host rock* pada zona *river reef* di daerah endapan emas Poboya.
3. Syafrizal, Tomy Alvin Rivai, Kotaro Yonezu, Damar Kusumanto, Koichiro Watanabe, Arie Naftali Hawu Hede (2017), melakukan penelitian mengenai karakteristik pada zona *River Reef* dan *Watuputih Hill* yang menunjukkan tipe endapan epitermal sulfidasi rendah pada prospek tambang emas Poboya.



BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Secara regional daerah penelitian termasuk dalam Peta geologi Lembar Palu 1:250.000 yang dipetakan oleh Rab. Sukamto dengan kerja sama H. Sumadirja, T. Suptandar, S. Hardjoprawiro dan Sudana (1973).

Berdasarkan struktur litotektonik, Sulawesi dan pulau-pulau sekitarnya dibagi menjadi empat, yaitu; Mandala barat (*West & North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*) sebagai jalur magmatik yang merupakan bagian ujung timur Paparan Sunda, Mandala tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*) berupa batuan malihan yang ditumpangi batuan bancuh sebagai bagian dari blok Australia, Mandala timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*) berupa ofiolit yang merupakan segmen dari kerak samudera berimbrikasi dan batuan sedimen berumur Trias-Miosen dan yang keempat adalah Fragmen Benua Banggai-Sula-Tukang Besi, kepulauan paling timur dan tenggara Sulawesi yang merupakan pecahan benua yang berpindah ke arah barat karena *strike-slip faults* dari *New Guinea* (Sompotan, 2012).

2.1.1 Geomorfologi Regional

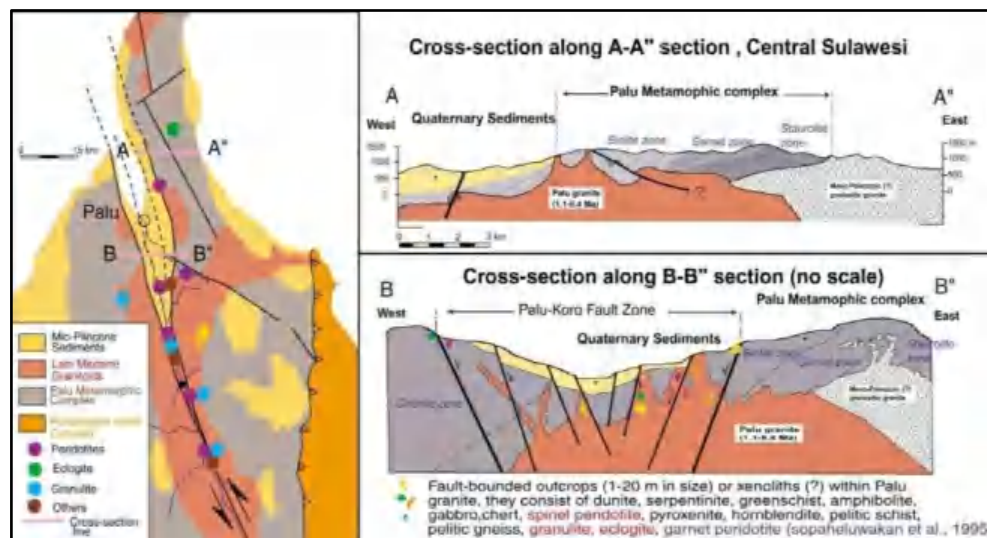
Secara fisiografi daerah Palu terdiri dari pematang timur dan pematang barat, keduanya berarah utara-selatan dan terpisahkan oleh Lembah Palu (*Fossa Sarasina*). Pematang barat diketahui berada di dekat Palu hingga lebih dari 2000 meter tingginya, tetapi di Donggala menurun hingga muka laut. Pematang Timur dengan tinggi puncak dari 400 meter hingga 1900 meter, dan menghubungkan pegunungan di Sulawesi Tengah dengan lengan utara.

2.1.2 Stratigrafi Regional

Batuan magmatik *potassic calc-alkaline* berusia akhir Miosen di Sulawesi erdapat di bagian kiri bentangan zona sesar Palu-Koro, dimana batuan wilayah tersebut berkorelasi dengan subduksi *microcontinent* Banggai-gan Pulau Sulawesi pada pertengahan Miosen. Berdasarkan aspek i, batuan granit berumur Neogen tersebut dapat diklasifikasikan menjadi



tiga kelompok dari yang paling tua sampai dengan yang termuda untuk melihat karakteristik perubahannya di masa mendatang. Pertama adalah *KF-megacrystal* bantalan granit yang kasar (Granitoid-C) yang terdistribusi di bagian utara dan selatan wilayah Palu-Koro yang berumur 8,39-3,71 Ma, dimana dua karakteristik petrografi tersebut dapat dibedakan menjadi dua, yaitu biotit yang mengandung granit dan *hornblende* sebagai mineral mafik (4,15-3,71 Ma dan 7,05-6,43 Ma) dan biotit yang mengandung granit sebagai mineral mafik utama (8,39-7,11Ma). Kelompok kedua adalah batuan granit medium *mylonitic-gneissic* (Granitoid-B) yang relatif terdapat di daerah pusat (sekitar Palu-Kulawi) berupa *medium grained granitoids* yang kadang-kadang mengandung *xenoliths*. Batuan granit ini juga dapat dibagi lagi menjadi *hornblende-biotit* yang terdistribusi di bagian selatan (Saluwa-Karangana) sekitar 5,46-4,05 Ma dan granit bantalan biotit yang berumur 3,78-3,21 Ma di sekitar Kulawi. Kelompok ketiga adalah *fine and biotite-poor granitoid* (Granitoid-A) kelompok batuan termuda yang tersebar di daerah Palu-Koro sekitar 3,07-1,76 Ma, yang nampak sebagai *dyke* kecil hasil potongan dari granit lain. Batuan tersebut berwarna putih bersih mengandung sejumlah biotit sebagai mineral mafik tunggal, kebanyakan batuan tersebut terlihat di antara daerah Sadaonta dan Kulawi (Somptan, 2012).



Gambar 2. Peta Geologi wilayah Palu-Koro, Sulawesi Tengah dalam Somptan (2012)



Rab. Sukanto dalam Geologi Regional Daerah Palu dan Sekitarnya stratigrafi Palu menjadi lima bagian yang diurutkan dari yang tertua hingga termuda.

Kompleks Batuan Metamorf: batuan tertua di daerah yang di petakan adalah metamorf dan tersingkap hanya pada pematang timur yang merupakan intinya. Kompleks itu terdiri dari sekis ampibolit, sekis genes, dan pualam. Sekis terdapat banyak disisi barat, sedangkan genes dan pualam terdapat banyak disisi timur. Tubuh-tubuh intrusi tak terpetatakan, umumnya selebar kurang dari 50 meter, Menorobos kompleks batuan metamorf, dengan berjangka dari diorit hingga granodiorit. Umur metamorfisme tak diketahui, tetapi boleh jadi pra-tersier. Brouwer (1974) dalam Sukamto (1973) berpendapat, bahwa sekis yang tersingkap diseantero Sulawesi berumur Paleozoikum.

Formasi Tinombo (Tts): menurut Ahlburg (1913) seperti yang dipakai oleh Brouwer (1934) dalam Sukamto (1973) rangkaian ini tersingkap luas, baik di pematang timur maupun barat. Batuan ini menindih kompleks batuan metamorf secara tidak selaras. Di dalamnya terkandung rombakan yang berasal dari batuan metamorf. Endapan ini terdiri terutama dari serpih, batupasir, konglomerat, batugamping, rijang radiolaria dan batuan gunungapi, yang diendapkan di dalam lingkungan laut. Di dekat intrusi terdapat sabak dan batuan terkersikan, dan lebih dekat pada persentuhan terbentuk filit dan kuarsit. Bagian barat pematang barat mengandung lebih banyak batupasir rijang daripada tempat lain. Diabas, spilit, dan andesit di selatan Donggala dan di selatan Kasimbar dipetakan dengan endapan itu. Rombakan batuan gunungapi biasa terdapat di dalam batupasirnya. Batugamping diamati hanya sebagai lapis-lapis tipis dalam rangkaian sedimen tersebut. Kadar (Dit. Geol) mengenali *Discocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Alveolina sp.*, *Miliolidae*, *Asterocyclina sp.*, *Assilina sp.*, *Operculina sp.*, *Globorotaloid sp.*, *Globigerina*, dan ganggang gampingan, yang menunjukkan akan umur Eosen. Pekerjaan selajutnya oleh SOCAL (*Standard Oil Company of California*) sebagai tambahan mengenali: *Pellastipira?*, *cf.?* *P. Inflata*, *cf. Pararotalia sp.*, *Carpenteria hamiltonesis*. Umur fosil-fosil terakhir ini adalah Eosen Tengah hingga Atas. *Calciphaerula innominata* yang ditemukan di dalam klastika batugamping diinterpretasikan oleh SOCAL sebagai suatu fosil rombakan *flysch* yang telah diperkirakan oleh Bouwer dalam Sukamto (1973), dikira-kira 55 kilometer sebelah timurlaut Ijo. Intrusi-intrusi kecil yang diuraikan di atas juga menerobos endapan



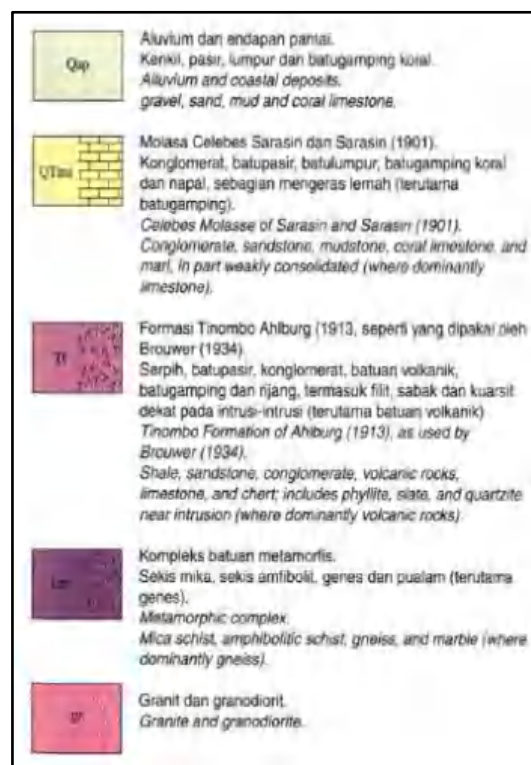
Molasa Celebes Sarasin (Tmc): menurut Sarasin (1901) dalam Sukamto (1973) batuan ini terdapat pada ketinggian lebih rendah pada sisi-sisi kedua pematang, menindih secara tidak selaras Formasi Tinombo dan kompleks batuan metamorf, mengandung rombakan yang berasal dari formasi-formasi lebih tua, dan terdiri dari konglomerat, batupasir, batulumpur, batugamping-koral, dan napal, yang semuanya hanya mengeras lemah. Di dekat kompleks batuan metamorf pada bagian barat pematang timur endapan itu terutama terdiri dari bongkah-bongkah kasar dan agaknya diendapkan didekat sesar. Batuan-batuan itu ke arah laut beralih-alih jadi batuan klastika berbutir lebih halus. Di dekat Donggala sebelah utara Enu dan sebelah barat Labea batuannya terutama terdiri dari batugamping dan napal yang mengandung *Operculina sp.*, *Cycloclypeu sp.*, *Rotalisa sp.*, *Orbulina universa*, *Amphistegina sp.*, *Miliolidae*, *Globigerina*, foraminifera pasiran, ganggang gampingan, pelesipoda, dan gastropoda. Sebuah conto yang dipungut dari tenggara Laebago selain fosil-fosil tersebut juga mengandung *Miogypsina sp.* dan *Lepidocyclina sp.*, yang menunjukkan umur Miosen (pengenalan oleh kadar, Dit. Geol). Foram tambahan yang dikenali oleh SOCAL meliputi: *Planorbulina sp.*, *Solenomeris sp.*, *Textularia sp.*, *Acervulina sp.*, *Spiroclypeus? sp.*, *Reussella so.*, *Lethoporella*, *Lithophyllum*, dan *Amphiroa*. SOCAL mengirakan bahwa fauna-fauna tersebut menunjukkan umur Miosen Tengah, dan pengendapan di dalam laut dangkal. Pada kedua sisi Teluk Palu, dan kemungkinan juga di tempat lain, endapan sungai Kwartir juga dimasukkan ke dalam satuan ini.

Aluvium dan Endapan Pantai (Qal): kerikirl, pasir, lumpur, dan batugamping koral terbentuk dalam lingkungan sungai, delta, dan laut-dangkal merupakan sedimen termuda di daerah ini. Endapan itu boleh jadi seluruhnya berumur Holosen. Di daerah dekat Labea dan Tambo berumul koral membentuk bukit-bukit rendah.

Batuan Intrusi: telah diamati beberapa generasi intrusi, yang tertua ialah andesit dan basalt kecil-kecil di semenanjung donggala. Intrusi-intrusi ini adalah saluran-saluran batuan vulkanik di dalam Formasi Tinombo. Intrusi kecil (selebar kurang dari 50 meter) yang umumnya terdiri dari diorit, mikrodiorit, dan granodiorit menerobos Formasi Tinombo,



yakni sebelum endapan molasa, dan tersebar luas di seluruh daerah. Semuanya tidak terpetakan. Granit dan granodiorit yang telah dipetakan tercirikan oleh fenokris feldspar kalium sepanjang 8 cm. Penanggalan Kalium/Argon telah dilakukan oleh Gulf Oil Company terhadap dua contoh granodiorit dari daerah ini. Intrusi yang tersingkap di antara Palu dan Donggala memberikan penanggalan 31,0 juta tahun pada analisa K/Ar dari feldspar. Yang lainnya adalah suatu intrusi yang tidak dipetakan, terletak kira-kira 15 km timur-laut dari Donggala, tersingkap di bawah koral Kuartar, memberikan penanggalan 8,6 juta tahun pada analisa K/Ar dari biotit.



Gambar 3. Stratigrafi Palu dalam Peta Geologi Tinjau Lembar Palu, Sulawesi (Sukanto et al., 1973)

2.1.3 Struktur Regional

Secara regional orogenesis di Pulau Sulawesi mulai berlangsung sejak zaman Trias, terutama pada Mandala Banggai-Sula yang merupakan mandala dangkan pada mandala Sulawesi bagian timur dimulai pada Kapur Akhir J Tersier. Perlipatan yang kuat menyebabkan terjadinya sesar anjak yang meng pada Miosen Tengah di lengan timur Sulawesi Barat, serta waktu yang



bersamaan dengan transgresi lokal yang berlangsung di lengan tenggara Sulawesi, dan suatu aktivitas vulkanik yang terjadi di lengan utara dan selatan.

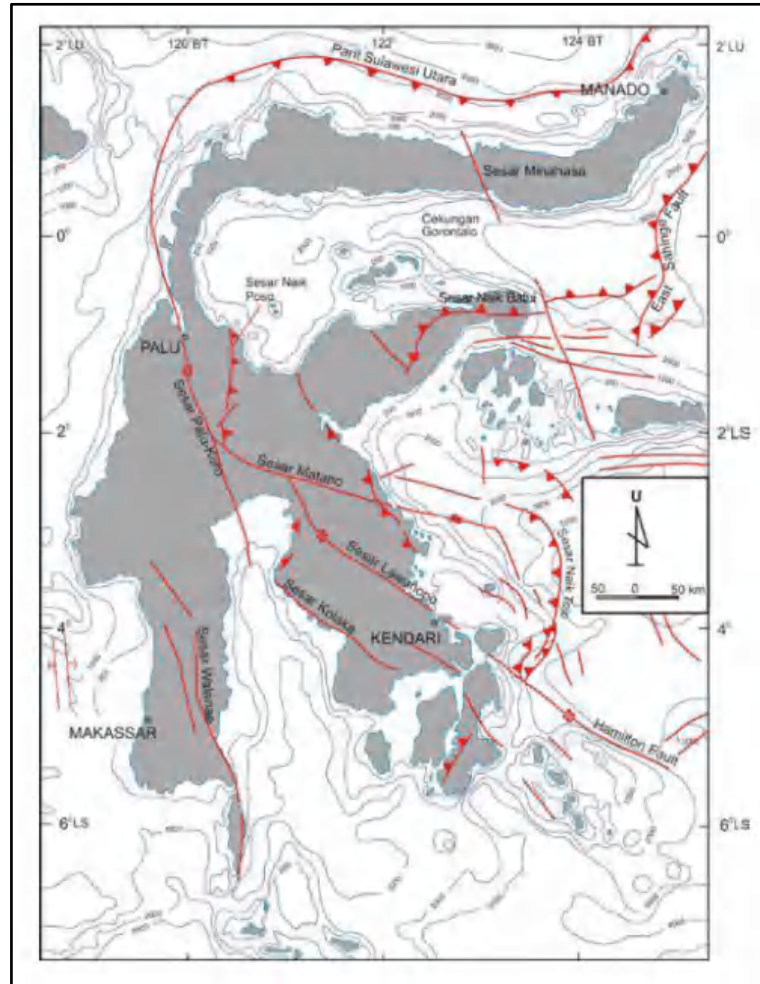
Struktur daerah di Palu didominasi oleh lajur sesar Palu yang berarah utara-baratlaut. Bentuknya yang sekarang ialah merupakan terban yang dibatasi oleh sesar-sesar hidup, diantaranya yang bermata air panas di sepanjang kenampakannya pada permukaan. Sesar-sesar dan kelurusan lainnya yang setengah sejajar dengan arah lajur Palu terdapat di pematang timur. Banyak sesar dan kelurusan lainnya yang kurang penting lebih kurang tegak lurus pada arah ini, sebagaimana terlihat di seluruh daerah. Sesar naik berkemiringan ke timur dalam kompleks batuan metamorf dan dalam Formasi Tinombo menunjukkan akan sifat pemampatan pada beberapa diantaranya sesar yang lebih tua. Sesar termuda yang tercatat terjadi pada tahun 1968 didekat Tambo, timbul setelah ada gempa bumi, berupa sesar normal berarah baratlaut yang permukaan tanahnya turun 5 meter. Pada bagian yang menurun, daerah pantai seluas kira-kira 5 kilometer persegi masuk ke dalam laut.

Nama Sesar Palu-Koro diusulkan pertama kali oleh Sarasin (1901) yang kemudian diulangi oleh Rutten (1927) dalam Surono (2013). Sistem sesar ini menoreh mulai ujung utara Selat Makassar, melalui Kota Palu dan menerus sampai Teluk Bone. Hasil pemetaan geologi yang dilakukan Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi menunjukkan sistem sesar ini berhubungan juga dengan Sesar Matano dan Sesar Lawanopo (Simandjuntak et al., 1993a, b, c, d; Rusmana et al., 1993; Sukamto, 1975a; Rusmana et al., 1993) dalam Surono (2013). Gerakan horizontal dan vertikal Sesar Palu-Koro telah dianalisis oleh beberapa penulis. Van Bemmelen (1970) dan Katili (1978) dalam Surono (2013) setuju bahwa bagian utara sesar ini didominasi gerakan vertikal, sedangkan bagian selatannya oleh gerakan horizontal mengiri. Kecepatan gerakan horizontal, yang dianalisis oleh beberapa penulis, hasilnya berbeda, misalnya Sudradjat (1981) dalam Darman & Sidi (2000) dalam Surono (2013) 2-3,5 mm sampai 14-17 mm/tahun; Indriastuti (1990) dalam Darman & Sidi (2000) dalam Surono (2013) 1,23 mm/tahun.



itu, kecepatan gerakan vertikal, yang dihitung berdasarkan catatan koral, adalah 4,5 mm/tahun Tjia & Zakaria (1974) dalam Surono dan 3,4 mm/tahun Walpersdoft et al. (1997); dalam Darman & Sidi (2000)

dalam Suro (2013). Sistem Sesar Palu-Koro walaupun didominasi gerakan horizontal mengiri, juga secara setempat membentuk tinggian dan rendahan. Bentuk rendahan semacam cekungan dapat dikenali sebagai Danau Matano, Danau Poso, dan Lembah Palu.



Gambar 4. Struktur regional Sulawesi dan daerah sekitarnya, disederhanakan dari Silver et al. (1983) dan Rehault et al. (1991) dalam Suro (2013)

2.1.4 Geologi Ekonomi Regional

Petunjuk akan adanya mineralisasi ditemukan di daerah Palu. Sebuah bongkah dari urat kuarsa yang mengandung sulfida tembaga dan malakit dijumpai di sungai kecil di tenggara Baulause. Analisis oleh Dit. Geol. Menunjukkan kadar ar 3,5%. Di barat Palu, urat galenit di dalam granit ternyata mengandung 6. Pirit bertaburan terlihat di dalam diorit di timur Wani dan dalam kerikil andesit di sepanjang sungai Mamara.



2.2 Geologi Daerah Penelitian

Penjelasan mengenai geologi daerah penelitian mencakupi pembahasan aspek-aspek geologi (geomorfologi, stratigrafi, dan struktur geologi) yang disusun berdasarkan data-data yang diperoleh di lapangan dan telah diolah serta dianalisis sebelumnya.

2.2.1 Gemorfologi Daerah Penelitian

Kawasan Kota Palu terletak di dataran pegunungan terjal bagian barat dan timur yang memanjang ke arah utara utara baratlaut-selatan tenggara. Kedua dataran tersebut diapit oleh dataran rendah dan dipisahkan oleh Lembah Palu. Karena jarak yang pendek antara punggung bukit dan laut terdekat, sungai-sungai di daerah tersebut langsung mengalir ke Teluk Tomini dan Teluk Palu dalam jarak yang dekat. Prospek poboya terletak di sisi barat punggung timur.

2.2.1.1 Satuan Geomorfologi

Kata geomorfologi (*Geomorphology*) berasal bahasa Yunani, yang terdiri dari tiga kata yaitu: *Geos* (*earth/bumi*), *morphos* (*shape/bentuk*), *logos* (*knowledge* atau ilmu pengetahuan). Berdasarkan dari kata-kata tersebut, maka pengertian gomorfologi merupakan pengetahuan tentang bentuk-bentuk permukaan bumi. Namun, geomorfologi bukan hanya mempelajari bentuk-bentuk muka bumi, tetapi lebih dari itu mempelajari material dan proses. Berdasarkan pada pengertian, geomorfologi secara singkat dapat dijelaskan bahwa geomorfologi membicarakan tentang bentuklahan dan proses yang terjadi di permukaan bumi termasuk pergerakan materilal, air, dan *drainase* serta faktor lain yang memicu terjadinya proses geomorfik.

Lobeck (1939) dalam Nasrudin et al. (2020) menyatakan bahwa geomorfologi adalah studi tentang bentuk lahan, sedangkan Zuidam & Concelado (1970) dalam Nasruddin et al. (2020) juga menyatakan bahwa geomorfologi adalah studi yang menguraikan bentuk lahan dan proses yang mempengaruhi ikannya serta mengkaji hubungan timbal balik antara bentuk lahan proses dalam tatanan keruangnya. Berdasarkan uraian yang telah dikemukakan di atas, maka dapat dijelaskan bahwa geomorfologi adalah



mempelajari bentuk lahan (*landform*), proses-proses yang menyebabkan pembentukan, dan perubahan yang dialami oleh setiap bentuk lahan yang dijumpai di permukaan bumi termasuk yang terdapat di dasar laut atau samudera serta mencari hubungan antara bentuklahan dengan proses-proses dalam tatanan keruangan dan kaitannya dengan lingkungan. Di samping itu, juga menelaah dan mengkaji bentuklahan secara deskriptif, mempelajari cara pembentukannya, proses alamiah, dan ulah manusia yang berlangsung, pengkelasan dari bentuk lahan, serta cara pemanfaatannya secara tepat sesuai dengan kondisi lingkungannya.

Penentuan satuan geomorfologi dilakukan dengan pendekatan aspek morfometri dan morfografi. Morfometri yaitu ukuran dan bentuk secara teliti tentang obyek bentuk lahan. Data kuantitatif didapatkan dari pengukuran langsung di lapangan, peta topografi, dan dari berbagai citra foto ataupun citra non foto. Morfografi merupakan susunan dari obyek alami yang ada di permukaan bumi, sesuai dengan proses pembentukannya.

Tabel 1. Klasifikasi ketinggian relatif dalam Bermana (2006)

Ketinggian Relatif	Aspek Morfografi
<50 m	Dataran Rendah
50-200 m	Perbukitan Rendah
200-500 m	Perbukitan
500-1.000 m	Perbukitan Tinggi
>1.000 m	Pegunungan

Tabel 2. Klasifikasi kemiringan lereng menurut Van Zuidam (1983) dalam Bermana (2006)

Kelas Relief (Topografi)	Kemiringan Lereng (%)	Perbedaan Ketinggian (M)
Datar atau sangat datar	0-2	<5
Bergelombang/lereng landai	3-7	5-50
Bergelombang-bukit landai	8-13	25-75
Perbukitan curam	14-20	50-200
Perbukitan sangat curam	21-55	200-500
ngan curam	56-140	500-1.000
an sangat curam	>140	>1.000



Berdasarkan pengumpulan data geomorfologi pada daerah penelitian mengenai gejala-gejala geomorfologi yang dijumpai di lapangan, elevasi dan beda tinggi, serta hasil interpretasi pada peta topografi skala 1:10.000, maka diketahui satuan geomorfologi pada daerah penelitian yaitu satuan geomorfologi perbukitan sangat curam.

2.2.1.1.1 Satuan Geomorfologi Perbukitan Sangat Curam

Satuan geomorfologi ini memiliki ketinggian 250-750 mdpl, sehingga diketahui beda tinggi pada satuan ini yaitu ± 500 m. Secara umum kenampakan topografi dari satuan ini digambarkan oleh pola kontur yang rapat, dengan titik tertinggi 750 meter di atas permukaan laut ke arah utara daerah penelitian. Lembah sungai yang menempati satuan ini berbentuk “U” pada sungai Poboya dengan erosi dominan vertikal karena adanya pengelupasan badan sungai oleh aktivitas manusia berupa pembuatan jalan dan aktivitas tambang. Pada sungai Poboya terdapat banyak bongkah-bongkah besar yang merupakan hasil dari aktivitas tambang yang dilakukan dengan izin oleh perusahaan, maupun tanpa izin yang dilakukan oleh masyarakat sekitar.



Gambar 5. Kenampakan satuan geomorfologi perbukitan sangat curam, difoto dari area “Y” ke area “X” pada daerah penelitian, dengan relatif arah N 184°E





Gambar 6. Kenampakan satuan geomorfologi perbukitan sangat curam, difoto dari area “X” ke area “Y” pada daerah penelitian, dengan relatif arah N 39°E



Gambar 7. Kenampakan satuan geomorfologi perbukitan sangat curam, difoto dari area “X” ke area “Y” pada daerah penelitian, dengan relatif arah N 24°E

Proses pelapukan yang terjadi pada satuan ini adalah pelapukan kimia dan biologi dengan intensitas sedang. Pelapukan kimia menghasilkan perubahan zat dari mineral–mineral pembentuk batuan. Karbondioksida dan air adalah faktor yang penting dan aktif untuk menghancurkan atau melapukkan suatu batuan atau pelikan yang banyak mengandung besi, magnesium, kalsium, natrium ataupun kalium. Unsur-unsur tersebut dapat dilarutkan atau diuraikan menjadi pelikan sekunder.



Pelapukan biologi terjadi akibat adanya sebab dari organisme lain yang bukan mempercepat pelapukan batuan. Seperti adanya pertumbuhan akar tumbuhan yang besar dan panjang pada celah-celah batuan dan mendesak celah,

sehingga celah menjadi bertambah besar atau lebar yang akhirnya batuan mengalami pecah-pecah atau retak-retak.



Gambar 8. Pelapukan kimia yang menunjukkan perubahan warna pada litologi monzonit akibat proses oksidasi pada stasiun 5 difoto relatif arah N 120°E



Gambar 9. Pelapukan Kimia dan pelapukan biologi yang ditunjukkan oleh akar tumbuhan yang menerobos pada litologi granodiorit pada stasiun 20 difoto relatif arah N 191°E

Proses geomorfologi yang terjadi pada satuan ini umumnya yaitu degradasi berupa disintegrasi batuan (pelapukan), pengelupasan, pelapukan material dari permukaan bumi oleh berbagai proses erosi dan *mass wasting*. Dua proses utama jadi pada proses degradasi yaitu pelapukan (*debris* dan *soil*) dan asi material hasil pelapukan oleh erosi dan gerakan tanah berupa 1 bahan rombakan, dimana gerakan massa tanah atau hasil pelapukan



batuan melalui bidang longsor yang relatif turun secara meluncur atau menggelinding (Nasrudin et al., 2020).



Gambar 10. Kenampakan *debris slide* pada area “X” difoto relatif arah N 122°E

Secara umum jenis *soil* di daerah penelitian merupakan *residual soil* yang terbentuk dari hasil pelapukan batuan induk setempat dengan profil tanahnya tampak lebih jelas yang ditandai oleh adanya hasil lapukan berupa butiran yang tercampur dengan hancuran batuan yang lebih kecil dengan derajat pelapukan yang berbeda.

Pola aliran sungai yang berkembang pada satuan ini merupakan pola aliran dendritik dengan tipe genetik subsekuen dan insekuen. Erosi yang dominan terjadi adalah erosi vertikal. Litologi pada satuan geomorfologi ini disusun oleh nonzonit, granodiorit, sekis, dan gneiss.

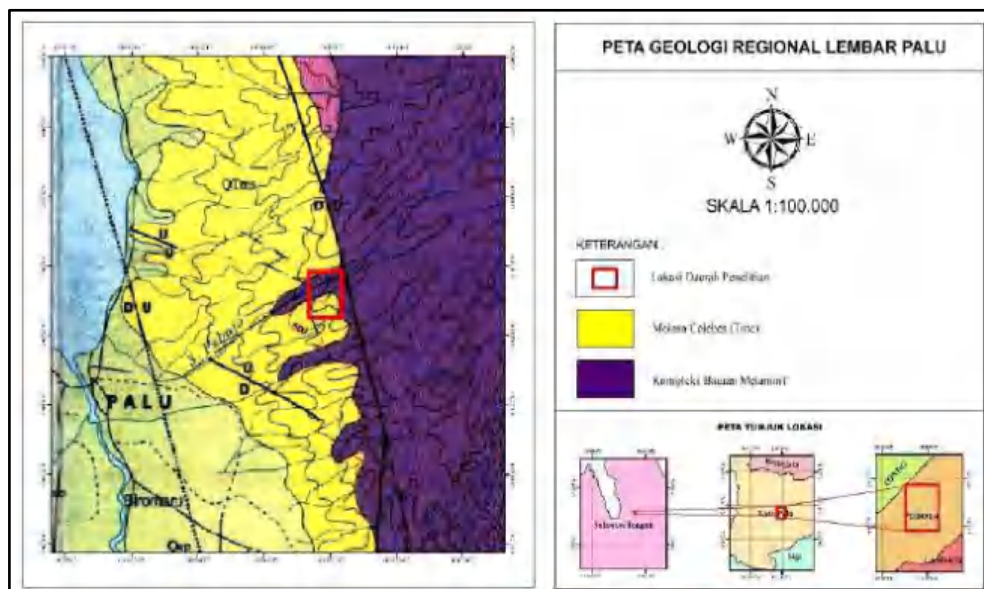




Gambar 11. Kenampakan sungai pada area “X” difoto relatif arah N 240°E

2.2.2 Stratigrafi Daerah Penelitian

Stratigrafi regional daerah penelitian didasarkan oleh Peta Geologi Lembar Palu skala 1:250.000 yang dipetakan oleh Rab. Sukanto et al. (1973).



Gambar 12. Peta Geologi Regional Lembar Palu berdasarkan Sukanto et al. (1973)

Satuan batuan yang terdapat pada daerah penelitian dapat dibagi menjadi lima satuan yang didasarkan pada litostratigrafi tidak resmi. Berikut diuraikan

stratigrafi daerah penelitian dari muda ke tua terdiri atas:

Satuan Molasa

Satuan Granodiorit



3. Satuan Monzonit
4. Satuan Gneiss
5. Satuan Sekis

Pembahasan tiap-tiap satuan batuan akan dimulai dari yang tertua hingga termuda, dimana akan diuraikan mengenai dasar penamaan, luas penyebaran dan ciri litologi, serta kesebandingan umur dan lingkungan pembentukan.

2.2.2.1 Satuan Sekis

Satuan sekis merupakan satuan batuan yang tertua pada daerah penelitian. Pembahasan satuan sekis pada daerah penelitian meliputi penjelasan mengenai dasar penamaan, luas penyebaran dan ciri litologi, serta kesebandingan umur dan lingkungan pembentukan.

2.2.2.1.1 Dasar Penamaan

Dasar penamaan satuan batuan ini berdasarkan pada litostratigrafi tidak resmi yang bersandikan pada ciri fisik dan penyebaran yang mendominasi pada satuan batuan ini secara lateral serta dapat terpetakan dalam peta skala 1:10.000.

Penamaan litologi dari satuan ini terdiri atas pengamatan batuan secara megaskopis dan petrografi. Penentuan secara megaskopis dilakukan pada saat pengamatan lapangan dengan menentukan secara langsung sifat fisik batuan berupa warna lapuk dan warna segar, tekstur dan struktur batuan, komposisi mineral, serta sifat kimiawi, kemudian dilakukan penamaan dengan menggunakan klasifikasi batuan metamorf menurut Travis (1955).

Secara petrografi menggunakan mikroskop polarisasi pada sayatan tipis batuan, sehingga dapat diamati komposisi mineral beserta sifat optik batuan secara spesifik. Kemudian penamaan batuan menggunakan klasifikasi batuan metamorf menurut Travis (1955).

2.2.2.1.2 Luas Penyebaran dan Ciri Litologi

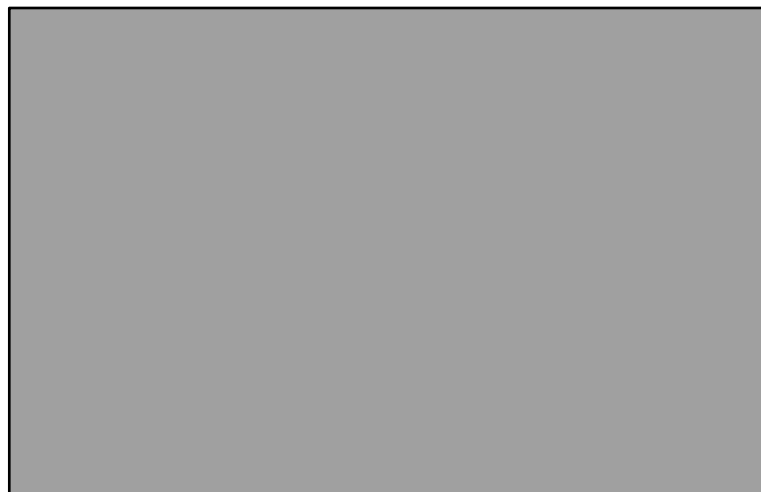


Luas penyebaran satuan ini menempati sekitar 30% dari luas an daerah penelitian atau sekitar 0,7 Km². Satuan batuan ini secara umum di bagian timur daerah penelitian pada area X dan Y. Litologi yang n satuan ini terdiri dari litologi sekis ampibol dan sekis biotit.

Kenampakan secara megaskopis sekis ampibol daerah penelitian memperlihatkan dalam keadaan segar berwarna hijau kecoklatan, dalam keadaan lapuk berwarna abu-abu dengan sedikit kecoklatan, struktur berfoliasi dengan jenis *schistose*, tekstur berupa bentuk mineral yaitu lepidoblastik-kristaloblastik, terdapat *veinlet* yang terisi mineral karbonatan yang berukuran ± 1 cm, komposisi mineral terdiri dari ampibol, biotit, klorit, dan pirit, serta memiliki tingkat alterasi lemah akibat hadirnya mineral sekunder berupa klorit yang memberi kesan kehijauan dengan presentasi kehadiran mineral kurang dari 25%. Berdasarkan klasifikasi Travis (1955) dan dominan mineral yang dijumpai maka nama batuan ini yaitu Sekis ampibol.



Gambar 13. Kenampakan singkapan sekis ampibol pada stasiun 1 pada area “X” difoto relatif arah N 141°E



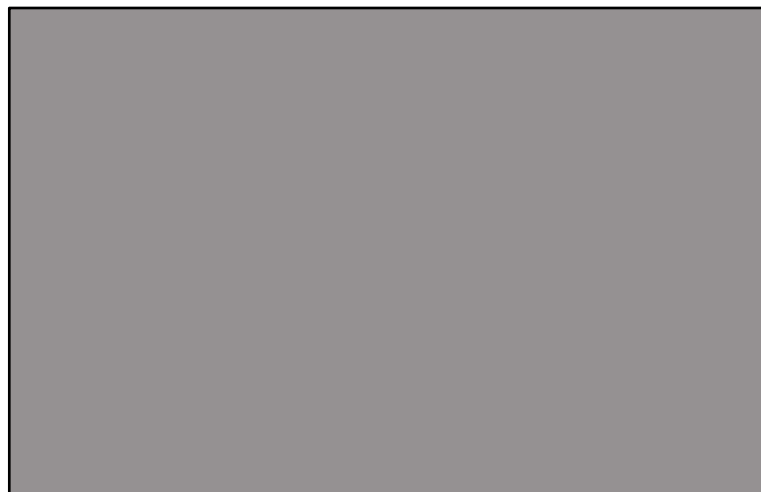
Gambar 14. Sampel batuan sekis ampibol pada stasiun 1 pada area “X”



Kenampakan secara megaskopis sekis biotit daerah penelitian memperlihatkan dalam keadaan segar berwarna putih susu, dalam keadaan lapuk berwarna putih kecoklatan, struktur berfoliasi dengan tipe *schistose* yang dicirikan oleh skistositas yang berkembang baik, membentuk zona berulang dengan jarak antara zonanya kecil, dari beberapa sentimeter atau kurang, tekstur berupa bentuk mineral yaitu lepidoblastik-kristaloblastik, komposisi mineral terdiri dari kuarsa, biotit, dan kuarsa sekunder, serta memiliki tingkat alterasi sedang akibat hadirnya mineral sekunder berupa kuarsa sekunder dengan presentasi kehadiran mineral 25-75%. Berdasarkan klasifikasi Travis (1955) dan dominan mineral yang dijumpai maka nama batuan ini yaitu Sekis biotit.



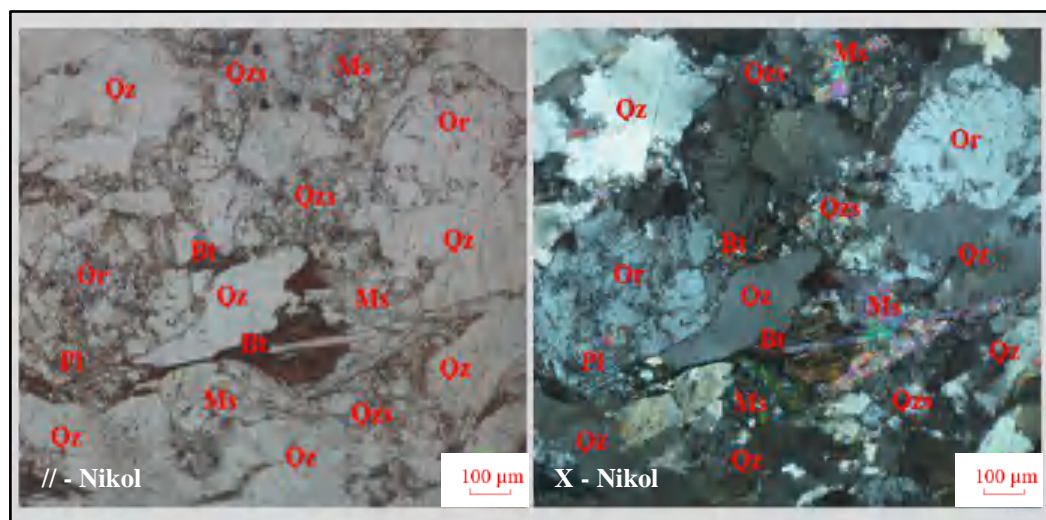
Gambar 15. Kenampakan singkapan sekis biotit pada stasiun 24 pada area “X” difoto relatif arah N 60°E



Gambar 16. Sampel batuan sekis biotit pada stasiun 24 pada area “X”



Kenampakan mikroskopis batuan dengan nomor sayatan SZQ/ST24A/SK, warna absorpsi *colorless* dan coklat kehitaman, warna interferensi putih keabuan, hitam, dan sedikit kuning-biru-coklat, tekstur berupa ukuran mineral halus 0,01-0,5 mm, bentuk individu mineral *idioblastic-hypidioblastic* (euhedral-subhedral), serta cenderung memiliki bentuk mineral lepidoblastik-granoblastik. Komposisi mineral primer terdiri dari kuarsa, ortoklas, biotit, dan muskovit, serta mineral alterasi terdiri dari kuarsa sekunder. Berdasarkan klasifikasi Travis (1955) dalam penentuan nama batuan oleh warna, mineral primer dan aksesori, serta struktur pada batuan maka nama batuan ini adalah *Schist*.



Gambar 17. Kenampakan sayatan tipis sekis biotit pada nomor sayatan SZQ/ST24A/SK yang tersusun oleh kuarsa (Qz), ortoklas (Or), biotit (Bt), muskovit (Ms), dan kuarsa sekunder (Qzs)

2.2.2.1.3 Kesebandingan Umur dan Lingkungan Pembentukan

Umur dari satuan sekis pada daerah penelitian dapat dibandingkan dengan formasi Kompleks Batuan Metamorf. Umur metamorfisme tak diketahui, tetapi boleh jadi pra-tercier. Brouwer (1974) dalam Sukanto (1973) berpendapat, bahwa sekis yang tersingkap diseantero Sulawesi berumur Paleozoikum. Wiratama (2016) sekis yang terhimpun dalam *Palu Metamorphic Complex* berumur zaman Kapur. Hennig et al. (2017) melakukan penelitian untuk mengukur umur satuan pada sekis tersisip ampibolit yang terkristalkan kembali dari *Palu Metamorphic Complex* dengan perhitungan umur argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) dari mineral kalsium, biotit, dan ampibol yang mengungkapkan pendinginan terjadi di bawah



suhu 570^o-370^oC selama Pliosen Awal (5,3-4,8 juta tahun lalu) di bagian utara dan Pliosen akhir (3,1-2,7 juta tahun lalu) di bagian selatan.

Berdasarkan kelimpahan mineral yang dijumpai pada sayatan tipis sampel batuan sekis, maka dapat dikelompokkan dalam fasies *greenschist* dengan hadirnya mineral kuarsa, plagioklas, muskovit, dan biotit.

[Al, aluminum; Ca, calcium; Mg, magnesium]				
Facies	Mafic rocks	Ultramafic rocks	Pelitic rocks	Calcareous rocks
Zonite	Analcime, Ca-zonite, zoisite, albite	Serpentine, brucite, chlorite, dolomite, magnetite	Quartz, clays, siliceous chlorite	Calcite, dolomite, quartz, talc, clays
Predomite-epidote	Chlorite, predomite, albite, pyrophyllite, epidote	Serpentine, talc, forsterite, tremolite, chlorite	Quartz, albite, muscovite, albite, chlorite, talc, pyrophyllite	Calcite, dolomite, quartz, clays, talc, muscovite
Greenschist	Chlorite, actinolite, epidote or zoisite, albite	Serpentine, talc, tremolite, brucite, diopside, chlorite, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, garnet, pyrophyllite, graphite	Calcite, dolomite, quartz, muscovite, biotite
Epidote-amphibole	Hornblende, actinolite, epidote or zoisite, plagioclase, opatite	Forsterite, tremolite, talc, serpentine, chlorite, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, graphite	Calcite, dolomite, quartz, muscovite, biotite, tremolite
Amphibolite	Hornblende, plagioclase, opatite, ilmenite	Forsterite, tremolite, talc, actinolite, chlorite or orthopyroxene, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, garnet, titanite, kyanite, sillimanite, andalusite, graphite, ilmenite	Calcite, dolomite, quartz, biotite, tremolite, forsterite, diopside, plagioclase
Granulite	Hornblende, augite, orthopyroxene, plagioclase, ilmenite	Forsterite, orthopyroxene, augite, hornblende, garnet, Al-spinel	Quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, garnet, cordierite, sillimanite, orthopyroxene	Calcite, quartz, biotite, diopside, wollastonite, ilmenite, chondrodite, Ca-garnet, plagioclase
Blaschek	Glaucophane, lawsonite, albite, antigorite, chlorite, zoisite	Forsterite, serpentine, diopside	Quartz, plagioclase, muscovite, amphibole, talc, kyanite, chlorite	Calcite, aragonite, quartz, forsterite, diopside, tremolite
Eclogite	Mg-rich garnet, omphacite, kyanite, rutile	Forsterite, orthopyroxene, omphacite, garnet	Quartz, albite, plagioclase, talc, kyanite, garnet	Calcite, aragonite, quartz, forsterite, diopside
Albite-epidote	Albite, quartz, tremolite, kyanite, chlorite	Serpentine, talc, epidote or actinolite, chlorite	Quartz, plagioclase, tremolite, cordierite	Calcite, dolomite, epidote, muscovite, chlorite, talc, ilmenite
Hornblende-hornfels	Hornblende, plagioclase, orthopyroxene, garnet	Forsterite, orthopyroxene, hornblende, chlorite, Al-spinel, magnetite	Quartz, plagioclase, muscovite, biotite, cordierite, andalusite	Calcite, dolomite, quartz, tremolite, diopside, forsterite
Pyroxene-hornfels	Orthopyroxene, augite, plagioclase, garnet	Forsterite, orthopyroxene, augite, plagioclase, Al-spinel	Quartz, plagioclase, orthoclase, andalusite, sillimanite, cordierite, orthopyroxene	Calcite, quartz, diopside, forsterite, wollastonite
Sandstone	Orthopyroxene, augite, plagioclase, garnet	Forsterite, orthopyroxene, augite, plagioclase	Quartz, plagioclase, sillimanite, andalusite, orthopyroxene, sphirine, Al-spinel	Calcite, quartz, diopside, forsterite, wollastonite, monazite, aluminite

Gambar 18. Karakteristik mineral untuk tipe komposisi batuan utama pada berbagai tipe fasies metamorfisme, modifikasi oleh Blatt et al. (2006) dalam Dusel-Bacon (2012)

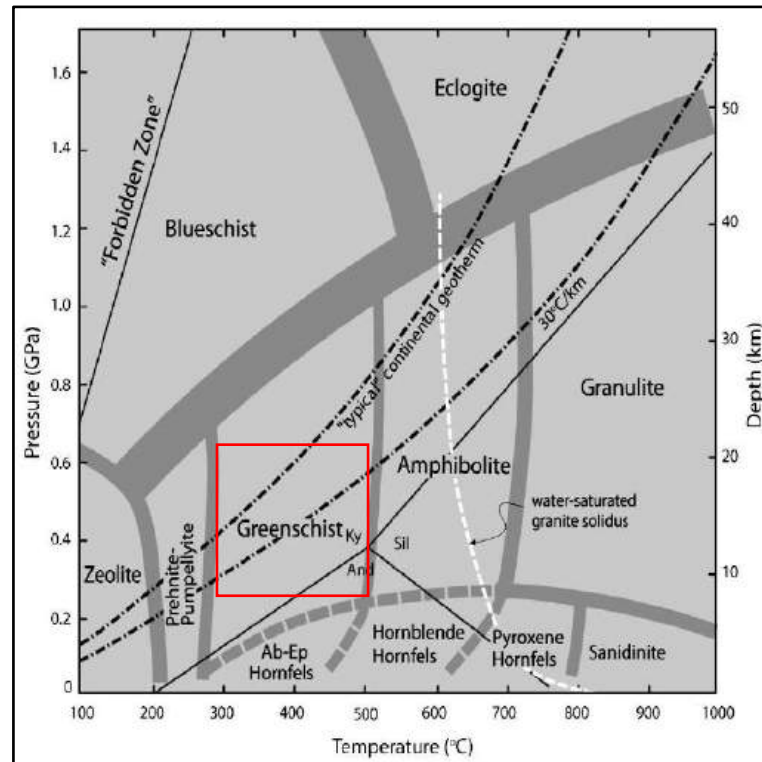
Dari fasies tersebut dilakukan *plotting* pada diagram fasies metamorfisme sekis, maka diketahui bahwa metamorfisme yang terjadi di lokasi penelitian memiliki kuat tekanan yang berkisar 0,2-0,8 GPa dan dalam suhu sekitar 300-500^oC, serta kedalaman berkisar antara 10-30 km.

Berdasarkan hasil pengamatan secara megaskopis dan mikroskopis, sekis pada daerah penelitian menunjukkan fasies *greenschist* yang merupakan metamorfisme derajat rendah-sedang, termasuk dalam metamorfisme regional

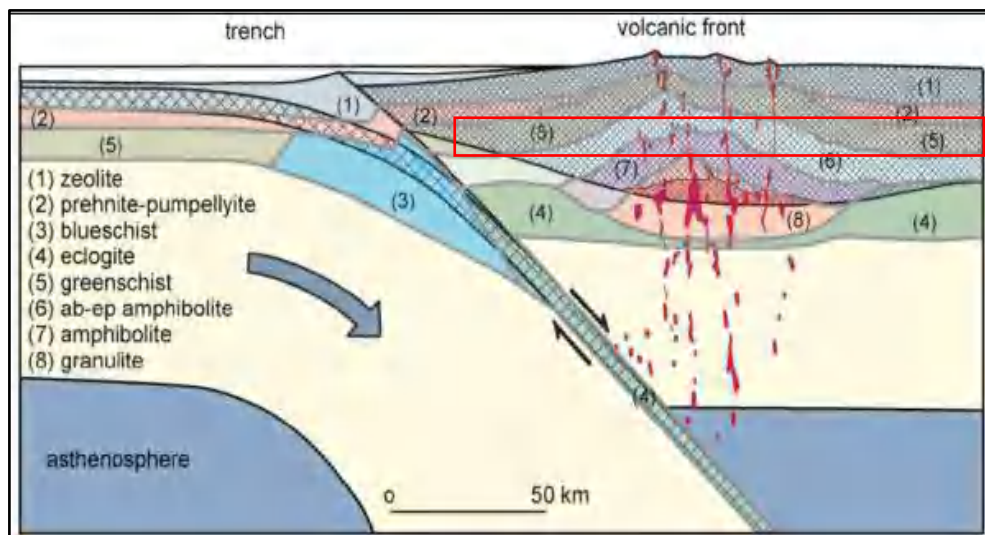
ian yang berasal dari sedimen kelompok *pelite* yang kaya akan mineral n feldspar. Batuan asal dari metamorf ini telah terbentuk sebelum proses 1 antar lempeng yang terjadi. Batuan yang sebelumnya terbentuk adalah



batuan sedimen yang berfraksi halus seperti batulempung, *graywacke*, batulanau, dan serpih yang kemudian berubah saat tumbukan antar lempeng terjadi.



Gambar 19. Diagram fasies-fasies metamorfisme yang digambarkan oleh wilayah-wilayah pada grafik P - T (Winter, 2010) dalam Gultom et al. (2021)



Gambar 20. Lokasi pembentukan fasies-fasies metamorfisme pada zona subduksi (Winter, 2010) dalam Gultom et al. (2021)



Satuan Gneiss

Satuan gneiss merupakan satuan batuan yang terhimpun dalam formasi *Palu Metamorphic Complex* bersama dengan satuan sekis. Pembahasan satuan gneiss pada daerah penelitian meliputi penjelasan mengenai dasar penamaan, luas penyebaran dan ciri litologi, serta kesebandingan umur dan lingkungan pembentukan.

2.2.2.2.1 Dasar Penamaan

Dasar penamaan satuan batuan ini berdasarkan pada litostratigrafi tidak resmi yang bersandikan pada ciri fisik dan penyebaran yang mendominasi pada satuan batuan ini secara lateral serta dapat terpetakan dalam peta skala 1:10.000.

Penamaan litologi dari satuan ini terdiri atas pengamatan batuan secara megaskopis dan petrografi. Penentuan secara megaskopis dilakukan pada saat pengamatan lapangan dengan menentukan secara langsung sifat fisik batuan berupa warna lapuk dan warna segar, tekstur dan struktur batuan, komposisi mineral, serta sifat kimiawi, kemudian dilakukan penamaan dengan menggunakan klasifikasi batuan metamorf menurut Travis (1955).

Secara petrografi menggunakan mikroskop polarisasi pada sayatan tipis batuan, sehingga dapat diamati komposisi mineral beserta sifat optik batuan secara spesifik. Kemudian penamaan batuan menggunakan klasifikasi batuan metamorf menurut Travis (1955).

2.2.2.2.2 Luas Penyebaran dan Ciri Litologi

Luas penyebaran satuan ini menempati sekitar 20% dari luas keseluruhan daerah penelitian atau sekitar 0,5 Km². Satuan batuan ini secara umum tersebar di bagian utara daerah penelitian pada area Y. Litologi yang menyusun satuan ini terdiri dari litologi gneiss.

Kenampakan secara megaskopis gneiss daerah penelitian memperlihatkan dalam keadaan segar berwarna putih kemerahan, dalam keadaan lapuk berwarna abu-abu kehitaman, struktur berfoliasi dengan tipe *gneissic* yang

oleh skistositas yang berkembang buruk atau jika skistositasnya baik, maka akan memiliki spasi yang luas yaitu lebih dari 1 cm, tekstur untuk mineral yaitu nematoblastik-kristaloblastik. Komposisi mineral



terdiri dari kuarsa, ortoklas, plagioklas, biotit, dan muskovit, serta memiliki tingkat alterasi sedang akibat hadirnya mineral sekunder berupa kuarsa sekunder dengan presentasi kehadiran mineral 25-75% yang ditandai dengan banyak dijumpai berbagai tekstur urat pada batuan. Berdasarkan klasifikasi Travis (1955) maka nama batuan ini yaitu Gneiss.



Gambar 21. Kenampakan singkapan gneiss pada stasiun 42 pada area "Y" difoto relatif arah N 20°E

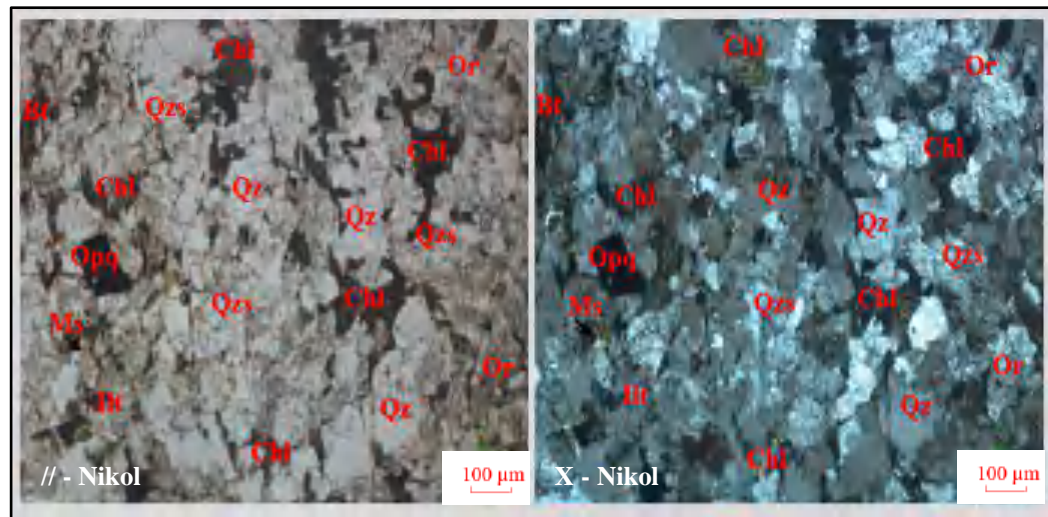


Gambar 22. Sampel batuan gneiss pada stasiun 42 pada area "Y"



Kenampakan mikroskopis batuan dengan nomor sayatan 2/GN, Warna absorpsi *colorless*, coklat kehitaman, dan hitam, warna isi putih keabuan, hijau kekuningan, sedikit kuning-biru, dan hitam, berupa ukuran mineral halus <math><0,01-0,5\text{ mm}</math>, bentuk individu mineral

hypidioblastic-xenoblastic (subhedral-anhedral), serta cenderung memiliki bentuk mineral nematoblastik-granoblastik. Komposisi mineral primer terdiri dari kuarsa, ortoklas, plagioklas, biotit, muskovit, dan mineral opa, serta mineral alterasi yaitu kuarsa sekunder, klorit, dan illit. Berdasarkan klasifikasi Travis (1955) dalam penentuan nama batuan oleh warna, mineral primer dan aksesori, serta struktur pada batuan maka nama batuan ini adalah *Gneiss Granulite*.



Gambar 23. Kenampakan sayatan tipis gneiss pada nomor sayatan SZQ/ST42/GN yang tersusun oleh kuarsa (Qtz), ortoklas (Or), plagioklas (Pl), biotit (Bt), muskovit (Ms), mineral opa (Opq), kuarsa sekunder (Qzs), klorit (Chl), dan illit (Ill)

2.2.2.2.3 Kesebandingan Umur dan Lingkungan Pembentukan

Umur dari satuan gneiss pada daerah penelitian dapat dibandingkan dengan formasi Kompleks Batuan Metamorf. Umur metamorfisme tak diketahui, tetapi boleh jadi pra-tersier. Brouwer (1974) dalam Sukanto (1973) berpendapat, bahwa gneiss yang tersingkap diseantero Sulawesi berumur Paleozoikum. Wiratama (2016) gneiss yang terhimpun dalam *Palu Metamorphic Complex* berumur zaman Kapur. Hennig et al. (2017) melakukan penelitian untuk mengukur umur pengangkatan pada gneiss di sebelah timur dekat daerah Toboli yang menunjukkan pendinginan mineral metamorfik selama Pliosen (3,6 juta tahun lalu) yang terekam pada zirkon *rims* bersama perhitungan umur argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) yang menunjukkan pendinginan pada $320 \pm 150/-80^\circ\text{C}$.

Berdasarkan kelimpahan mineral yang dijumpai pada sayatan tipis satuan gneiss, maka dapat dikelompokkan dalam fasies *greenschist* dengan mineral kuarsa, plagioklas, muskovit, dan biotit.



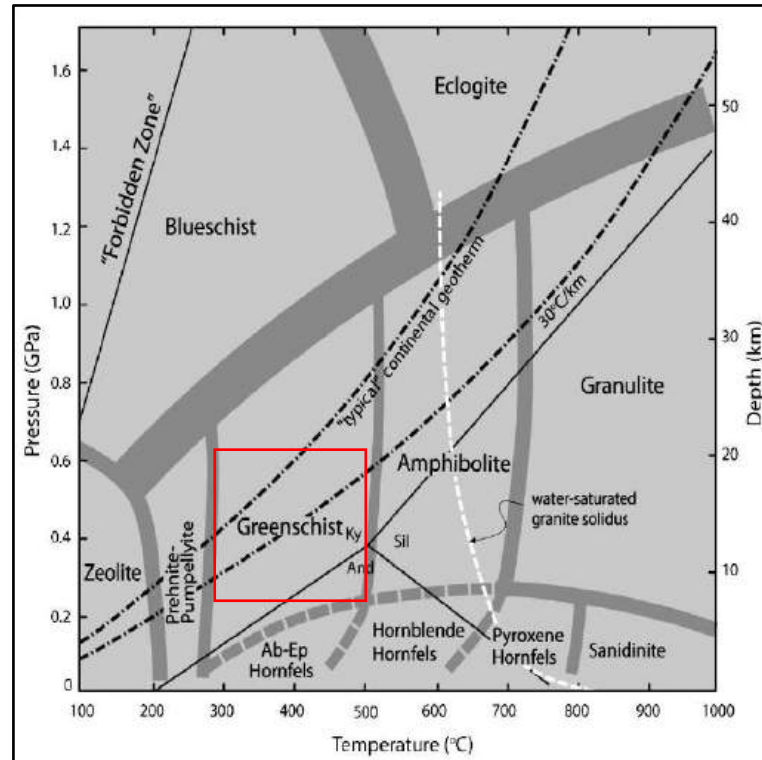
[Al, aluminum; Ca, calcium; Mg, magnesium]				
Facies	Mafic rocks	Ultramafic rocks	Pelitic rocks	Calcareous rocks
Zonolite	Analcime, Ca-zonolite, zoisite, albite	Serpentine, brucite, chlorite, dolomite, magnetite	Quartz, clays, albite, chlorite	Calcite, dolomite, quartz, talc, clays
Prehnite-pumpellyite	Chlorite, prehnite, albite, pumpellyite, epidote	Serpentine, talc, forsterite, tremolite, chlorite	Quartz, ilmenite, muscovite, albite, chlorite, talc, zoisite	Calcite, dolomite, quartz, clays, talc, muscovite
Greenschist	Chlorite, actinolite, epidote or zoisite, albite	Serpentine, talc, tremolite, brucite, diopside, chlorite, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, garnet, pyrophyllite, graphitic	Calcite, dolomite, quartz, muscovite, biotite
Epidote-amphibolite	Homblende, actinolite, epidote or zoisite, plagioclase, albite	Forsterite, tremolite, talc, serpentine, chlorite, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, graphitic	Calcite, dolomite, quartz, muscovite, biotite, tremolite
Amphibolite	Homblende, plagioclase, epidote, ilmenite	Forsterite, tremolite, talc, anthophyllite, chlorite, orthopyroxene, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, garnet, titanite, kyanite, sillimanite, andalusite, graphite, ilmenite	Calcite, dolomite, quartz, biotite, tremolite, forsterite, diopside, plagioclase
Granulite	Homblende, augite, orthopyroxene, plagioclase, ilmenite	Forsterite, orthopyroxene, augite, homblende, garnet, Al-spinel	Quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, garnet, cordierite, sillimanite, orthopyroxene	Calcite, quartz, biotite, diopside, wollastonite, ilmenite, chondrodite, Ca-garnet, plagioclase
Amphibolite	Glaucophane, hornblende, albite, actinolite, chlorite, zoisite	Forsterite, serpentine, diopside	Quartz, plagioclase, muscovite, nepheline, talc, kyanite, chlorite	Calcite, aragonite, quartz, forsterite, diopside, tremolite
Eclogite	Mg-rich garnet, omphacite, kyanite, rutile	Forsterite, orthopyroxene, omphacite, garnet	Quartz, albite, plagioclase, talc, kyanite, garnet	Calcite, aragonite, quartz, forsterite, diopside
Albite-epidote	Albite, quartz, tremolite, hornblende, chlorite	Serpentine, talc, epidote or zoisite, chlorite	Quartz, plagioclase, tremolite, cordierite	Calcite, dolomite, epidote, muscovite, chlorite, talc, kyanite
Homblende hornfels	Homblende, plagioclase, orthopyroxene, garnet	Forsterite, orthopyroxene, hornblende, chlorite, Al-spinel, magnetite	Quartz, plagioclase, muscovite, biotite, cordierite, andalusite	Calcite, dolomite, quartz, tremolite, diopside, forsterite
Pyroxene hornfels	Orthopyroxene, augite, plagioclase, garnet	Forsterite, orthopyroxene, augite, plagioclase, Al-spinel	Quartz, plagioclase, orthoclase, andalusite, sillimanite, cordierite, orthopyroxene	Calcite, quartz, diopside, forsterite, wollastonite
Kanite	Orthopyroxene, augite, plagioclase, garnet	Forsterite, orthopyroxene, augite, plagioclase	Quartz, plagioclase, sillimanite, andalusite, orthopyroxene, sapphirine, Al-spinel	Calcite, quartz, diopside, forsterite, wollastonite, muscovite, ilmenite, tremolite

Gambar 24. Karakteristik mineral untuk tipe komposisi batuan utama pada berbagai tipe fasies metamorfisme, modifikasi oleh Blatt et al. (2006) dalam Dusel-Bacon (2012)

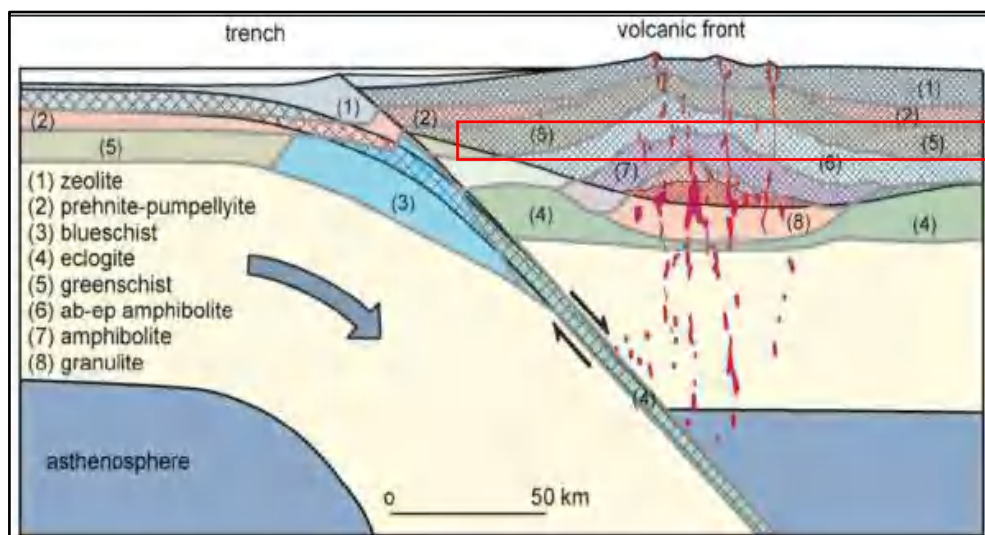
Dari fasies tersebut dilakukan *plotting* pada diagram fasies metamorfisme, maka diketahui bahwa metamorfisme *gneiss granulite* yang terjadi di lokasi penelitian memiliki kuat tekanan yang berkisar 0,2-0,8 GPa dan dalam suhu sekitar 300-500°C, serta kedalaman berkisar antara 10-30 km.

Berdasarkan hasil pengamatan secara megaskopis dan mikroskopis, *gneiss granulite* pada daerah penelitian menunjukkan fasies *greenschist* yang merupakan metamorfisme derajat rendah-sedang, termasuk dalam metamorfisme regional serta batuan yang berasal dari sedimen kelompok *pelite* yang kaya akan mineral kuarsa dan feldspar. Batuan asal dari metamorf ini telah terbentuk sebelum proses tumbukan antar lempeng yang terjadi. Batuan yang sebelumnya terbentuk adalah batuan sedimen yang berfraksi halus seperti batulempung, *graywacke*, batulanau, dan serpih yang kemudian berubah saat tumbukan antar lempeng terjadi.





Gambar 25. Diagram fasies-fasies metamorfisme yang digambarkan oleh wilayah-wilayah pada grafik P - T (Winter, 2010) dalam Gultom et al. (2021)



Gambar 26. Lokasi pembentukan fasies-fasies metamorfisme pada zona subduksi (Winter, 2010) dalam Gultom et al. (2021)

2.2.2.3 Satuan Monzonit



Satuan monzonit merupakan satuan batuan yang terhimpun dalam formasi trusi pada daerah penelitian. Pembahasan satuan monzonit pada daerah 1 meliputi penjelasan mengenai dasar penamaan, luas penyebaran dan ciri-ciri serta kesebandingan umur dan lingkungan pembentukan.

2.2.2.3.1 Dasar Penamaan

Dasar penamaan satuan batuan ini berdasarkan pada litostratigrafi tidak resmi yang bersandikan pada ciri fisik dan penyebaran yang mendominasi pada satuan batuan ini secara lateral serta dapat terpetakan dalam peta skala 1:10.000.

Penamaan litologi dari satuan ini terdiri atas pengamatan batuan secara megaskopis dan petrografi. Penentuan secara megaskopis dilakukan pada saat pengamatan lapangan dengan menentukan secara langsung sifat fisik batuan berupa warna lapuk dan warna segar, tekstur dan struktur batuan, komposisi mineral, serta sifat kimiawi, kemudian dilakukan penamaan dengan menggunakan klasifikasi batuan beku menurut Travis (1955).

Secara petrografi menggunakan mikroskop polarisasi pada sayatan tipis batuan, sehingga dapat diamati komposisi mineral beserta sifat optik batuan secara spesifik. Kemudian penamaan batuan menggunakan klasifikasi IUGS menurut Streckeinsen (1973).

2.2.2.3.2 Luas Penyebaran dan Ciri Litologi

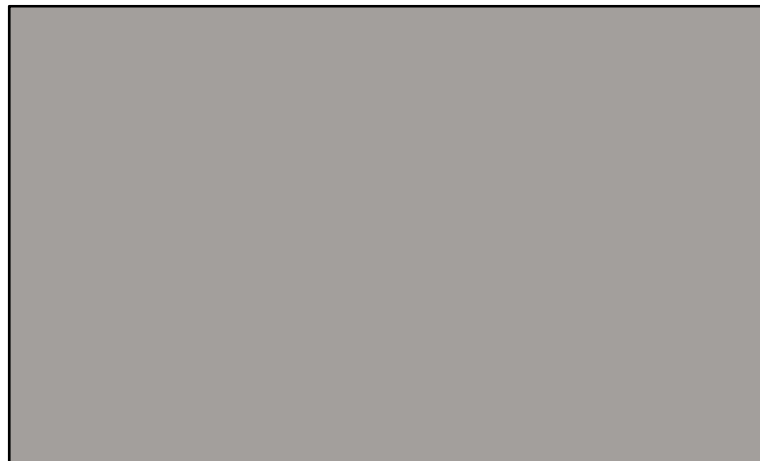
Luas penyebaran satuan ini menempati sekitar 35% dari luas keseluruhan daerah penelitian atau sekitar 1 Km². Satuan batuan ini secara umum tersebar di bagian selatan hingga barat daerah penelitian pada area X. Litologi yang menyusun satuan ini terdiri dari litologi monzonit.

Kenampakan secara megaskopis monzonit daerah penelitian memperlihatkan dalam keadaan segar berwarna putih susu, dalam keadaan lapuk berwarna coklat kekuningan, memiliki tekstur berupa kristalinitas holokristalin, granularitas faneritik, bentuk kristal mineral subhedral-euhedral, dan relasi antar mineral yaitu inequigranular. Komposisi mineral terdiri dari kuarsa, plagioklas, feldspar, dan biotit, serta memiliki tingkat alterasi sedang akibat hadirnya mineral sekunder berupa kuarsa sekunder dan mineral lempung dengan presentasi kehadiran mineral 25-75%. Berdasarkan klasifikasi Travis (1955) maka nama batuan ini yaitu Monzonit.





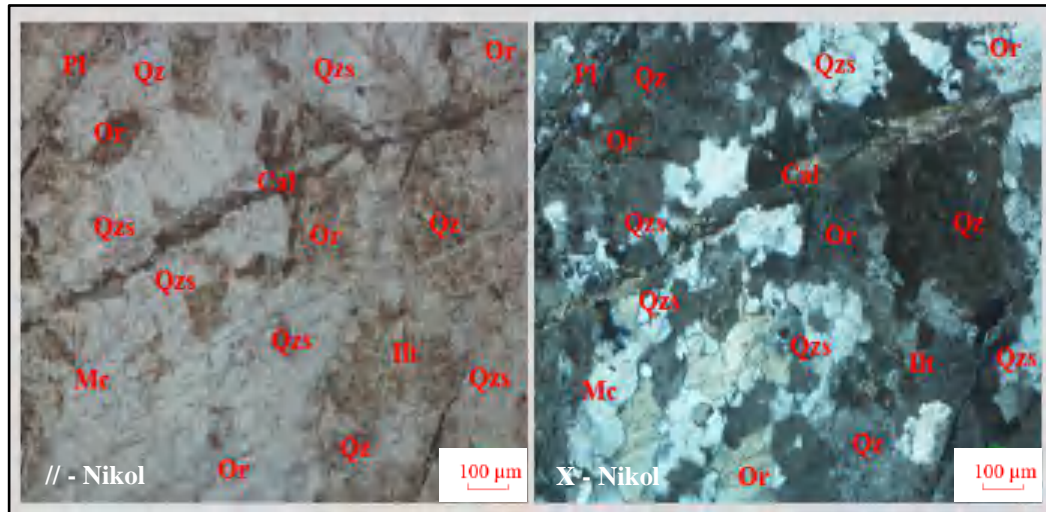
Gambar 27. Kenampakan singkapan monzonit pada stasiun 9 pada area “X” difoto relatif arah N 125°E



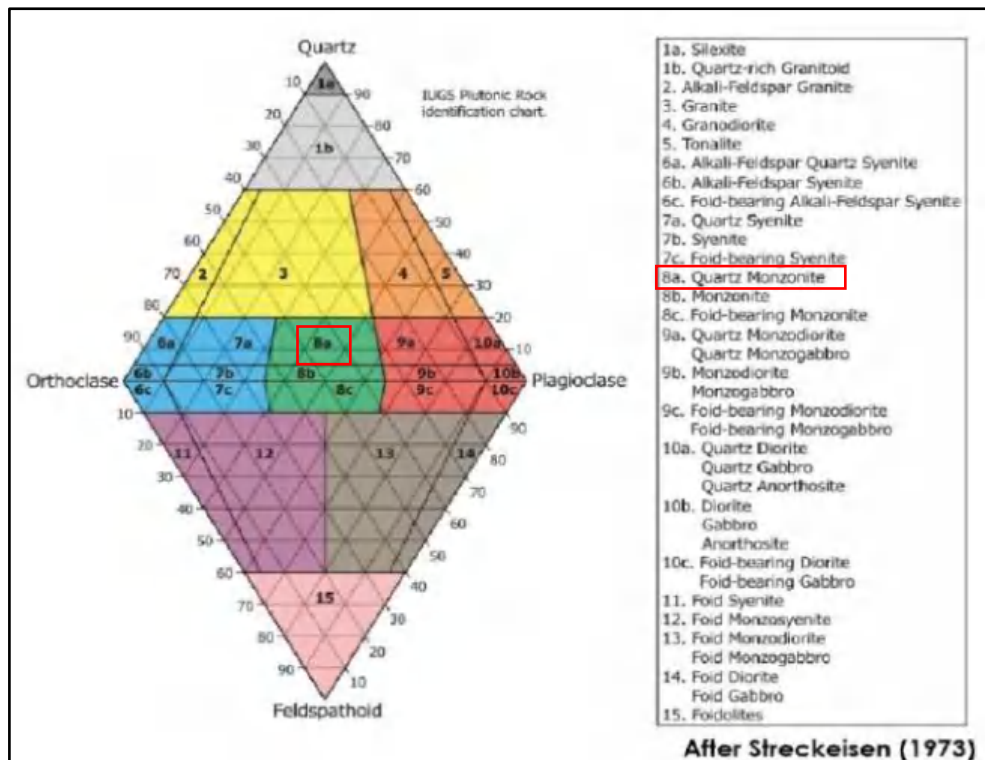
Gambar 28. Sampel batuan monzonit pada stasiun 9 pada area “X”

Kenampakan mikroskopis batuan dengan nomor sayatan SZQ/ST9/MZ, Warna absorpsi *colorless* dan kecoklatan, warna interferensi putih keabuan, dan kehijauan, tekstur faneritik, ukuran mineral <math><0,01-0,5\text{ mm}</math>, bentuk mineral subhedral-anhedral, dan tampak rekahan karena adanya disolusi oleh larutan yang bersifat asam yang melarutkan feldspar. Rongga pada batuan dijumpai pada beberapa bagian namun tidak dominan. Komposisi mineral primer terdiri dari kuarsa, ortoklas, plagioklas, dan mikroklin, serta mineral alterasi terdiri dari kuarsa, kalsit, dan illit. Berdasarkan klasifikasi IUGS menurut Streckeisen, alam penentuan nama batuan oleh komposisi mineral mineral dan 1 perhitungan presentasi kehadiran kuarsa, ortoklas, dan plagioklas maka uan ini adalah *quartz monzonite*.





Gambar 29. Kenampakan sayatan tipis monzonit pada nomor sayatan SZQ/ST9/MN yang tersusun oleh kuarsa (Qz), ortoklas (Or), plagioklas (Pl), mikroklin (Mc), kuarsa sekunder (Qzs), kalsit (Cal), illit (Ill)



Gambar 30. Klasifikasi batuan beku klasifikasi IUGS menurut Streckeisen (1973) dalam Le Bas & Streckeisen (1991) menunjukkan pada sampel SZQ/ST9/MN adalah *Quartz Monzonite*

2.2.2.3.3 Kesebandingan Umur



Satuan monzonit terhimpun dalam formasi batuan intrusi oleh geologi Batuan intrusi memiliki rentang waktu pembentukan dan jenis batuan yang dihasilkan berbeda. Adapun umur satuan monzonit dapat

dikesebandingkan dengan batuan granit di sekitar sesar Palu-Koro mengikuti tempat daerah penelitian. Batuan magmatik *potassic calc-alkaline* berusia akhir Miosen di Sulawesi Tengah terdapat di bagian kiri bentangan zona sesar Palu-Koro, dimana batuan granit di wilayah tersebut berkorelasi dengan subduksi *microcontinent* Banggai-Sula dengan Pulau Sulawesi pada pertengahan Miosen. Wiratama (2016) monzonit yang terhimpun dalam batuan intrusi berumur kala Awal Miosen.

KF-*megacrystal* bantalan granit yang kasar (Granitoid-C) yang terdistribusi di bagian utara dan selatan wilayah Palu-Koro yang berumur 8,39-3,71 Ma (Miosen Akhir-Pliosen Akhir), dimana dua karakteristik petrografi tersebut dapat dibedakan menjadi dua, yaitu biotit yang mengandung granit dan *hornblende* sebagai mineral mafik 4,15-3,71 Ma (Pliosen Awal-Pliosen Akhir) dan 7,05-6,43 Ma (Miosen Akhir-Pliosen Awal) dan biotit yang mengandung granit sebagai mineral mafik utama 8,39-7,11 Ma (Miosen Akhir-Pliosen Awal) (Sompotan, 2012).

2.2.2.4 Satuan Granodiorit

Satuan granodiorit merupakan satuan batuan yang terhimpun dalam formasi batuan intrusi pada daerah penelitian. Pembahasan satuan granodiorit pada daerah penelitian meliputi penjelasan mengenai dasar penamaan, luas penyebaran dan ciri litologi, serta kesebandingan umur dan lingkungan pembentukan.

2.2.2.4.1 Dasar Penamaan

Dasar penamaan satuan batuan ini berdasarkan pada litostratigrafi tidak resmi yang bersandikan pada ciri fisik dan penyebaran yang mendominasi pada satuan batuan ini secara lateral serta dapat terpetakan dalam peta skala 1:10.000.

Penamaan litologi dari satuan ini terdiri atas pengamatan batuan secara megaskopis dan petrografi. Penentuan secara megaskopis dilakukan pada saat pengamatan lapangan dengan menentukan secara langsung sifat fisik batuan

warna lapuk dan warna segar, tekstur dan struktur batuan, komposisi serta sifat kimiawi, kemudian dilakukan penamaan dengan menggunakan ciri batuan beku menurut Travis (1955).



Secara petrografi menggunakan mikroskop polarisasi pada sayatan tipis batuan, sehingga dapat diamati komposisi mineral beserta sifat optik batuan secara spesifik. Kemudian penamaan batuan menggunakan klasifikasi IUGS menurut Streckeinsen (1973).

2.2.2.4.2 Luas Penyebaran dan Ciri Litologi

Luas penyebaran satuan ini menempati sekitar 5% dari luas keseluruhan daerah penelitian atau sekitar 0,2 Km². Satuan batuan ini secara umum tersebar di bagian selatan dan utara daerah penelitian pada area X. Litologi yang menyusun satuan ini terdiri dari litologi granodiorit.

Kenampakan secara megaskopis granodiorit daerah penelitian memperlihatkan dalam keadaan segar berwarna coklat kehitaman, dalam keadaan lapuk berwarna abu-abu kecoklatan, memiliki tekstur berupa kristalinitas hipokristalin, granularitas porfiritik (faneroporfiritik), bentuk kristal mineral subhedral-euhedral, dan relasi antar mineral yaitu inequigranular. Mineral plagioklas dijumpai berukuran lebih besar dibanding mineral lainnya. Komposisi mineral terdiri dari feldspar, plagioklas, kuarsa dan biotit, serta memiliki tingkat alterasi lemah akibat hadirnya mineral sekunder berupa kuarsa sekunder dengan presentasi kehadiran mineral kurang dari 25%. Berdasarkan klasifikasi Travis (1955) maka nama batuan ini yaitu Granodiorit.



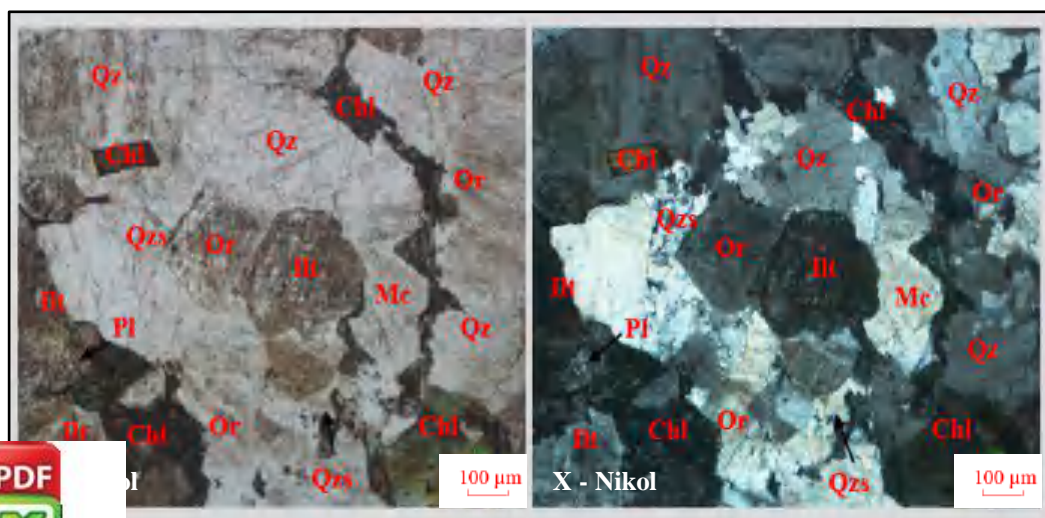
1. Kenampakan singkapan granodiorit pada stasiun 49 pada area "X" difoto relatif arah N 190°E





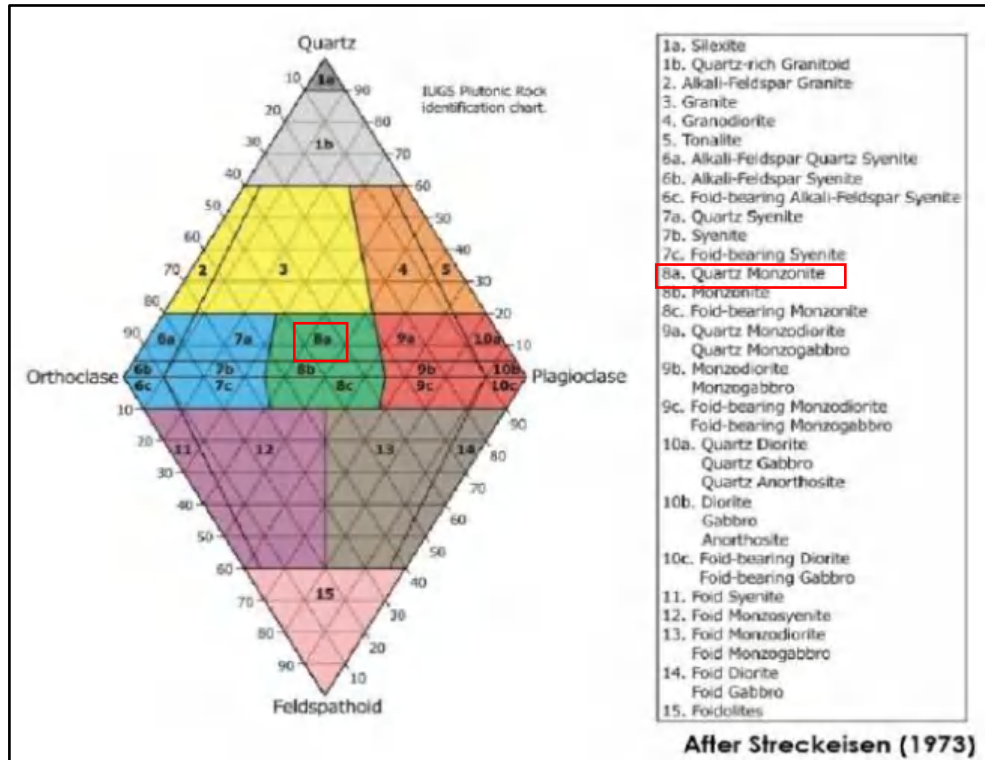
Gambar 32. Sampel batuan granodiorit pada stasiun 49 pada area “X”

Kenampakan mikroskopis batuan dengan nomor sayatan SZQ/ST21/GD, warna absorpsi *colorless*, abu-abu kecoklatan, dan hijau, warna interferensi putih keabuan, abu-abu kehitaman, dan hijau, tekstur porfiritik, ukuran mineral <0,01–0,5 mm, dan bentuk mineral euhedral-anhedral. Komposisi mineral primer terdiri dari kuarsa, ortoklas, plagioklas, dan mikroklin, serta mineral alterasi terdiri dari kuarsa sekunder, klorit, dan illit. Berdasarkan klasifikasi IUGS menurut Streckeisen (1955) dalam penentuan nama batuan oleh komposisi mineral mineral dan dilakukan perhitungan presentasi kehadiran kuarsa, ortoklas, dan plagioklas maka nama batuan ini adalah *Granodiorite*.



3. Kenampakan sayatan tipis granodiorit pada nomor sayatan SZQ/ST21/GD yang tersusun oleh kuarsa (Qz), ortoklas (Or), plagioklas (Pl), mikroklin (Mc), kuarsa sekunder (Qzs), klorit (Chl), dan illit (Ill)





Gambar 34. Klasifikasi batuan beku klasifikasi IUGS menurut Streckeisen (1973) dalam Le Bas & Streckeisen (1991) menunjukkan pada sampel SZQ/ST21/GD adalah *Granodiorite*

2.2.2.4.3 Kesebandingan Umur

Satuan granodiorit terhimpun dalam formasi batuan intrusi oleh geologi regional. Batuan intrusi memiliki rentang waktu pembentukan dan jenis batuan intrusif yang dihasilkan berbeda. Sukanto (1973) telah mengamati beberapa generasi intrusi, yang tertua ialah andesit dan basalt kecil-kecil di semenanjung donggala. Intrusi-intrusi ini mungkin adalah saluran-saluran batuan vulkanik di dalam Formasi Tinombo. Wiratama (2016) granodiorit yang terhimpun dalam batuan intrusi berumur kala Miosen Akhir.

Intrusi-intrusi kecil (selebar kurang dari 50 meter) yang umumnya terdiri dari diorit, porfiri diorit, mikrodiorit, dan granodiorit menerobos Formasi Tinombo, yakni sebelum endapan molasa, dan tersebar luas di seluruh daerah. Semuanya tidak terpetakan. Granit dan granodiorit yang telah dipetakan tercirikan



feldspar. Yang lainnya adalah suatu intrusi yang tidak dipetakan, terletak kira-kira 15 km timur-laut dari Donggala, tersingkap di bawah koral Kwartir, memberikan penanggalan 8,6 juta tahun lalu (Miosen Akhir-Pliosen Awal) pada analisa K/Ar dari biotit.

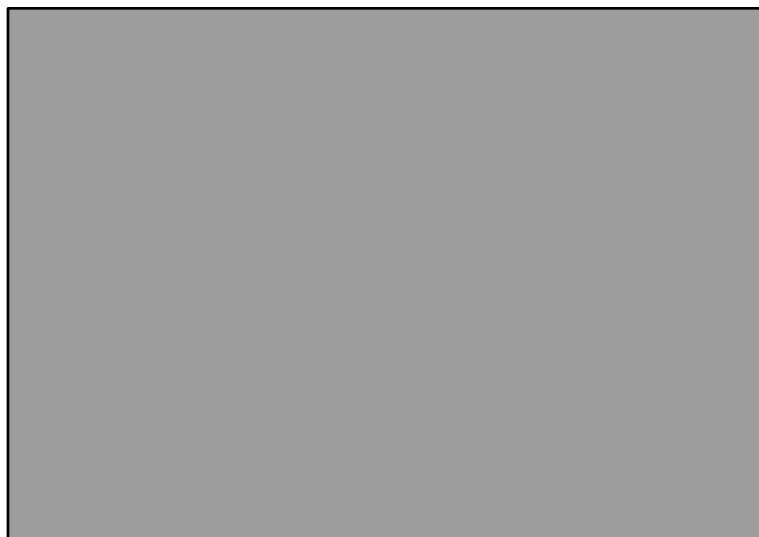
2.2.2.5 Satuan Molasa

Satuan molasa merupakan satuan batuan termuda pada daerah penelitian. Luas penyebaran satuan ini menempati sekitar 10% dari luas keseluruhan daerah penelitian atau sekitar 0,12 Km². Satuan batuan ini secara umum tersebar di bagian barat daerah penelitian pada area X di sepanjang pinggiran sungai Poboya dan pada area Y di dinding-dinding jalan. Kenampakan secara megaskopis molasa daerah penelitian memperlihatkan dalam keadaan segar berwarna abu kecoklatan, dalam keadaan lapuk berwarna coklat muda, bentuk *subrounded-rounded*, tekstur klastik dengan ukuran butir pasir sangat kasar-kerakal (2-64 mm), sortasi buruk, kemas terbuka, porositas buruk, permeabilitas baik, tidak terkompaksi dan tidak terkonsolidasi, matriks berupa *soil* yang berwarna coklat muda, terdiri atas berbagai macam fragmen berupa monzonit yang tersilikifikasi dan teroksidasi hematit, sekiskloritik, monzonit, sekis biotit, sekis ampibol, gneiss yang tersilikifikasi, dan lainnya. Molasa dijumpai di lapangan sebagai lapisan paling atas menutupi satuan batuan yang lebih tua. Berdasarkan klasifikasi Wentworth (1922) maka nama batuan ini yaitu konglomerat. Wiratama (2016) umur dari pengendapan satuan ini diperkirakan pada kala Pliosen-Plistosen.



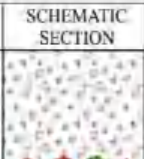



Gambar 35. Kenampakan singkapan molasa pada stasiun 69 pada area “X” difoto relatif arah N 327°E



Gambar 36. Sampel fragmen batuan pada molasa pada stasiun 69 pada area “X” yang terdiri dari gneiss, sekis ampibol, monzonit, dan monzonit yang teroksidasi kuat



AGE	FORMATION	LITHOLOGY TYPES	SCHEMATIC SECTION	COMMENT
RECENT PLIOCENE- PLEISTOCENE	RECENT ALLUVIAL AND MOLASSE	Alluvial gravels, Soil and Unconsolidated Molasse material consisting of monzonite, foliated monzonite feldspar porphyry gneiss, schist and vein fragment.		Alluvial commonly found at flood plain along Poboya river, while Molasse found at hill.
LATE MIOCENE	GRANITOID COMPLEX Feldspar Porphyry	Feldspar Porphyry: greenish white, commonly altered to chlorite, weak-strong intensity, commonly content of veining quartz-carbonate stockwork and quartz crystalline, pyrite 0.1-0.5%		Feldspar porphyry intrusion schist and gneiss Toboli metamorphic complex, and unconformity overlaid by Monzonite.
EARLY MIOCENE (?)	Foliated Monzonite Monzonite	Foliated Monzonite: commonly characteristic the rock is similar to the monzonite but it is different to the structure. Monzonite: brownish grey, altered to white clay-smectite, low-strong intensity, commonly highly fracture zone, limonite oxidation at slightly-adjacent to fracture; mineralization of pyrite 1-2%.		Foliated Monzonite possibility caused by compression as consequence normal fault at Pobiya Fault System. Foliated Monzonite possibility caused by compression as consequence normal fault at Pobiya Fault System.
CRETACEOUS	TOROLI METAMORPHIC COMPLEX Gneiss Schist	Gneiss : Dark green, altered to chlorite-epidote, low - strong alteration intensity, content of pyrite 0,1-0,5%, the rock intercalated witch schist. Schist : Schist, greenish black, sometimes altered to chlorite, low-medium alteration intensity, intercalated with gneiss.		Protolith of schist and gneiss interpreted as sedimentary rock (rich quartz - feldspathic and clay). Possibility content of carbon (?).

Gambar 37. Kolom Stratigrafi Daerah Poboya berdasarkan Laporan Eksplorasi PT. Citra Palu Mineral (2013) dalam Wiratama (2016)

2.2.3 Struktur Daerah Penelitian

Pembahasan mengenai struktur geologi daerah penelitian meliputi pembahasan tentang indikasi pola struktur geologi yang dijumpai di lapangan, jenis struktur yang dijumpai, umur dari struktur tersebut, serta pembahasan mengenai mekanisme struktur geologi yang terjadi pada daerah penelitian. Dalam penentuan struktur geologi pada daerah penelitian yang perlu diperhatikan adalah data-data struktur geologi, baik indikasi primer maupun indikasi sekunder yang dijumpai di lapangan. Adapun data struktur pada daerah penelitian terbatas pada data kekar.

2.2.3.1 Struktur Kekar

Kekar adalah struktur rekahan yang terbentuk pada batuan dengan tidak atau sedikit sekali mengalami pergeseran. Kekar yang dijumpai pada daerah penelitian berdasarkan bentuknya merupakan kekar sistematis yang dapat dijumpai

untuk berpasangan. Tiap pasangannya ditandai oleh arah sejajar atau hampir sama dilihat dari kenampakan di atas permukaan. Berdasarkan genetiknya pada daerah penelitian merupakan kekar gerus atau *shear joints* dengan ciri



bukaan kekar yang lebih kecil dan bidang kekar licin diakibatkan oleh adanya tekanan. Kekar ini pada umumnya memiliki bukaan antara 0,1-1 cm. Jarak antara kekar antara lain 2-30 cm dimana kekar-kekarnya tampak saling berpotongan dan tidak dijumpai adanya isian pada rekahan kekar tersebut. Kekar pada daerah penelitian umumnya dapat dijumpai pada sungai Poboya pada area X pada litologi monzonit dan sekis. Kekar yang dijumpai di lapangan diidentifikasi dengan melakukan pengukuran terhadap kedudukan kekar, posisi kekar pada batuan, serta pengambilan foto kenampakan kekar tersebut.

Untuk menentukan arah tegasan utama yang bekerja dan mengontrol struktur geologi yang berkembang pada daerah penelitian maka dilakukan pengambilan data kekar berupa pengukuran arah dan kedudukan pada stasiun 8. Setelah itu, dilakukan analisis data kekar menggunakan proyeksi stereografis sebagai penentu arah tegasan utama maksimum, arah tegasan menengah, dan arah tegasan utama minimum dan interpretasi sesar pada daerah penelitian.

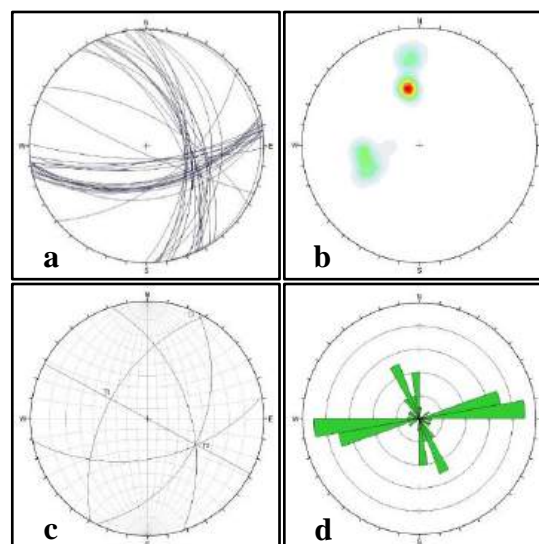


Gambar 38. Kenampakan kekar sistematis pada litologi sekis amfibol pada stasiun 8 di sungai poboya pada area X difoto relatif arah N 354° E



Tabel 3. Data hasil pengukuran arah dan kedudukan kekar pada stasiun 8 di sungai poboya pada area X pada litologi sekis ampibol

No	Strike/dip		No	Strike/dip		No	Strike/dip	
	(N... °E/...)			(N... °E/...)			(N... °E/...)	
	Strike	Dip		Strike	Dip		Strike	Dip
1	80	74	16	327	56	31	75	50
2	356	25	17	91	77	32	340	40
3	75	53	18	332	62	33	335	52
4	350	55	19	85	74	34	76	51
5	50	55	20	336	52	35	354	55
6	350	2	21	82	75	36	82	48
7	82	41	22	357	32	37	78	52
8	300	63	23	79	52	38	355	52
9	114	82	24	356	45	39	81	50
10	325	46	25	82	70	40	348	50
11	80	56	26	361	52	41	188	63
12	334	50	27	77	57	42	355	64
13	78	55	28	348	50	43	348	41
14	338	55	29	85	67	44	194	50
15	82	51	30	335	40	45	294	64



Gambar 39. Proyeksi stereografi data kekar pada stasiun 7 di sungai poboya pada area X pada litologi monzonit menggunakan aplikasi *Dips*; a. *Grid Data Planes*, b. *Contour Preset*, c. *Major Planes Preset*, d. *Rosette Preset*



Dari hasil pengolahan data kekar pada litologi monzonit dengan aplikasi *Dips* memperlihatkan tegasan utama maksimum (σ_1) (N dengan arah tegasan relatif timurlaut-baratdaya, tegasan utama menengah (σ_2) (N 08°E/50°), dan tegasan utama minimum (σ_3) (N 117°E/88°).

2.2.3.2 Struktur Sesar

Sesar merupakan retakan yang mempunyai pergerakan searah dengan arah retakan. Ukuran pergerakan ini adalah bersifat relatif, dan kepentingannya juga relatif. Sesar mempunyai bentuk dan dimensi yang bervariasi. Struktur sesar pada daerah penelitian merupakan sesar geser mengiri (sinistral) yang memanjang berarah relatif tenggara-baratlaut tegasan utama maksimum (σ_1) (N 127°E/31°) pada daerah penelitian.

2.2.3.3 Mekanisme Struktur Geologi Daerah Penelitian

Mekanisme pembentukan struktur daerah penelitian berdasarkan teori Riedel dalam McClay (1987), diawali oleh kegiatan tektonik secara regional yaitu gaya kompresi yang berarah relatif tenggara-baratlaut yang menghasilkan tegasan utama maksimum (σ_1) yang berarah (N 127°E/31°) yang melewati satuan sekis dan gneiss. Gaya ini bekerja secara terus menerus, sehingga satuan batuan pada daerah penelitian melewati fase deformasi elastis (*ductile*) dan mengalami fase deformasi plastis (*brittle*) yang menyebabkan batuan pada daerah ini mengalami retakan yang disebut kekar yang dapat dijumpai pada litologi sekis ampibol di sungai poboya. Melihat dari umur batuan yang dilewati oleh sesar ini, yaitu satuan sekis dan gneiss pada Formasi Palu *Metamorphic Complex* dengan umur pembentukannya yaitu zaman Kapur maka dapat diketahui umur dari Sesar Geser Sinistral pada daerah penelitian yaitu *Post* Kapur. Struktur sesar ini diperkirakan mengikuti arah Sesar Palu-Koro yang membelah kota Palu dan masih aktif hingga kini.

2.3 Alterasi Hidrotermal

Larutan hidrotermal adalah larutan panas dengan suhu 50-500°C yang berasal dari sisa cairan magma dari dalam bumi yang bergerak ke atas dan kaya akan komponen-komponen (kation dan anion) pembentuk mineral bijih dan terbentuk pada tekanan yang relatif tinggi (Bateman, 1950; Pirajno, 2009) dalam Maulana (2017). Larutan sisa magma ini mampu mengubah mineral yang telah ada dan membentuk mineral-mineral tertentu. Secara umum, cairan sisa magma tersebut bersifat silika yang kaya alumina, alkali, dan alkali yang mengandung air dan unsur-unsur volatil. Larutan hidrotermal terbentuk



pada bagian akhir dari siklus pembekuan magma dan umumnya terakumulasi pada litologi dengan permeabilitas tinggi atau pada zona lemah (Maulana, 2017).

Alterasi hidrotermal adalah proses kompleks yang melibatkan perubahan mineralogi, kimia, dan perubahan tekstur batuan akibat interaksi larutan panas dengan batuan tempat mereka bersirkulasi, dalam kondisi fisiko-kimia yang terus berkembang. Alterasi dapat terjadi pada kondisi subsolidus magmatik melalui aksi dan infiltrasi cairan *supercritical* ke dalam massa batuan. Pada suhu dan tekanan yang lebih rendah, pelepasan gas dan fase air membentuk cairan hidrotermal yang bekerja pada batuan di sekitarnya, menghasilkan perubahan sebagai akibat dari ketidakseimbangan (Pirajno, 1992).

Secara garis besar, larutan hidrotermal secara kimia menyerang unsur mineral di dalam batuan dinding, yang cenderung menyeimbangkan kembali dengan membentuk kumpulan mineral baru di dalam keseimbangan dengan kondisi yang baru. Prosesnya merupakan salah satu bentuk metasomatisme, yaitu pertukaran komponen kimia antara fluida dan batuan dinding. Oleh karena itu, kemungkinan besar cairan itu sendiri juga dapat mengubah komposisinya sebagai hasil interaksinya dengan batuan dinding. Faktor utama yang mengendalikan proses alterasi adalah: (1) sifat batuan dinding; (2) komposisi larutan; (3) konsentrasi, aktivitas dan potensi kimia komponen fluida, seperti H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S dan SO_2 (Pirajno, 1992).

Henley & Ellis (1983) dalam Pirajno (2009) berpendapat bahwa produk alterasi dalam sistem epitermal tidak selalu bergantung pada komposisi batuan dinding, namun lebih kepada permeabilitas, temperatur, dan komposisi fluida. Mereka mengutip, untuk misalnya, pada kisaran suhu 250–280°C, kumpulan mineral serupa (misalnya kuarsa-albite-K-feldspar-epidote-illite-kalsit-pirit) terbentuk di basalt, batupasir, riolit, dan andesit. Namun pendapat lain menekankan hal mendasar mengenai peran yang dimainkan oleh sifat dan komposisi batuan dinding dalam proses alterasi hidrotermal, khususnya pada sistem porfiri (Pirajno, 1992).



Beberapa faktor yang berpengaruh pada proses alterasi hidrotermal adalah pH fluida (pH), komposisi batuan sampling, durasi aktivitas hidrotermal

dan permeabilitas. Namun, faktor kimia fluida (pH) dan suhu merupakan faktor yang paling berpengaruh (Corbett & Leach, 1996) dalam Maulana (2017).

Suhu

Suhu merupakan hal yang paling penting dalam proses alterasi karena hampir semua reaksi kimia yang terjadi diakibatkan oleh adanya kenaikan suhu.

Permeabilitas

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

Komposisi kimia awal dari batuan yang terkena larutan hidrotermal akan menentukan komponen-komponen yang akan terbentuk akibat proses alterasi.

Komposisi fluida

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

2.3.1 Tipe Alterasi

Suatu zona yang memperlihatkan adanya penyebaran himpunan mineral-mineral tertentu yang terbentuk dari hasil proses alterasi disebut sebagai zona alterasi (*alteration zone*). Penggunaan istilah zona dan tipe terkadang membingungkan untuk pemula, namun hendaknya hal ini tidak untuk terlalu dipermasalahkan. Beberapa ahli telah melakukan pengelompokan alterasi berdasarkan parameter yang berbeda-beda, namun pada intinya pengelompokan tersebut untuk mempermudah dalam mempelajari proses alterasi yang terjadi (Lowell & Guilbert, 1970; Thomson & Thomson, 1996) dalam Maulana (2017).



Umumnya pengelompokan tersebut didasarkan pada keberadaan mineral-mineral tertentu yang dijumpai pada suatu endapan dan tipenya berdasarkan hubungan antara suhu dan pH larutan.

Tabel 4. Tipe-tipe alterasi berdasarkan himpunan mineral berdasarkan Guilbert & Park, (1986) dalam Maulana (2017)

Tipe	Mineral Kunci	Mineral Asesori	Keterangan
Argilik	Smektit, monmorilonit illite-smektit, kaolinit	Pirit, klorit, kalsit, kuarsa	Suhu 100–300°C, salinitas rendah, pH asam-netral
Propilitik	Klorit, epidot, karbonat	Albit, kuarsa, kalsit, pirit, lempung, oksida besi	Suhu 200–300°C, salinitas bervariasi, pH mendekati netral, permeabilitas rendah
Potasik	Adularia, biotit, kuarsa	Klorit, epidot, pirit, illit- serisit	Suhu >300°C, salinitas tinggi, dekat dengan intrusi
Filik	Kuarsa, serisit, pirit	Anhidrit, pirit, kalsit, rutil	Suhu 230–400°, salinitas beragam, pH asam- netral, zona tembus air pada batas urat
Serisitik	Serisit (illit), kuarsa, muskovit	Pirit, illit-serisit	
Silisifikasi	Kuarsa	Pirit, illit-serisit, adularia	
Argilik lanjut (suhu rendah)	Kaolinit, alunite	Kalsedon, kristobalit, kuarsa, pirit	Suhu 180°C, pH asam
Argilik lanjut (suhu tinggi)	Pirofilit, diaspor, andalusit	Kuarsa, turmalin, energit, luzonit	Suhu 250–350°C, pH asam

Adapun macam macam macam alterasi yang umum dijumpai pada endapan hidrotermal yaitu antara lain:

1. Potasik

Jenis alterasi ini dicirikan oleh kehadiran mineral ubahan berupa biotit sekunder, k-feldspar, kuarsa, serisit, dan magnetit. Biotit sekunder hadir akibat reaksi antara mineral-mineral mafik terutama *hornblende* dengan larutan hidrotermal yang kemudian menghasilkan biotit, feldspar, maupun piroksin. Selain itu, tipe alterasi ini dicirikan oleh melimpahnya himpunan muskovit-biotit-alkali felspar-magnetit. Anhidrit sering hadir sebagai asesori, serta sejumlah kecil albit dan titanit (*sphene*) atau rutil. Alterasi potasik terbentuk pada daerah yang dekat dengan batuan beku intrusif porfiri, fluida yang panas (>300°C), salinitas tinggi, dan dengan karakter magmatik yang kuat. Alterasi ini diakibatkan oleh penambahan unsur potasium (K) pada proses metasomatis dan disertai dengan banyak atau a unsur kalsium dan sodium di dalam batuan yang kaya akan mineral ilikat. Mineralisasi yang umumnya dijumpai pada zona ubahan potasik ini



terbentuk menyebar tempat mineral tersebut merupakan mineral-mineral sulfida yang terdiri atas pirit maupun kalkopirit dengan rasio yang relatif sama.

Filik

Tipe alterasi ini biasanya terletak pada bagian luar dari zona potasik terutama pada endapan tembaga porfiri. Batas zona alterasi ini berbentuk *circular* yang mengelilingi zona potasik yang berkembang pada intrusi pada endapan tembaga porfiri. Zona ini dicirikan oleh kumpulan mineral serisit (mika halus) dan kuarsa sebagai mineral utama dengan mineral pirit yang melimpah serta sejumlah anhidrit. Mineral bijih yang dijumpai berupa kalkopirit, tembaga dan *native gold* (emas). Mineral serisit terbentuk pada proses hidrogen metasomatis yang merupakan dasar dari alterasi serisit yang menyebabkan mineral feldspar yang stabil menjadi rusak dan teralterasi menjadi serisit dengan penambahan unsur H⁺, menjadi mineral filosilikat atau kuarsa. Zona ini tersusun oleh himpunan mineral kuarsa-serisit-pirit, dengan kehadiran pirit yang sangat melimpah yang umumnya tidak mengandung mineral-mineral lempung atau alkali feldspar. Zona ini terbentuk akibat influks air yang memiliki suhu yang lebih rendah dan fluida asam-netral, salinitas beragam, pada zona permeabel, dan pada batas dengan urat.

Argilik

Zona ini terdiri atas mineral lempung argilik seperti kaolinit dan monmorilonit. Pada tipe argilik terdapat dua kemungkinan himpunan mineral, yaitu muskovit-kaolinit-monmorilonit dan muskovit-klorit-monmorilonit. Kehadiran zona ini menandakan semakin intensnya kehadiran influks air meteorik yang memiliki suhu dan nilai pH yang lebih rendah. Himpunan mineral pada tipe argilik terbentuk pada temperatur 100^o–300^oC, fluida asam-netral, dan salinitas rendah.

Argilik Lanjut (*Advanced Argillic*)

Pada sistem epitermal sulfidasi tinggi (fluida kaya asam sulfat), ditambahkan istilah *advanced argilic* yang dicirikan oleh kehadiran himpunan mineral pirofilit-diaspor-andalusit-kuarsa-turmalin-enargit-luzonit (untuk suhu tinggi, 250^o–350^oC), atau himpunan mineral kaolinit-alunit-kalsedon-kuarsa-pirit (suhu rendah <180^o).



Propilitik

Dicirikan oleh kehadiran klorit disertai dengan beberapa mineral epidot, illit/serisit, kalsit, albit, dan anhidrit. Terbentuk pada temperatur 200°–300°C pada pH mendekati netral, dengan salinitas beragam, umumnya pada daerah yang mempunyai permeabilitas rendah. Terdapat empat kecenderungan himpunan mineral yang hadir pada tipe propilitik, yaitu klorit-kalsit-kaolinit, klorit-kalsit-talk, klorit-epidot-kalsit, dan klorit-epidot.

Propilitik Dalam (*Inner Propylitic*)

Tipe alterasi ini dijumpai pada sistem epitermal sulfidasi rendah (fluida kaya klorida, pH mendekati netral), umumnya menunjukkan zona alterasi seperti pada sistem porfiri, tetapi menambahkan istilah *inner propylitic* untuk zona pada bagian yang bersuhu tinggi (>300°C) yang dicirikan oleh kehadiran epidot, aktinolit, klorit, dan illit.

Skarn

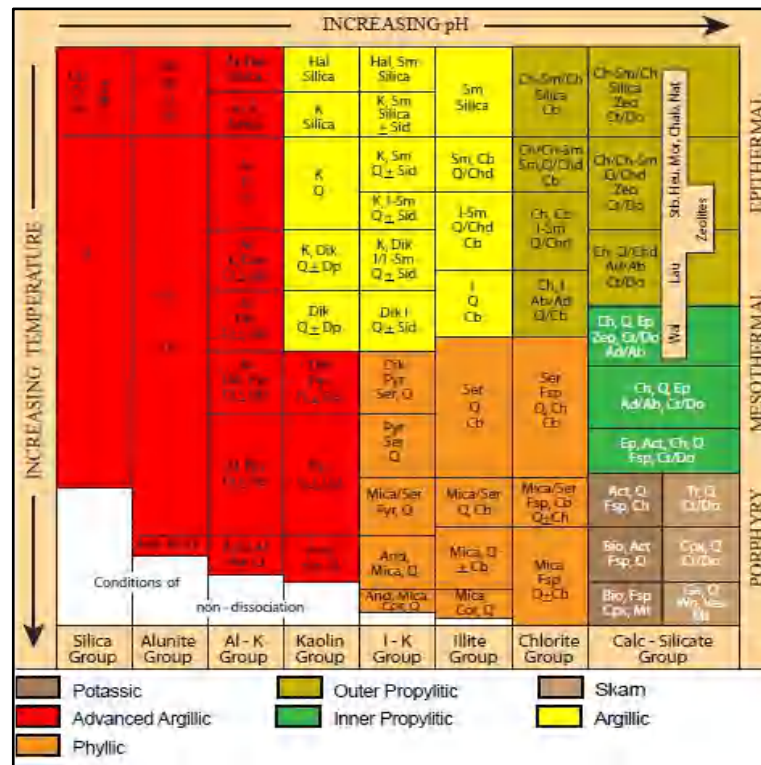
Alterasi ini ini terbentuk akibat kontak antara batuan sumber dengan batuan karbonat, zona ini sangat dipengaruhi oleh komposisi batuan yang kaya akan mineral karbonat. Pada kondisi yang kurang akan air, zona ini dicirikan oleh pembentukan mineral garnet, klinopiroksen, dan wollastonit serta mineral magnetit dalam jumlah yang cukup besar, sedangkan pada kondisi yang kaya akan air, zona ini dicirikan oleh mineral klorit, tremolit-aktinolit, dan kalsit. Garnet-piroksen-karbonat adalah kumpulan yang paling umum dijumpai pada batuan induk karbonat. Amfibol umumnya hadir pada skarn sebagai mineral tahap akhir yang menutupi mineral-mineral tahap awal. Aktinolit dan tremolit adalah mineral amfibol yang paling umum hadir pada skarn. Jenis piroksen yang sering hadir adalah diopsid dan hedenbergit. Alterasi skarn terbentuk pada fluida salinitas tinggi dengan temperatur tinggi sekitar 300°–700°C.

Silisifikasi

Merupakan salah satu tipe alterasi hidrotermal yang paling umum dijumpai dan merupakan tipe terbaik. Bentuk yang paling umum dari silika adalah E-*quartz*, *quartz*, rendah *quartz*, temperatur tinggi, atau tinggi kandungan kuarsanya, tridimit, kristobalit, opal, kalsedon. Bentuk yang paling umum *quartz* rendah, kristobalit, dan tridimit kebanyakan ditemukan di batuan



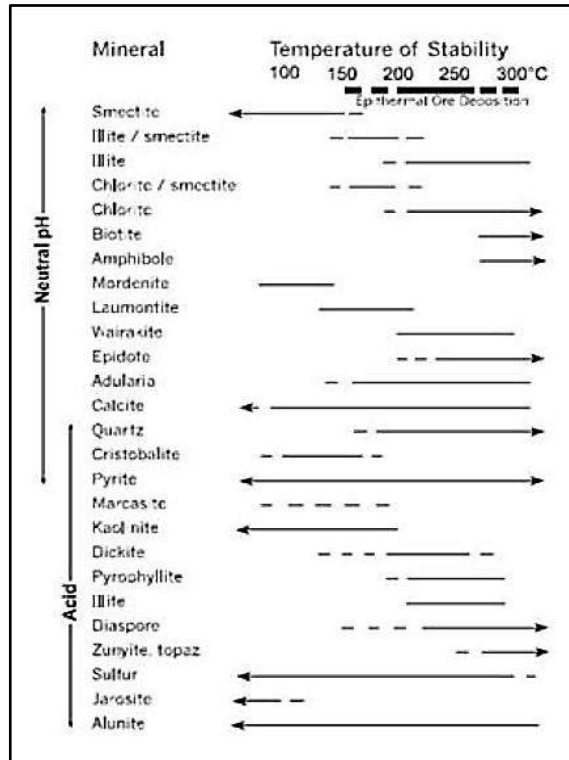
volkanik. Tridimit terutama umum sebagai produk devitrifikasi gelas volkanik, terbentuk bersama alkali felspar. Selama proses hidrotermal, silika mungkin didatangkan dari cairan yang bersirkulasi, atau mungkin ditinggalkan di belakang dalam bentuk silika residual setelah melepaskan (*leaching*) dari dasar. Solubilitas silika mengalami peningkatan sesuai dengan temperatur dan tekanan, dan jika larutan mengalami ekspansi adiabatik, silika mengalami presipitasi, sehingga di daerah bertekanan rendah siap mengalami pengendapan.



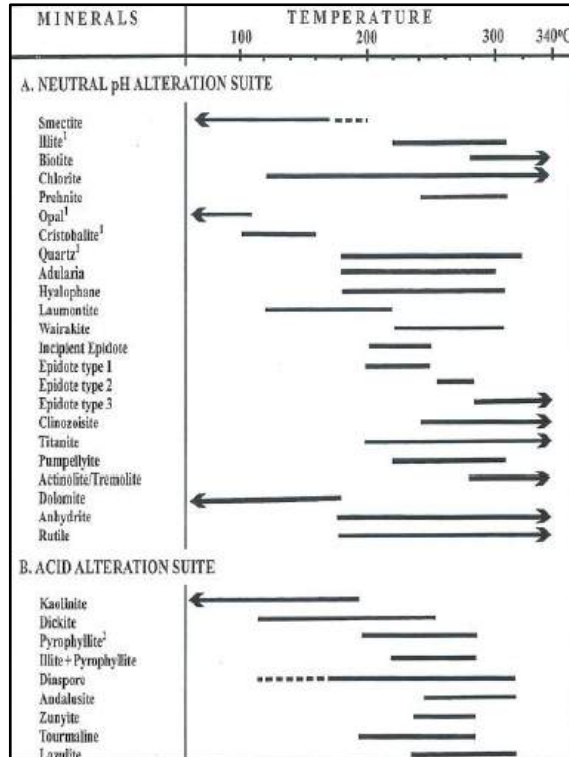
Gambar 40. Mineral alterasi yang umum pada sistem hidrotermal berdasarkan Corbett & Leach (1996)

Kehadiran mineral-mineral hasil dari proses alterasi juga seringkali sangat bermanfaat dalam memberikan petunjuk tentang kondisi suhu dan tekanan dimana mereka terbentuk dibawah permukaan. Suhu tidak hanya mengontrol, sampai taraf tertentu, komposisi kumpulan mineral sekunder, tetapi juga laju proses alterasi. Hedenquist (1995) menjelaskan beberapa mineral-mineral hasil alterasi yang dapat dijadikan petunjuk untuk menentukan kondisi suhu dimana proses hidrotermal





Gambar 41. Stabilitas suhu mineral hidrotermal yang umum di lingkungan epitermal (berdasarkan Henley & Ellis, (1983); Reyes, (1990); E. Izawa & M. Aoki, (1994) dalam White & Hedenquist (1995)



2. Mineral hidrotermal umum yang digunakan dalam geotermometer di sistem panas bumi Filipina berdasarkan Reyes (1990)

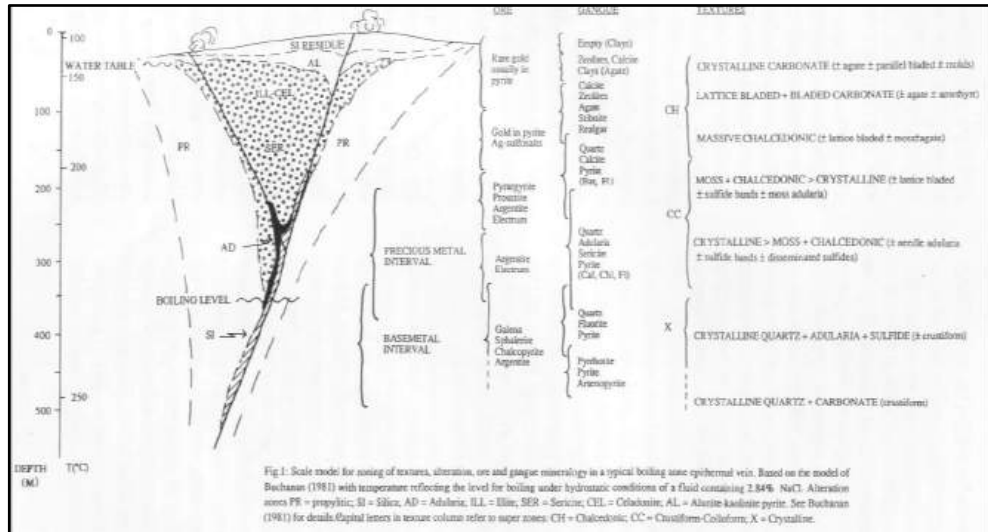


2.4 Tekstur Urat Kuarsa

Klasifikasi tekstur kuarsa epitermal telah dikembangkan dari tinjauan tekstur yang dijelaskan dalam literatur dan dari evaluasi koleksi sampel. Tekstur yang dijelaskan adalah tekstur yang mudah diidentifikasi pada spesimen. Banyak juga yang mempunyai ciri khas pada bagian tipis yang telah dimasukkan dalam definisi jika sesuai. Dasar klasifikasi deskriptif adalah sifat agregat kristal tetapi teksturnya telah dikelompokkan ke dalam tiga kelas utama untuk membantu interpretasi asal usul dan lingkungan pembentukannya. Tekstur pertumbuhan primer mewakili pengisian awal ruang terbuka pada urat. Terdapat pembagian alami dari tekstur pertumbuhan primer menjadi karakteristik *cryptocrystalline quartz* (*massive chalcedonic*, *banded chalcedonic*, dan *colloform*) dan karakteristik *crystalline quartz* (*saccharoidal*, *comb*, dan *zoned crystals*). Anggota kelompok tekstur ini biasanya muncul bersamaan dan dalam beberapa kasus terdapat gradasi dari satu tekstur ke tekstur lainnya. Tekstur rekristalisasi mencerminkan transformasi silika amorf atau kalsedon menjadi kuarsa. Mereka paling sering dikaitkan dengan tekstur *cryptocrystalline quartz* dan mungkin mengaburkan sebagian tekstur tersebut jika rekristalisasi dilakukan secara ekstensif. Tekstur penggantian mewakili pseudomorf sebagian atau seluruh mineral lain oleh mineral silika di dalam urat (Morrison et al., 1990).

Bentuk butiran individu dan bukan agregat juga dapat menjadi alat klasifikasi yang berguna. Dalam urat epitermal terdapat gradasi lengkap dari silika amorf ke *cryptocrystalline* hingga *crystalline quartz* dengan berbagai kebiasaan kristal. Beberapa kelas tekstur seperti *massive chalcedonic* atau *saccharoidal* didefinisikan hanya terdiri dari satu bentuk butiran. Kelas tekstur lainnya, terutama tekstur *crustiform*, yang mempunyai bentuk butiran kombinasi. Untuk tekstur ini, perkiraan proporsi relatif bentuk butir yang berbeda merupakan panduan yang berguna untuk memosisikan dalam zona tekstur. Perkembangan keseluruhannya adalah menjadi *crystalline quartz* yang lebih banyak dan kristal yang lebih setara dengan kedalaman (Morrison et al., 1990).





Gambar 43. Model skala untuk zonasi perubahan tekstur bijih dan mineralogi *gangue* dalam urat epitermal zona didih berdasarkan model Buchanan dalam Morrison et al. (1990)

1. Tekstur Pertumbuhan Primer

Tekstur yang menunjukkan presipitasi atau pertumbuhan dalam tahap awal kristalisasi di ruang yang terbuka pada urat.

a. *Chalcedonic*

Kuarsa kriptokristalin dengan kilau seperti lilin dan umumnya berbentuk berserat secara mikroskopis.

- *Massive Chalcedonic*

Agregat padat yang seragam dari kuarsa kriptokristalin.

- *Banded Chalcedonic (Agate)*

Kuarsa kriptokristalin yang ditandai dengan lapisan warna yang menyatu dengan bentuk keruh yang tidak beraturan.

b. *Saccharoidal*

Agregat granular masif dengan kilap seperti kaca hingga seperti susu yang tampak seperti gula pada spesimen tangan. Ukuran kristal seragam atau bervariasi seringkali dengan inti berbutir halus, sehingga subagregat berbentuk bulat telur.

c. *Comb*

Kumpulan kristal paralel atau subparalel yang berorientasi tegak lurus terhadap dinding urat, sehingga menyerupai gigi pada sisir. Biasanya kristal mempunyai ujung euhedral pada ujung bebasnya.



d. *Zoned Crystals*

Kelompok atau kristal yang menyatu dimana masing-masing kristal memiliki zona bening dan seperti susu yang berselang-seling. Zona kristal biasanya penuh dengan inklusi cair atau padat.

e. *Colloform*

Lapisan seperti pita secara ritmik halus masing-masing dengan permukaan seperti ginjal dan biasanya memancar dalam bentuk internal (kebiasaan *reniform*). Tipikal *chalcedonic* dalam lapisan *crustiform*.

f. *Crustiform*

Lapisan seperti pita yang berurutan berorientasi sejajar dengan dinding urat dan ditentukan oleh perbedaan mineralogi, tekstur, atau warna.

- *Cockade*

Lapisan seperti pita pada *crustiform* konsentris yang mengelilingi fragmen batuan yang terisolasi.

2. Tekstur Rekristalisasi

Tekstur ini terbentuk akibat perubahan fase metastabil atau silika amorf (misalnya, silika gel kalsedon, opal, dan kristobalit) menjadi kuarsa.

a. *Moss*

Agregat *botryoidal* halus (seperti anggur) dengan bentuk tidak beraturan dan masif mirip dengan vegetasi lumut. Pada sayatan tipis, masing-masing bulatan biasanya memiliki inti kriptokristalin dan pinggiran kristal. Pada intinya pengotor atau inklusi cairan menentukan pola konsentris atau memancar dan di pinggirannya pepadaman memancar.

b. *Microplumose*

Penampilan serpihan atau berbulu dalam kristal kuarsa individu hanya terlihat sebagai perbedaan posisi pepadaman maksimum jika dilihat di bawah mikroskop dengan nikol silang.



3. Tekstur Penggantian

Tekstur penggantian atau *replacement* merupakan tekstur hasil dari produk silika yang menggantikan sebagian atau seluruhnya (*pseudomorphs-precipitates*) mineral sebelumnya. Tekstur penggantian ini biasanya hadir akibat adanya perubahan pada komposisi larutan dan batuan sampling.

a. *Mold*

Memberikan kesan yang ditinggalkan oleh pelarutan atau penggantian sebagian fase yang terlarut dalam urat kuarsa. Umum terjadi pada mineral karbonat, sulfat, atau adularia.

b. *Bladed*

Agregat kristal kuarsa atau kriptokristalin yang tersusun dalam bentuk berbilah atau berlapis. Tiga sub tipe ditentukan oleh morfologi agregat berbilah.

- *Lattice-Bladed*

Jaringan bilah yang berpotongan dengan rongga polihedral yang sebagian atau seluruhnya diisi dengan kristal kuarsa. Pada bagian tipis setiap bilah terdiri dari agregat yang biasanya disusun sepanjang bidang sejajar atau subparalel.

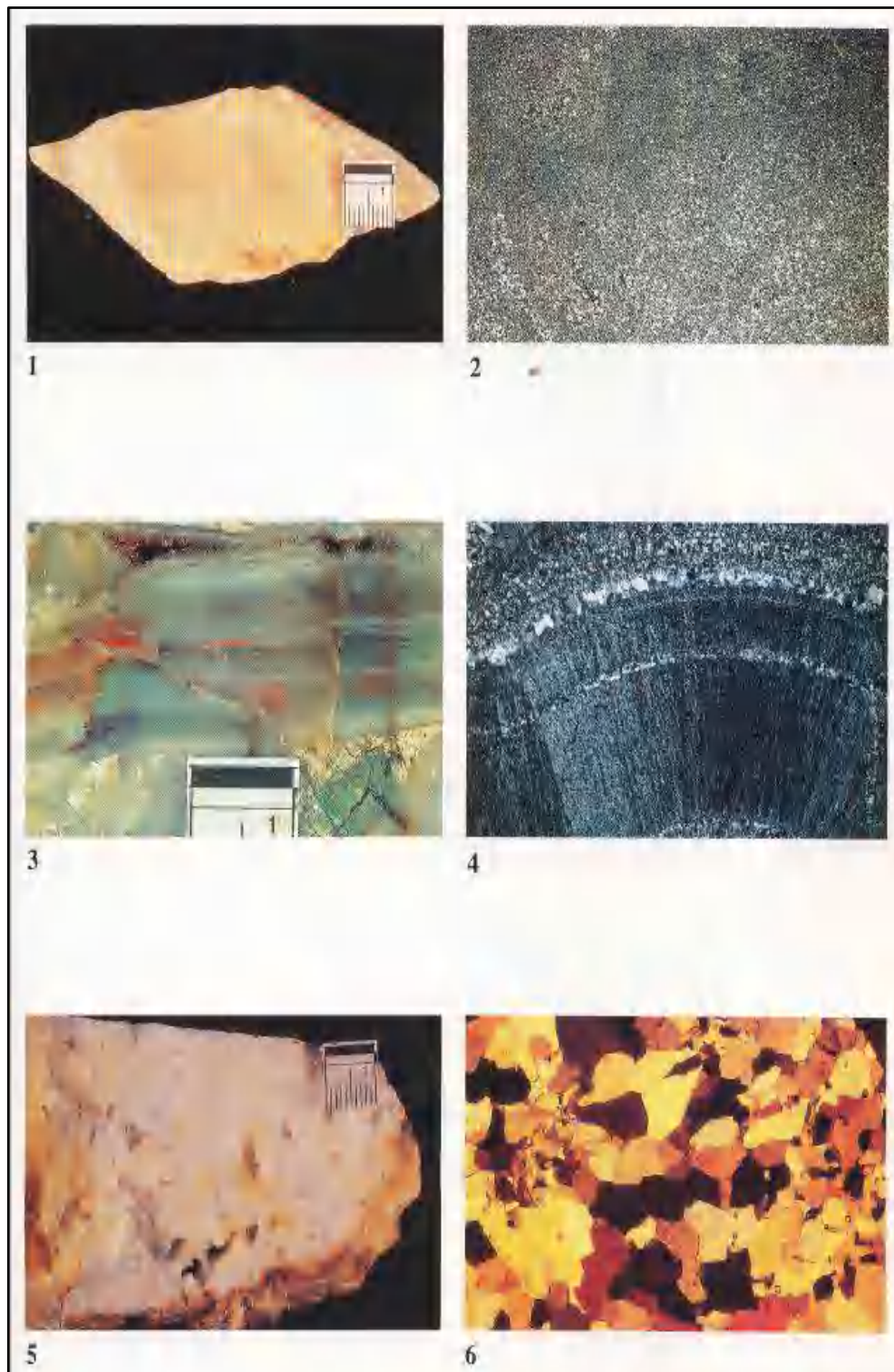
- *Ghost-Bladed*

Bilah tersebar secara acak dalam agregat granular dan dibedakan dari matriks berdasarkan ukuran butir kuarsa yang disertakan dan/atau berdasarkan garis pengotor.

- *Paralel-Bladed*

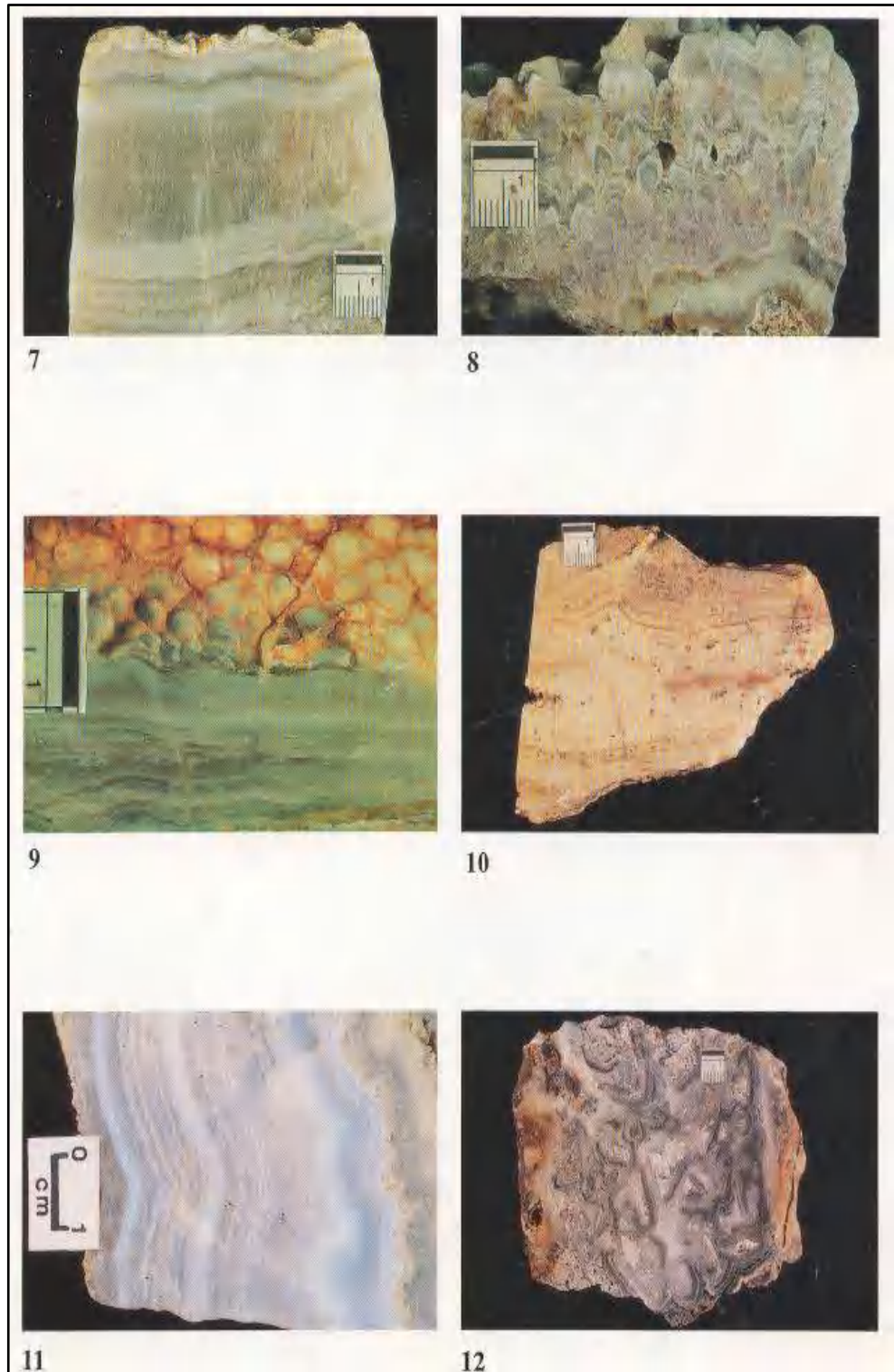
Bilahnya sejajar dalam satu kelompok, tetapi kelompok yang berdekatan mungkin memiliki orientasi berbeda, sehingga memberikan pola granular keseluruhan pada spesimen tangan.





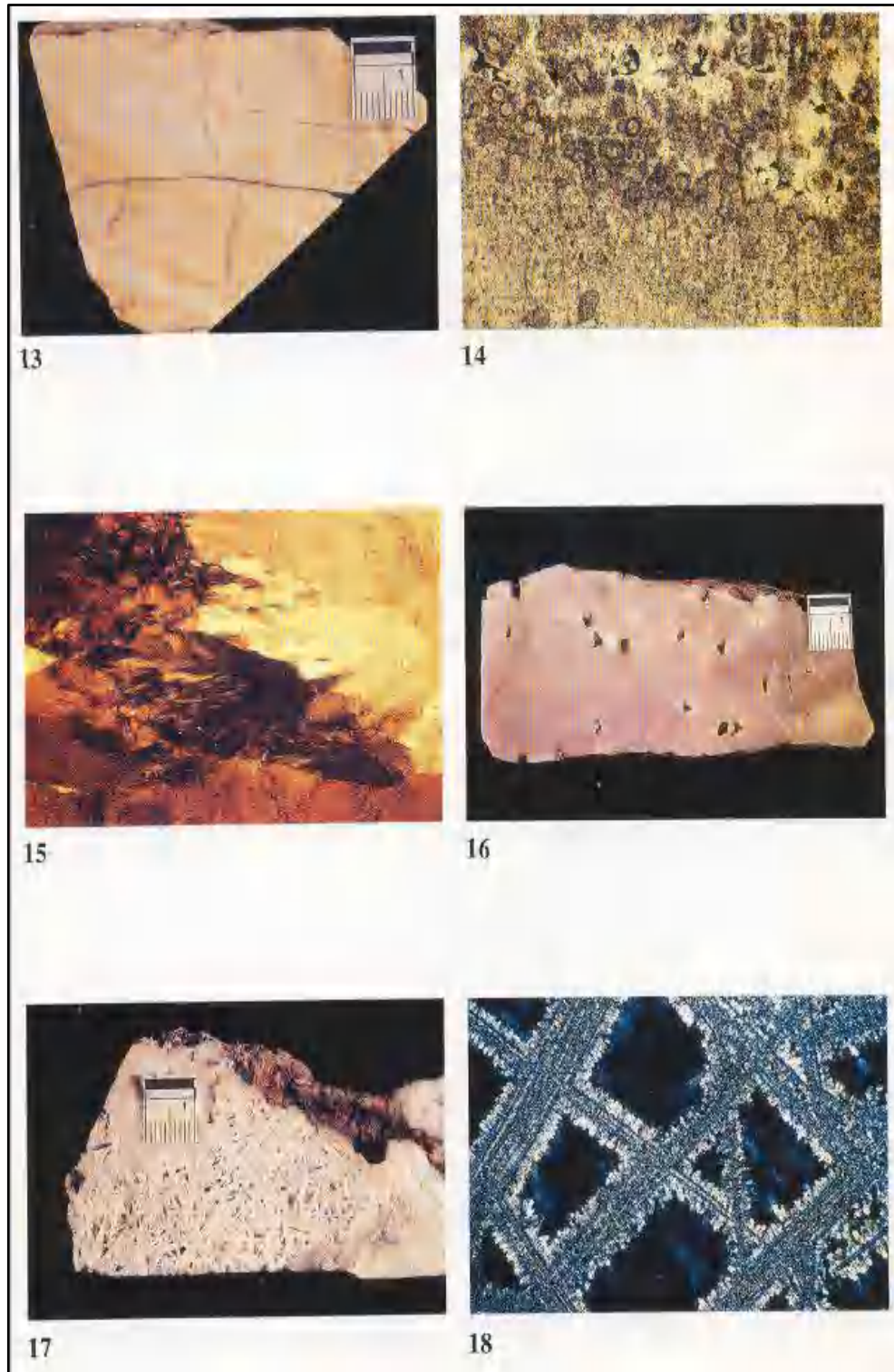
Gambar 44. Tekstur pertumbuhan primer pada urat, gambar 1 & 2: *massive chalcedonic*, gambar 3 & 4: *banded chalcedonic*, gambar 5 & 6: *saccharoidal* dalam (Morrison et al., 1990)





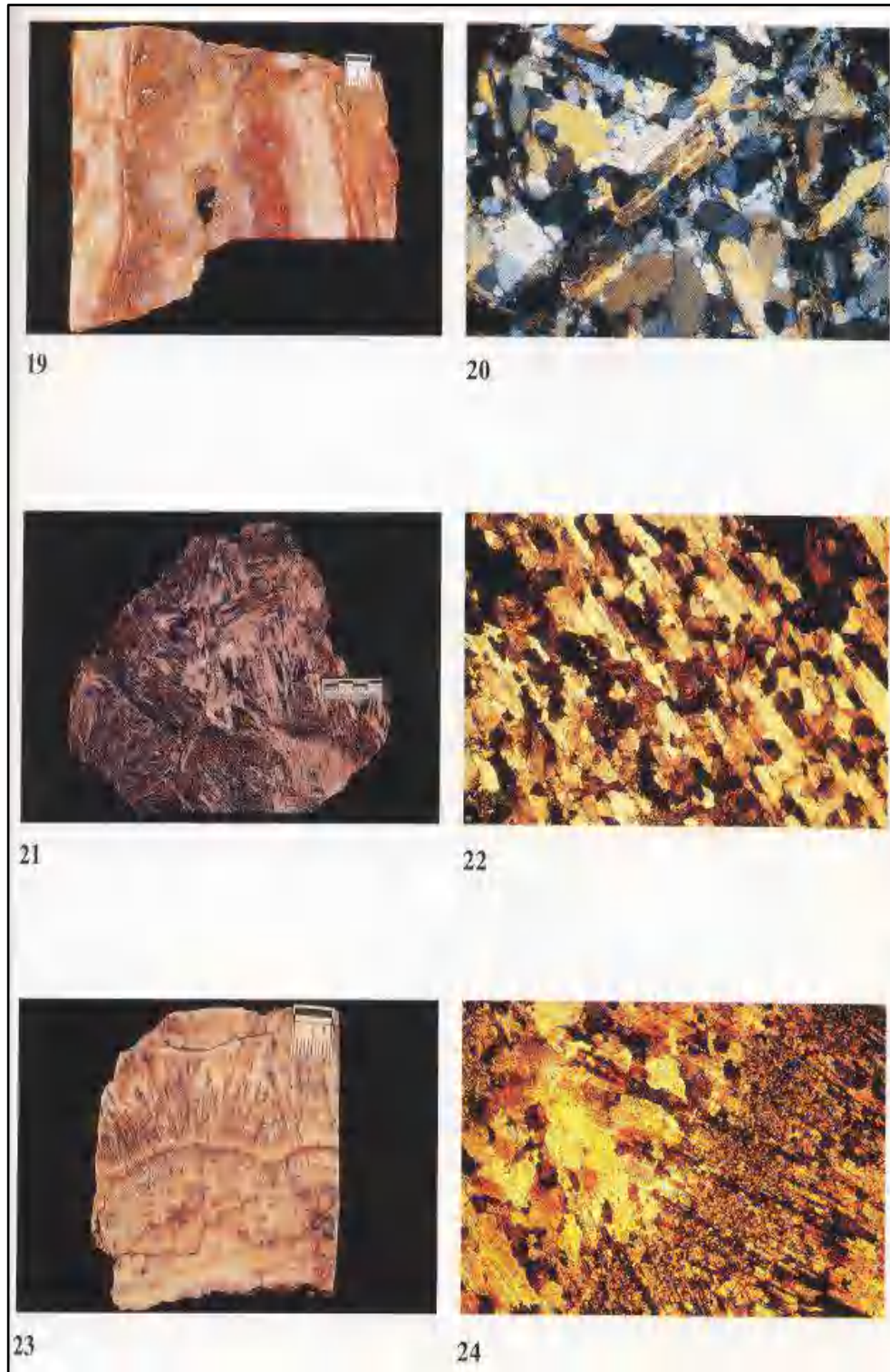
Gambar 45. Tekstur pertumbuhan primer pada urat, gambar 7: *comb*, gambar 8: *zoned crystal*, gambar 9: *colloform bands*, gambar 10: *crustiform bands*, gambar 11: *crustiform-colloform bands*, gambar 12: *cockade* dalam (Morrison et al., 1990)





Gambar 46. Tekstur rekristalisasi, gambar 13 & 14: *moss*, gambar 15: *micro-lumose*, tekstur penggantian, gambar 16: *molds*, gambar 17 & 18: *lattice-bladed* dalam (Morrison et al.,1990)





Gambar 47. Tekstur penggantian, gambar 19 & 20: *ghost-bladed*, gambar 21 & 22: *parallel-bladed*, gambar 23 & 24: *mold dalam* (Morrison et al., 1990)



2.5 Tekstur Khusus Mineral Bijih

Tekstur khusus adalah suatu bentuk yang memperlihatkan hubungan antara mineral yang satu terhadap mineral lainnya, hubungan antara mineral inklusi terhadap mineral *host rock*, dan hubungan antara mineral-mineral terhadap massa dasarnya (Magdalena, 2010) dalam Rahwaningrum & Asrafil (2021). Tekstur khusus mineral bijih adalah hubungan antara mineral dalam suatu endapan bijih. Dalam hal ini dapat diketahui gambaran pembentukan awal bijih, metamorfosa, lingkungan pengendapan, kemungkinan pengolahannya, deformasi dan pelapukan dari bijih. Hal yang perlu diperhatikan dalam pengamatan tekstur bijih adalah banyak tekstur yang mempunyai kemiripan penampakan tapi proses pembentukannya mungkin saja berbeda. Untuk memperjelas tekstur bijih yang terbentuk akibat dari proses hidrotermal maka akan diberikan tahapan yang terjadi selama pembentukan deposit hidrotermal, berupa masuknya larutan hidrotermal bersuhu tinggi ke dalam lingkungan yang lebih rendah sehingga terjadi presipitasi dan terbentuk mineral awal.

1. Tekstur Pengisian (*Open Space Filling*)

Tekstur pengisian umumnya terbentuk pada batuan yang pecah, pada daerah yang umumnya memiliki tekanan yang relatif rendah, sehingga rekahan atau kekar cenderung bertahan (Hartusuwarno, 2005) dalam Rahwaningrum & Asrafil (2021).

2. Tekstur Penggantian (*Replacement*)

Tekstur penggantian adalah tekstur yang menunjukkan penggantian sebagian mineral atau seluruhnya oleh mineral lain tanpa adanya perubahan volume (Ramdohr, 1969) dalam Rahwaningrum & Asrafil (2021).

3. Tekstur Tumbuh Bersama (*Intergrowth*)

Menurut Ramdohr (1969) dalam Rahwaningrum & Asrafil (2021), tekstur *intergrowth* terbentuk oleh perubahan temperatur yang tinggi serta dipengaruhi oleh jenis mineral yang menyebabkan terjadinya penyimpangan struktur kristalografi, sehingga susunannya tidak beraturan.



4. Tekstur Granular

Tekstur ini mencerminkan hubungan mineral yang disebut *mutual boundar*. Tekstur ini memperlihatkan butiran mineral tidak saling menembus antara mineral yang satu dan mineral yang lainnya. Tekstur *granular* ini dapat tersusun dari satu mineral atau beberapa mineral yang terbentuk di dalam batuan (harwan et al., 2022) .

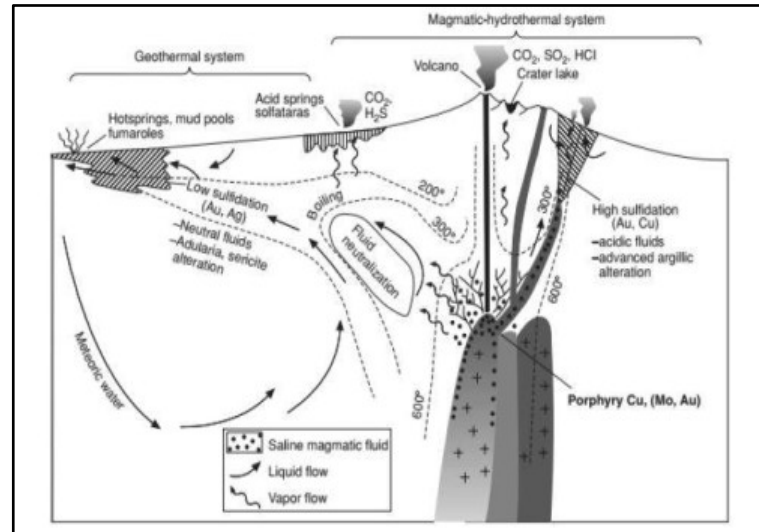
2.6 Endapan Epitermal

Istilah epitermal pertama kali digunakan oleh Lindgren pada 1913 untuk menjelaskan suatu endapan larutan hidrotermal yang dekat dengan permukaan (berkisar antara 50–1500 meter dari atas permukaan bumi). Tipe endapan epitermal terbentuk berkaitan erat dengan aktivitas vulkanisme pada suatu daerah. Biasanya sistem epitermal ditandai dengan munculnya manifestasi aktivitas vulkanisme dangkal di atas permukaan bumi dalam bentuk *hot spring* (mata air panas) atau *fumarole*. Endapan epitermal terbentuk dari larutan yang *dilute* (yang mengandung NaCl < dari 5 wt%) yang mengalami proses *boiling* (mendidih) pada suhu antara 200–300°C (Maulana, 2017).

Endapan epitermal tersebar di beberapa belahan dunia, biasanya berasosiasi dengan endapan hidrotermal lainnya. Pada umumnya endapan hidrotermal, terutama yang masih berumur muda dijumpai berasosiasi dengan *Circum-Pacific Belt*. Hal ini menggambarkan adanya hubungan yang dekat antara keberadaan endapan hidrotermal tersebut dengan pusat-pusat magmatisme.

Mineral bijih yang berasosiasi dengan tipe endapan epitermal ini antara lain emas, perak, tembaga, *antimony arsenic*, dan merkuri. Berdasarkan hasil studi dan penemuan endapan-endapan epitermal di Sirkum Pasifik dan sekitarnya selama beberapa dekade terakhir, saat ini diketahui bahwa endapan dengan tekstur dan kumpulan mineral yang mencirikan lingkungan epitermal mengandung mineral dan inklusi fluida yang merekam suhu maksimal sekitar 300°C, sebagian besar di antaranya terbentuk pada kisaran (160–270)°C yang berkorespondensi dengan (50–700) meter di bawah muka air tanah purba Hedenquist et al. (2000) Maulana (2017).





Gambar 48. Skema tipe endapan epitermal Hedenquist & Lowenstern (1994) dalam Maulana (2017)

Proses pengendapan bijih pada lingkungan epitermal terjadi karena larutan pembawa bijih yang terfokus dan sedang bergerak naik ke permukaan, mengalami perubahan komposisi dengan cepat pada jarak 1 km dari sumbernya atau di permukaan. Perubahan komposisi ini disebabkan oleh *boiling* (pendidihan), suatu proses yang paling memungkinkan untuk terjadinya presipitasi logam kompleks bisulfida seperti emas. Proses pendidihan yang diikuti dengan pendinginan yang cepat ini juga menghasilkan berbagai fitur yang berhubungan, seperti pengendapan mineral *gangue* kuarsa dengan tekstur *colloform*-nya, *adularia*, dan *bladed-calcite*, serta pembentukan *steam-heated waters* yang membentuk alterasi dan *halo advanced argillic* dan *argillic*. Di samping itu, penurunan tekanan yang tajam juga terjadi pada larutan pembawa bijih akibat *hydraulic fracturing*, yang juga memfokuskan aliran fluida yang sedang mendidih tersebut. Untuk alasan-alasan inilah, dikenal istilah lingkungan epitermal untuk pengendapan bijih Hedenquist et al. (2000) dalam Maulana (2017).

Secara umum, endapan epitermal terbagi atas dua tipe berdasarkan tingkat sulfidasinya atau tingkat oksidasi sulfur di dalam fluida bijihnya, yaitu:

1. Endapan tipe *high sulfidation* (sulfidasi tinggi; HS) yang terbentuk pada sistem vulkanik-hidrotermal.

Endapan tipe *low sulfidation* (sulfidasi rendah; LS) yang terbentuk pada sistem geotermal.



Tabel 5. Karakteristik endapan sulfidasi tinggi dan rendah berdasarkan Lindgren, (1933); Heald et al. (1987); Sillitoe (1993); White et al. (1995); John et al. (1999); dalam Hedenquist et al. (2000)

	Endapan Sulfidasi Rendah		Endapan Sulfidasi Tinggi		
Secara genetik berhubungan dengan batuan vulkanik	<i>Andesite-rhyodacite (AR), bimodal rhyolite-basalt (RB), alkali (A)</i>		<i>Andesite-rhyodacite, didominasi oleh magma calc-alkalic</i>		
Kedalaman pembentukan	Dangkal	Dalam	Dangkal	Intermedit	Dalam (Porfiri)
	0-300 M	300-800 M (Jarang >1.000 M)	>500 M	500-1.000 M	>1.000 M
Letak, ciri khas <i>host-rock</i>	Kubah: batuan piroklastik dan sedimen	Kubah: diatrem (AR, A); batuan Piroklastik dan sedimen	Kubah: lubang pusat; batuan piroklastik dan sedimen	Kubah, diatrem; batuan vulkanik	Kubah-diatrem; batuan porfiri, vulkanik, sedimen klastik
Bentuk deposit	<i>Vein, vein swarm, stockwork, disseminated</i>	<i>Vein, breccia body, disseminated</i>	<i>Disseminated, breccia, and veinlet</i>	<i>Massive sulfide veins, breccia ledges</i>	<i>Dissemination veinlets, breccia</i>
Tekstur bijih	<i>Fine bands, combs, crustiform, breccia</i>	<i>Coarse bands</i>	<i>Vuggy quartz host replacement</i>	<i>Massive sulfide, late veins/breccias</i>	<i>Replacement</i>
Alterasi	<i>Alunite-kaolinite blanket, clay halo</i>	<i>Clay, sericite, carbonate, roscoelite, fluorite (A)</i>	<i>Silicic (vuggy), quartz-alunite</i>	<i>Silicic (vuggy), quartz-alunite, phyrophyllite, dickite-sericite</i>	<i>Phyrophyllite-sericite, quartz-sericite</i>
<i>Gangue</i>	<i>Chalcedony-adularia-illite-calcite</i>	<i>Quartz-carbonate-rhodonite-sericite-adularia ± barite ± anhydrite ± hematite ± chlorite (AR)</i>	<i>Alunite, barite, kaolinite</i>	<i>Anhydrite, kaolinite, dickite</i>	<i>Sericite, pyrophyllite</i>
Sulfida	<i>Cinnabar, stibnite; pyrite/marcasite-arsenopyrite, Au-Ag selenides, Se sulfosalts, pyrrhotite, Fe-rich sphalerite (RB)</i>	<i>Pyrite-Au-Ag sulfides/sulfosalts, variable sphalerite, galena, chalcopryrite, tetrahedrite/tennantite (AR)</i>	<i>Enargite/luzonite, covellite, pyrite</i>	<i>Enargite/luzonite, chalcopryrite, tetrahedrite/tennantite, sphalerite, late covellite, pyrite</i>	<i>Bornite, digenite, chalcolite, covellite</i>
Logam	Au-Ag-As-Sb-Se-Hg-Tl (RB), low Ag:Au; <0,1-1% logam dasar	Ag-Au-Pb-Zn, Ba, Mn, Se (AR), high Ag:Au tinggi; 2-1 (20+)% logam dasar	Au-Ag, Cu terluluhkan (Hg overprint)	Cu-Au-Ag-Bi-Te-Sn	Cu-Au
ing	<i>Sinter, chalcedony blanket</i>	Beberapa sulfida intermedit-state veins berdekatan dengan bijih sulfida tinggi	<i>Steam-heated blanket</i>	<i>Vuggy quartz host</i>	<i>Overprinted on pophyry features</i>



Fluida	<1% NaCl, <i>rich gas</i> , <220°C (RB)	3-10+% NaCl, 220-280°C+(AR)	<2 wt% NaCl	4-15+ wt% NaCl	Bervariasi
Contoh	McLaughlin, Midas, Round Mountain, Sleeper, Hishikari (<i>low-sulfidation</i>)	Comstock, Tonopah, Creede, Fresnillo, Casapalca, Victoria, (<i>intermediate sulfidation-state</i>)	Yanachoca, Peublo Viejo, Pierina, La Coipa, Tambo, Pascua, Paradise Peak, Summitville, Rodalquilar, Kasuga	El Indio, Lepanto, Chinkuashih, Goldfield, Lahoca	Bisbee, MM, Chuquincamata

Tabel 6. Karakteristik lapangan untuk membedakan tipe endapan epitermal berdasarkan Corbett & Leach (1996) dalam Maulana (2017)

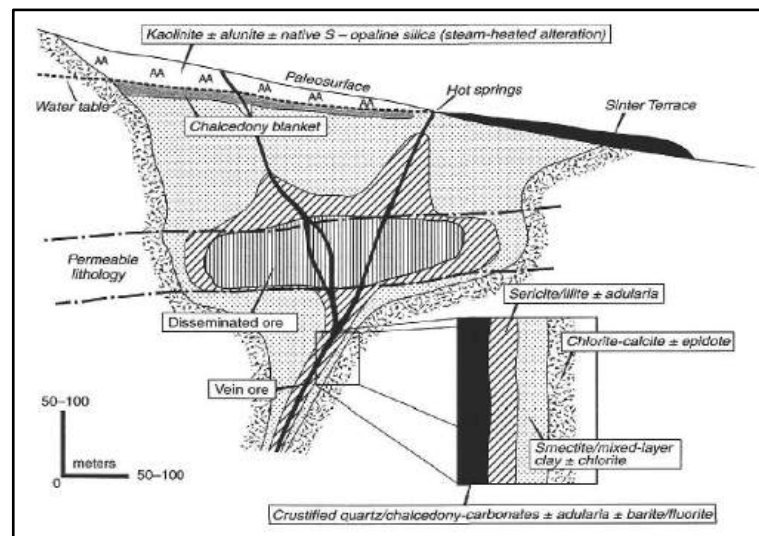
	Sulfidasi Tinggi (HS)	Sulfidasi Rendah (LS)
Secara genetik terkait dengan batuan vulkanik	Umumnya <i>andesite-rhyodacite</i>	<i>Andesite-rhyodacite-rhyolite</i>
Zona alterasi	Sangat luas (umumnya beberapa km ²) dan menonjol secara visual	Umumnya terbatas dan visual tidak kentara
Mineral penciri alterasi proksimal	<i>Crystalline alunite; pyrophyllite</i> pada tingkat yang lebih dalam	<i>Sericite</i> atau <i>illite</i> ± <i>adularia</i> ; <i>roscoelite</i> (<i>V-mica</i>) dalam endapan yang berasosiasi dengan batuan alkali; <i>chlorite</i> dalam beberapa kasus
<i>Gangue</i> kuarsa	Berbutir halus, masif, terutama menggantikan mineral aslinya; sisa, <i>slaggy</i> (“ <i>vuggy</i> ”) kuarsa umumnya mengandung bijih	<i>Chalcedony</i> dan (atau) kuarsa menampilkan <i>crustiform</i> , <i>colloform</i> , <i>blade</i> , <i>cockade</i> dan karbonat tekstur Pengganti; <i>open space filling</i>
<i>Gangue</i> karbonat	Tidak ada	Ada dimana-mana, umumnya <i>manganocan</i>
<i>Gangue</i> lainnya	<i>Barite</i> tersebar luas dengan bijih; belerang asli umumnya mengisi ruang terbuka	<i>Barite</i> dan (atau) <i>flourite</i> terdapat secara lokal; <i>barite</i> umumnya berada diatas bijih
Kelimpahan sulfida	10-90 vol%, terutama berbutir halus, sebagian dilaminasi <i>pyrite</i>	1-20 vol%, tetapi biasanya <5 vol%, didominasi <i>pyrite</i>
Spesies penciri sulfida	Cu <i>sulphosalts</i> (<i>enargite</i> , <i>luzonite</i>) dan Cu-Fe Sulfida (<i>chalcocite</i> , <i>covellite</i> , <i>bornite</i>) umumnya; lebih lambat terbentuk dari <i>pyrite</i>	<i>Sphalerite</i> , <i>galena</i> , dan <i>tetrahedrite</i> umumnya, Cu terdapat terutama sebagai <i>chalcocopyrite</i>
Keterdapatan metal	Cu, Au, As (Ag, Pb)	Au dan (atau) Ag (Zn, Pb, Cu)
Keterdapatan metal secara lokal	Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te (Hg)	Mo, Sb, As, (Te, Se, Hg)

2.6.1 Endapan Epitermal Sulfidasi Rendah

Endapan sistem sulfidasi rendah atau *low sulphidation system* dicirikan oleh larutan yang bersifat netral dalam kondisi reduksi yang mengandung S dan memperlihatkan adanya interaksi antara komponen air meteorik dan air c. Pada tipe sulfidasi rendah, pengendapan mineral bijih, terutama emas oleh adanya proses *boiling* yang disebabkan oleh adanya penurunan



tekanan dari larutan yang mencapai permukaan. Proses *boiling* biasa diindikasikan dengan adanya kristal silika yang berbentuk pipih yang menggantikan kalsit.



Gambar 49. Bagian skema yang menggeneralisasi pola alterasi dalam sistem sulfidasi rendah, yang menunjukkan bentuk variabel dengan peningkatan kedalaman, dan zonasi alterasi tipikal, termasuk distribusi sinter, lapisan alterasi argilik (AA) tingkat lanjut yang dipanaskan dengan uap, dan silifikasi muka air tanah berdasarkan Buchanan (1981); Sillitoe (1993) dalam Hedenquist et al. (2000)

Ketika mencapai permukaan larutan akan keluar dan mengkristal, mengakibatkan silika terendapkan dan membentuk undak-undak silika yang disebut dengan *silica sinter terrace*. Urat-urat yang dibentuk oleh endapan *low sulphidation* biasanya memperlihatkan perlapisan yang bagus, sering dijumpai terjadi perulangan antara silika dan karbonat serta memperlihatkan tekstur pengisian rekahan (*open-space filling*).

Pola alterasi yang ditunjukkan oleh endapan ini tidak terlalu intensif seperti yang ditunjukkan oleh endapan *high sulphidation*, kecuali pada batuan samping yang relatif permeabel. Alterasi batuan samping membentuk zonasi yang pada bagian dalam didominasi oleh mineral lempung jenis *illite-smectite* dan di beberapa tempat ditutupi oleh zona alterasi sulfat asam dengan ciri adanya kristobalit, kaolin, dan sedikit alunite. Pada skala kecil, endapan *low sulphidation* umumnya dijumpai di dalam batuan vulkanik, tetapi juga bisa dijumpai pada batuan

-nya.

Pola alterasi pada endapan *low sulphidation* memperlihatkan zonasi secara ri proksimal yang dicirikan oleh kuarsa-kalsedon-adularia pada urat-urat



yang termineralisasi yang pada umumnya akan memperlihatkan *curstiform-collofrom banding* dan *platy*, kuarsa dengan *lattice-texture* yang mengindikasikan proses *boiling*, sampai dengan kumpulan *illite-pyrite* dan pada bagian distal berupa kumpulan alterasi propilitik. Kehadiran illit mengindikasikan pH larutan yang cenderung normal. Ciri lain yang sangat khas pada sistem endapan ini yaitu banyaknya dijumpai *stockwork*, yaitu urat-urat halus yang memotong *host-rock*. Adapun contoh dari endapan sistem *low sulphidation* ini yaitu antara lain endapan emas Hishikari (Jepang), Cikotok, Pongkor, dan Kelian (Indonesia).

