

SKRIPSI

PARAGENESA MINERALISASI HIDROTHERMAL DAERAH TAHI ITE,
KECAMATAN RAROWATU UTARA, KABUPATEN BOMBANA
PROVINSI SULAWESI TENGGARA

Disusun dan diajukan oleh

MUH. FAJRUL ISLAMI
D611 16 001



DEPARTEMEN TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR
2021

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan dibawah ini :

Nama : MUH. FAJRUL ISLAMI

NIM : D611 16 001

Program studi : Teknik Geologi

Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya yang berjudul :

**“PARAGENESA MINERALISASI HIDROTHERMAL DAERAH TAHI
ITE, KECAMATAN RAROWATU UTARA, KABUPATEN BOMBANA
PROVINSI SULAWESI TENGGARA”**

Adalah karya tulis saya sendiri dan bukan merupakan pengambil alihan tulisan orang lain bahwa skripsi/tesis/disertasi yang saya tulis ini merupakan hasil karya saya sendiri.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan skripsi/tesis/disertasi ini hasil karya orang lain, maka saya siap menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, Mei 2021

Yang Menyatakan
Tanda tangan



Muh. Fajrul Islami

LEMBAR PENGESAHAN

**"PARAGENESA MINERALISASI HIDROTHERMAL DAERAH TAHI
ITE, KECAMATAN RAROWATU UTARA, KABUPATEN BOMBANA
PROVINSI SULAWESI TENGGARA"**

Disusun dan diajukan oleh

**MUH. FAJRUL ISLAMI
D611 16 001**

Telah dipertahankan di hadapan panitia ujian yang dibentuk dalam rangka penyelesaian studi program sarjana program studi Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin pada tanggal 21 Maret 2021

Dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

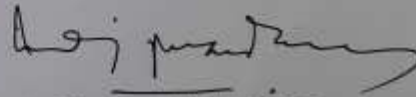
Menyetujui

Disetujui Oleh,
Pembimbing Utama

dan Pembimbing pendamping ,



Prof. Dr. Eng. Adi Maulana, S.T., M.Phil
Nip. 198004282005011001



Sahabuddin Jumadil ST., M.Eng
NIP . 198801302019031005

Mengetahui,

Ketua Departemen Teknik Geologi
Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin



Dr. Eng. Asri Jaya, HS, S.T., MT
Nip. 196909241998021001

SARI

Secara administratif Daerah Penelitian terletak di Daerah TahiIte kecamatan Rorowatu Utara, Kabupaten Bombana, Provinsi Sulawesi Tenggara. Daerah penyelidikan merupakan bagian Baratlaut Pegunungan Rumbia. Secara geografis, terletak pada $121^{\circ}49'0'' - 121^{\circ}51'0''$ bujur timur dan $4^{\circ}40'20'' - 4^{\circ}42'0''$ lintang selatan. Penelitian ini bertujuan (1) Mengetahui jenis mineral bijih yang terbentuk (2) Mengetahui tekstur khusus mineral bijih (3) Mengetahui paragenesa pembentukan mineral bijih. Metode penelitian yang digunakan adalah survei lapangan dan mineragrafi. Berdasarkan mineragrafi, mineral bijih yang dijumpai yaitu pirit, kalkopirit, SPHalerit, stibnit dan kovelit dengan tekstur mineral bijih berupa tekstur *replacement*, tekstur *Cavity filling*, tekstur inklusi dan tekstur *open space filling*. Paragenesa pembentuk mineral bijih berturut-turut dimulai dari terbentuknya mineral kalkopirit, pirit, stibnit, SPHalerit dan kovelit,

Kata kunci : Bombana, Mineal Bijih, Tekstur Mineral, Paragenesa

ABSTRACT

Administratively the study area is located at Tahi Ite, Bombana District, Southeast Sulawesi, on exploration area in the north west of Rumbia mountains. Astronomically, it lies between 121°49'0'' – 121°51'40'' East Longitude and 4°40'0'' – 4°42'0'' South Latitude. This study purpose to (1) Identify the type ore mineral is formed (2) Identify texture of ore minerals, (3) To find out paragenesi of ore minerals. The research method used is a field survey and mineralgrafi analysis. Based on mineragraphy, ore minerals encountered are pyrite, chalcopyrite, SPHalerite, stibnite, and covellite with texture of ore mineral in the form of replacement texture, cavity filling texture, inclusion texture and open space filling texture. Ore mineral paragenesis in the form of chalcophyrite, phyrite, stibnite, Sphalerit and covelit.

Keywords : Bombana, Ore Minerals, Mineral Texture, Paragenesis

KATA PENGANTAR

Assalamualaikum Warahmatullahi Wabarakatuh

Puji syukur penulis ucapkan atas kehadiran Allah SWT atas berkah dan rahmat-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul **“Paragenesa Mineralisasi Daerah TahiIte, Kecamatan Rarowatu Utara, Kabupaten Bombana Provinsi Sulawesi Tenggara”**.

Pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan ucapan terima kasih kepada seluruh pihak yang telah membimbing, mengarahkan dan membantu penulis dalam penyusunan laporan ini, antara lain :

- Bapak Prof. Dr. Eng. Adi Maulana, S.T, M. Phill sebagai pembimbing I, yang telah memberikan bimbingan, motivasi dan arahan dalam penulisan laporan ini.
- Bapak Sahabuddin.ST.,M.Eng sebagai pembimbing II, yang telah memberikan bimbingan, motivasi, dan arahan selama penulisan laporan ini.
- Bapak Dr.-Eng. Asri Jaya, HS, S.T., M.T sebagai Ketua Departemen Tenik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin.
- Bapak dan Ibu dosen Jurusan Tenik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin.
- Bapak Takdir yang telah membantu, membimbing dan mengarahkan selama proses pengambilan data berlangsung.

- PT. Tiran Indonesia yang telah memfasilitasi pengambilan data dilapangan.
- Keluarga tercinta khususnya kepada kedua orang tua yang selalu memberikan dukungan baik moril maupun materil, yang selalu memberikan kasih sayang yang sangat besar kepada saya dan terimakasih atas doa-doa yang telah dilangitkan.
- Himpunan Mahasiswa Geologi Fkultas Teknik Universitas Hasanuddin (HMG FT-UH) atas bantuan dan dukungannya selama perkuliahan.
- Teman – teman mahasiswa geologi khususnya angkatan 2016 “*Jurassic*” yang telah memberikan bantuan dalam penulisan laporan ini.
- Terimakasih kepada Ilana Ardy Deta Arigel yang telah menjadi support moril dalam penyelesaian skripsi ini, terimakasih proses panjang yang telah dilewati yang mengajarkan saya tentang “never give up and make it motivation. I should to say kamu adalah yang terbaik.

Penulis mengharapkan adanya masukan dan kritikan yang bersifat membangun demi kesempurnaan dari penulisan laporan ini. Segala kesalahan serta kekeliruan yang ada, tidak luput dari keterbatasan penulis sebagai manusia biasa yang memiliki banyak kekurangan dan kesalahan. Akhir kata semoga laporan ini dapat bermanfaat baik secara individu maupun secara umum. Amin.

Gowa, Mei 2021

Penulis

DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN TUJUAN	ii
HALAMAN PENGESAHAN	iii
SARI	iv
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vi
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR TABEL	x
DAFTAR GAMBAR	xi
 BAB I PENDAHULUAN	 1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	2
1.3 Batasan Masalah	2
1.4 Maksud dan Tujuan	2
1.5 Letak, Luas dan Kesampaian Daerah	3
1.6 Manfaat Penelitian	4
1.7 Peneliti Terdahulu	4
 BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	 6
2.1 Geologi Regional	6
2.1.1 Geomorfologi Regional.....	6
2.1.2 Stratigrafi Regional	8
2.1.3 Struktur geologi regional dan tektonik	12
2.2 Geologi Daerah Penelitian	15
2.2.1 Geomorfologi Daerah Penelitian.....	15
2.2.2 Stratigrafi Daerah Penelitian	18
2.2.2.1 Satuan Sekis	19
2.2.2.2 Satuan Batugamping	20
2.2.2.3 Satuan Batu Pasir	22
2.2.3 Struktur Geologi Daerah Penelitian	25
2.3 Landasan Teori	26

2.3.1	Hidrotermal	26
2.3.2	Alterasi dan Mineralisasi Hidrotermal	29
2.3.3	Tekstur Khusus Mineral Bijih	31
2.3.4	Studi Paragenesa Mineral	40
BAB III	METODE PENELITIAN	49
3.1	Persiapan	49
3.2	Metode Penelitian Lapangan	50
3.3	Analisa Laboratorium.....	51
3.3.1	Analisis Mineragrafi (Mineral Bijih)	51
3.4	Pengolahan Data.....	52
BAB IV	HASIL DAN PEMBAHASAN	54
4.1	Mineralisasi Hidrotermal Daerah Penelitian	54
4.1.1	Karakteristik Mineralisasi Bijih.....	54
4.1.2	Jenis Mineral Bijih.....	56
4.1.3	Tekstur Khusus Mineral Bijih Pada Daerah Wumbubangka.....	60
4.1.3.1	Tekstur <i>Replacement</i>	61
4.1.3.2	Tekstur <i>Cavity Filling</i>	62
4.1.3.3	Tekstur <i>Open Space Filling</i>	63
4.1.3.4	Tekstur Inklusi.....	64
4.1.2.3	Paragenesa Mineral Bijih Daerah Wumbubangka.....	66
BAB V	PENUTUP	69
5.1	Kesimpulan	69
5.2	Saran	69
DAFTAR PUSTAKA		70

LAMPIRAN :

1. Deskripsi Mineragrafi
2. Peta Geologi
3. Peta Stasiun

DAFTAR TABEL

Tabel		Halaman
2.1	Klasifikasi satuan bentangalam berdasarkan sudut lereng dan beda tinggi (van Zuidam,1985).	16
2.2	Contoh tabel paragenesa mineral (Sutarto, 2001)	46
4.1	Paragenesa mineralisasi daerah Tahiti Kabupaten Bombana Provinsi Sulawesi Tenggara	66

DAFTAR GAMBAR

Gambar		Halaman
1.1	Peta Tunjuk Lokasi Penelitian.....	3
2.1	Korelasi satuan peta geologi regional lembar kolaka, Sulawesi Tenggara (Simanjuntak T.O dkk, 1993).....	10
2.2	Peta Geologi Regional Lokasi penelitian.....	11
2.3	Struktur geologi utama Pulau Sulawesi (Surono dan Hartono, 2013).	14
2.4	Kenampakan satuan morfologi perbukitan bergelombang/miring pada daerah penelitian.	17
2.5	Kenampakan satuan morfologi bergelombang/miring landai pada daerah penelitian.....	18
2.6	Kenampakan litologi sekis pada daerah penelitian	19
2.7	Kenampakan petrografis Sekis Muskovit pada conto batuan stasiun 3TR11 yang memperlihatkan kandungan mineral muskovit (Ms), kuarsa (Qz), dan klorit (Chl)	20
2.8	Kenampakan singkapan metagamping pada daerah penelitian..	21
2.9	Kenampakan petrografis Metagamping pada contoh sayatan 1TR3, yang memperlihatkan mineral karbonat berupa kalsit dengan Perbesaran 5x pada nikol silang	22
2.10	Kenampakan singkapan Batupasir pada daerah penelitian.	23
2.11	Peta Geologi Lokal daerah penelitian.	24
2.12	Kenampakan cermin sesar pada batuan metamorf dengan arah 40°E / N135°E.	26
2.13	Droplet sulfida pada basalt Mid-Atlantic Ridge, tersusun oleh monosulfida larutan padat (Fe,Ni) _{1-x} S (abu-abu sedang) dan larutan padat menengah (Cu, Fe)S _{2-x} (abu-abu terang), dengan rims dan flames pentlandit (terang).....	32
2.14	Gambar yang menunjukkan beberapa kenampakan tekstur pengisian. A) Vuggy atau rongga sisa pengisian, b). Kristal euhedral, c). Kristal zoning, d). Gradasi ukuran Kristal, e). Tekstur crustiform, f). Tekstur cockade, g). Tekstur triangular, h). Comb structure, i). Pelapisan simetris (Guilbert dan Park, 1986 dalam Sutarno 2001).	34
2.15	Gambar yang menunjukkan beberapa kenampakan tekstur replacement (Guilbert dan Park, 1986). Berturut-turut dari kiri: a. Pseudomorf, bementit mengganti sebagian kristal karbonat, b. Bornit mengganti pada bagian tepi dan rekahan	

	kalkopirit, c. Digenit yang mengganti kovelit dan kalkopirit, memperlihatkan lebar yang berbeda..	34
2.16	Gambar yang menunjukkan beberapa kenampakan tekstur penggantian (Guilbert dan Park, 1986). Berturut-turut dari arah kiri: a) Urat kalkopirit yang saling memotong, tidak memperlihatkan pergesaran. b) Komposisi mineral yang tidak simetris pada dinding rekahan. c) Kenampakan tumbuh bersama yang tidak teratur pada bagian tepi mineral.....	37
2.17	(a) Kenampakan foto mikroskopis tekstur penggantian mineral kovelit pada bagian tepi mineral kalkopirit. (b) Memperlihatkan kenampakan foto mikroskopis tekstur exsolution mineral kalkopirit pada tubuh sfalerit (perbesaran 40x. Lok. Ciemas) (Sutarto, 2001).....	39
2.18	Beberapa kenampakan khas tekstur eksolusi pada mineral sulfida dan oksida (Evans, 1993). a. Pemilahan mineral hematit dalam ilmenit b. Eksolusi lembaran ilmenit dalam magnetit c. Eksolusi butiran kalkopirit dalam sfalerit d. Rim eksolusi pentlandit dari pirhotit.....	39
4.1	Kenampakan mineral bijih dengan bentuk disseminated pada batuan	54
4.2	A.)Alterasi yang sangat intensif di sekitar vein kuarsa. Lokasi: bagian Utara dalam konsesi PT. Tiran Indonesia B) Batuan sampling (Sekis) teralterasi serisit. Lokasi: bagian Utara dalam konsesi PT. Tiran Indonesia C) Alterasi silisifikasi pada batuan (a) sekis mika di Bagian Barat Konsesi PT. Tiran Indonesia.	55
4.3	Fotomikrograf sayatan poles stasiun 3 TR .11 yang menunjukkan mineral kalkopirit (Ccp), pirit (Py) dalam bentuk diseminasi.....	58
4.4	Fotomikrograf sayatan poles Stasiun AM3 yang menunjukkan mineral kalkopirit (Ccp), Stibnit (Sb), Sphalerit (Sph)	59
4.5	Fotomikrograf sayatan poles stasiun AM3 yang menunjukkan mineral pirit (Py) dan kovelit (Cov)	59
4.6	(a) mineral kalkopirit mereplacement mineral pirit (b) mineral kalkopirit mereplacement mineral Sphalerit (c) mineral covelit yang mereplacement mineral pirit (d) mineral kalkopirit mereplacement mineral Sphalerit.	61
4.7	(a) mineral kalkopirit mengisi rongga pada batuan (b) mineral pirit mengisi rongga pada batuan (c) mineral Arsenopirit mengisi rongga pada batuan.....	62
4.8	(a) menunjukkan kandungan mineral arsenopirit dengan rekahan yang terisi Sphalerit (b) menunjukkan kandungan mineral kalkopirit dengan rekahan yang terisi Sphalerit (c) menunjukkan kandungan mineral pirit dengan rekahan yang terisi Sphalerit	63

4.9	(a) Menunjukkan kandungan mineral Arsenopirit dan inklusi mineral Sphalerit yang menandakan mineral Sphalerit terbentuk lebih dulu (b) menunjukkan kandungan mineral Sphalerit dan inklusi mineral pirit yang menandakan mineral pirit terbentuk lebih dulu (c) menunjukkan kandungan mineral kalkopirit sebagai inklusi pada mineral pirit yang menandakan mineral kalkopirit terbentuk lebih dulu.....	64
-----	--	----

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Sulawesi terletak di kepulauan Indonesia utara yang dikaitkan dengan kompleks interaksi lempeng Asia Tenggara, Pasifik, dan IndiaAustralia. Banyaknya kejadian beberapa endapan porfiri berharga dan logam dasar di Sulawesi dikaitkan dengan pengaturan tektonik ini. Tepi timur Lempeng Asia Tenggara terlibat dalam setidaknya tiga peristiwa subduksi besar, yang telah berkontribusi pada evolusi Sulawesi (Kavalieris et al., 1992).

Menurut (Maskuri, 2010) endapan-endapan suatu mineral dipengaruhi oleh beberapa karakteristik yang dikenali melalui mineral-mineral alterasi yang terekam melalui batuan. Perubahan komposisi mineral terjadi pada zona alterasi. Setiap perubahan tersebut umumnya dipengaruhi oleh proses kimia dan magmatisme. Pada zona alterasi inilah terdapat potensi pembentukan mineral

Mineralisasi adalah proses pembentukan mineral baru pada tubuh batuan yang diakibatkan oleh proses magmatik ataupun proses yang lainnya, namun mineral yang dihasilkan bukanlah mineral yang sudah ada sebelumnya. Alterasi hidrotermal adalah salah satu proses yang dapat menyebabkan mineralisasi.

Salah satu wilayah potensi emas PT. Tiran Indonesia terdapat di daerah Kabupaten Bombana. Mengingat daerah ini telah ditambang sebelumnya dengan menggunakan teknologi konvensional dan hingga saat ini masih berlangsung. Maka menjadi menarik untuk dilakukan penyelidikan untuk mengejar sumber

emas primer utama yang berkontribusi menghasilkan sebaran emas aluvial di area yang cukup luas di sekitar lokasi penyelidikan.

Pendekatan studi karakteristik mineralisasi menjadi penting untuk diketahui, hal inilah yang mendorong penulis untuk melakukan penelitian yang lebih detail mengenai “*Paragenesa Mineralisasi Hidrotermal daerah TahiIte, Kecamatan Rorawatu Utara, Kabupaten Bombana, Provinsi Sulawesi Tenggara*” agar diperoleh data-data yang cukup sebagai penunjang informasi geologi untuk mengetahui potensi yang terdapat pada daerah tersebut demi pengembangan daerah ke arah yang lebih maju di masa yang akan datang.

1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah penelitian ini adalah:

1. Bagaimana mineralisasi bijih pada daerah penelitian?
2. Bagaimana tekstur khusus mineral bijih pada daerah penelitian?
3. Bagaimana paragenesa mineralisasi yang terjadi pada daerah penelitian?

1.3 Batasan Masalah

Penelitian ini memiliki batasan masalah pada identifikasi jenis, tekstur dan paragenesa mineral bijih pada daerah Tahi ite Kabupaten Bombana Provinsi Sulawesi Tenggara pada sayatan poles dengan menggunakan analisis mineragrafi

1.4 Maksud dan Tujuan

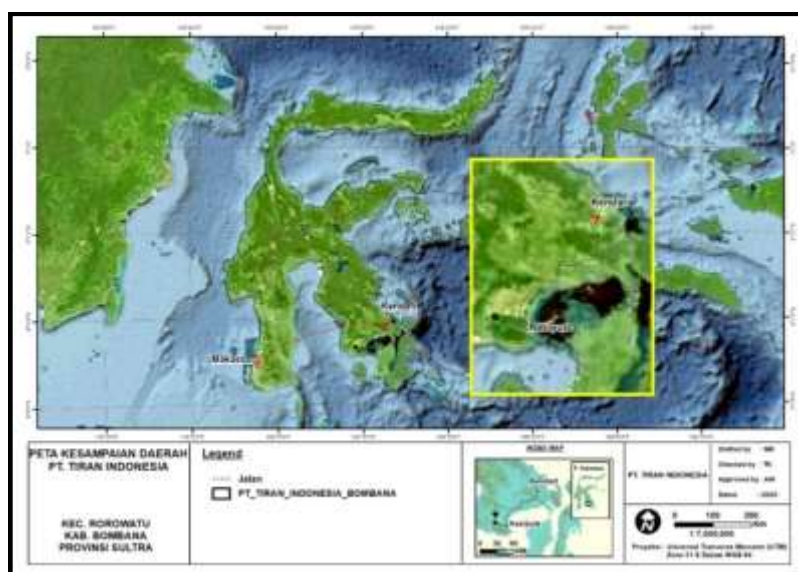
Maksud dari penelitian ini adalah melakukan Studi mengenai Paragenesa Mineralisasi Hidrotermal pada daerah TahiIte, Kecamatan Rorawatu Utara, Kabupaten Bombana, Provinsi Sulawesi Tenggara

Tujuan dari penelitian ini adalah untuk :

1. Menentukan jenis mineral bijih yang ada pada daerah TahiIte dengan menggunakan sayatan poles pada analisis mineragrafi.
2. Menentukan dan menganalisis tekstur khusus mineral bijih pada sayatan poles menggunakan analisis mineragrafi.
3. Menginterpretasi paragenesa mineral bijih yang ada pada daerah TahiIte.

1.5 Letak dan Kesampaian Daerah Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan selama 7 hari kerja mulai Tanggal 26 Februari – 2 Maret 2020. dengan total lintasan pemetaan sekitar 17 Km. Secara administratif daerah penelitian terletak di kecamatan Rorowatu Utara, Kabupaten Bombana, Provinsi Sulawesi Tenggara. Daerah penyelidikan merupakan bagian Wilayah IUP PT. Tiran Indonesia yang berada pada Baratlaut Pegunungan Rumbia.



Gambar 1.1 Peta tunjuk lokasi penelitian (PT.Tiran Indonesia)

1.6 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini secara umum bagi masyarakat luas adalah sebagai referensi untuk penelitian mengenai studi Paragenesa mineralisasi dan mendapatkan gambaran yang lebih jelas mengenai kondisi geologi dan potensi daerah setempat untuk dijadikan sebagai referensi bagi pihak- pihak yang terkait dengan ilmu geologi. Secara khusus bagi penulis, penelitian ini bermanfaat dalam mengetahui dan menginterpretasi atau mengurutkan genesa pembentukan mineral bijih yang ada pada daerah Penelitian.

1.7 Peneliti Terdahulu

Beberapa peneliti yang pernah melakukan penyelidikan geologi yang sifatnya regional dan lokal di daerah penelitian, antara lain :

- Simanjuntak, T.O., Surono dan Sukido, (1993) *“melakukan pemetaan geologi dan menghasilkan peta geologi lembar Kolaka skala 1 : 250.000, yang menyatakan bahwa Peta Geologi lembar Kolaka dibagi menjadi endapan permukaan dan batuan sedimen”*.
- Fadlin, dkk (2012) *“melakukan penelitian tentang karakteristik endapan emas orogenik sebagai sumber emas placer di daerah TahiIte, Bombana, Sulawesi Tenggara.”*
- Idrus dan Prihatmoko (2011) menyebutkan adanya potensi mineralisasi emas pada batuan metamorf di pegunungan Rumbia dan Mendoke Kabupaten Bombana Provinsi Sulawesi Tenggara.

- Idrus dkk (2011) *“melakukan penelitian tentang Tipe cebakan emas orogen pada batuan metamorf sebagai sumber emas letakan Langkowala, Bombana, Sulawesi Tenggara.”*
- Setiawan dkk (2012) *“melakukan penelitian tentang karakter dan tipe mineralisasi hidrotermal di wilayah Bombana berdasarkan studi mineralogi dan geokimia.”*
- van Leeuwen, dkk (2011), melakukan penelitian mengenai, *“Endapan mineral di Sulawesi”*.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Geologi Regional

Berikut penjelasan peta geologi lembar kolaka, Sulawesi yang meliputi fisiografi, stratigrafi, struktur dan tektonik regional

2.1.1. Fisiografi Lembar Kolaka

Van Bemmelen (1945) membagi lengan tenggara Sulawesi menjadi tiga bagian: ujung utara, bagian tengah, dan ujung selatan. Lembar kolaka, menempati bagian tengah dan ujung selatandari lengan tenggara Sulawesi.

Ada lima satuan morfologi pada bagian tengah dan ujung selatan lengan tenggara Sulawesi, yaitu morfologi pegunungan, morfologi perbukitan tinggi, morfologi perbukitan rendah, morfologi pedataran dan morfologi karst.

1. Morfologi pegunungan

Satuan morfologi pegunungan menempati bagian terluas di kawasan ini, terdiri atas pegunungan Mekongga, Pegunungan Tangkelemboke, Pegunungan Mendoke dan pegunungan Rumbia yang terpisah di ujung selatan Lengan Tenggara. Puncak tertinggi pada rangkaian pegunungan Mekongga adalah Gunung Mekongga yang mempunyai ketinggian 2790 mdpl. Pegunungan Tangkelamboke mempunyai puncak Gunung Tangkelamboke dengan ketinggian 1500 mdpl. Satuan morfologi ini mempunyai topografi yang kasar dengan kemiringan kereng tinggi. Rangkaian pegunungan dalam satuan ini mempunyai pola yang hampir sejajar berarah barat laut-tenggara. Arah ini mengindikasikan

bahwa pembentukan morfologi pegunungan itu erat hubungannya dengan sesar regional.

2. Morfologi perbukitan tinggi

Morfologi perbukitan tinggi menempati bagian selatan Lengan tenggara, terutama di selatan Kendari. Satuan ini terdiri atas bukit-bukit yang mencapai ketinggian 500 Mdpl dengan morfologi kasar. Batuan penyusun morfologi ini berupa batuan sedimen klastika Mesozoikum dan Tersier.

3. Morfologi Perbukitan Rendah

Morfologi perbukitan rendah melampar luas di Utara Kendari dan Ujung selatan Lengan Tenggara Sulawesi. Satuan ini terdiri atas bukit kecil dan rendah dengan morfologi yang bergelombang. Batuan penyusun satuan ini terutama batuan sedimen klastika Mesozoikum dan Tersier.

4. Morfologi Pedataran

Morfologi dataran rendah dijumpai di bagian tengah ujung selatan Lengan Tenggara Sulawesi. Tepi selatan Dataran Wawatobi dan Dataran Sampara berbatasan langsung dengan morfologi pegunungan. Penyebaran morfologi ini tampak sangat dipengaruhi oleh sesar geser mengiri (sesar Kolaka dan Sistem Sesar Kanaweha). Kedua system ini diduga masih aktif, yang ditunjukkan oleh adanya torehan pada endapan alluvial dalam kedua dataran tersebut. Sehingga sangat mungkin kedua dataran itu mengalami penurunan.

5. Morfologi karst

Morfologi karst melampar di beberapa tempat secara terpisah. Satuan ini dicirikan perbukitan kecil dengan sungai di bawah permukaan tanah. Sebagian

besar batuan penyusun satuan morfologi ini didominasi oleh batugamping berumur Paleogen dan selebihnya batugamping Mesozoikum. Batugamping ini merupakan bagian Formasi Eemoiko, Formasi Laonti, Formasi Buara dan bagian atas dari formasi ini sudah berubah menjadi marmer. Perubahan ini erat hubungannya dengan pensesarnaikan ofiolit ke atas kepingan benua.

2.1.2. Stratigrafi Regional

Formasi batuan penyusun peta geologi regional lembar Kolaka diuraikan dari termuda sebagai berikut:

1. Aluvium (Qa)

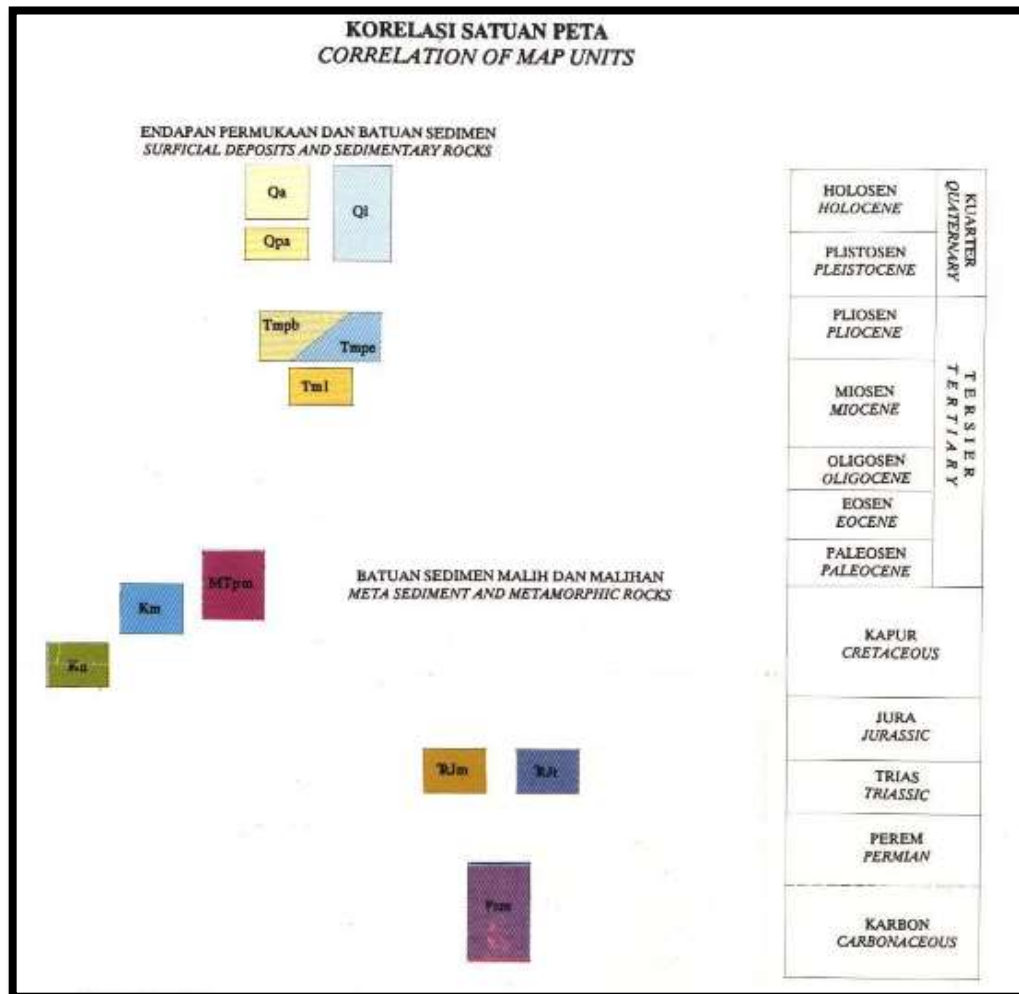
Aluvium (Qa) terdiri atas lumpur, lempung, pasir kerikil dan kerakal. Satuan ini merupakan endapan sungai, rawa dan endapan pantai. Umur satuan ini adalah Holosen.

2. Formasi Langkowala (Tml)

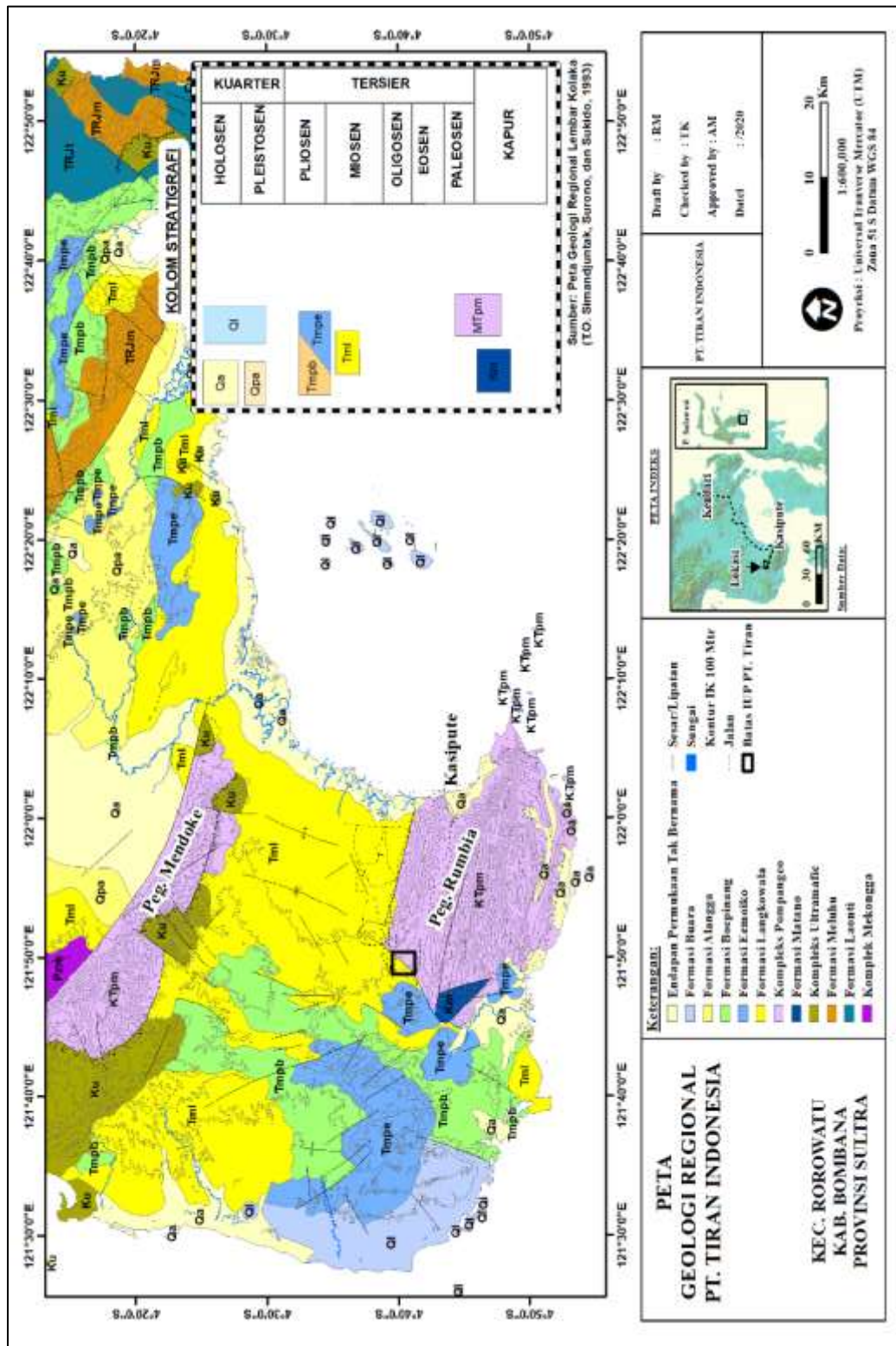
Formasi Langkowala (Tml) terdiri atas konglomerat, batupasir, serpih dan setempat kalkarenit. Konglomerat mempunyai fragmen beragam yang umumnya berasal dari kuarsa dan kuarsit, dan selebihnya berupa batu pasir malih, sekis dan ultrabasa. Ukuran fragmen berkisar 2 cm sampai 15 cm, setempat terutama dibagian bawah 25 cm. bentuk fragmen membulat – membulat baik, dengan sortasi menengah. Formasi ini banyak dibatasi oleh kontak struktur dengan batuan lainnya dan bagian atas menjemari dengan bagian bawah batuan sedimen formasi Boepinang (Tmpb). Hasil penanggalan umur menunjukkan bahwa batuan ini terbentuk pada Miosen Tengah.

3. Kompleks Pompangeo (MTpm)

Kompleks Pompangeo (MTpm) terdiri atas sekis mika, sekis glaukofan, sekis amphibolite, sekis klorit, rijang, pualam dan batugamping meta. Sekis berwarna putih, kuning kecoklatan, kehijauan kelabu; kurang padat sampai sangat padat serta memperlihatkan perdaunan. Setempat menunjukkan struktur chevron, lajur tekuk (kink banding) dan augen serta di beberapa tempat perdaunan terlipat. Rijang berwarna kelabu sampai coklat; agak padat sampai padat setempat tampak struktur perlapisan halus (perarian). Pualam berwarna kehijauan, kelabu sampai kelabu gelap, coklat sampai merah coklat, dan hitam bergaris putih; sangat padat dengan persekisan, tekstur umumnya nematoblas yang memperlihatkan pengarahannya. Persekisan dalam batuan ini didukung oleh adanya pengarahannya adanya kalsit hablur yang tergabung dengan mineral kedap (opak). Batuan terutama tersusun oleh kalsit, dolomit dan piroksen; mineral lempung dan mineral bijih dalam bentuk garis. Wolastonit dan apatit terdapat dalam jumlah sangat kecil. Plagioklas jenis albit mengalami penghabluran ulang dengan piroksen. Satuan ini mempunyai kontak struktur geser dengan satuan yang lebih tua di bagian utara yaitu Kkompleks Mekongga (Pzm). Berdasarkan penarika umur oleh Kkompleks Mekongga mempunyai umur Kapur Akhir – Paleosen Bawah.



Gambar 2.1. Korelasi satuan peta geologi regional lembar kolaka, Sulawesi Tenggara (Simanjuntak T.O dkk, 1993)



Gambar 2.2. Peta Geologi Reginal Daerah Penelitian

2.1.3. Struktur geologi regional dan tektonik

Pada lengan tenggara Sulawesi, struktur utama yang terbentuk setelah tumbukan adalah sesar geser mengiri, termasuk sesar matarombeo, system sesar Lawanopo, system sesar Konaweha, sesar Kolaka, dan banyak sesar lainnya serta liniasi. Sesar dan liniasi menunjukkan sepasang arah utama tenggara-barat laut (332°) dan timur laut barat daya (42°). arah tenggara barat laut merupakan arah umum dari sesar geser mangiri dilengan tenggara Sulawesi.

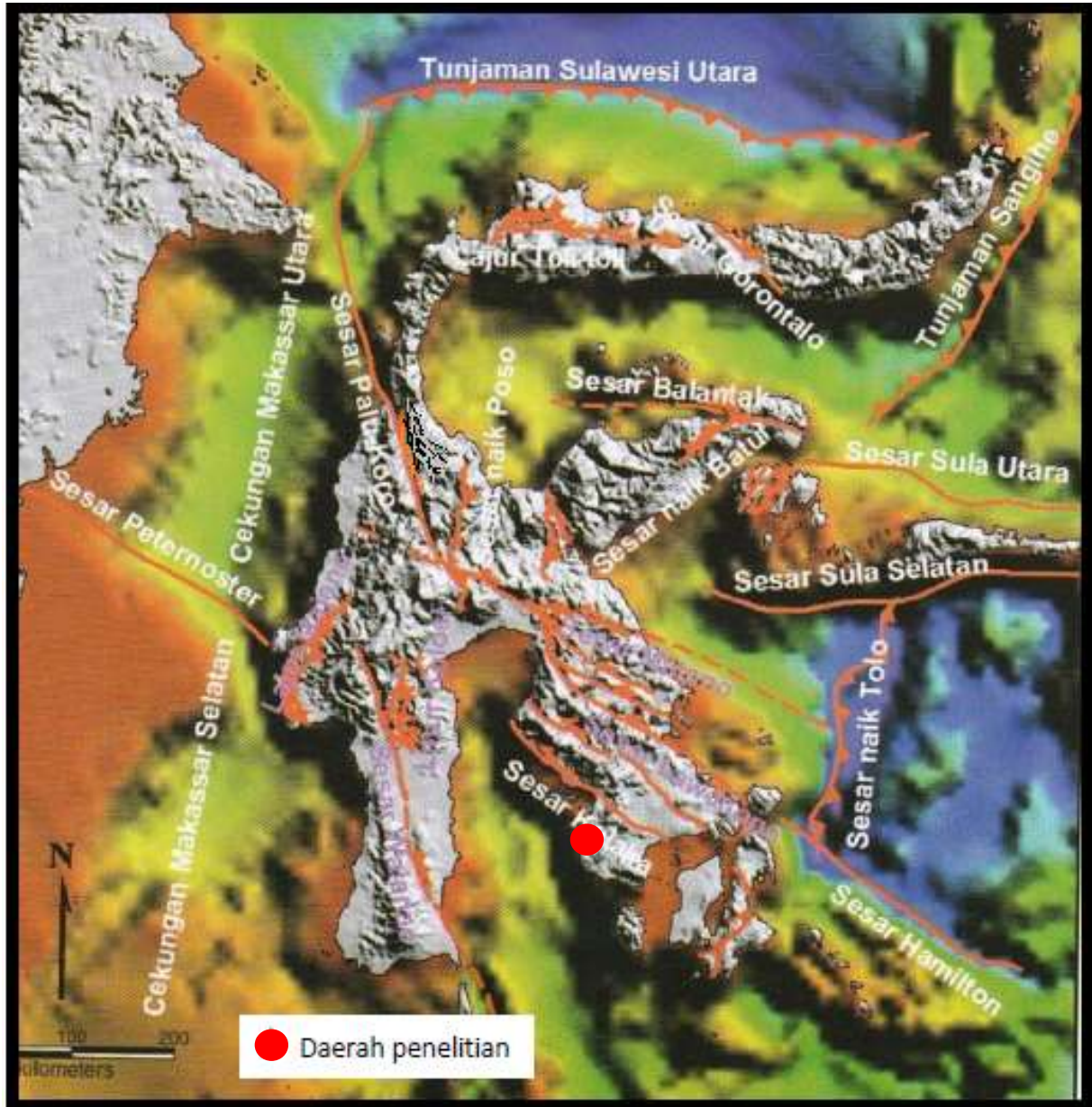
System sesar Lawanopo termasuk sesar-sesar berarah utama barat laut-tenggara yang memanjang sekitar 260 km dari utara Malili sampai tanjung Toronipa. Ujung barat laut sesar ini menyambung dengan sesar Matano, sementara ujung tenggaranya bersambung dengan sesar Hamilton yang memotong sesar naik Tolo. System sesar ini diberi nama sesar Lawanopo oleh Hamilton (1979) berdasarkan dataran Lawanopo yang ditorehnya. Analisis stereografi orientasi bodin, yang diukur pada tiga lokasi, menunjukkan keberagaman azimuth rata-rata/plnge: $30^{\circ}/44^{\circ}$, $356,3^{\circ}/49^{\circ}$, dan $208,7^{\circ}/21^{\circ}$.

Adanya mata air panar di Desa Toreo, sebelah tenggara Tinobu serta pergeseran pada bangunan dinding rumah dan jalan sepanjang sesar ini menunjukkan bahwa system sesar Lawanopo masih aktif sampai sekarang.

Lengan Sulawesi tenggara juga merupakan kawasan pertemuan lempeng, yakni lempeng benua yang berasal dari Australia dan lempeng samudra dari Pasifik. Kepingan benua di lengan tenggara Sulawesi dinamai Mintakat Benua Sulawesi Tenggara (*South East Sulawesi Continental Terrane*) dan Mintakat

Matarambeo. Kedua lempeng dari jenis yang berbeda ini bertabrakan dan kemudian ditindih oleh endapan Molasa Sulawesi.

Sebagai akibat subduksi dan tumbukan lempeng pada Oligosen Akhir-Miosen Awal, Kompleks ofiolit tersesar-naikkan ke atas mintakat benua. Molasa Sulawesi yang terdiri atas batuan sedimen klastika dan karbonat terendapkan selama akhir dan sesudah tumbukan, sehingga molasa ini menindih tidak selaras Mintakat Benua Sulawesi Tenggara dan Kompleks Ofiolit tersebut. Pada akhir Kenozoikum lengan ini di koyak oleh sesar Lawanopo dan beberapa pasangannya termasuk Sesar Kolaka.



Gambar 2.3. Struktur geologi utama Pulau Sulawesi (Surono dan Hartono, 2013).

2.2. Geologi Daerah Penelitian

Pemaparan geologi daerah penelitian mencakup pembahasan aspek geomorfologi, stratigrafi dan struktur geologi yang disusun berdasarkan data yang diperoleh dan data yang telah dianalisis sebelumnya.

2.2.1 Geomorfologi Daerah Penelitian

Geomorfologi didefinisikan sebagai studi tentang bentuk lahan. Geomorfologi juga didefinisikan sebagai ilmu tentang bentuk lahan (Thornbury, 1969). Pembagian satuan morfologi daerah penelitian menggunakan dua pendekatan yaitu pendekatan gambaran bentuk (morfografi) dan pendekatan penilaian kuantitatif bentuk (morfometri) dengan menggunakan klasifikasi relief Van Zuidam (1985).

Analisis morfografi yaitu analisis yang didasarkan pada aspek bentuk permukaan bumi yang dijumpai di lapangan yakni berupa topografi pedataran, perbukitan, pegunungan dan dataran tinggi (van Zuidam, 1985). Adapun aspek bentuk ini perlu memperhatikan parameter dari setiap topografi seperti bentuk puncak, bentuk lereng dan bentuk lembah.

Analisis morfometri yaitu analisis yang didasarkan pada aspek kuantitas suatu daerah atau beberapa parameter geomorfologi yang bisa diukur. Unsur tersebut meliputi kemiringan lereng, ketinggian, luas, relief, kerapatan sungai, tingkat erosi dan lain sebagainya (van Zuidam, 1985).

Pendekatan morfologi yang digunakan untuk penentuan satuan bentangalam yaitu persentase kemiringan lereng dan beda tinggi. Klasifikasi

kemiringan lereng yang digunakan yaitu menurut van Zuidam, 1985. Adapun klasifikasi tersebut dapat dilihat pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Klasifikasi satuan bentangalam berdasarkan sudut lereng dan beda tinggi (van Zuidam,1985).

Satuan Relief	Sudut Lereng (%)	Beda Tinggi (meter)
Datar atau Hampir datar	0 – 2	< 5
Bergelombang / Miring landai	3 – 7	5 – 50
Bergelombang / Miring	8 – 13	51 – 75
Berbukit bergelombang / Miring	14 – 20	76 – 200
Berbukit tersayat tajam / Terjal	21 – 55	200 – 500
Pegunungan tersayat tajam / Sangat tajam	55 – 140	500 – 1000
Pegunungan / Sangat curam	> 140	> 1000

Penamaan satuan bentangalam daerah penelitian didasarkan pada pendekatan morfografi dan morfometri (van Zuidam, 1985) dengan memperhatikan bentuk topografi di lapangan dan beberapa parameter dilapangan yang bisa diukur. Berdasarkan pendekatan tersebut, maka satuan bentangalam daerah penelitian dapat dibagi menjadi 2 satuan bentangalam, yaitu :

1. Satuan bentangalam perbukitan bergelombang/miring
2. Satuan bentangalam bergelombang / miring

Penjelasan dari setiap satuan bentangalam tersebut akan dibahas dalam uraian berikut ini.

2.2.1.1. Satuan Bentangalam Perbukitan Bergelombang/Miring

Satuan perbukitan bergelombang/miring menempati hampir keseluruhan daerah penelitian atau 82% dari luas keseluruhan daerah penelitian. Penyebaran satuan ini menempati bagian utara daerah penelitian. Satuan ini dicirikan oleh bentuk puncak tumpul, memiliki bentuk lembah “U” tumpul. Berdasarkan pendekatan morfografi, satuan ini termasuk perbukitan (Gambar 2.4).



Gambar 2.4. Kenampakan satuan morfologi perbukitan bergelombang/miring pada daerah penelitian difoto dengan arah foto N 112oE.

Berdasarkan pendekatan morfometri, satuan ini mempunyai nilai sudut lereng sekitar 15% - 34% dan beda tinggi sekitar 150 m – 200 m sehingga pada klasifikasi relief Van Zuidam (1985) termasuk satuan perbukitan bergelombang/miring. Satuan ini tersusun oleh batuan metamorf seperti sekis dan metagamping.

2.2.1.2. Satuan Bentangalam Bergelombang/Miring Landai.

Satuan morfologi bergelombang / miring landai menempati 18% dari luas keseluruhan daerah penelitian. Penyebaran satuan ini menempati bagian selatan daerah penelitian. Satuan morfologi bergelombang/miring landai ini

memperlihatkan bentuk puncak yang tumpul dengan bentuk lembah “U” yang sangat landai (Gambar 2.5.).



Gambar 2.5. Kenampakan satuan morfologi bergelombang/miring landai pada daerah penelitian difoto pada stasiun 34 dengan arah foto N 170oE.

Berdasarkan pendekatan morfometri, satuan ini mempunyai nilai sudut lereng sekitar 5% - 15% dan beda tinggi sekitar 35 m – 90 m sehingga pada klasifikasi relief Van Zuidam (1985) termasuk satuan bergelombang/miring landai.

2.2.2 Stratigrafi Daerah Penelitian

Pengelompokan dan penamaan satuan batuan pada daerah penelitian didasarkan atas kesamaan ciri-ciri litologi, dominasi batuan, keseragaman gejala litologi, dan hubungan stratigrafi terhadap satuan yang ada di bawah maupun di atasnya serta dapat dipetakan pada skala 1:5000. Secara umum litologi penyusun daerah penelitian merupakan batuan metamorf dan batuan sedimen. Berdasarkan litostratigrafi tidak resmi, maka pada daerah penelitian dijumpai tiga satuan batuan yang diurutkan dari tua ke muda, yaitu satuan sekis, satuan metagamping, dan satuan batupasir

2.2.2.1 Satuan Sekis mika

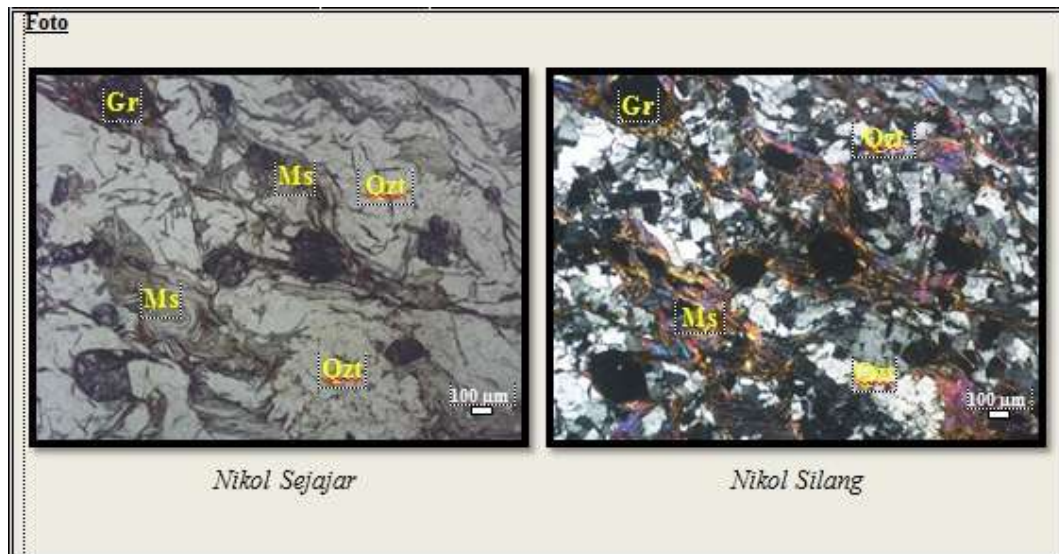
Berdasarkan ciri fisik megaskopis batuan ini memiliki warna lapuk cokelat, warna segar abu-abu, tekstur lepidoblastik, struktur *schistose*, komposisi mineral mika seperti muskovit dan kuarsa



Gambar 2.6. Kenampakan litologi sekis pada daerah penelitian difoto pada stasiun MR 9 dengan arah foto N 125°E.

Berdasarkan hasil analisis petrografi dari sekis, dengan contoh sayatan dengan nomor sampel MR 9 memiliki warna absorpsi kecokelatan, warna interferensi abu-abu sampai kuning keunguan, tekstur lepidoblastik, dan struktur foliasi (*schistose*). Dengan kandungan mineral Terdiri dari mineral berupa kuarsa dan muskovit, dengan ukuran mineral 0,025 – 2,3 mm, bentuk mineral anhedral-subhedral.

Berdasarkan ciri litologinya, satuan sekis dapat dibandingkan dengan formasi kompleks pompangeo yang berumur Kapur Akhir - Paleosen Bawah (Simanjuntak T.O dkk, 1993)



Gambar 2.7. Kenampakan petrografis Sekis Muskovit pada conto batuan MR 9 yang memperlihatkan kandungan mineral muskovit (Ms) dan kuarsa (Qtz)

2.2.2.2 Satuan Batugamping Meta

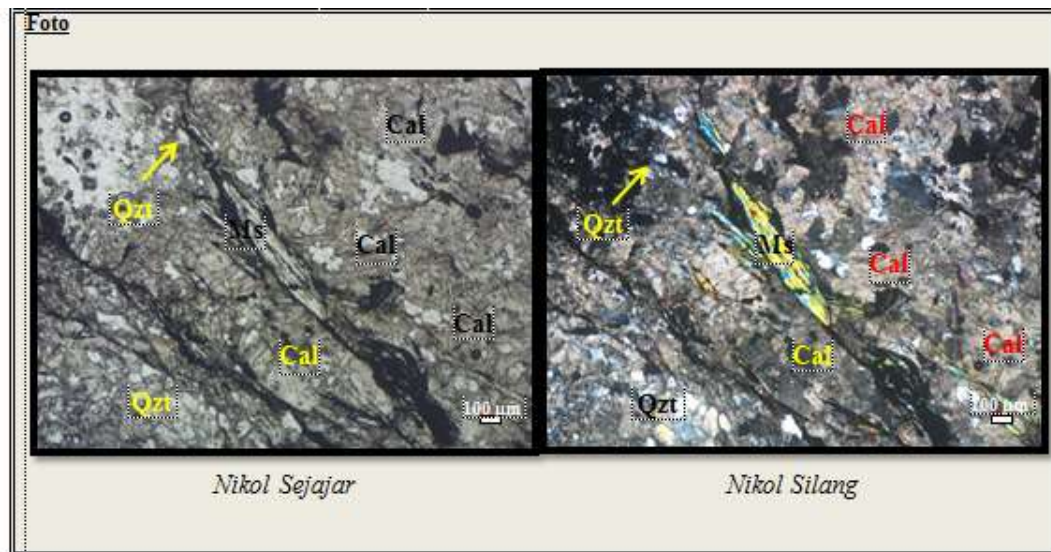
Berdasarkan ciri fisik megaskopis pada litologi ini (Gambar 2.8), satuan ini warna segar abu – abu kehitaman dengan warna lapuk coklat kehitaman. Warna lapuk pada tubuh batuan karena adanya aktifitas eksogen, seperti erosi dan pelapukan. Tekstur batuan klastik dengan struktur batuan tidak berlapis. Batuan dijumpai dalam bentuk terumbu, sehingga tidak dijumpai adanya fosil pada pengamatan mikroskopis. Komposisi mineral berupa mineral karbonat seperti kalsit. Berdasarkan kenampakan lapangan nama dari batuan ini telah mengalami metamorfisme sehingga batuan ini disebut batugamping meta.



Gambar 2.8. Kenampakan singkapan gamping meta pada daerah penelitian difoto pada stasiun 1TR 4 dengan arah foto N 135⁰E.

Berdasarkan hasil analisis petrografi dari batugamping, nomor sampel 1 TR.4 memiliki warna absorpsi putih kecokelatan, warna interferensi kuning keabu-abuan, ukuran mineral 0,025-1,25 mm, intensitas sedang, relief sedang, bentuk subhedral-anhedral dengan kandungan mineral terdiri dari mineral berupa kalsit, muskovit dan kuarsa dengan ukuran mineral 0,025 – 1,25 mm.

Berdasarkan ciri litologinya, Satuan Batugamping meta dapat dibandingkan dengan Kompleks Pompangeo yang berumur Kapur Akhir – Paleosen Bawah (Simanjuntak T.O dkk, 1993).



Gambar 2.9. Kenampakan petrografis Gamping Meta pada contoh sayatan 1 TR.4 yang memperlihatkan mineral karbonat berupa kalsit, muskovit dan kuarsadengan Perbesaran 5x pada nikol silang.

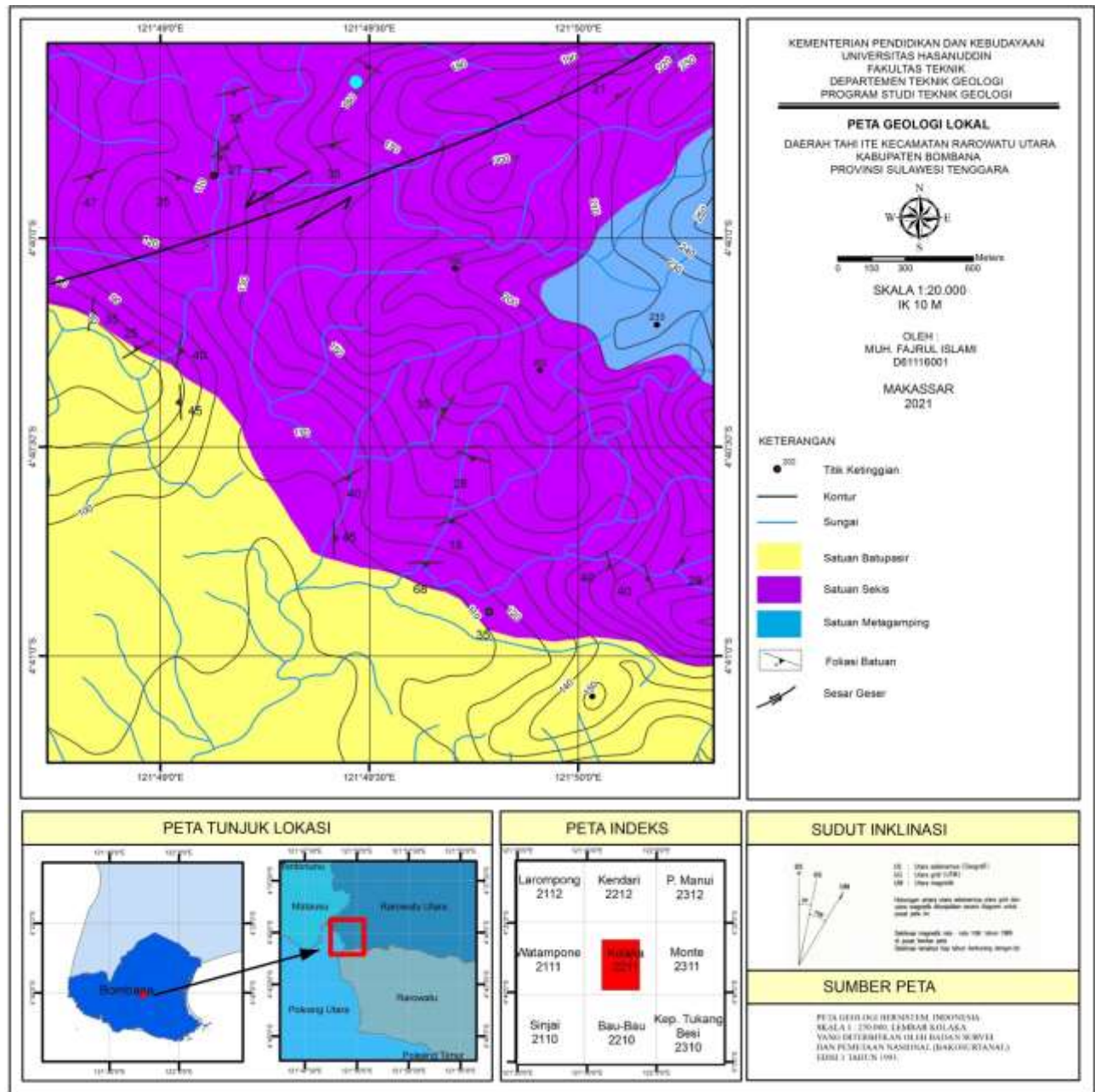
2.2.2.3 Satuan Batupasir

Berdasarkan ciri fisik megaskopis pada litologi ini (Gambar 2.10), satuan ini memiliki warna lapuk cokelat tua, warna segar cokelat muda, ukuran butir pasir kasar hingga bongkah, struktur tidak berlapis, Batuan ini telah mengalami silisifikasi dimana terjadi penambahan mineral silika seperti kuarsa.

Berdasarkan ciri litologinya, Satuan Batupasir dapat dibandingkan dengan Kompleks Pompangeo yang berumur Kapur Akhir – Paleosen Bawah (Simanjuntak T.O dkk, 1993).



Gambar 2.10. Kenampakan singkapan Batupasir pada daerah penelitian difoto pada stasiun .. dengan arah foto N 55⁰E.



Gambar 2.11 Peta Geologi Lokal Daerah Penelitian

2.2.3 Struktur Geologi Daerah Penelitian

Secara regional, struktur geologi pada daerah penyelidikan dikontrol oleh gaya yang berarah Timur-Barat sehingga menghasilkan kelurusan topografi yang berarah Timur-Barat. Daerah penyelidikan merupakan bagian Barat Laut dari system pegunungan lipatan Rumbia. Daerah ini merupakan zona lemah yang dapat dilihat dari relief pegunungan yang semakin landai dari Timur ke Barat. Sesar utama yang terbentuk pada daerah penyelidikan adalah Sesar Naik Roko-roko berarah Tenggara – Baratlaut. Sesar utama menyebabkan sesar-sesar geser yang berpotongan relatif berarah Timur - Barat dan Utara Baratlaut – Selatan menenggara. Sesar-sesar geser ini menyebabkan sesar sekunder sebagai host dari mineralisasi berupa system vein dan system breksi yang berkembang pada daerah penyelidikan. Sesar naik ini pula yang memisahkan antara batuan metamorf dengan batuan piroklastik di daerah penelitian.

Struktur geologi dapat diamati di lapangan terdiri atas lipatan minor, kekar, breksi, dan zona hancuran sebagai manifestasi aktifitas deformasi yang kurang lebih mengontrol proses pemineralan pada daerah penyelidikan. Berdasarkan interpretasi topografi dan didukung oleh beberapa data lapangan yang telah direkam maka setidaknya ada 4 sesar utama yang bekerja pada daerah penyelidikan. Sesar orde pertama berarah WNW sedangkan sesar yang berarah NNE kemungkinan merupakan sesar antitetik dari Sesar WNW.



Gambar 2.12 Kenampakan cermin sesar pada batuan sekis difoto pada stasiun 3TR14 dengan arah foto N 35°E.

2.3. Landasan Teori

2.3.1 Hidrotermal

Menurut Bateman, 1951 (Dalam Pirajno, 2009) proses pembentukan mineral dapat dibagi atas beberapa proses yang menghasilkan jenis mineral tertentu baik yang bernilai ekonomis maupun mineral yang hanya bersifat sebagai *gangue* mineral yaitu proses magmatis, pegmatisme, pneumatolisis, hidrotermal, *replacement*, sedimenter, evaporasi, konsentrasi residu dan mekanik, dan *supergen enrichment*.

Larutan hidrotermal adalah larutan panas dengan suhu 50°C – 500°C yang berasal dari sisa cairan magma dari dalam bumi yang bergerak ke atas dan kaya akan komponen-komponen (kation dan anion) pembentukan mineral bijih dan terbentuk pada tekanan yang relatif tinggi (Bateman (1950) dalam Pirajno, 2009).

Larutan sisa magma ini mampu mengubah mineral yang telah ada sebelumnya dan membentuk mineral-mineral tertentu. Secara umum, cairan sisa kristalisasi magma tersebut bersifat silika yang kaya alumina, alkali, dan alkali tanah 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).

Endapan hidrotermal adalah jenis endapan bijih yang sangat penting karena endapan ini merupakan salah satu sumber utama dari bijih emas dan tembaga serta logam ekonomis lainnya. Ada beberapa hal penting yang berperan dalam pembentukan endapan bijih hidrotermal, yaitu: sumber air (*water source*), asal-usul komponen bijih, proses transportasi dari bijih, permeabilitas, penyebab, dan pengendapan bijih (Maulana, 2017).

Sumber dari logam pada larutan hidrotermal yaitu;

- Batuan dan material sedimen yang dilalui oleh larutan hidrotermal,
- Berasal dari magma itu sendiri,
- Kombinasi di antara keduanya seperti pada *geothermal system*.

Larutan hidrotermal erat kaitannya dengan aktivitas gunung api, baik aktif maupun yang baru saja aktif (*recently active*) maupun dengan tubuh intrusi. Larutan hidrotermal juga sering dijumpai berasosiasi dengan sebuah sistem panas bumi (*geothermal system*). Fluida atau larutan pembawa bijih secara umum dibagi menjadi empat; yaitu: (Maulana, 2017)

1. Air magmatik
2. Air meteorik
3. Air metamorfik
4. Air konat

Keempat jenis fluida atau larutan ini dapat dijumpai dalam kondisi panas atau dingin, di kedalaman atau dekat dengan permukaan. Apabila terpanaskan dan dalam fase cair, fluida-fluida tersebut disebut dengan istilah *hydrothermal fluid* atau larutan hidrotermal, sedangkan jika dijumpai dalam fase atau wujud gas disebut dengan *pneumatolytic* (Park & MacDiarmid, 1975, dalam Maulana, 2017).

Endapan hidrotermal dapat dikelompokkan menjadi 3 golongan atas komposisi mineraloginya yaitu :

- Hipotermal dengan temperatur $450^{\circ} - 300^{\circ} \text{ C}$
- Mesotermal dengan temperatur $300^{\circ} - 200^{\circ} \text{ C}$
- Epitermal dengan temperatur $200^{\circ} - 50^{\circ} \text{ C}$

Interaksi antara hidrotermal dengan batuan yang dilewatinya (*wallrock*) akan menyebabkan berubahnya mineral - mineral primer menjadi mineral ubahan (*alteration minerals*) fluida itu sendiri. Beberapa efek perubahan hidrotermal pada beberapa batuan pada kondisi temperatur yang berbeda (Bateman, 1950, dalam Pirajno, 1992).

Ubahan hidrotermal merupakan proses yang kompleks, melibatkan perubahan mineralogi, kimiawi, tekstur dan hasil interaksi fluida dengan batuan yang dilewatinya (Pirajno, 1992). Perubahan - perubahan tersebut akan tergantung pada karakter batuan sampling, karakter fluida (Eh, pH), kondisi tekanan dan

temperatur pada saat reaksi berlangsung (Guilbert dan Park, 1986). Walaupun faktor – faktor di atas saling terkait, tetapi temperatur dan kimia fluida kemungkinan merupakan faktor yang saling berpengaruh pada proses ubahan hidrotermal (Corbett dan Leach, 1998). percaya bahwa ubahan hidrotermal pada sistem epitermal tidak banyak bergantung pada komposisi batuan sampling, akan tetapi lebih dikontrol oleh kelulusan batuan, temperatur dan komposisi fluida.

2.3.2 Alterasi dan Mineralisasi Hidrotermal

Sirkulasi dari larutan atau cairan hidrotermal menghasilkan perubahan fisika - kimia pada batuan yang dilalui cairan hidrotermal, hal tersebut secara umum dikenal dengan istilah alterasi hidrotermal. Ketika cairan hidrotermal tersebut berkontak dengan batuan, maka akan terjadi reaksi kimia, yang cenderung untuk mendekati kesetimbangan dan kemudian akan mengalami proses disolusi dan presipitasi membentuk kumpulan mineral baru. Perbedaan tipe dan model dari alterasi hidrotermal bergantung pada sifat alami, komposisi kimia, suhu dan tekanan dari cairan hidrotermal, serta bergantung pada sifat alamiah dan komposisi dari batuan yang dilalui oleh cairan hidrotermal tersebut. Alterasi hidrotermal sangat penting pada eksplorasi mineral karena alterasi ini dapat digunakan sebagai petunjuk dari batas kehadiran bijih sehingga target eksplorasi dapat dipersempit pada suatu area yang luas (Pirajno, 2009).

Alterasi hidrotermal merupakan proses yang sangat kompleks, meliputi perubahan mineralogi, komposisi kimia, dan tekstur, sebagai hasil dari interaksi antara cairan fluida panas dengan batuan yang dilewati pada kondisi

kimia – fisika tertentu. Alterasi dapat terjadi dalam kondisi magma subsolidus oleh pergerakan dan infiltrasi fluida ke dalam massa batuan. Pada temperatur dan tekanan rendah, sisa larutan fase cairan dan gas yang merupakan larutan hidrotermal mempengaruhi batuan sekitar dan menyebabkan terjadinya gangguan keseimbangan. Faktor – faktor utama yang mengontrol proses alterasi meliputi, jenis batuan sampling, komposisi fluida, konsentrasi, aktifitas dan potensial kimia dari unsur – unsur fluida, seperti H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , dan SO_2 (Pirajno, 2009).

Batuan sampling secara umum membatasi endapan bijih dari hidrotermal yang teralterasi oleh larutan panas yang melewatinya serta bersama dengan asosiasi bijihnya. Alterasi dianggap benar untuk sebagian besar proses mineralisasi terhadap endapan bijih itu sendiri. Secara alamiah produk alterasi tergantung atas beberapa faktor yaitu : (1) karakter batuan asal (batuan induk), (2) karakter aliran fluida, dan (3) karakter temperatur dan tekanan pada tempat berlangsungnya reaksi, (4) permeabilitas, (5) reaksi kinetik gas/cairan/padat, (6) waktu aktivitas atau derajat keseimbangan (Park dan MacDiarmid, 1964 ; Corbett dan Leach, 1993).

Secara umum tipe batuan asal mempengaruhi jenis alterasi yang terjadi akibat pengaruh larutan hidrotermal, walaupun ada beberapa pengecualian. Umumnya batuan yang bersifat asam akan terjadi proses *sericitization*, *argilization*, *silicification* dan *pyritization*. Batuan intermedit dan basa secara umum menunjukkan *chloritization*, *carbonatization*, *sericitization*, *pyritization* dan *propylitization*. Pada batuan karbonat alterasi temperatur tinggi berupa

skarnification, sedangkan batulempung, slate dan sekis mempunyai karakteristik *tourmalinization*, dan secara khusus menghasilkan endapan tin dan tungsten.

Endapan bijih hidrotermal terbentuk karena sirkulasi fluida hidrotermal yang melindih (*leaching*), menstranport, dan mengendapkan mineral-mineral baru sebagai respon terhadap perubahan kondisi fisik maupun kimiawi (Pirajno, 1992). Alterasi hidrothermal dipengaruhi oleh beberapa faktor antara lain karakteristik batuan dinding (*wall rock*) yang dilewati fluida hidrotermal, karakter fluida (Eh dan pH), kondisi tekanan (P) dan temperatur (T) pada saat reaksi berlangsung (Guilbert dan Park, 1986).

2.3.3 Tekstur Khusus Mineral Bijih

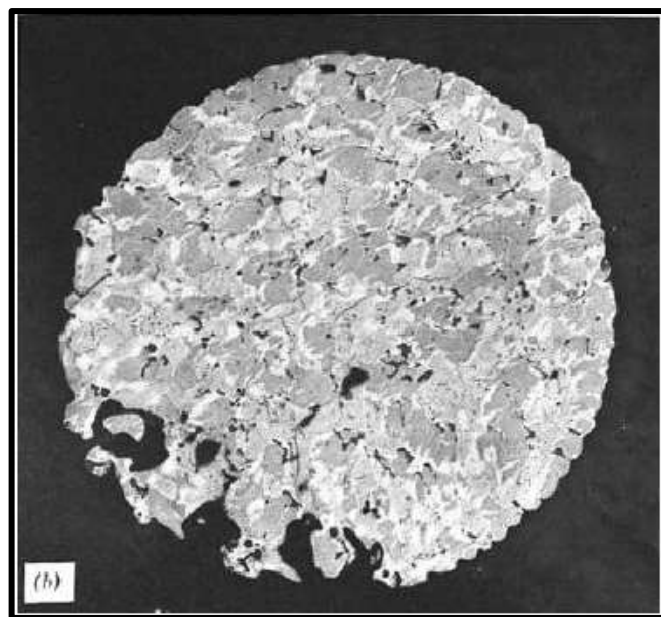
2.3.3.1 Tekstur Primer

Tekstur primer merupakan tekstur yang terbentuk bersamaan dengan pembentukan endapan bijih. Yang termasuk ke dalam tekstur primer adalah *melt* dan *open space filling*.

1. Tekstur lelehan (*melt*)

Pertumbuhan mineral bijih dalam lelehan silikat secara umum menghasilkan pembentukan kristal euhedral-subhedral. Magnetit, ilmenit, dan platinum umumnya hadir sebagai kristal euhedral pada plagioklas, olivin, dan piroksen. Pertumbuhan tak terganggu, umumnya pada basalt yang mengalami pendinginan cepat, terkadang menghasilkan pembentukan kristal skeletal yang dapat seluruhnya/sebagian terkandung dalam gelas terpadatkan atau silikat yang mengkristal. Tekstur poikilitik silikat pada oksida atau poikilitik oksida pada

silikat tidak umum hadir. Dalam lapisan kaya oksida, kristalisasi bersamaan pada kristal yang saling mengganggu mengakibatkan pembentukan kristal subhedral dengan sudut antarmuka (*interfacial angle*) yang bervariasi. Lelehan besi (nikel, tembaga)-sulfur (-oksigen), dari bijih besi/nikel/tembaga umumnya mengkristal kemudian setelah silikat. Magnetit sering hadir pada proses kristalisasi, sedangkan sulfida besi umumnya mengalami pelelehan seluruhnya/sebagian, dan umumnya cenderung euhedral atau skeletal, sedangkan sulfida yang relatif tidak keras (seperti pirhotit) menunjukkan tekstur pendinginan dan *annealing*. Lelehan sulfur-besi primer (-oksigen) dan juga menghasilkan pembentukan *droplet* bundar kecil ($< 100 \mu\text{m}$) yang terjebak dalam basalt yang mendingin cepat dan gelas basaltik.



Gambar 2.13 *Droplet* sulfida pada basalt *Mid-Atlantic Ridge*, tersusun oleh monosulfida larutan padat $(\text{Fe,Ni})_{1-x}\text{S}$ (abu-abu sedang) dan larutan padat menengah $(\text{Cu, Fe})\text{S}_{2-x}$ (abu-abu terang), dengan *rim*s dan *flames* pentlandit (terang).

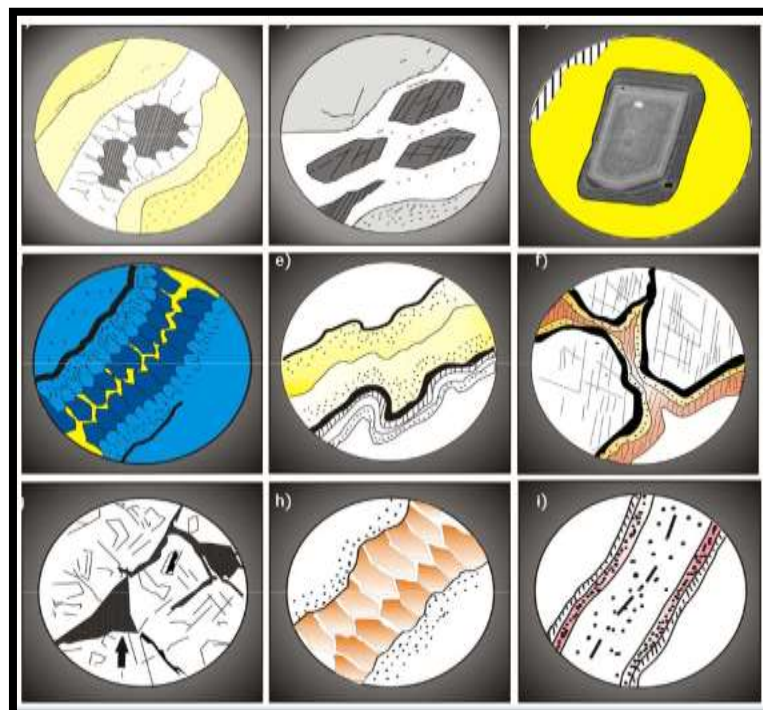
2. Tekstur Pengisian (*Open space filling*)

Open space filling merupakan tekstur yang penting untuk menentukan sejarah paragenesa endapan. Umumnya terbentuk pada batuan yang getas, pada daerah di mana tekanan pada umumnya relatif rendah, sehingga rekahan atau kekar cenderung bertahan. Tekstur pengisian dapat mencerminkan bentuk asli dari pori serta daerah tempat pergerakan fluida, serta dapat memberikan informasi struktur geologi yang mengontrolnya. Mineral- mineral yang terbentuk dapat memberikan informasi tentang komposisi fluida hidrotermal, maupun temperatur pembentukannya. Pengisian dapat terbentuk dari presipitasi leburan silikat (magma) juga dapat terbentuk dari presipitasi fluida hidrotermal. Kriteria tekstur pengisian dapat dikenali dari kenampakan:

- Adanya *vug* atau *cavities*, sebagai rongga sisa karena pengisian yang tidak selesai
- Kristal-kristal yang terbentuk pada pori terbuka pada umumnya cenderung euhedral seperti kuarsa, fluorit, feldspar, galena, sfalerit, pirit, arsenopirit, dan karbonat. Walaupun demikian, mineral pirit, arsenopirit, dan karbonat juga dapat terbentuk euhedral, walaupun pada tekstur penggantian.
- Adanya struktur *zoning* pada mineral, sebagai indikasi adanya proses pengisian, seperti mineral andradit- grosularit. Struktur *zoning* pada mineral sulit dikenali dengan pengamatan megaskopis.
- Tekstur berlapis. Fluida akan sering akan membentuk kristal-kristal halus, mulai dari dinding rongga, secara berulang- ulang, yang dikenal sebagai *crustiform* atau *colloform*. Lapisan *crustiform* yang menyelimuti fragmen

dikenal sebagai tekstur *cockade*. Apabila terjadi pengintian kristal yang besar maka akan terbentuk *comb structure*. Pada umumnya perlapisan yang dibentuk oleh pengisian akan membentuk perlapisan yang simetri.

- Kenampakan tekstur berlapis juga dapat terbentuk karena proses penggantian (oolitik, konkresi, pisolitik pada karbonat) atau proses evaporasi (*banded ironstone*), tetapi sebagian besar tekstur berlapis terbentuk karena proses pengisian.
- Tekstur triangular terbentuk apabila fluida mengendap pada pori di antara fragmen batuan yang terbreksikan. Kalau pengisian tidak penuh, akan mudah untuk mengenalinya. Pada banyak kasus, fluida hidrotermal juga mengubah fragmen batuan secara menyeluruh.



Gambar 2.14. Gambar yang menunjukkan beberapa kenampakan tekstur pengisian. A) *Vuggy* atau rongga sisa pengisian, b). Kristal *euهدral*, c). Kristal *zoning*, d). Gradasi ukuran Kristal, e). Tekstur *crustiform*, f). Tekstur *cockade*, g). Tekstur *triangular*, h). *Comb structure*, i). Pelapisan simetris (Guilbert dan Park, 1986).

Pengendapan berurutan dari larutan mengandung kobalt dan nikel dapat menghasilkan pembentukan kristal pirit-bravoit konsentris, yang sering menunjukkan morfologi kristal yang berubah (kubik, octahedron, piritohedron) selama *growth*. Proses pengendapan berurutan yang sama dari fluida mengandung logam dan sulfur yang bersirkulasi sepanjang ruang pori antarbutir di sedimen dapat meninggalkan *sulfide coatings* pada butiran sedimen. Besi serta oksida dan hidroksida mangan sering membentuk botryoidal atau bahkan struktur stalaktit pada *open fractures* sebagai hasil sirkulasi air meteorik. Mineral-mineral seperti goetit, lepidokrosit, pirolusit, kriptomelan dapat membentuk *concentric overgrowth* ke dalam dari dinding vein atau massa kompleks kristal *fibrous*.

Fluida akan bergerak melalui daerah yang mempunyai permeabilitas yang besar yang biasanya sebagai ruang terbuka. Dalam konteks ini dapat diartikan bahwa perhatian pada tekstur pengisian sebaiknya difokuskan pada daerah yang mempunyai ubahan maksimum. Daerah yang membentuk tekstur pengisian, pada umumnya cenderung membentuk struktur urat (vein), urat halus (veinlets), stockwork, dan breksiasi.

2.3.3.2 Tekstur Sekunder Mineral Bijih

Tekstur sekunder merupakan tekstur bijih yang terbentuk setelah pengendapan bijih. Yang termasuk ke dalam tekstur sekunder, di antaranya tekstur *replacement*, dan tekstur akibat pendinginan.

1. Tekstur *replacement*

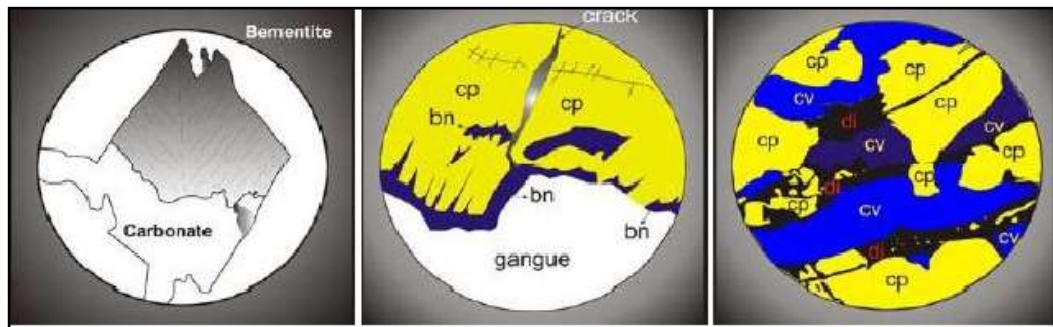
Replacement mineral bijih oleh mineral lain selama pelapukan umum ditemukan pada banyak tipe endapan bijih. *Replacement* dapat terjadi akibat

proses-proses, di antaranya adalah pelarutan dan presipitasi, oksidasi, dan difusi fase padat.

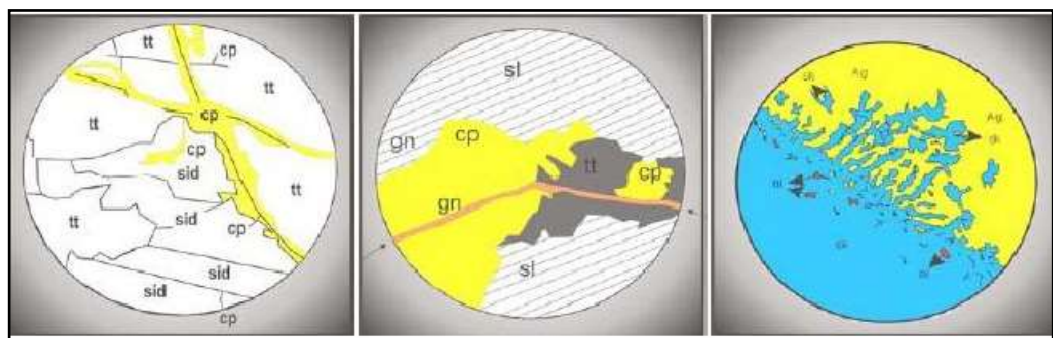
Batas di antara mineral yang di-*replace* yang me-*replace* umumnya tajam atau tidak beraturan (*careous*, atau *tekstur corroded*) atau *diffuse*. Edward (1947), Bastin (1950), dan Ramdohr (1969) telah menjelaskan beberapa jenis geometri *replacement* : *rim*, *zonal*, *frontal*. Tekstur *replacement* bergantung pada kondisi ketika mineral tersebut di-*replace*, di antaranya adalah permukaan yang tersedia untuk terjadinya reaksi, struktur kristal mineral primer dan sekunder, dan komposisi kimia mineral primer dan fluida reaktif.

Proses ubahan dibentuk oleh penggantian sebagian atau seluruhnya tubuh mineral menjadi mineral baru. Karena pergerakan larutan selalu melewati pori, rekahan atau rongga, maka tekstur *replacement* selalu perpasangan dengan tekstur pengisian. Akan tetapi, mineralogi pengisian cenderung berukuran lebih besar. Berikut beberapa contoh kenampakan tekstur *replacement*.

- *Pseudomorf*, walaupun secara komposisi sudah tergantikan menjadi mineral baru, seringkali bentuk mineral asal masih belum berubah
- *Rim* mineral pada bagian tepi mineral yang digantikan
- Melebarnya urat dengan batas yang tidak tegas
- Tidak adanya pergeseran urat yang saling berpotongan
- Mineral pada kedua dinding rekahan tidak sama
- Adanya mineral yang tumbuh secara tidak teratur pada batas mineral lain



Gambar 2.15. Gambar yang menunjukkan beberapa kenampakan tekstur *replacement* (Guilbert dan Park, 1986). Berturut-turut dari kiri:
a. *Pseudomorf*, bementit mengganti sebagian kristal karbonat
b. Bornit mengganti pada bagian tepi dan rekahan kalkopirit
c. Digenit yang mengganti kovelit dan kalkopirit, memperlihatkan lebar yang berbeda.



Gambar 2.16. Gambar yang menunjukkan beberapa kenampakan tekstur penggantian (Guilbert dan Park, 1986). Berturut-turut dari arah kiri:
a) Urat kalkopirit yang saling memotong, tidak memperlihatkan pergeseran
b) Komposisi mineral yang tidak simetris pada dinding rekahan
c) Kenampakan tumbuh bersama yang tidak teratur pada bagian tepi mineral.

2. Tekstur akibat proses pendinginan (*cooling*)

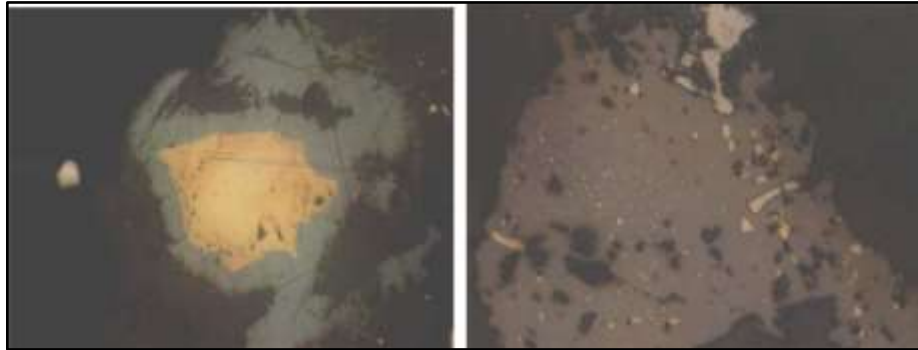
a. Eksolusi

Mineral-mineral yang terbentuk sebagai larutan padat homogen, pada saat temperatur mengalami penurunan, komponen terlarut akan memisahkan diri dari komponen pelarut, membentuk tekstur eksolusi. Kenampakan komponen

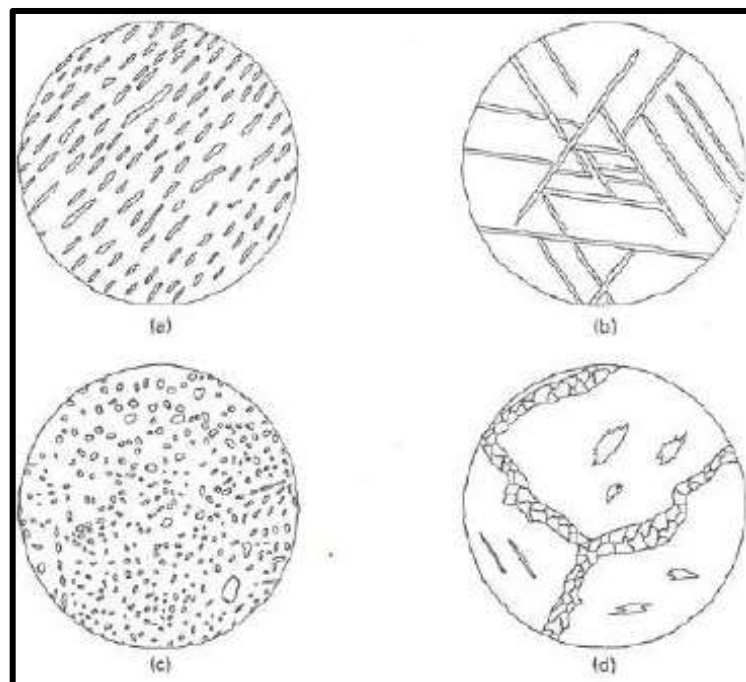
(mineral) terlarut akan membentuk inklusi- inklusi halus pada mineral pelarutnya. Inklusi- inklusi ini kadang teratur dan sejajar, kadang berlembar, kadang tidak teratur. Adanya tekstur eksolusi menunjukkan adanya temperatur pembentukan yang relatif tinggi, sekitar 300-600°C. Proses eksolusi terbentuk dari difusi, nukleasi kristalit, dan pertumbuhan kristalit atau kristal. Depleksi material terlarut di sekitar fragmen yang besar, dikenal dengan *seriate distribution*. Eksolusi hematit dan ilmenit (dalam proporsi yang bervariasi) dihasilkan dari pendinginan dan secara umum ditemukan pada banyak batuan beku dan *metamorf high- grade*. *Black sands*, yang terakumulasi di banyak lingkungan sedimen biasanya mengandung proporsi intergrowth hematit- ilmenit yang besar. Di kebanyakan tipe endapan, sfalerit mengandung kalkopirit dalam bentuk dispersi acak atau memanjang mengikuti orientasi kristalografi, dikenal dengan tekstur *chalcopyrite disease*. Tekstur *chalcopyrite disease* merupakan tekstur eksolusi akibat pendinginan bijih setelah penempatan.

Studi sebelumnya mendemonstrasikan bahwa kalkopirit tidak akan larut dalam sfalerit dalam jumlah yang signifikan kecuali pada temperatur di atas 500°C. Data tersebut, dan pengamatan sfalerit mengandung kalkopirit bijih Zn-Pb dalam karbonat (yang terbentuk pada temperatur 100- 150°C) dan pada bijih vulkanogenik tidak termetamorfkan (yang terbentuk pada temperatur 200-300°C) mengindikasikan bahwa eksolusi yang bergantung pada temperatur bukanlah penyebab terbentuknya *intergrowth*. Studi lanjut menunjukkan bahwa beberapa kalkopirit dapat hadir dengan kenampakan *myrmekitic worm* atau tubuh rod yang memanjang hingga ratusan mikron. Eksolusi sendiri merupakan bentuk dari

dekomposisi, karena komposisi temperatur tinggi mula- mula tidak lagi hadir sebagai fase homogen tunggal.



Gambar 2.17 (a) Kenampakan foto mikroskopis tekstur penggantian mineral kovelit pada bagian tepi mineral kalkopirit. (b) Memperlihatkan kenampakan foto mikroskopis tekstur *exolution* mineral kalkopirit pada tubuh sfalerit (perbesaran 40x. Lok. Ciemas) (Sutarto, 2001)



Gambar 2.18. Beberapa kenampakan khas tekstur eksolusi pada mineral sulfida dan oksida (Evans, 1993). a. Pemilahan mineral hematit dalam ilmenit b. Eksolusi lembaran ilmenit dalam magnetit c. Eksolusi butiran kalkopirit dalam sfalerit d. *Rim* eksolusi pentlandit dari pirhotit.

2.3.4. Studi Paragenesa

Paragenesa dalam konteks mineralisasi adalah suatu metode untuk menentukan urutan waktu pembentukan dari asosiasi mineral atau beberapa mineral yang berbeda dengan mengidentifikasi jenis mineral dan karakteristik tekstur yang hadir pada suatu lingkungan pengendapan (Craig dan Vaughan, 1994).

Definisi dan batasan paragenesa mineral, antara ahli yang satu dengan lainnya seringkali berbeda. Guilbert dan Park (1986) mengartikan paragenesa sebagai himpunan mineral bijih, yang terbentuk pada kesetimbangan tertentu, yang melibatkan komponen tertentu. Sedangkan beberapa penulis lain mengartikan paragenesa sebagai urutan waktu relatif pengendapan mineral; berapa kali suatu pengendapan mineral telah terbentuk. Kronologi pengendapan mineral tersebut, oleh Guilbert dan Park (1986) disebut sebagai siklus paragenesa.

Penulis mengartikan Paragenesa mineral sebagai kronologi pembentukan mineral, yang dibagi menjadi beberapa stadia pembentukan

Batasan stadia sendiri juga sering menghasilkan banyak tafsiran. Secara umum dapat diartikan sebagai kumpulan mineral yang terbentuk atau diendapkan selama aliran fluida berjalan menerus. Jika suatu aliran fluida berhenti dan kemudian terjadi aliran lain, maka dapat diartikan terdapat dua stadia. Secara ilmiah tidak mungkin mengetahui atau membuktikan secara pasti adanya ketidakmenerusan aliran fluida hidrotermal yang melewati suatu tempat. Dalam prakteknya pembagian stadia dihitung dari berapa kali suatu batuan mengalami

tektonik. Dengan anggapan setiap rekahan hasil tektonik yang mengandung mineralisasi merupakan satu siklus waktu relatif.

Untuk dapat menyusun paragenesa mineral (bijih) pada suatu tempat, perlu dilakukan observasi overprinting pada sejumlah contoh batuan. Pengertian overprinting dapat diartikan sebagai observasi tekstur pada sampel bijih untuk mengetahui bahwa satu mineral terbentuk lebih awal atau lebih akhir dibanding mineral lain. Observasi overprinting merupakan bagian dari proses untuk menyusun paragenesa mineral yang merupakan dasar untuk mengetahui apa yang terjadi pada suatu sistem hidrotermal.

2.3.4.1 Kriteria *Overprinting*

Secara teori kriteria overprinting cukup sederhana, akan tetapi relatif cukup rumit dalam prakteknya. Pemahaman tekstur penggantian dan pengisian lebih dulu harus dipahami. Secara umum ada beberapa kriteria, kriteria pertama adalah kriteria yang paling mudah dipahami dan meyakinkan.

1. Kriteria Pertama (*Confidence building*)

• *Mineral Superimposition*

Fluida hidrotermal yang melewati rekahan yang terbuka, akan mengendapkan mineral, dimana satu mineral menutup yang lain, membentuk siklus pengisian (*sequentian infill*).

Tekstur pengisian memberikan informasi yang sangat berharga terkait dengan siklus pengendapan mineral. Dalam satu stadia pengendapan, secara ideal mineral yang terbentuk paling awal akan ditumpangi atau dilingkupi oleh pembentukan mineral berikutnya.

Terdapat beberapa hal yang perlu diperhatikan didalam melakukan observasi overprinting dengan kriteria sikuen pengisian, diantaranya:

a) Pada rongga (*cavity*) yang tidak terisi seluruhnya, akan mudah untuk mengetahui urutan sikuen pengendapannya. Tetapi apabila seluruh rongga terisi penuh, kadang sedikit sulit untuk mengetahui mineral mana yang terbentuk lebih dulu.

b) Pada urat yang membentuk perlapisan bagus, kadang terlihat suatu kristal yang terisolasi yang tidak mengikuti perlapisan. Untuk kasus tersebut, penyelesaian dengan hanya satu sampel akan ada banyak kemungkinan yang bisa disimpulkan. Oleh karena itu harus dilakukan pengamatan pada beberapa contoh lain, untuk mengetahui sikuen yang sebenarnya dari kristal tersebut.

c) Rongga atau rongga pada breksi akan diendapi mineral dalam jangka waktu yang panjang. Tidak ada jaminan bahwa yang terlihat sebagai satu ikuen lapisan mewakili satu stadia pengendapan. Pada prinsipnya sangat sulit untuk menyusun overprinting dari suatu lapisan/pengendapan yang menerus. Makin besar rongga makin terbuka kesempatan untuk pengendapan berikutnya membentuk lapisan yang menerus. Walaupun perekahan mungkin dapat terjadi dan memungkinkan hadir stadia baru, tetapi kenyataannya overprinting tidak mudah teramati (rongga lebih sulit untuk pecah)

d) Untuk kasus seperti poin c), perbedaan tekstur dan besar butir yang mencolok, bisa digunakan untuk menduga adanya overprinting. Bagian paling dalam dari suatu rongga (sikuen terakhir pengendapan) biasanya sebagai kristal

yang paling kasar. Sehingga jika terjadi perubahan ukuran kristal dari kasar ke halus, kemungkinan merupakan stadia pengendapan yang berbeda.

e) Perbedaan temperatur pembentukan dari sangat tinggi ke rendah, juga bisa mengindikasikan adanya stadia yang berbeda.

- *Structural Superimposition*
- Urat stockwork yang saling memotong
- Breksiasi, fragmen yang termineralisasi awal di dalam komponen yang mengalami mineralisasi baru
- *Cross-cutting veins-stockworks* merupakan kriteria overprinting yang paling jelas dan mudah menafsirkannya. Pada umumnya proses perekahan akan mendukung terjadinya proses pengendapan mineral. Pengendapan stadia kedua akan mengikuti perekahan stadia kedua, yang terlihat memotong rekahan pertama.

Beberapa hal yang perlu diperhatikan adalah:

a) Pada sistem yang didominasi oleh silika, urat-urat halus silika yang tidak beraturan sering saling memotong. Apabila tidak terlihat adanya pergeseran urat yang dipotong, akan sulit untuk menentukan urat mana yang terbentuk lebih dulu.

b) Pada saat terjadi aliran fluida (sebelumnya sudah terbentuk lapisan), bisa terjadi perekahan baru yang memotong dan menggeser lapisan yang telah ada. Jadi dalam kenyataan yang kita lihat (dari tekstur cross-cutting) terdapat dua stadia, walaupun dua-duanya dibentuk dari fluida yang mengalir kontinyu.

2. Kriteria Kedua (*Suspicion arousing*)

Struktur apapun yang telah mengalami mineralisasi, cenderung mengalami reaktivasi selama batuan kembali mengalami perekahan. Sesar, urat, zona breksiasi cenderung membentuk bagian yang relatif lemah, mudah rekah, sehingga fluida akan mudah melewatinya. Sehingga sangat umum bahwa rangkaian mineralisasi berikutnya akan berada pada bagian yang sama dari mineralisasi berikutnya, membentuk multistadia overprinting. Situasi seperti ini akan dicirikan oleh:

- Ketidaksinkronan antara alterasi dan mineralisasi (proporsinya tidak umum)
 - a) Suatu urat halus yang memotong zona ubahan yang luas
 - b) Urat di dalam suatu batuan yang membentuk zona ubahan yang tidak simetri
 - c) Sikuen pengisian pada urat yang tidak simetri. Walaupun lapisan pada proses pengisian tidak harus simetri, tetapi adanya perbedaan lapisan pada satu sisi perlu dicurigai
- Konfigurasi alterasi yang tidak konsisten

Sangat umum terjadi, bahwa suatu zona alterasi meng-overprint alterasi yang telah ada sebelumnya. Jika pada suatu tempat, alterasi kedua mengubah seluruh hasil alterasi pertama, sedang ditempat lain alterasi kedua hanya mengubah sebagian alterasi pertama, maka akan terlihat adanya perbedaan zona alterasi. Sehingga, kalau berjalan dari host rock ke arah zona urat, akan dijumpai perbedaan zona alterasi di beberapa bagian.

- Alterasi pada batuan yang telah teralterasi

Sangat umum terjadi bahwa hasil alterasi masih memperlihatkan tekstur batuan yang telah teralterasi sebelumnya. Mineral alterasi awal sering diganti sebagian oleh ineralalterasi berikutnya.

3. Kriteria Ketiga (*Indirect Overprinting*)

Pada banyak contoh inti bor, atau contoh batuan yang di-slab, sering memperlihatkan urat-urat halus yang terpisah dengan himpunan mineral ubahan/pengisian yang satu sama lain sangat berbeda. Kehadiran dua atau lebih himpunan mineral pada tempat yang berbeda, menunjukkan adanya dua atau lebih stadia mineralisasi, tetapi sulit mengetahui mana yang lebih dulu terbentuk. Perbedaan kristal yang mencolok pada sikuen pengisian juga dapat dijadikan indikasi adanya stadia yang berbeda, setidaknya ada perbedaan atau perubahan kondisi kimia dan fisik.

4. Kriteria ke-empat (*Indirect overprinting-temperature inference*)

Sebagian besar sikuen paragenetik memperlihatkan kecenderungan adanya penurunan temperatur. Stadia awal umumnya terbentuk pada temperatur yang relatif lebih tinggi. Himpunan mineral yang mengandung biotit secara normal terbentuk pada temperatur lebih tinggi dengan himpunan yang mengandung mineral lempung. Bukan berarti apabila didapati asosiasi biotit dengan mineral lempung dapat diartikan bahwa biotit terbentuk lebih dulu dibanding mineral lempung. Tetapi paling tidak kriteria temperatur dapat digunakan untuk membantu memilahkan stadia satu dengan lainnya (lihat tabel kisaran temperatur).

Tabel 2.2. Contoh Tabel Paragenesa Mineral (Sutarto, 2001)

PENGAMATAN	STADIA 1	STADIA 2	STADIA 3	STADIA 4
<u>Mineral ubahan</u>				
<i>epidot</i>		—————	—————	
<i>serisit</i>	—————	—————		
<i>kalsit</i>	—————	—————	—————	
<u>Mineralisasi (sulfida,oksida)</u>				
<i>magnetit</i>		—————	—————	
<i>pirit</i>			—————	—————
<i>kalkopirit</i>			—————	—————
Tipe struktur	breksiasi, urat	urat		
Indikasi temperatur				
Lain-lain				

Paragenesa ini juga sebagai alat bantu untuk mengestimasi kondisi kesetimbangan dari pembentukan mineral bijih. Penentuan paragenesa ini walaupun tidak terlalu vital dalam tahapan ekstraksi dan eksploitasi tetapi memiliki manfaat yang penting dalam menjelaskan sejarah geologi dari pengendapan mineral bijih dan kemungkinan juga memiliki manfaat dalam eksplorasi. Untuk menentukan paragenesa maka diperlukan analisa detail dari sayatan poles (mineragrafi) dengan bantuan mikroskop cahaya pantul.

Hal-hal yang perlu diidentifikasi dalam melakukan paragenesa mineral bijih adalah pertama dengan mengidentifikasi jenis mineral (fasa) yang hadir, kemudian mengidentifikasi tekstur yang ada , dan terakhir mendiagnosa kenampakan mineral berdasarkan urut -urutan waktu dari gabungan dua tahap sebelumnya. Beberapa metode yang dapat digunakan menurut Craig dan Vaughan (1994) dalam mengidentifikasi paragenesa mineral bijih adalah sebagai berikut:

1. Morfologi Kristal dan Hubungan Batas Butir

Bentuk dari suatu individu kristal dan kenampakan kontak antara butir yang saling berdekatan sering kali dijadikan sebagai kriteria dalam penentuan paragenesa. Secara umum, kristal euhedral diinterpretasikan sebagai mineral yang terbentuk lebih dahulu dan tumbuh tanpa mengalami gangguan. Hal ini berarti mineral dengan morfologi cekung terbentuk lebih awal dari mineral dengan morfologi cembung yang ada didekatnya. Interpretasi sederhana seperti itu sering kali benar walaupun terkadang harus digunakan secara hati-hati. Tentu saja banyak mineral terbentuk secara euhedral mengindikasikan bahwa mineral tersebut tumbuh pada tempat terbuka (open space), seperti pada urat. Contoh, kalsit, kuarsa, fluorit, Sphalerit, kasiterit, pirit, galena, dan kovelit akan tumbuh sempurna bila tidak ada gangguan dari luar. Bila ditemukan overgrowth pada kristal tersebut dengan kristal yang lain maka kristal yang berbentuk euhedral lah yang terbentuk lebih dahulu.

2. Hubungan Potong Memotong (*crosscutting*).

Dalam studi mineralogi, seperti halnya studi geologi lapangan, hubungan potong memotong merupakan kunci dalam interpretasi paragenesa. Urat atau kenampakan sejenis yang memotong urat yang lain adalah lebih muda dari pada urat yang dipotong, kecuali urat yang dipotong tersebut telah mengalami penggantian.

3. Penggantian (*Replacement*)

Replacement merupakan tekstur yang sangat penting dalam studi paragenesa. Sangat jelas bahwa mineral yang digantikan lebih tua dibanding

mineral yang menggantikan. Karena replacement umumnya merupakan sebuah reaksi kimia pada permukaan kristal, maka replacement biasanya dimulai dari luar batas butir / mineral atau sepanjang rekahan menuju kedalam .

Secara umum, selama replacement tahap lanjut terjadi, mineral yang digantikan menunjukkan bentuk yang cekung sedangkan mineral yang menggantikan menunjukkan bentuk yang cembung dan kemudian akan meninggalkan sisa mineral yang berbentuk pulau didalam matriks.

4. Kembaran (*Twinning*)

Kehadiran kembaran pada mineral bijih sangat penting dalam interpretasi paragenesa dan sejarah deformasinya. Kembaran dapat terbentuk selama pembentukan awal dari mineral tersebut, selama inversi, atau sebagai hasil dari deformasi. Karena pembentukan kembaran merupakan fungsi dari temperatur dan derajat saturasi fluida di dalam mineral bijih, maka kehadiran kembaran pada beberapa mineral bijih yang khas dapat membantu dalam merekonstruksi paragenesanya.

5. *Exsolution*

Exsolution merupakan kenampakan yang umum pada beberapa tipe mineral dan sangat berguna dalam penentuan paragenesa. *Exsolution* akan memberikan pola yang khas seperti pola lamellae yang ditunjukkan oleh mineral pentlandit di dalam mineral pirhotit atau pola mirmekitik oleh stibarsen pada arsenik atau antimoni.