

**GEOLOGI DAN ENDAPAN SKARN DI DESA KOTO BARU DAN
SEKITARNYA KECAMATAN SUNGAI PAGU, KABUPATEN SOLOK
SELATAN, PROVINSI SUMATRA BARAT**

SKRIPSI



**NURHIDAYAT
F1D218015**

**PROGRAM STUDI TEKNIK GEOLOGI
JURUSAN TEKNIK KEBUMIHAN**

**FAKULTAS SAINS DAN TEKNOLOGI
UNIVERSITAS JAMBI**

2023

**GEOLOGI DAN ENDAPAN SKARN DI DESA KOTO BARU DAN
SEKITARNYA KECAMATAN SUNGAI PAGU, KABUPATEN SOLOK
SELATAN, PROVINSI SUMATRA BARAT**

SKRIPSI

Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar sarjana
program studi Teknik Geologi



**NURHIDAYAT
F1D218015**

**PROGRAM STUDI TEKNIK GEOLOGI
JURUSAN TEKNIK KEBUMIHAN**

**FAKULTAS SAINS DAN TEKNOLOGI
UNIVERSITAS JAMBI**

2023

LEMBAR PENGESAHAN

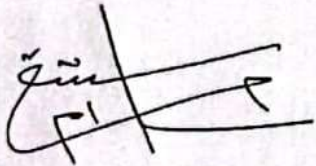
Skripsi dengan judul **GEOLOGI DAN ENDAPAN SKARN DI DESA KOTOBARU DAN SEKITARNYA KECAMATAN SUNGAI PAGU, KABUPATEN SOLOK SELATAN, PROVINSI SUMATRA BARAT** yang disusun oleh **NURHIDAYAT (FID218015)** telah dipertahankan di depan penguji pada tanggal 7 Desember 2023 dan dinyatakan lulus.

Susunan Tim Penguji

Ketua : Ir. Itang Ahmad Mahbub, M.P.
Sekretaris : Ir. Hari Wiki Utama, S.T., M.Eng.
Anggota : Dr. Lenny Marlinda, S.T., M.T.
D.M. Magdalena Ritonga, S.T., M.T.
Anggi Deliana Siregar, S.T., M.T.

Disetujui :

Pembimbing Utama



Ir. Itang Ahmad Mahbub, M.P.
NIP. 196110271988021001

Pembimbing Pendamping



Ir. Hari Wiki Utama, S.T., M.Eng.
NIP. 199103162019031019

Diketahui :

Dekan
Fakultas Sains dan Teknologi
Universitas Jambi



Drs. Jefri Marzal, M.Sc., D.I.T.
NIP. 197806021993031004

Ketua Jurusan Teknik Kebumihan
Fakultas Sains dan Teknologi
Universitas Jambi



Dr. Lenny Marlinda, S.T., M.T.
NIP. 197907062008122002

SURAT PERNYATAAN KEASLIAN KARYA ILMIAH

Saya yang bertanda tangan dibawah ini:

Nama : Nurhidayat

NIM : F1D218015

Judul Skripsi : “Geologi dan Endapan Skarn Di Desa Koto Baru, Kecamatan Sungai Pagu, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat”

Menyatakan dengan sesungguhnya bahwa Skripsi ini merupakan hasil penelitian, pemikiran dan pemaparan asli saya sendiri. Saya tidak mencantumkan tanpa pengakuan bahan-bahan yang telah dipublikasi sebelumnya atau ditulis orang lain, atau sebagai bahan yang pernah diajukan untuk gelar atau ijazah pada Program Studi Teknik Geologi Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Jambi atau perguruan tinggi lainnya. Apabila dikemudian hari terdapat penyimpangan dan ketidakbenaran dalam pernyataan ini, maka saya bersedia menerima sanksi akademik dengan peraturan yang berlaku di Universitas Jambi. Demikian pernyataan ini saya buat.

Jambi,

Yang Membuat Pernyataan,

Nurhidayat

F1D218015

RINGKASAN

Kabupaten Solok Selatan secara fisografi terletak di zona perbukitan Barisan, disusun oleh formasi batuan dasar pulau Sumatra, berupa Formasi Permian Barisan Batugamping yang diintusi Formasi Kapur Granit di Kecamatan Sungai Pagu. Hal tersebut mengindikasikan Kecamatan Sungai Pagu memiliki karakteristik geologi yang unik dan potensi endapan skarn yang menarik untuk diteliti. Penelitian ini melakukan pemetaan geologi, analisis petrografi dan mineralgrafi serbuk untuk mengetahui mineral pentusun batuan, alterasi dan mineral logam. Karakteristik geomorfologi disusun oleh bentuk asal Struktural, Karst dan Fluvial. Secara stratigrafi disusun oleh Marmer Barisan, Filit Barisan, Intrusi Diorit Kuarsa, Intrusi Granodiorit dengan struktur geologi berarah Baratlaut-Tenggara. Keterdapatan alterasi skarn dibagi menjadi dua kelompok, alterasi skarn prograde (Garnet-Magnetit) dan alterasi skarn retrograde (Klorit-Epidot-Kuarsa-Pirit-Kalkopirit). Endapan skarn Sungai Pagu merupakan tipe endapan Replacement skarn dimana persebaran alterasi skarn ($>1\text{m}$), batuan yang terubah pada zona endoskarn, exoskarn dan keterdapatan mineral logam (Magnetit, Pirit, Kalkopirit) yang dikategorikan sebagai tipe iron skarn (Fe-Skarn). Endapan skarn terbentuk melalui fase isokimia, metasomase dan retrograde lingkungan tektonik subduksi lempeng samudra terhadap busur kepulauan dan diperkirakan terjadi dari Zaman Kapur hingga fase tektonik tersier Pulau Sumatra.

Kata Kunci : Endapan Skarn, Solok Selatan, Mineralgrafi Serbuk, Skarn Prograde, Skarn Retrograde

RIWAYAT HIDUP



Nurhidayat lahir di Sungai Penuh, Provinsi Jambi pada tanggal 26 Juni 2000, merupakan anak ketiga dari bapak Rasimen dan ibu Desmaneli. Menempuh pendidikan Sekolah Dasar pada tahun 2006 di SDN Sampangan 02 dan lulus pada tahun 2012. Setelah itu melanjutkan pendidikan ke SMP N 13 Semarang selama 3 tahun dan lulus pada tahun 2015. Kemudian melanjutkan pendidikan menengah atas di SMA N 5 Kerinci dan selesai pada tahun 2018. Penulis melanjutkan pendidikan di perguruan tinggi negeri pada tahun 2018 di Universitas Jambi, Fakultas Sains dan Teknologi, Jurusan Teknik Kebumihan, Program Studi Teknik Geologi. Selama masa perkuliahan, penulis pernah menjadi Wakil Ketua Divisi Pengembangan Sumber Daya Manusia Himpunan Mahasiswa Teknik Geologi Mengkarang Universitas Jambi pada tahun 2020-2021 dan menjadi Dewan Pengawas Organisasi Himpunan Teknik Geologi Mengkarang Universitas Jambi pada tahun 2021-2022. Penulis melakukan kerja praktek atau magang pada tahun 2021 di PT. Minemex Indonesia (Thriveni Group), Kabupaten Sarolangun, Provinsi Jambi. Penulis melakukan penelitian Tugas Akhir di daerah Koto Baru dan sekitarnya, Kecamatan Sungai Pagu, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat dengan judul “Geologi dan Endapan Skarn Di Desa Koto Baru Dan Sekitarnya, Kecamatan Sungai Pagu, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat.

PRAKATA

Alhamdulillahirabbil'alamin, puji syukur kehadiran Allah SWT ynag telah melimpahkan rahmat dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat meyelesaikan skripsi yang berjudul “ Geologi dan Geokimia Fluida Panas Bumi Di Daerah Pauh Duo Nan Batigo dan Sekitanya, Kecamatan Pauh Duo, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat”. Shalawat dan salam kepada junjungan nabi besar Muhammad SAW selaku uswatun hasanah bagi umatnya yang senantiasa diharapkan syafaatnya di dunia hingga di akhirat kelak.

Skripsi ini diajukan untuk melengkapi persyaratan dalam memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Program Studi Teknik Geologi, Jurusan Teknik Kebumian, Fakultas Sains dan Teknologi, Universitas Jambi. Penyelesaian skripsi ini tentunya tidak terlepas dari bantuan berbagai pihak. Untuk itu, penulis mengucapkan terima kasih kepada pihak-pihak yang telah banyak membantu dalam penyelesaian skripsi ini, antara lain:

1. Kedua Orang Tua, Bapak Rasimen dan Ibu Desmaneli, yang telah memberikan doa, semangat, kasih sayang, moril kepada penulis selama perkuliahan dan dalam penyelesaian skripsi ini.
2. Abangnda Robi Gusandra dan Oki Yolanda, yang telah memberikan semangat dan pengorbanan yang luar bisa kepada penulis dalam menempuh dan menyelesaikan perkuliahan hingga penyelesaian skripsi ini.
3. Bapak Ir. Itang Ahmad Mahbub M.P dan Bapak Ir. Hari Wiki Utama S.T., M.Eng selaku Pembimbing Skripsi yang telah meluangkan banyak waktu, tenaga, pikiran serta dengan ikhlas dan sabar dalam memberikan bimbingan, motivasi dan arahan dalam penyelesaian skripsi ini.
4. Ibu Dr. Lenny Marlinda, S.T.,M.T, Ibu Anggi Deliana S, S.T.,M.T, Ibu D.M Magdalena Ritonga S.T.,M.T selaku Tim Penguji Skripsi yang telah memberikan masukan dan pengarahan selama penulisan skripsi.
5. Ibu Anggi Deliana S, S.T.,M.T, Ibu D.M Magdalena Ritonga S.T.,M.T, Bapak Bagus Adhitya S.T.,M.T, Bapak Eko Kurniantoro S.P.,M.T serta seluruh dosen yang telah memberikan banyak ilmu pengetahuan dan

pengalaman berharga selama penulis melaksanakan perkuliahan di program S1 Teknik Geologi, Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Jambi.

6. Teman-teman penelitian tim Solok Selatan, Aldi Fadilla, Yayang Ramanda Putri, Toni Ilham, dan Efrinaldi Saputra yang telah mendoakan, mendukung serta berjuang bersama dalam penyelesaian skripsi ini.
7. Keluarga besar Teknik Geologi 2018 dan Keluarga besar HMTG Mengkarang Universitas Jambi yang berjuang bersama dari awal perjalanan kuliah dengan banyak kenangan dan pengalaman.

Demikianlah, semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi semua pihak, akhir kata penulis ucapkan terimakasih.

Jambi, 7 Desember 2023

Nurhidayat
F1D218015

DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN	3
SURAT PERNYATAAN KEASLIAN KARYA ILMIAH	4
RINGKASAN	5
RIWAYAT HIDUP	6
PRAKATA	7
DAFTAR ISI.....	i
DAFTAR GAMBAR.....	iii
DAFTAR TABEL	vi
BAB I.....	1
PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah.....	2
1.3 Maksud dan Tujuan.....	2
1.4 Lokasi dan Ketersampaian Daerah	2
1.5 Batasan Masalah	3
1.6 Ruang Lingkup	4
1.7 Manfaat	4
1.8 Penelitian Terdahulu.....	4
BAB II	7
TINJAUAN PUSTAKA.....	7
2.1 Geologi Regional.....	7
2.1.1 Fisiografi	7
2.1.2 Tektonik	8
2.1.3 Stratigrafi.....	11
2.1.4 Stuktur Geologi	12
2.2 Dasar Teori	13
2.2.1 Endapan Hidrotermal.....	13
2.2.2 Endapan Skarn.....	15
2.2.3 Karakteristik Endapan Skarn.....	19
BAB III.....	22
METODOLOGI.....	22

3.1 Waktu dan Lokasi	22
3.2 Alat dan Bahan	22
3.3 Metode Penelitian	23
3.4 Tahap Penelitian.....	23
BAB IV	28
GEOLOGI DAERAH PENELITIAN	28
4.1 Geomorfologi	28
4.1.1 Pola Pengaliran.....	28
4.1.2 Bentuklahan.....	31
4.2 Stratigrafi.....	36
4.3 Struktur Geologi.....	50
4.4 Sejarah Geologi	52
4.5 Potensi Geologi	54
BAB V.....	57
ENDAPAN SKARN	57
5.1 Alterasi Skarn Daerah Penelitian	57
5.2 Tipe Endapan Skarn	61
5.3 Tahap Pembentukan Endapan Skarn	61
5.3 Faktor Pengontrol Endapan Skarn	64
5.4 Hubungan Tatanan Tektonik Dan Endapan Skarn.....	66
BAB VI.....	68
KESIMPULAN.....	68
DAFTAR PUSTAKA	69

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Lokasi Penelitian.....	3
Gambar 2. Pembagian Zona Fisografi Pulau Sumatra, berdasarkan Bemmelen (1949).....	7
Gambar 3. Blok Tektonik Pra-Tersier di Sumatra dan Semenanjung Malaya, modifikasi dari Hutchison (1994); Barber dan Crow (2003).....	8
Gambar 4. Fase Tektonik pertama pembentukan Pulau Sumatra pada Zaman Permian Awal, Permian Tengah dan Permian Akhir, modifikasi dari Barber dkk. (2005).....	9
Gambar 5. Fase Tektonik kedua Pulau Sumatra pada Zaman Trias. Daerah penelitian di interpertasikan bagian dari blok Sumatra Barat, modifikasi dari Barber dkk. (2005).....	10
Gambar 6. Fase Tektonik ketiga pembentukan Pulau Sumatra pada Zaman Kapur (Advokat dkk., 2018).....	10
Gambar 7. Peta Geologi Regional daerah penelitian modifikasi dari Rosidi dkk. (1996).....	11
Gambar 8. Kolom Stratigrafi daerah penelitian merujuk dari Rosidi dkk. (1996)	12
Gambar 9. Peta struktur geologi pulau Sumatra (Barber dkk., 2005).....	13
Gambar 10. Skema jenis-jenis endapan Hidrotermal (Maulana, 2020).....	14
Gambar 11. Skema tahapan pembentukan endapan skarn, modifikasi dari (Pirajno, 2009).....	18
Gambar 12. Hubungan suhu-waktu pada tahapan endapan Skarn (Brown dkk., 1985); (Pirajno, 2009).....	19
Gambar 13. Diagram alir penelitian.....	27
Gambar 14. Peta Pola Pengaliran Daerah Penelitian	30
Gambar 15. Stadia Sungai Daerah Penelitian. (a) Stadia Muda, <i>Bedrock Stream</i> . (b) Stadia Dewasa	31
Gambar 16. Bentuklahan Perbukitan Struktural (S1). Bentuklahan Lembah Struktural (S2).....	33
Gambar 17. Bentuklahan Perbukitan Karst (K1). Bentuklahan Perbukitan Struktural (S1). Bentuklahan Dataran Fluvial (F1).....	34

Gambar 18. Bentuklahan dataran fluvial (F1).	35
Gambar 19. Peta Geomorfologi Daerah Penelitian.....	36
Gambar 20. Kolom Stratigrafi Daerah Penelitian.	37
Gambar 21. (a) Kenapakan singkapan Marmer Barisan, (b) Foto dekat singkapan Marmer Barisan.....	38
Gambar 22. Sayatan petrografi marmer, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral kalsit (Cal), dan dolomit (Dol).	39
Gambar 23. (a) Kenapakan singkapan Filit Barisan, (b) Foto dekat singkapan Filit Barisan.....	40
Gambar 24. Sayatan petrografi filit, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral talk (Tlc), muskovit (Ms) dan biotit (Bt).	41
Gambar 25. (a) Kenapakan singkapan Intrusi Granodiorit, (b) Foto dekat singkapan Intrusi Granodiorit.	42
Gambar 26. Sayatan petrografi granodiorit, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral piroksen (Px), kuarsa (Qz), plagioklas (Pl), K-feldspar (Kfs), dan opaq (Opq).	44
Gambar 27. (a) Singkapan Intrusi diorit kuarsa, (b) Foto dekat singkapan intrusi diorit kuarsa.....	45
Gambar 28. Sayatan petrografi Diorit Kuarsa, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral hornblenda (Hbl), plagioklas (Pl), kuarsa (Qz), K-feldspar (Kfs), dan Piroksen (Px).	47
Gambar 29. (a) Kenapakan singkapan Batutanduk, (b) Foto dekat singkapan Batutanduk.	48
Gambar 30. Sayatan petrografi Batutanduk, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral Hornblenda (Hbl), Kuarsa (Qz), K-Feldspar (Kfs), dan Opaq (Opq).	49
Gambar 31. Peta Geologi Daerah Penelitian.....	50
Gambar 32. Potensi geowisata pada daerah penelitian	55
Gambar 33 Anak sungai Batang Bangko.	55
Gambar 34. Tanah longsor pada daerah penelitian	56
Gambar 35. (a) Kenapakan singkapan alterasi Skarn Prograde, (b) Foto dekat singkapan alterasi Skarn Prograde.	58

Gambar 36. (a) Sample bijih besi dengan keterdapatan mineral alterasi Skarn Prograde. (b) Analisis mineralgrafi, Keterdapatan mineral garnet (Grt), dan magnetit (Mag).....	58
Gambar 37. (a) Kenampakan singkapan Alterasi Skarn Retrograde, (b) Foto dekat singkapan Skarn Retrograde	59
Gambar 38. (a) Sayatan petrografi alterasi skarn retrograde PPL dan XPL. Keterdapatan mineral klorit (Chl), epidot (Ep), opa (Opq), kuarsa (Qz). (b) Mineralgrafi serbuk, keterdapatan mineral pirit (Py), kalkopirit (Ccp), kuarsa (Qz).	60
Gambar 39. Peta Zona Alterasi Hidrotermal Daerah Penelitian	60
Gambar 40. Skema fase pembentukan endapan skarn pada daerah penelitian. Berdasarkan Meinert dkk. (2005).	62
Gambar 41. Hubungan fase pembentukan skarn, mineralogi skarn, jenis alterasi skarn dan suhu pembentukan skarn pada daerah penelitian. berdasarkan Meinert dkk. (2005).	63
Gambar 42. (a) Kenampakan litologi marmer, (b) kenampakan litologi batutanduk dengan keterdapatan sisipan batuan karbonat, (c) kenampakan kontak litologi batutanduk dan litologi diorit kuarsa (d), kenampakan litologi diorit kuarsa.	64
Gambar 43. Struktur geologi pada daerah penelitian.	65
Gambar 44. Lingkungan tektonik pada sistem endapan skarn daerah penelitian. Berdasarkan Meinert (2005).	66
Gambar 45. Model endapan skarn pada daerah penelitian	67

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1 Penelitian Terdahulu	6
Tabel 2 Mineralogi Skarn (Meinert dkk., 2005)	16
Tabel 3 Karakteristik Utama Endapan Skarn Pada Sistem Porfiri dan Non Porfiri Einaudi (1982).....	21
Tabel 4 Jadwal kegiatan Penelitian	22
Tabel 5. Tabel Geomorfologi Daerah Penelitian	32
Tabel 6. Analisis struktur geologi daerah penelitian.....	51
Tabel 7. Fase Sejarah Geologi Daerah Penelitian.....	53
Tabel 8. Tipe endapan skarn pada daerah penelitian berdasarkan beberapa parameter. Berdasarkan Einaudi (1982).....	61

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Pulau Sumatra disusun oleh beberapa blok yaitu blok Sibumasu, blok Sumatra Barat dan blok Woyla. Hal ini terjadi karena Pulau Sumatra telah mengalami beberapa fase Tektonik. Fase Tektonik ini menjadi hal pengontrol dalam penyatuan batuan penyusun Pulau Sumatra dan perkembangan evolusi segmen-segmen struktur geologi (Metcalf, 2017). Berdasarkan umurnya batuan datuan dasar Pulau Sumatra dibagi menjadi kelompok Tapanuli, kelompok Peusangan dan kelompok Woyla (Barber dkk., 2005).

Kabupaten Solok Selatan merupakan salah Kabupaten yang secara fisografi terletak di zona pebukitan Barisan, dimana pada zona tersebut dapat ditemukan batuan dasar penyusun pulau Sumatra akibat dari fase Tektonik seperti Formasi Permian Barisan dan Formasi Permian Barisan Batugamping yang disusun oleh batuan meta sedimen, batuan sedimen karbonat hingga batuan metamorf (Rosidi dkk., 1996). Selain itu, Kabupaten Solok Selatan berada di jalur busur magmatik pra tersier dan tersier, salah satunya yaitu busur magmatik Sumatra Meratus berumur Kapur akhir dan busur magmatik Sunda Banda yang berumur Miosen (Carlile dan Michell, 1994).

Menurut Pirajno (2009), ada beberapa faktor yang mempengaruhi proses mineralisasi diantaranya yaitu adanya larutan hidrotermal, zona lemah, ruang pengendapan larutan hidrotermal, reaksi antara batuan induk dengan larutan hidrotermal dan konsentrasi larutan yang cukup. Faktor tersebut memungkinkan ditemukan pada daerah penelitian, dimana Kabupaten Solok Selatan merupakan bagian busur magmatik dan dikontrol oleh sesar aktif Sumatra, yaitu yaitu segmen Suliti yang berorientasi Baratlaut Tenggara dengan pergerakan mendatar mengangan (Sih dan Natawijaya, 2000).

Secara stratigrafi dengan fenomena intrusi dari Formasi Kapur Granit terhadap Formasi Permian Barisan Batugamping, mengindikasikan bahwa daerah penelitian memiliki potensi endapan hidrotermal berupa endapan skarn. Endapan skarn salah satu endapan hidrotermal yang terbentuk akibat metasomatism antara intrusi batuan beku dengan batuan sedimen yang bersifat karbonat. Endapan skarn

didominasi oleh mineral *calc-silica*, dimana mineral ini merupakan mineral bijih yang bernilai ekonomis seperti Fe, Cu, W, Pb, Zn (Meinert dkk., 2005); (Pirajno, 2009).

Dari uraian latar belakang diatas mengenai kondisi geologi yang meliputi keadaan kondisi tektonik, struktur geologi dan stratigrafi pada daerah penelitian, penulis tertarik untuk melakukan penelitian mengenai geologi dan endapan skarn di Desa Koto Baru dan sekitarnya, Kecamatan Sungai Pagu, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat.

1.2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana kondisi geologi daerah penelitian ?
2. Tipe endapan skarn apa saja yang terdapat pada daerah penelitian?
3. Bagaimana proses pembentukan endapan skarn serta faktor pengontrol endapan skarn pada daerah penelitian?

1.3 Maksud dan Tujuan

Maksud dari penelitian ini adalah pengambilan data data geologi di daerah penelitian dengan cara melakukan pemetaan geologi permukaan dan menerapkan konsep-konsep geologi. Data pemetaan geologi tersebut menjadi acuan dasar untuk mengkaji kondisi geologi daerah penelitian dan keberadaan endapan skarn yang berkembang di daerah penelitian. Tujuan dari penelitian ini adalah:

1. Mengetahui dan memahami karakteristik geomorfologi, stratigrafi, struktur geologi, dan sejarah geologi daerah penelitian.
2. Mengetahui dan memahami tipe endapan skarn pada daerah penelitian.
3. Mengetahui bagaimana proses pembentukan endapan skarn dan faktor pengontrol endapan skarn di daerah penelitian.

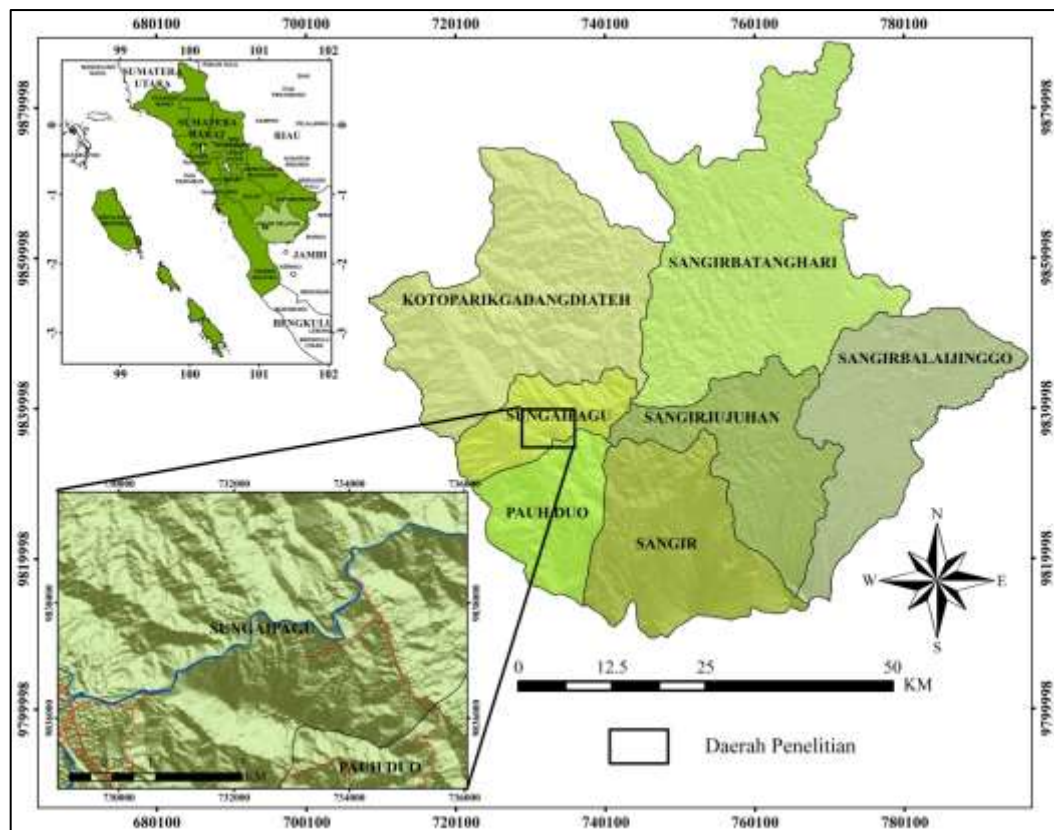
1.4 Lokasi dan Ketersampaian Daerah

Secara administrasi lokasi penelitian terletak di Nagari / Desa Koto Baru dan sekitarnya, Kecamatan Sungai Pagu, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat. Secara geografis terletak pada zona UTM (*Universal Transvers Mercator*) 47S, dengan koordinat antara X 729000 – 736000 mT dan Y 9835000 – 9840000 mU dengan luas area lokasi penelitian ini adalah $\pm 35 \text{ km}^2$. Lokasi

penelitian dapat dilihat pada (Gambar 1). Secara administrasi daerah penelitian berbatasan dengan beberapa daerah, yaitu:

1. Sebelah Utara berbatasan dengan Nagari / Desa Pasar Muara Labuh
2. Sebelah Selatan berbatasan dengan Kecamatan Pauh Duo
3. Sebelah Barat berbatasan dengan Nagari / Desa Bomas
4. Sebelah Timur berbatasan dengan Nagari / Padang Limau Sundai

Untuk menuju lokasi penelitian memerlukan waktu tempuh ± 12 jam dengan jarak tempuh ± 400 km dari Universitas Jambi, Kabupaten Muaro Jambi, Provinsi Jambi menuju desa Koto Baru, Kecamatan Sungai Pagu, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat jika menggunakan transportasi darat.



Gambar 1. Lokasi Penelitian

1.5 Batasan Masalah

Adapun batasan masalah dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Kondisi geologi yang ada daerah penelitian meliputi geomorfologi, batuan, struktur geologi, stratigrafi daerah penelitian.
2. Hubungan stratigrafi antara satuan batuan yang ditemukan pada daerah penelitian

3. Keterdapatn alterasi maupun endapan skarn yang meliputi proses pembentukan, faktor pengontrol pembentukan dan karakteristik endapan skarn pada daerah penelitian.

1.6 Ruang Lingkup

Ruang lingkup dalam penelitian ini meliputi kondisi geologi. Dimana hal ini dilakukan untuk mengetahui bagaimana tatanan geologi yang ada di lokasi penelitian. Tatanan geologi pada lokasi penelitian meliputi geomorfologi atau bentang alam, stuktur geologi yang berkembang, batuan penyusun, hubungan stratigrafi dan studi kasus mengenai endapan skarn. Studi kasus mengenai endapan skarn hanya meliputi tipe, proses dan faktor pengontrol endapan skarn di daerah penelitian.

1.7 Manfaat

Manfaat dari penelitian ini dapat mengembangkan ilmu geologi bagi penulis, dapat menjadi referensi untuk menambah wawasan bagi pembaca dalam segi ilmu geologi dan penulisan karya tulis.

1.8 Penelitian Terdahulu

Pada lokasi penelitian telah di lakukan penelitian oleh peneliti terdahulu, dimana penelitian tersebut dapat menjadi referensi dalam penelitian ini. Adapun peneliti terdahulu pada lokasi penelitian sebagai berikut:

- **Darman dan Sidi (2000)**

Penelitian yang dilakukan Darman dan Sidi merupakan penelitian mengenai geologi regional Indonesia mencakup geologi umum, stratigrafi, dan sejarah tektonik terbaru serta kompilasi dari penelitian geologi regional indonesia sebelumnya. Penelitian ini mencakup 14 blok dari Indonesia bagian barat hingga Indonesia bagian timur.

- **Rosidi dkk. (1996)**

Penelitian yang dilakukan Rosidi, dkk yaitu melakukan pemetaan geologi dalam skala regional. Hasil penelitian ini menerbitkan Peta Geologi Lembar Painan dan Timur Laut Lembar Muarasiberut, Sumatra dengan skala 1:250.000.

- **Meinert dkk. (2005)**

Dalam jurnal berjudul *World Skarn Deposit* menjelaskan tentang proses yang mengakibatkan terjadinya alterasi dan endapan skarn, mineralogi skarn dan faktor-faktor yang mempengaruhi terjadinya endapan skarn. Meinert juga mengaitkan mengenai tatanan tektonik dengan tipe endapan skarn yang ditemukan.

- **Bodjawati dkk. (2020)**

Melakukan penelitian secara geologi dan geofisika mengenai identifikasi zona mineralisasi bijih besi di daerah Ulu Suliti, Kecamatan Koto Parik Gadang Diateh, Kabupaten Solok Selatan. Penelitian ini berupa pemetaan geologi dan pemetaan keberadaan bijih logam dengan metode polarisasi terinduksi. Hasil dari penelitian ini berupa pemodel 2D dan 3D dari zona mineralisasi, zona alterasi dan batuan *host rock* pada daerah tersebut.

- **Arfilita dkk. (2021)**

Melakukan penelitian mengenai geologi dan alterasi hidrotermal Cu-Au Skarn area prospek Tambulun Sulit Air, Kabupaten Solok, Provinsi Sumatra Barat. Dalam penelitian ini berupa pemetaan geologi permukaan dan pemetaan alterasi termasuk analisis laboratorium. Alterasi dan mineralisasi endapan skarn pada daerah ini umumnya terdapat di antara kontak antara batugamping Formasi Tuhur dan granodiorit Formasi Sulit Air. Mineralisasi bijih pada endapan skarn umumnya dikontrol oleh struktur sesar menganan barat laut – tenggara dan sesar mengiri barat daya timur laut, utara selatan.

Tabel 1 Penelitian Terdahulu

No	Peneliti	Tektonik	Struktur Geologi	Stratigrafi	Endapan Skarn	Pengontrol Endapan Skarn
1.	Darman dan Sidi (2000)					
2.	Rosidi dkk. (1996)					
3.	Meinert dkk. (2017)					
4.	Bodjawati dkk. (2020)					
5.	Arfilita dkk. (2021)					
6.	Nurhidayat (2022)					

Keterangan:

Sudah diteliti



Sedang diteliti



BAB II

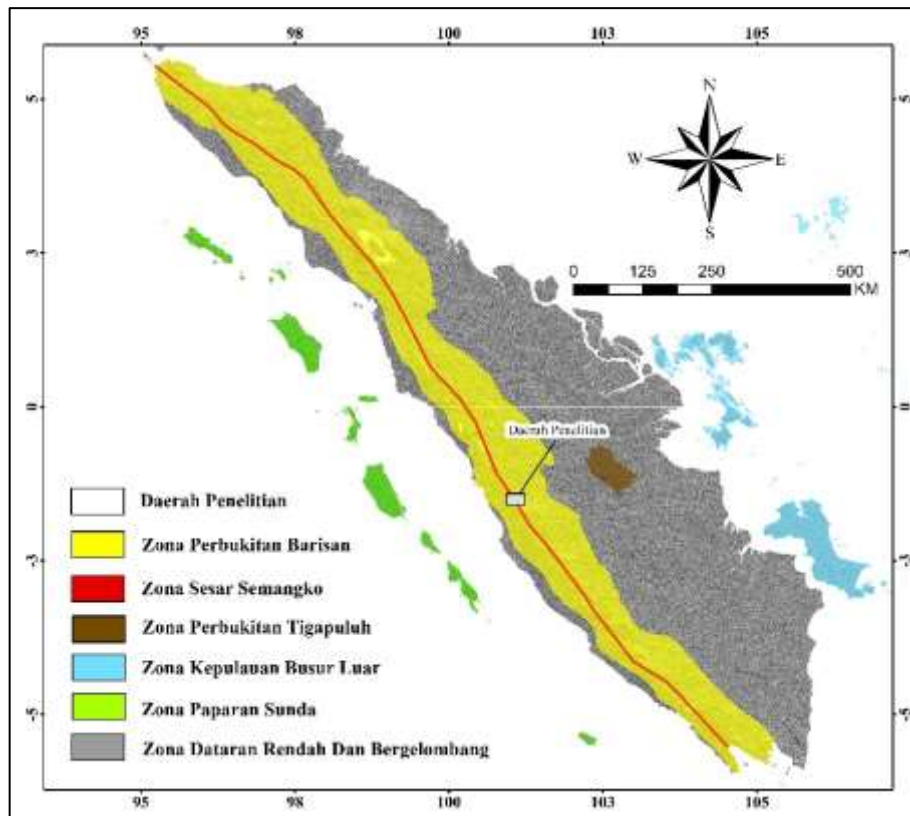
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Geologi Regional merupakan Gambaran informasi mengenai kondisi Geologi suatu wilayah dalam cakupan yang luas dan skala yang relatif lebih besar. Dengan Geologi Regional dapat membantu menginterpretasi mengenai daerah penelitian.

2.1.1 Fisiografi

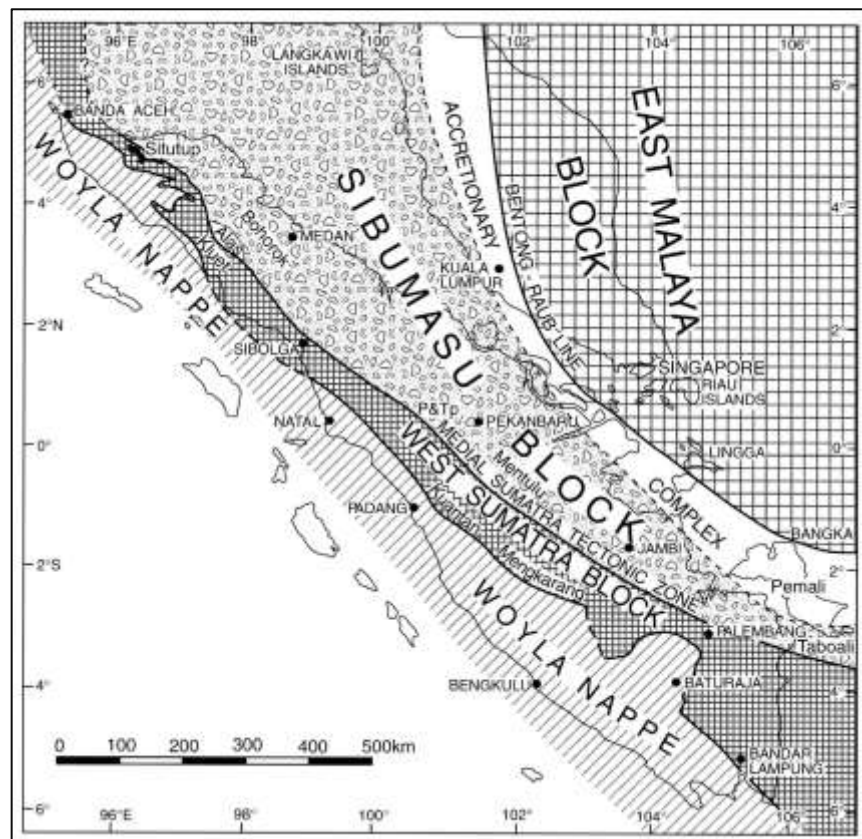
Bemmelen (1949) membagi Pulau Sumatra menjadi beberapa Zona Fisografi, diantaranya adalah Zona Perbukitan Barisan, Zona Sesar Semangko, Zona Perbukitan Tigapuluh, Zona Kepulauan Busur Luar, Zona Paparan Sunda, Zona Dataran Rendah dan Bergelombang (Gambar 2). Daerah penelitian merupakan bagian dari zona Fisografi Perbukitan Barisan dan zona Sesar Semangko, tepatnya pada segmen sesar Suliti, segmen ini bergerak menganan dan akibat pergerakan ini ditandai dengan adanya tinggian tinggian / gawir dari perbukitan Barisan.



Gambar 2. Pembagian Zona Fisografi Pulau Sumatra, berdasarkan Bemmelen (1949)

2.1.2 Tektonik

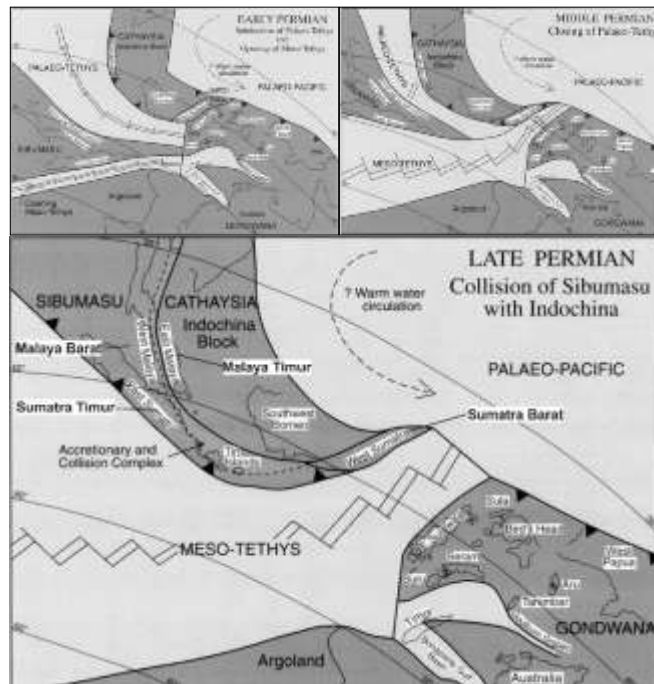
Pulau Sumatra merupakan Pulau yang terletak di Lempeng Eurasia tepatnya pada bagian tepi barat Sundaland yang berorientasi ke barat laut. Pulau Sumatra memiliki luas sekitar 435.000 km², dengan panjang 1650 km dari Banda Aceh di bagian barat laut hingga Tanjungkarang di bagian tenggara (Darman dan Sidi, 2000). Pulau Sumatra disusun oleh beberapa blok kerak (Gambar 4) akibat dari aktivitas tektonik dari zaman awal Permian hingga zaman Kapur, Metcalfe (2011 dan 2013) dan Barber dkk. (2005). Blok / Terrane penyusun Pulau Sumatra (Gambar 4) tersebut adalah Blok Sumatra Timur (Sibumasu), Blok Sumatra Barat, dan Blok Busur Woyla (Metcalfe, 2017).



Gambar 3. Blok Tektonik Pra-Tersier di Sumatra dan Semenanjung Malaya, modifikasi dari Hutchison (1994); Barber dan Crow (2003)

Barber dkk (2005) dalam buku *Sumatra Geology Resources and Tectonics* menungkapkan proses evolusi tektonik dalam pembentukan Pulau Sumatra. Proses evolusi tektonik ini terbagi menjadi beberapa fase dari zaman Permian Awal, Permian Tengah, Permian Akhir hingga Kapur.

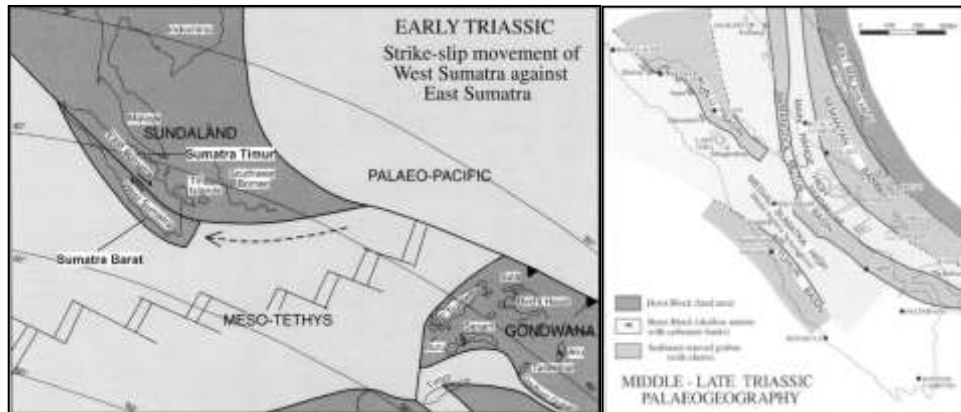
Fase Tektonik pertama terjadi pada zaman Permian Awal (Gambar 5), yaitu diawali dengan subduksi Samudera Paleotetis pada bagian selatan Blok Malaya Timur dan terjadi pemekaran Samudera Mesotetis. Kejadian tersebut menghasilkan area magmatik tipe adesitik di Blok Sumatra Barat berupa vulkanik dan sedimen yang terkait flora fauna tropis yaitu produk dari Formasi Pelepat, Formasi Mengkarang, Formasi Silungkang, dilanjutkan pemisahan Blok Sibumasi dari benua Gondwana berupa rifting dan membentuk kerak benua baru yaitu Samudera Mesotetis. Fase terakhir pergerakan Blok Sibumasi menuju blok Malaya Timur yaitu kolisi dari kedua Blok tersebut pada Permian Akhir. Kolisi antara kedua blok ini menyebabkan terbentuknya zona sutur Raub Bentong (Barber dkk., 2005).



Gambar 4. Fase Tektonik pertama pembentukan Pulau Sumatra pada Zaman Permian Awal, Permian Tengah dan Permian Akhir, modifikasi dari Barber dkk. (2005)

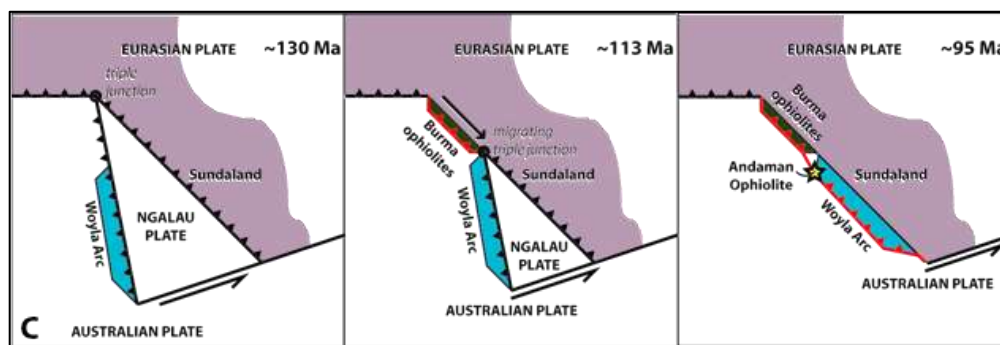
Fase Tektonik kedua terjadi pada zaman Trias (Gambar 6), yaitu terjadi pergerakan strike-slip dari Blok Sumatra Barat yang berada di timur menuju Blok Sibumasi, yang merupakan respon dari pemekaran lantai Samudera Mesotetis. Zona ini dinamakan *Medial Sumatra Tectonic Zone* (Hutchison, 1994; Barber dkk., 2005). Trias tengah hingga Trias akhir, seluruh pulau

Sumatra dan semenanjung Malaya mengalami perluasan Timurlaut-Baratdaya, dengan pembentukan graben Utara-Selatan, serta pembentukan cekungan Kuala dan cekungan Tuhur (Barber dkk., 2005)



Gambar 5. Fase Tektonik kedua Pulau Sumatra pada Zaman Trias. Daerah penelitian di interptasikan bagian dari blok Sumatra Barat, modifikasi dari Barber dkk. (2005)

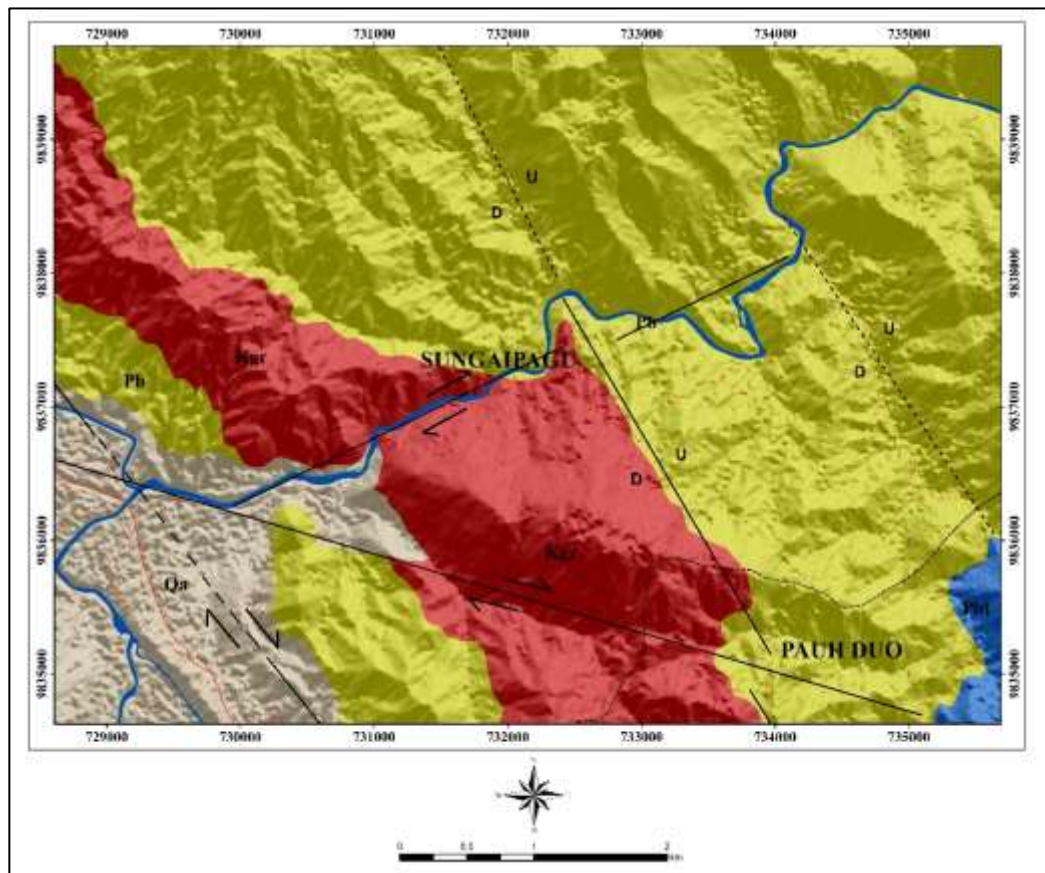
Fase tektonik ketiga terjadi pada zaman Jura hingga Kapur Akhir (Gambar 6). Pada fase ini Mesotetis mulai mensubduksi ke arah timur Sumatra. Bukti fase subduksi ini menghasilkan sabuk intrusi granitoid tipe-I pada Sumatra bagian tengah seperti intrusi Sulit Air, Batholith Bungo dan produk vulkanik Formasi Rawas, Formasi Tabir (Barber dkk., 2005). Pada kapur awal/ hingga kapur subduksi Lempeng Ngalau terhadap tepian baratdaya Daratan Sunda dengan bersamaan juga mensubduksi terhadap blok Woyla yang terdiri kumpulan busur vulkanik dan karbonat yang berada di bagian baratdaya dari Lempeng Ngalau (Advokat dkk., 2018). Pada Jura akhir terjadi obduksi antara blok Woyla terhadap Blok Sumatra Barat, dengan ditemukanya jejak fasies metamorf amfibolit di Formasi Kluet, perlipatan pada kelompok Formasi Asai, Formasi Rawas dan Formasi Peneta (Barber dkk., 2005).



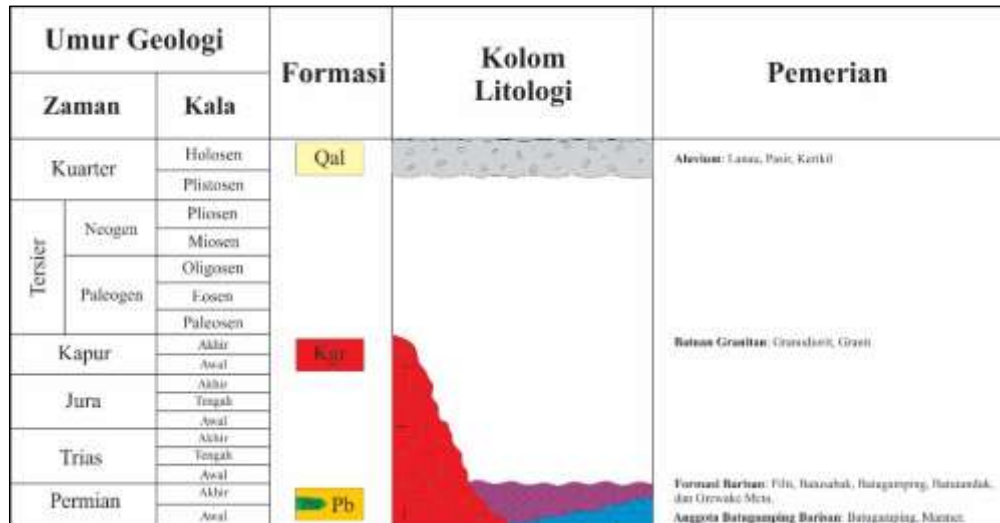
Gambar 6. Fase Tektonik ketiga pembentukan Pulau Sumatra pada Zaman Kapur (Advokat dkk., 2018)

2.1.3 Stratigrafi

Pada peta Geologi Lembar Painan dan Timur Laut Lembar Muarasiberut, Sumatra (Rosidi dkk., 1996), menjelaskan bahwa daerah penelitian tersebut disusun oleh beberapa Formasi yaitu Formasi Permian Barisan, Permian Barisan Batugamping, Formasi Kapur Granit, dan Endapan Kuarter Aluvium (Gambar 8). Susunan stratigrafi dari Formasi tetua hingga termuda pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 9).



Gambar 7. Peta Geologi Regional daerah penelitian modifikasi dari Rosidi dkk. (1996)



Gambar 8. Kolom Stratigrafi daerah penelitian merujuk dari Rosidi dkk. (1996)

Permian Barisan (Pb) merupakan formasi yang berumur permian dan disusun oleh batuan metamorf. Formasi ini disusun oleh Filit, Batusabak, Batugamping, Batutanduk, Serisit, Klorit dan Kuarsa. Sedikit Turmalin, Epidot, Zirkon, Grafit.

Permian Barisan Batugamping (Pbl) merupakan formasi yang disusun oleh batuan karbonat, diantaranya batugamping dan marmer.

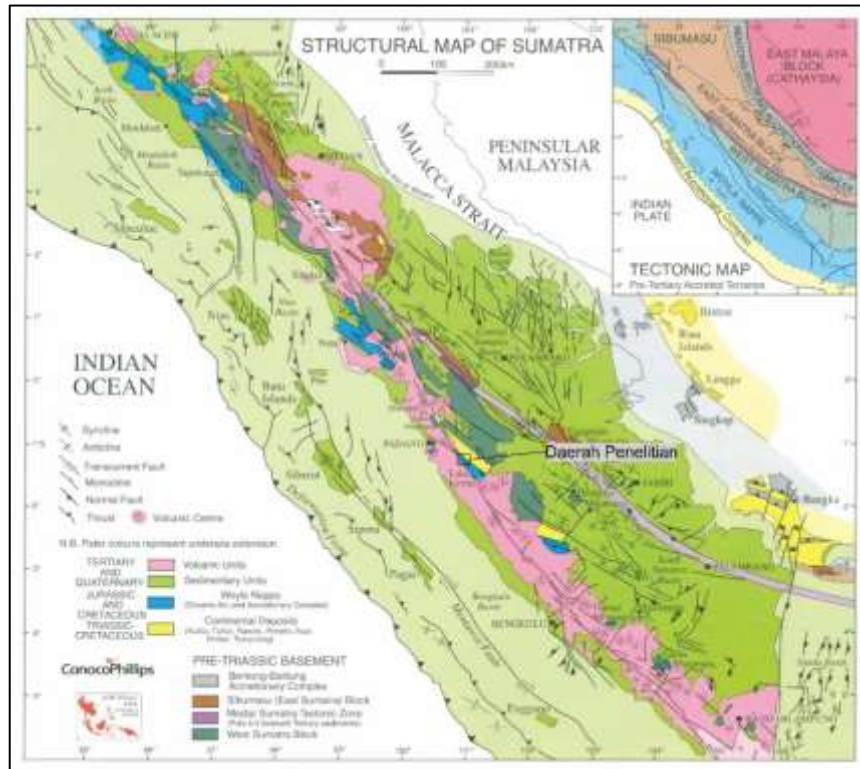
Kapur Granit (Kgr) merupakan formasi yang disusun oleh batuan beku intursi berumur kapur diantaranya, Granit, Granodiorit. Formasi ini mengintrusi batuan Formasi Permian Barisan dan Permian Barisan Batugamping.

Kuartar Aluvium (Qal) merupakan formasi termuda pada daerah penelitian yang oleh material-material aluvium berupa lanau, pasir dan kerikil. Material ini mengisi pada lembah sepanjang daerah penelitian.

2.1.4 Stuktur Geologi

Menurut Sieh dan Natawijaya, (2000) Pulau Sumatra memiliki 19 segmen sesar yang terdapat di punggung perbukitan barisan (Gambar 10), segmen ini ialah Segmen Seulimeun, Segmen Aceh, Segmen Tripa, Segmen Renum, Segmen Angkola, Segmen Toru, Segmen Barumon, Segmen Sempur, Segmen Sianok, Segmen Sumani, Segmen Suliti, Segmen Dikit, Segmen Ketaun, Segmen Musi, Segmen Manna, Segmen Kumering, Segmen Semangko, dan Segmen Sunda.

Lokasi Penelitian merupakan bagian dari Segmen Suliti, yang berbatasan dengan Danau Diateh dan Danau Dibawah hingga tenggara berbatasan dengan Gunung Kerinci, dengan panjang segmen 90 km.



Gambar 9. Peta struktur geologi pulau Sumatra (Barber dkk., 2005)

2.2 Dasar Teori

2.2.1 Endapan Hidrotermal

Endapan mineral secara genetik atau disebabkan oleh proses geologi. Klasifikasi tersebut yaitu endapan oleh proses magmatik, proses hidrotermal, proses metamorfisme, dan proses permukaan (Evans, 1993)

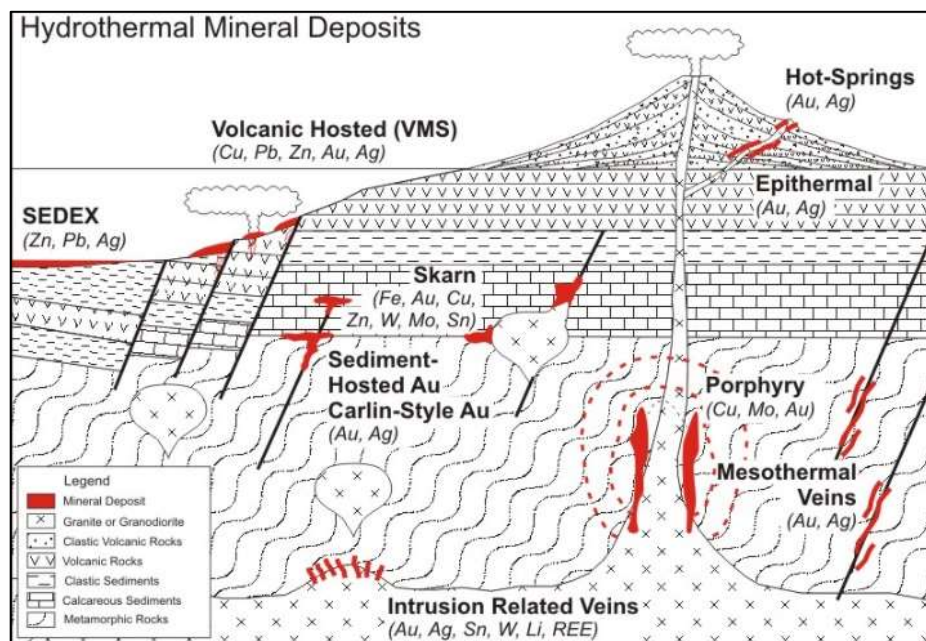
Endapan hidrotermal adalah endapan yang terbentuk akibat dari sirkulasi fluida hidrotermal yang mengendapkan mineral-mineral baru sebagai respon terhadap perubahan kondisi fisik maupun kimiawi dengan batuan yang dilewati, dimana fluida hidrotermal bersuhu 50°-500° C yang bersal dari sisa cairan magma dari dalam bumi yang bergerak ke atas dan kaya akan komponen pembentuk bijih dan terbentuk pada tekanan yang relatif tinggi (Bateman, 1950; Pirajno, 2009). Menurut Pirajno (2009), secara umum pembentukan bijih atau mineralisasi pada endapan jenis hidrotermal dipengaruhi oleh beberapa faktor, faktor pengontrol tersebut meliputi:

- Larutan hidrotermal yang berfungsi sebagai larutan pembawa mineral
- Zona lemah yang berfungsi sebagai jalur larutan hidrotermal
- Ruang yang berfungsi untuk pengendapan larutan hidrotermal
- Reaksi kimia dari batuan induk (*host rock*) dengan larutan hidrotermal yang memungkinkan terjadinya pengendapan bijih
- Konsentrasi larutan yang cukup untuk mengendapkan mineral bijih

Klasifikasi Endapan Hidrotermal

Lindgren (1933), membedakan atas tiga jenis endapan hidrotermal yakni hipotermal, mesotermal dan epitermal, termasuk di dalamnya temperatur dan tekanan serta faktor lingkungan geologi yang sangat berpengaruh terhadap pembentukannya. Berdasarkan tipe dan model endapan, endapan hidrotermal dapat dibagi menjadi beberapa tipe endapan, antara lain:

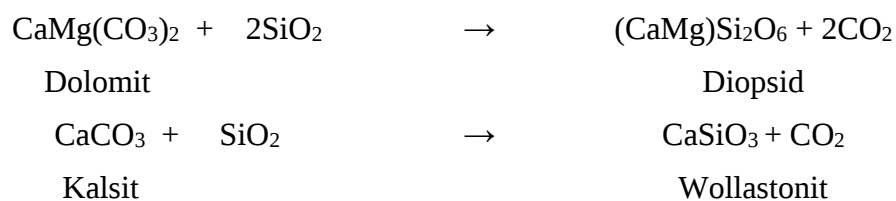
- Endapan epitermal (*epithermal deposit*).
- Endapan tembaga porfiri (*porphyry copper deposit*).
- Endapan skarn (*skarn deposit*).
- Endapan sulfida masif vulkanik (*volcanogenic massive sulfide deposit*).
- Endapan sedimentary exhalative atau SEDEX (*sedimentary exhalative deposit*).



Gambar 10. Skema jenis-jenis endapan Hidrotermal (Maulana, 2020)

2.2.2 Endapan Skarn

Endapan skarn adalah istilah yang digunakan untuk menjelaskan suatu batuan yang didominasi oleh mineral-mineral *calc-silica* yang terbentuk oleh proses penggantian atau *replacement* dari batuan yang bersifat karbonat selama proses metamorfisme atau akibat adanya kontak dengan proses metasomatisme yang berasal dari suatu Intrusi batuan beku (Meinert dkk., 2005); (Pirajno, 2009). Penambahan silika selama proses metamorfisme dan proses metasomatisme pada endapan Skarn seperti reaksi berikut:



Menurut Pirajno (2009), bahwa penambahan sejumlah besar silika menghasilkan berbagai mineral kalk-silika, kumpulan mineral alterasi dari batuan Skarn meliputi Ca, Fe, Mg, Mn Silikat, seperti epidot, garnet, klinopiroksen, klorinozoisit, wollastonit, diopsid, andradit, grossularit, vesuvianit dan biotit. Sistem alterasi skarn biasanya dikategorikan sebagai respon terhadap suhu dan evolusi fluida dari intrusi. Zonasi alterasi ini dimulai dari zona proksimal / endoskarn didalam batuan intrusi hingga zona distal pada eksoskarn. Pada zona endoskarn dicirikan oleh kelimpahan mineral garnet (grossularit-andradit) dan piroksen, sedangkan pada zona eksoskarn dicirikan oleh kelimpahan piroksen daripada garnet sehingga garnet dan piroksen menjadi komponen penting dalam suatu sistem skarn

Endapan Skarn dapat terbentuk selama proses metamorfisme regional atau kontak dan dari proses metasomatisme yang melibatkan larutan yang berasal dari magma, metamorfik, meteorik, dan marin. Pada umumnya endapan skarn dijumpai berdekatan dengan tubuh batuan beku plutonik, di sepanjang jalur patahan regional, pada sistem panas bumi yang dangkal, pada dasar samudra, dan pada kerak benua bagian bawah. Skarn juga sangat umum dijumpai berdekatan dengan endapan tipe porfiri (Pirajno, 2009)

Mineralogi dan Alterasi

Endapan skarn didominasi oleh mineral yang kaya akan Ca-Si terutama Garnet dan Piroksen sehingga mineralogi skarn sangat tergantung pada jenis jenis dari kedua mineral tersebut. Secara mineralogi, kumpulan mineral Ca-Si yang dijumpai dibedakan menjadi anhydrous dan hydrous mineral yang terbentuk akibat kontak antara batuan sumber dengan batuan karbonat (Meinert dkk, 2005). Zona ini sangat dipengaruhi oleh komposisi batuan yang kaya akan kandungan mineral karbonat. pada kondisi yang kurang air, zona ini dicirikan oleh pembentukan mineral Garnet, Klinopiroksin, dan Wollastonit serta mineral Magnetit dalam jumlah yang cukup melimpah, sedangkan pada zona yang kurang kaya air dicirikan oleh mineral Klorit, Tremolit-Aktinolit dan Kalsit. Mineralogi pada Skarn dapat dilihat pada (Tabel 2).

Tabel 2 Mineralogi Skarn (Meinert dkk., 2005)

Kelompok	Anggota	Singkatan	Komposisi	Nama terkait
Garnet	Grossularit	Gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Grandit
	Andradit	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
	Spessartin	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Subkalsik garnet
	Almandin	Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
	Pirop	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
Piroksen	Diopsid	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Salit
	Hedenbergit	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	
	Johannsenit	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	
	Fassait	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	
Olivin	Forsterit	Fo	Mg_2SiO_4	Montisellit Knebelit Glaucosorit
	Fayalit	Fa	Fe_2SiO_4	
	Tephroit	Tp	Mn_2SiO_4	
	Monticellit	Mc	Ca_2SiO_4	
Pirokseniod	Ferrosilit	Fs	FeSiO_3	Piroxmangit Bustamit
	Rhodonit	Rd	MnSiO_3	
	Wollastonit	Wo	CaSiO_3	
Ampibol	Tremolit	Tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Aktinolit
	Ferroaktinolit	Ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Mangan aktinolit	Ma	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hastingsit
	Hornblenda	Hb	$\text{Ca}_2\text{Mn}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Pargasit	Pg	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Ferrohastingsite	Fh	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Cummingtonit	Cm	$\text{Mg}_5\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Subkalsik ampibol
	Dannemorit	Dm	$\text{Mn}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
Epidot	Grunerit	Gru	$\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Pimontit	Pm	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Allanit	All	$(\text{Ca,REE})_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Epidot	Ep	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Pistasit	Ps	$\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Klinozoisit	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Plagioklas	Anorthit	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	
Skapolit	Meionit	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{OH},\text{Cl},\text{SO}_4)$	
Lainya	Vesuvianit	Vs	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH},\text{Cl},\text{F})_4$	
	Prehnit	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
	Axinit	Ax	$(\text{Ca,Mn,Fe})_3\text{Al}_2\text{BO}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})$	

Alterasi pada endapan skarn terbentuk pada fluida yang mempunyai salinitas tinggi dengan suhu sekitar 300°-700°C. Pengendapan bijih secara umum dibagi menjadi morfologi dan tekstur dari endapan. Pada endapan skarn terdapat dua morfologi endapan, yaitu mineralisasi secara menyebar (*disseminated mineralization*) dan mineralisasi pada urat (*lode mineralization*). Tipe mineralisasi desiminasi terjadi pada fase awal proses skarn (sama halnya dengan proses terjadinya alterasi potasik pada endapan porfiri), sedangkan morfologi endapan urat / *lode* terajadi sama dengan proses alterasi serisitik, silifikasi, dan argilik pada endapan porfiri. Kedua jenis morfologi ini bisa dijumpai pada endapan yang sama (Maulana, 2020).

Mineralisasi dan alterasi pada sistem endapan skarn juga memperlihatkan zoning, baik secara lateral maupun vertikal (terutama yang berasosiasi dengan sistem porfiri). Zoning juga sangat bergantung dengan jenis batuan yang digantikan (batugamping atau batulanau). Pada tipe mineralisasi desiminasi dijumpai mineral bornit, kalkopirit, magnetit pada zona dekat dengan tubuh intrusi yang diikuti dengan zona Pirit, Kalkopirit dan zona Pirit, Kalkopirit, Tenatit, Sfalerit, Galena dan zona Hematit atau Magnetit. Pada zona jauh dari tubuh intrusi dijumpai zona yang mengandung Pirit, Kalkopirit, Magnetit, Sfalerit, Tenantit dan Pirotit.

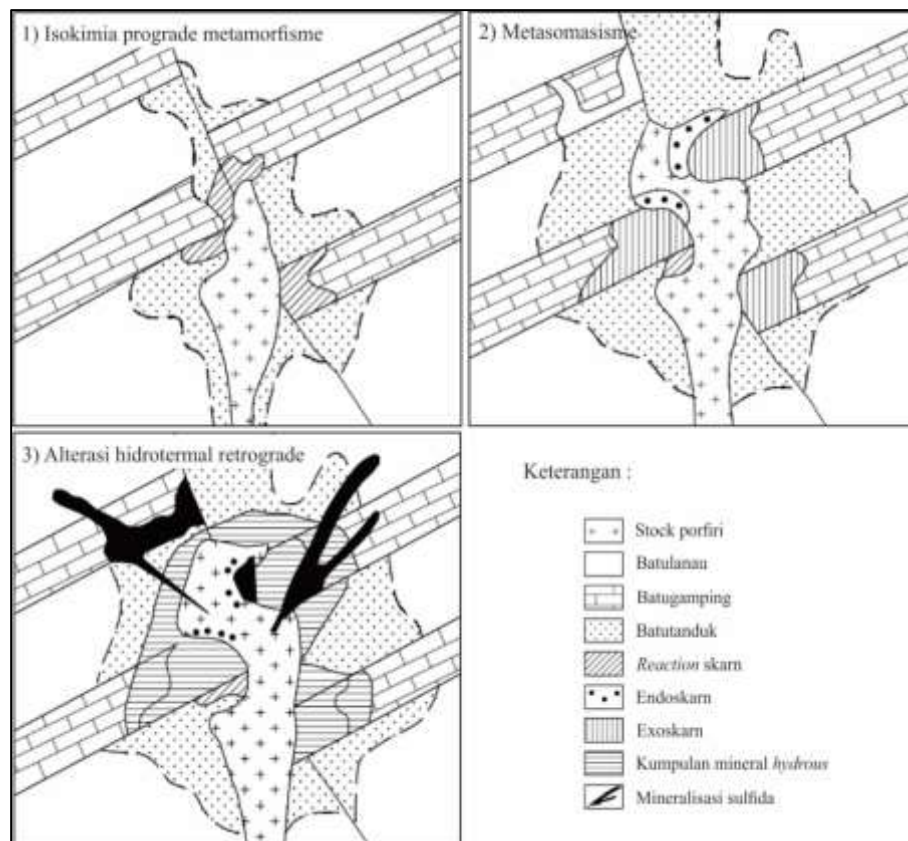
Genesis

Sebagian besar endapan skarn berasosiasi dengan busur magmatik yang berhubungan dengan subduksi dibawah kerak benua (Meinert dkk., 2005). Dalam pembentukannya meliputi serangkaian proses yang terkait dengan fase magmatik dan hidrotermal akhir dari tubuh batuan plutonik yang mengintrusi batuan sedimen. Pendinginan intrusi disertai dengan metamorfisme kontak dan metasomasisme pada batuan dinding. Tahapan tersebut (Gambar 17), diawali dari tahap isokimia prograde metamorfisme, metasomasisme dan diakhiri dengan tahap alterasi hidrotermal retrograde (Pirajno, 2009). Tahapan tahapan tersebut sebagai berikut ;

- Fase Isokimia prograde metamorfisme terjadi ketika intrusi menerobos batuan sedimen karbonat dengan sedikit atau tanpa penambahan

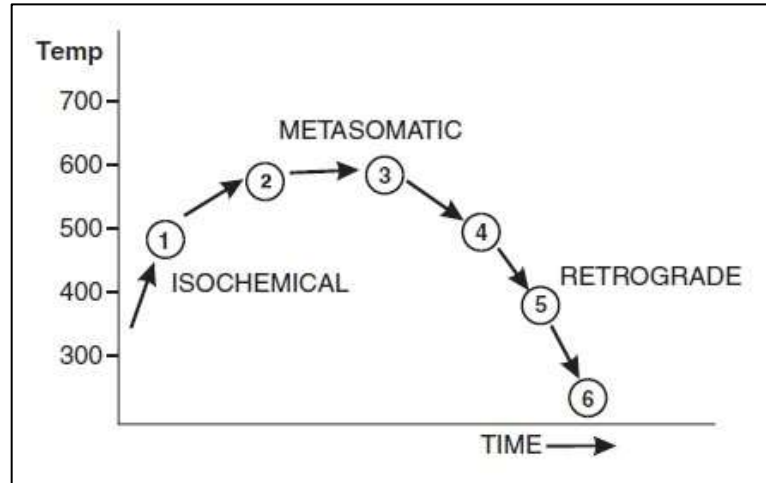
komponen kimia dengan kehadiran hornfels pada batuan intrusi dan reaksi skarn terjadi pada batuan karbonat,

- Fase metasomasis prograde terjadi eksolusi air magmatik yang menandakan berakhirnya proses metamorfisme dan mulai mengalami penurunan suhu dan pengkayaan mineral mineral yang dibawa oleh air magmatik. Air magmatik mengisi sepanjang kontak intrusi, rekahan, celah, patahan, kontak sedimen dan zona zona permeable (Meinert., 1992). Dengan perkembangan eksoskan dan endoskan yang ekstensif.
- Fase retrograde perlahan mengalami penurunan suhu seiring dengan pengkayaan garnet dan piroksen secara progresif mengalami pengkayaan Fe dan Penurunan kadar Mg. Fase ini seligus menjadi tanda awal dari fase skarn retrograde. Skarn retrograde terbentuk pada fase penurunan suhu dan komposisi fluida lebih lebih dominan air meteorik. Fase ini cendeung menghancurkan skarn sebelumnya dan didominasi oleh mineral *hydrous* dan sulfida (Einaudi dkk., 1981); Pirajno (2009).



Gambar 11. Skema tahapan pembentukan endapan skarn, modifikasi dari (Pirajno, 2009)

Endapan skarn berkembang dari suhu 700° hingga 200° dan tekanan berkisar 0,3 hingga 3 kilobar (Gambar 18). Carian metasomatik memiliki salinitas yang berkisar 10-45 wt% NaCl. Larutan hidrotermal dari magma mendominasi pada tahap awal dan fluida meteorik mendominasi pada tahap akhir/retrograde (Pirajno, 2009).



Gambar 12. Hubungan suhu-waktu pada tahapan endapan Skarn (Brown dkk., 1985); (Pirajno, 2009)

2.2.3 Karakteristik Endapan Skarn

Endapan skarn dibagi berdasarkan beberapa kriteria, diantaranya berdasarkan skala, batuan asal (*protolith*) yang berubah, dan logam yang dikandungnya. Berdasarkan skala, endapan skarn dibagi menjadi *reaction skarn* dan *replacement skarn* (Einaudi, 1982).

- *Reaction skarn*

Dicirikan dengan penyebaran yang tidak luas, umumnya berkisar dari milimeter hingga sentimeter dan sering disebut dengan *local exchange skarn* yang terbentuk dari proses high grade regional metamorphism pada kontak antara serpih dan batugamping.

- *Replacement skarn*

Dicirikan dengan penyebaran yang luas hingga ratusan meter dan sering disebut dengan *ore skarn* karena menghasilkan mineralisasi yang terbentuk dari adanya proses infiltrasi dari larutan yang bersal dari intrusi batuan beku.

Berdasarkan batuan asalnya/protolith, (Einaudi, 1982); (Pirajno, 2009), endapan skarn dibagi menjadi beberapa tipe sebagai berikut:

- *Endoskarn*

Dicirikan dengan terjadinya perubahan yang pada batuan beku intrusi atau batuan yang bersifat *aluminous* lainnya.

- *Exoskarn*

Tipe ini umumnya lebih berkembang dari pada *endoskarn* dan banyak mengandung mineral bijih. *Exoskarn* dibagi lagi menjadi 2, yaitu *exoskarn* yang dijumpai pada batuan yang bersifat dolomitik yang kaya akan Mg dengan mineral penciri seperti forsterit, serpentinit dan biasa disebut *magnesian skarn*. *Exoskarn* juga dijumpai pada batuan yang kaya akan karbonat dan Ca dengan mineral penciri berupa anhidrit, hedenbergite, dan biasa disebut dengan *calcic skarn*.

Berdasarkan hubungan sistem sistem intrusi dan kandungan logam ekonomis Einaudi (1982) membagi endapan skarn menjadi beberapa tipe sebagai berikut dan dapat dilihat pada Tabel 3

- *Iron-skarn* (Fe skarn)

Tipe skarn ini merupakan sumber utama dari bijih besi pada mineral magnetit dan sedikit Cu, Co, Ni, dan Au. Endapan ini terdiri dari *calcic* dan magnetit Fe skarn. *Calcic* Fe skarn cenderung dijumpai pada busur kepulauan yang bersifat oseanik, yaitu tubuh plutonik yang kaya akan Fe mengintrusi batugamping dan batuan gunungapi, sedangkan Magnetit-Fe skarn sebaliknya berasosiasi dengan tubuh plutonik dengan komposisi lebih beragam namun didominasi oleh granodiorit pada beragam lingkungan tektonik.

- *Tungsten skarn* (W skarn)

Endapan ini umumnya dijumpai pada tubuh plutonik yang bersifat *calc-alkaline*. yang dicirikan dengan kehadiran *metamorphic aureole* temperatur tinggi dan pegmatit. Mineral utama dari endapan ini yaitu wolframit dan scheelite.

- *Copper skarn* (Cu skarn)

Endapan ini biasanya berasosiasi dengan plutonik jenis *I-type* dan *magnetite-series* yang dijumpai pada kedalaman relatif dangkal yang mengalami alterasi hidrotermal intensif. Tipe skarn ini dicirikan dengan kehadiran garnet yang bersifat andradit (Mn-rich), diopsid, wolastonit,

aktinolit, dan Garnet dijumpai berlimpah di dekat dengan tubuh pluton, dengan sulfida yang umum dijumpai yaitu pirit, kalkopirit, dan bornit.

- *Zinc lead skarn* (Zn-Pb skarn)

endapan skarn ini dijumpai pada lingkungan kontinen yang berasosiasi dengan subduksi maupun *rifting*. Sumber bijih utama yaitu Zn, Pb, dan Ag yang didominasi oleh Zn. Berasosiasi dengan jenis batuan beku yang berkomposisi granit silika tinggi sampai dengan diorit.

- *Tin tungsten skarn* (Sn-W skarn)

Endapan skarn ini didominasi oleh granit dengan silika yang tinggi dan umumnya berasosiasi dengan alterasi tipe greisen. Sn skarn berhubungan dengan tubuh batuan granit yang dihasilkan oleh adanya proses *partial melting* dari kerak kontinen pada *rift setting*. Zona yang dibentuk yaitu dari *calcic-magnesian*, *oxide-rich* sampai dengan *sulphide-rich* dan mengandung F-B-Be-Li-W-Mo.

Tabel 3 Karakteristik Utama Endapan Skarn Pada Sistem Porfiri dan Non Porfiri Einaudi (1982)

Hubungan	Non-Porfiri			Porfiri	
	Fe	W	Sn-W	Cu	Zn-Pb
Ukuran (Mt)	5-200	0,1-2	0,1-3	1-400	0,2-3
Kadar	40% Fe	0,5% W	0,1-0,7% Sn	1-2% Cu	9% Zn, 6% Pb, 15g/t Ag
Logam Asosiasi	Cu,Co,Au	W,Mo,Cu,Zn,Bi	Sn,F,W,Cu,Zn	Mo,Zn,W,Ag	Ag,Cu,W
Jenis Batuan Beku	Gabro, Syenit, Diorit	Qz-Diorit, Qz Monzonite	Granit	Granodiorit, Qz-Monzonit	Granit, Diorit, Syenit.
Mineral Bijih	Magnetit, Kalkopirit, Kobalit	Skelit, Molibdenit, Kalkopirit, Spalerit, Magnetit, Pirit, Bismuth	Kasiterit, Skelit, Spalerit, Pirotit, Magnetit, Pirit	Kalkopirit, Pirit, Hematit, Magnetit, Pirotit,Molibdenit	Spalerit, Galena, Pirotit, Pirit, Magnetit, Kalkopirit
Mineral Awal	Ferosalit, Grandit, Magnetit	Ferosalit, Hedenbergit, Grandit	Idokrase, Andradit, Datolit	Andradit, Diopsit, Wolastonit	Mn-Hedenbergit, Andradit, Spessartine
Mineral Akhir	Ampibol, Edpidot Klorit	Spessartin, Alamandin, Grandit, Biotit, Horblenda	Ampibol, Mika, Klorit, Turmalin	Aktinolit, Klorit, Monmorilonit	Mn-Aktinilit, Ilvait, Klorit

BAB III

METODOLOGI

3.1 Waktu dan Lokasi

Penelitian dilaksanakan dari bulan Maret 2023 hingga bulan Juli 2023, pada (Tabel 3). Penelitian dilakukan di Nagari / Desa Koto Baru, Kecamatan Sungai Pagu, Kabupaten Solok Selatan, Provinsi Sumatra Barat. Dalam penelitian ini dilaksanakan dalam beberapa tahapan, yaitu tahap pendahuluan, tahap pengambilan data, tahap preparasi sampel, tahap pengolahan analisis data, tahap konsultasi dan diskusi, dan tahap sintesis.

Tabel 4 Jadwal kegiatan Penelitian

No	Kegiatan	2023																			
		Maret				April				Mei				Juni				Juli			
		1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
1.	Pendahuluan																				
2.	Pengambilan Data																				
3.	Preparasi Sampel																				
4.	Pengolahan dan Analisis Data																				
5.	Konsultasi dan Diskusi																				
6.	Sintesis																				

3.2 Alat dan Bahan

Adapun alat yang digunakan dalam penelitian ini yaitu:

1. GPS, digunakan untuk *plotting* lokasi pengamatan dan alat bantu navigasi selama penelitian.
2. Palu geologi, digunakan untuk pengambilan sampel batuan.
3. Kompas geologi, digunakan untuk pengambilan data geologi struktur berupa data struktur bidang, alat bantu navigasi, dan pengambilan arah *azimuth* foto
4. Lup, digunakan untuk pengamatan megaskopis mineral-mineral pada batuan

5. Meteran, digunakan untuk pengambilan data penampang stratigrafi
6. Komparator, digunakan sebagai parameter perbandingan mineral primer batuan dan pemerian batuan.
7. Busur derajat
8. Buku lapangan, digunakan untuk pengambilan data struktur geologi berupa struktur garis
9. Plastik sampel, digunakan untuk membawa sampel batuan setiap lokasi pengamatan.

Adapun bahan yang digunakan dalam penelitian ini yaitu:

1. Peta Topografi, digunakan untuk penentuan jalur lintasan berdasarkan topografi lokasi penelitian
2. HCl, digunakan untuk mengetahui batuan dengan komposisi karbonatan.

3.3 Metode Penelitian

Metode penelitian yang digunakan pada penelitian ini adalah survei. Dalam metode ini melakukan observasi atau pengamatan secara langsung berupa pengumpulan data berupa data lapangan geologi yaitu geomorfologi, petrologi, struktur geologi, stratigrafi dan secara tidak langsung menggunakan data laboratorium berupa analisis sampel batuan untuk mengetahui komposisi mineral batuan. Data ini akan saling dikorelasi dengan hasil penelitian untuk menguji dan membuktikan hipotesis yang telah dibuat/ditetapkan sebelumnya.

3.4 Tahap Penelitian

Dalam penelitian ini terdapat beberapa tahapan pada penelitian ini, yaitu tahap pendahuluan, tahap pengambilan data, tahap preparasi sampel, tahap pengolahan analisis data, dan tahap sintesis.

Pendahuluan

Pada tahap ini dibagi menjadi beberapa bagian, yaitu perizinan, studi literatur, pembuatan peta.

1. Perizinan

Tahap ini dilakukan sebagai syarat administrasi dari Universitas Jambi dan instansi terkait di daerah penelitian.

2. Studi Literatur

Studi literatur dilakukan untuk mendapatkan informasi dan Gambaran

mengenai kondisi geologi daerah penelitian. Studi literatur menggunakan data geologi regional, interpretasi awal menggunakan data topografi dan jurnal penelitian yang berkaitan dengan geologi daerah penelitian.

3. Pembuatan Peta

Peta digunakan sebagai Gambaran morfologi daerah penelitian. Peta yang dibutuhkan dalam penelitian ini / sebelum pengambilan data adalah peta topografi, peta kelurusan struktur geologi, peta rencana lintasan dan peta pola pengaliran dengan skala 1:25.000. Pembuatan peta menggunakan data-data Rupa Bumi Indonesia (RBI) dan *Digital Elevation Model National* (DEMNAS) yang di akses dari situs Geospasial Nasional.

Pengambilan Data

Pada tahap ini dilakukan pada lokasi penelitian dengan pengambilan data – data geologi berupa data Geomorfologi, data Struktur Geologi, data Petrologi, data Stratigrafi.

1. Geomorfologi

Pengambilan data geomorfologi dilakukan dengan cara pengamatan secara langsung untuk mengetahui klasifikasi satuan bentangalam, jenis jenis sungai, dokumentasi. Pengambilan data ini bertujuan untuk mengetahui proses-proses geomorfologi dan aspek morfologi, morfogenesis, morfokronologi, morfokonservasi daerah penelitian.

2. Struktur Geologi

Pengambilan data struktur geologi dilakukan dengan menggunakan kompas geologi dan busur derajat. Data struktur geologi yang diambil berupa *strike-dip*, *plunge*, *bearing*, *rake* pada bidang sesar dan *strike-dip* pada bidang kekar. Pengukuran ini bertujuan untuk mengetahui jenis struktur geologi dan mengetahui hingga arah tegasannya.

3. Petrologi

Pengambilan data petrologi dilakukan menggunakan palu geologi. Data petrologi yang diambil berupa sampel *handspecimen* batuan *fresh* / segar, batuan terlaterasi.

4. Stratigrafi

Pengambilan data stratigrafi menggunakan kompas geologi untuk mengukur kedudukan dan meteran untuk mengukur tebal lapisan batuan. Pengambilan data stratigrafi bertujuan untuk mengetahui kedudukan lapisan batuan dan urutan pengendapan dari lapisan batuan.

Preparasi Sampel

Pada tahap ini melakukan pemisahan dan persiapan sampel batuan lokasi pengamatan yang akan digunakan dalam analisis petrografi. Dalam analisis petrografi sampel yang akan dianalisis disayat tipis terlebih dahulu sebelum dilakukan pengamatan tekstur dan indentifikasi mineral. Dalam analisis mineralgrafi serbuk sampel yang digunakan akan di hancurkan menjadi serbuk.

Pengolahan dan Analisis Data

Pada tahap ini melakukan pengolahan data lapangan. Tahap ini dibagi menjadi analisis studio dan analisis laboratorium. Analisis studio meliputi geomorfologi, struktur geologi, stratigrafi. Analisis Laboratorium meliputi analisis petrografi dan analisis mineralgrafi serbuk

1. Analisis Studio

Tahap ini dilakukan untuk mengetahui bentuk asal dan bentuk lahan, analisis struktur geologi dan analisis stratigrafi lokasi penelitian.

Penentuan ini dilakukan berdasarkan pengamatan morfologi di lapangan dan interpretasi data *Digital Elevation Model National* (DEMNAS).

Analisis geologi struktur dilakukan untuk mengetahui jenis kekar dan jenis sesar berdasarkan data pengukuran struktur bidang dan struktur garis. Analisis data struktur geologi menggunakan diagram *roset* dan *stereonet* dengan bantuan aplikasi *Dips*. Penamaan sesar menggunakan klasifikasi *Richard*.

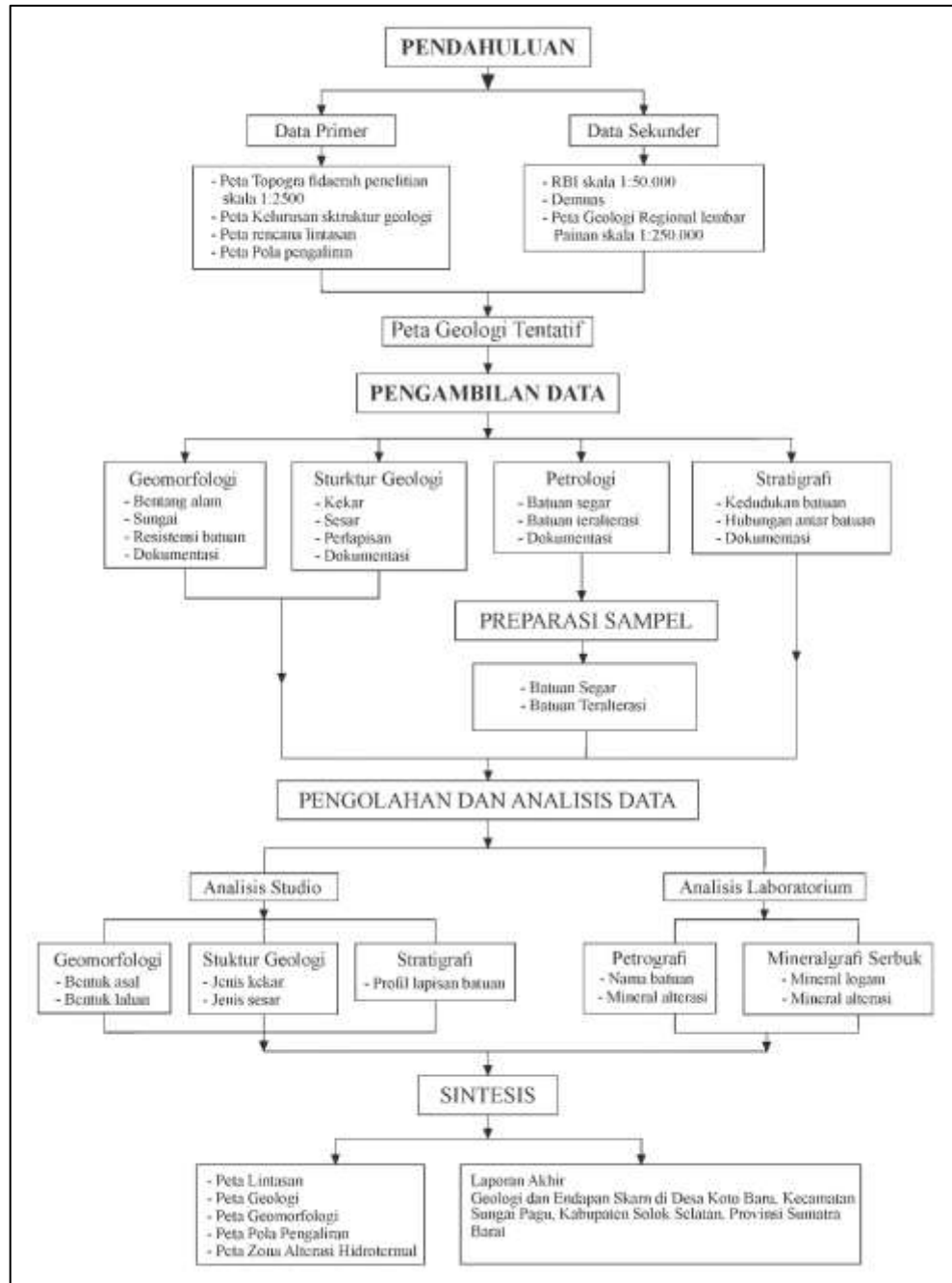
Analisis Stratigrafi dilakukan untuk mengetahui urutan / susunan batuan dari umur tertua hingga termuda dan mengetahui bagaimana hubungan stratigrafi antar batuan.

2. Analisis Laboratorium

Tahap ini dilakukan untuk mengetahui komposisi mineralogi secara fisik dan kimiawi dari batuan. Analisis laboratorium yang digunakan pada penelitian ini adalah analisis petrografi dan analisis mineralgrafi serbuk. Analisis petrografi dilakukan untuk mengetahui komposisi mineral primer dan mineral sekunder penyusun pada batuan yang dilakukan di Laboratorium Geoaccess Yogyakarta dengan hasil berupa komposisi batuan, jenis dan nama batuan. Analisis mineralgrafi serbuk dilakukan untuk mengetahui komposisi mineral alterasi dan mineral logam. Mineralgrafi serbuk dilakukan di Laboratorium Teknik Kebumihan Universitas Jambi.

Sintesis

Tahap ini merupakan tahap terakhir dari penelitian. Data data penelitian yang telah diolah, dianalisis dan disatukan dalam bentuk laporan akhir dan peta. Laporan akhir berisi uraian dari kondisi geologi dan topik dari penelitian. Peta dari penelitian ini berupa peta lintasan, peta pola pengaliran, peta geologi, peta geomorfologi, peta zona alterasi hidrotermal.



Gambar 13. Diagram alir penelitian.

BAB IV

GEOLOGI DAERAH PENELITIAN

4.1 Geomorfologi

Geomorfologi merupakan salah satu aspek geologi yang dapat memberikan informasi dari bentuk suatu permukaan bumi serta memberikan informasi mengenai proses apa saja yang mempengaruhi didalam pembentukannya dari kejadian geologi masa lampau hingga saat ini. Geomorfologi daerah penelitian diamati secara langsung dan tidak langsung, yaitu pengamatan pada bentang alam dan interpretasi data geospasial. Kondisi geomorfologi dari daerah penelitian diamati dan dipahami melalui pola pengaliran dan morfologi.

4.1.1 Pola Pengaliran

Pola pengaliran dapat memberikan informasi mengenai keadaan sungai pada suatu daerah. Pola pengaliran sungai terdiri dari pola pengaliran dasar dan pola pengaliran ubahan. Secara geologi faktor-faktor yang dapat mempengaruhi proses pembentukan dan perubahan dari pola pengaliran sungai terdiri dari jenis litologi batuan pengisi pada daerah tersebut, struktur geologi yang berkembang, proses erosi serta proses sedimentasi.

Berdasarkan analisis topografi dan pengamatan secara langsung dilapangan maka diketahui pola pengaliran sungai yang berkembang pada daerah penelitian yang mengacu pada klasifikasi Howard (1967), terdiri dari pola pengaliran dasar seperti Rectangular, dan pola pengaliran ubahan seperti Sub Paralel, dan Radial Sentrifugal seperti pada (Tabel 4). Peta pola pengaliran pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 14).

Tabel 4. Pola Pengaliran Daerah Penelitian

GAMBAR POLA PENGALIRAN		JENIS	PARAMETER	MAKNA GEOLOGI
Klasifikasi Howard (1967)	Bentuk Penelitian			
		RECTANGULAR	POLA PENGALIRAN	Pola pengaliran membentuk percabangan sungai yang membentuk siku dari sungai utama
			BENTUK LEMBAH	Bentuk lembah dengan sudut dominan terjal dan berbentuk V
			FAKTOR PENGONTROL	Umumnya di kontrol litologi yang seragam, lereng curam dan sangat dipengaruhi oleh kondisi struktur geologi berupa pengkekar manup sesar
		SUB PARALEL	POLA PENGALIRAN	Pola pengaliran membentuk percabangan sungai yang sejajar pada morfologi yang tidak begitu curam
			BENTUK LEMBAH	Bentuk lembah dengan sudut lumayan landai dan tidak terlalu terjal dan berbentuk lembah U-V
			FAKTOR PENGONTROL	Umumnya di kontrol oleh lereng dan litologi, lapisan batuan yang seragam, dan juga dipengaruhi oleh kondisi struktur geologi

		RADIAL SENTRIFUGAL	POLA PENGALIRAN	Pola pengaliran yang mengalir dari suatu titik pusat/tinggian dengan percabangan yang menyebar ke arah lembah
			BENTUK LEMBAH	Bentuk lembah dengan sudut terjal dan berbentuk lembah V
			FAKTOR PENGONTROL	Umumnya di kontrol oleh kelerengan yang curam, resistensi litologi yang tinggi.

Pola Pengaliran Rectangular

Pola pengaliran rectangular merupakan pola pengaliran dasar yang memiliki percabangan yang membentuk L dari sungai utama, umumnya ditemukan pada daerah dengan kelerengan relatif curam dengan lembah berbentuk V. Pola pengaliran ini dikontrol oleh litologi yang seragam, lereng yang curam dan struktur geologi berupa kekar maupun sesar. Pada daerah penelitian pola pengaliran ini menyebar pada daerah utara lokasi penelitian dengan arah aliran menuju Sungai Batang Bangko dengan litologi penyusun berupa granodiorit.

Pola Pengaliran Sub Paralel

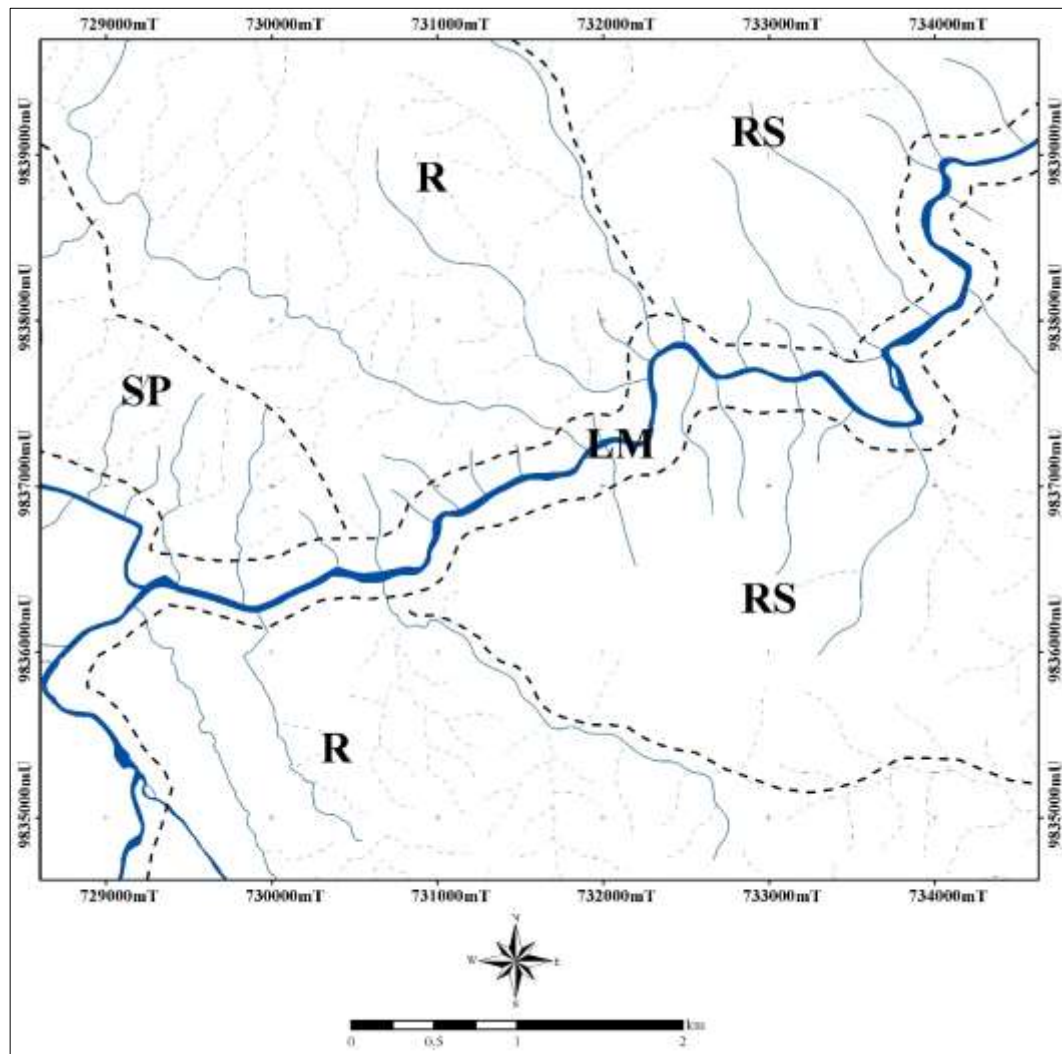
Pola pengaliran Sub Paralel merupakan pola pengaliran ubahan dari pola Pengaliran Paralel dimana pola pengaliran ini bentuk percabangan yang sejajar dengan sedikit kelokan, umumnya ditemukan pada daerah dengan kelerengan relatif curam hingga landai dengan lembah berbentuk U-V. Pola pengaliran ini dikontrol oleh bentuk topografi dan litologi yang seragam serta struktur geologi. Pada daerah penelitian pola pengaliran ini menyebar pada daerah barat dan timur lokasi penelitian dengan arah aliran menuju Sungai Batang Bangko dengan litologi granodiorit.

Pola Pengaliran Radial Sentrifugal

Pola pengaliran Radial Sentrifugal merupakan pola pengaliran ubahan dari pola Pengaliran Radial dimana pola pengaliran ini membentuk arah aliran yang menyebar dari suatu titik pusat atau suatu tinggian menuju lereng, umumnya ditemukan pada daerah dengan kelerengan relatif curam dengan lembah berbentuk V. Pola pengaliran ini dikontrol oleh topografi dan litologi batuan dengan resistensi yang kuat. Pada daerah penelitian pola pengaliran ini menyebar pada daerah tenggara lokasi penelitian dengan arah aliran menuju Sungai Batang Bangko dengan litologi penyusun berupa marmer.

Sungai Local Meandering

Sungai local meandering terdapat pada daerah penelitian, yaitu Sungai Batang Bangko dengan orientasi sungai barat daya-timur laut dengan arah aliran ke timur laut. Sungai ini mengalir pada batuan dasar (*bedrock stream*) berupa batuan beku dengan bentuk lembah V-U dan kelereng relatif curam. Pembentukan pola sungai ini disebabkan oleh faktor pengontrol berupa aktivitas struktur geologi dan resistensi batuan sedang hingga kuat.

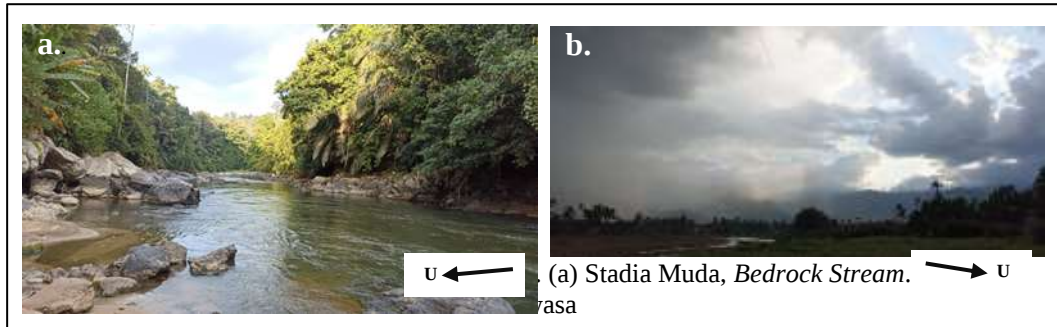


Gambar 14. Peta Pola Pengaliran Daerah Penelitian

Stadia Sungai

Stadia sungai dapat memberikan informasi mengenai seberapa jauh tingkat perubahan yang telah terjadi pada suatu bentang alam. Stadia dalam geomorfologi ditandai oleh sifat-sifat tertentu yang spesifik seperti proses endogen maupun

proses eksogen baik proses litologi, struktur geologi maupun proses erosional. Berdasarkan pengamatan secara langsung di lapangan, daerah penelitian disusun oleh 2 stadia sungai yaitu stadia muda dan stadia dewasa yang dicirikan dari bentuk lembah V hingga U. Secara umum, sungai-sungai pada daerah penelitian didominasi oleh sungai yang mengalir di atas batuan dasar (*bedrock stream*) dengan batuan dasar berupa batuan beku diorit dan granodiorit.



Pembentukan sungai stadia muda dipengaruhi oleh proses erosi yang berlangsung secara vertikal, sungai dengan stadia muda pada daerah penelitian dapat ditemui pada Sungai Batang Bangko. Sedangkan pembentukan sungai stadia dewasa ditandai dengan adanya dataran-dataran banjir disekitar sungai, sungai dengan stadia dewasa dapat ditemukan pada Sungai Batang Suliti.

4.1.2 Bentuklahan

Bentuklahan daerah penelitian merupakan hasil dari proses tenaga endogen dan tenaga eksogen. Tenaga endogen yang berpengaruh pada daerah penelitian berupa aktivitas tektonik dan magmatisme, sedangkan tenaga eksogen yang berpengaruh pada daerah penelitian berupa erosi, pelapukan, pelarutan dan sedimentasi. Berdasarkan interpretasi kontur dan pengamatan langsung dilapangan, morfologi daerah penelitian dapat dibedakan menjadi tiga bentuk asal yang mengacu pada klasifikasi Verstappen (1985) yang dimodifikasi terdapat beberapa bentuk asal diantaranya bentuk asal struktural. Bentuk asal struktural dibagi menjadi beberapa bentuk lahan berdasarkan karakteristik yaitu bentuklahan perbukitan struktural (S1) dan lembah struktural (S2). Selain bentuk asal sturuktural, pada daerah penelitian terdapat bentuk asal karst yang hanya memiliki karkteristik yang sama yaitu bentuklahan perbukitan karst (K1). Pada barat daya daerah penelitian cenderung memiliki morfologi yang landai relatif

membentuk suatu cekungan yaitu cekungan Muara Labuh dan dikategorikan sebagai bentuk asal fluvial berupa bentuklahan dataran fluvial (F1). Masing-masing bentuklahan tersebut memiliki aspek geomorfologi yang berbeda-beda berupa morfografi, relief, elevasi, pola pengaliran, morfostruktur aktif, morfostruktur pasif dan morfofokonservasi seperti yang terlihat pada (Tabel 5).

Tabel 5. Tabel Geomorfologi Daerah Penelitian

Satuan Geomorfologi		Struktural (S)		Karst (K)	Fluvial (F)
Aspek Geomorfologi		Perbukitan Struktural (S1)	Lembah Struktural (S2)	Perbukitan Karst (K1)	Dataran Fluvial (F1)
Morfogenesa	Morfografi	Perbukitan dengan morfologi bergelombang kuat, kelerengan yang lumayan curam dan terjal	Lembah dengan dengan morfologi lumayan curam, keterdapatn di antara perbukitan Struktural di pengaruhi oleh Struktur Geologi	Perbukitan dengan morfologi suram, kelerengan yang lumayan terjal dan banyak terdapat area pelarutan	Dataran dengan morfologi yang landai, dan banyak terdapat endapan aluvial
	Relief	lumayan curam	lumayan curam-landai	Sangat curam	Landai
	Elevasi (mdpl)	450 - 700	450 - 525	600 - 1025	375 - 425
	Pola Pengaliran	Rectangular, Sub-Dendritik, Sub-Paralel	Rectangular, Sub-Dendritik, Sub-Paralel	Radial Sentrifugal	Local Meandering
	Bentuk Lembah	V	V-U	V	U-V
	Morfostruktur Aktif	Aktivitas tektonik dan struktur geologi berupa sesar maupun kekar	Aktivitas tektonik dan struktur geologi berupa sesar maupun kekar	Aktivitas tektonik dan struktur geologi berupa sesar maupun kekar	-
	Morfostruktur Pasif	Resistensi batuan yang sedang-tinggi, disusun oleh batuan beku dan kelompok batuan metamorf, pengaruhi erosiional	Resistensi batuan yang sedang-tinggi, disusun oleh batuan beku dan kelompok batuan metamorf, pengaruhi erosiional	Resistensi batuan yang tinggi, disusun oleh batuan metamorf, dan batuan karbonat, dipengaruhi erosiional dan pelarutan karbonat	Resistensi batuan yang lemah, disusun oleh sedimentasi endapan aluvial
Morfofokonservasi		Hutan, perkebunan	Hutan, perkebunan	Hutan, perkebunan	Pemukiman, persawahan

Bentuklahan Perbukitan Struktural (S1)

Bentuklahan perbukitan struktural (S1) membentang luas pada daerah penelitian dan berkembang dibagian baratlaut, timur hingga timur laut daerah penelitian dengan luasan 44% dari luasan daerah penelitian, karakteristik perbukitan struktural pada daerah penelitian membentuk perbukitan bergelombang kuat dengan lereng curam dan terjal pada elevasi 450m-700m. Pola pengaliran yang mengalir pada bentuklahan ini adalah pola pengaliran rectangular dan subparalel yang mengalir menuju sungai utama Sungai Batang Bangko yang merupakan sungai utama pada daerah penelitian yang memiliki tingkat stadia sungai muda atau sungai dengan sistem *bedrock stream* dan memiliki bentuk lembah V. Morfostruktur aktif atau tenaga endogen yang mengontrol pada proses pembentukan bentuklahan ini adalah aktivitas tektonik struktur geologi berupa sesar dan kekar, sedangkan morfostruktur pasif yang mempengaruhi pembentukan bentuklahan ini adalah jenis batuan penyusun yang memiliki tingkat resistensi dari

sedang hingga tinggi serta dikontrol oleh proses pelapukan dan erosi. Pada peta geomorfologi bentuklahan ini ditandai dengan warna ungu. Pada bagian kaki perbukitan struktural ini lahannya dimanfaatkan sebagai wilayah perkebunan, sedangkan sebagian daerah lainnya hanya merupakan lahan tak terpakai berupa hutan. Kenampakan bentuklahan perbukitan struktural dapat dilihat pada (Gambar16).



Gambar 16. Bentuklahan Perbukitan Struktural (S1). Bentuklahan Lembah Struktural (S2).

Bentuklahan Lembah Struktural (S2)

Bentuklahan lembah struktural (S2) berkembang dibagian barat laut-timur dengan luasan 10% dari luasan daerah penelitian, karakteristik lembah struktural pada daerah penelitian membentuk lembah dengan morfologi relatif curam hingga landai, keterdapatannya berada di antara perbukitan struktural pada elevasi 450m-525m. Terdapat sungai utama pada bentuklahan ini yaitu Sungai Batang Bangko dengan tingkat stadia sungai muda atau sungai dengan sistem *bedrock stream* yang memiliki bentuk lembah V hingga U. Morfostruktur aktif atau tenaga endogen yang mengontrol pada proses pembentukan bentuklahan ini adalah aktivitas tektonik struktur geologi berupa sesar dan pengkekanan, sedangkan morfostruktur pasif yang mengontrol pada proses pembentukan bentuklahan ini adalah jenis batuan penyusun yang memiliki tingkat resistensi dari sedang hingga tinggi serta dikontrol oleh proses erosi. Pola pengaliran yang mengalir pada bentuklahan lembah struktural ini adalah pola pengaliran rectangular, dan subparalel dengan tingkat stadia sungai muda merupakan sungai dengan sistem *bedrock stream*. Pada peta geomorfologi bentuklahan ini ditandai dengan warna

ungu muda. Pada sebagian lembah struktural ini lahannya masih bisa dimanfaatkan sebagai wilayah perkebunan, sedangkan sebagian lembah lainnya hanya merupakan lahan tak terpakai atau hutan. Kenampakan bentuklahan lembah struktural dapat dilihat pada (Gambar16).

Bentuklahan Perbukitan Karst (K1)

Bentuklahan perbukitan karst (K1) berkembang dibagian utara dan selatan daerah penelitian dengan luasan 26% dari luasan daerah penelitian, karakteristik perbukitan karst pada daerah penelitian membentuk morfologi perbukitan dengan lereng yang relatif curam dan terjal pada elevasi 600m-1025m dengan bentuk lembah V. Pada bentuklahan ini banyak ditemui area yang telah mengalami proses pelarutan karbonatan. Morfostruktur aktif atau tenaga endogen yang mengontrol pada proses pembentukan bentuklahan ini adalah aktivitas tektonik struktur geologi berupa sesar dan kekar, sedangkan morfostruktur pasif yang mempengaruhi pembentukan bentuklahan ini adalah jenis batuan penyusun yang memiliki tingkat resistensi yang tinggi serta dipengaruhi oleh erosi dan pelarutan karbonat. Pola pengaliran pada daerah ini adalah radial sentrifugal dengan tingkat stadia sungai muda. Pada peta geomorfologi bentuklahan ini ditandai dengan warna oranye. Pada bagian kaki dari perbukitan karst ini lahannya dimanfaatkan sebagai wilayah perkebunan, sedangkan sebagian lainnya hanya merupakan hutan. Kenampakan bentuklahan perbukitan karst dapat dilihat pada (Gambar17).



Gambar 17. Bentuklahan Perbukitan Karst (K1). Bentuklahan Perbukitan Struktural (S1).
Bentuklahan Dataran Fluvial (F1)

Bentuklahan Dataran Fluvial (F1)

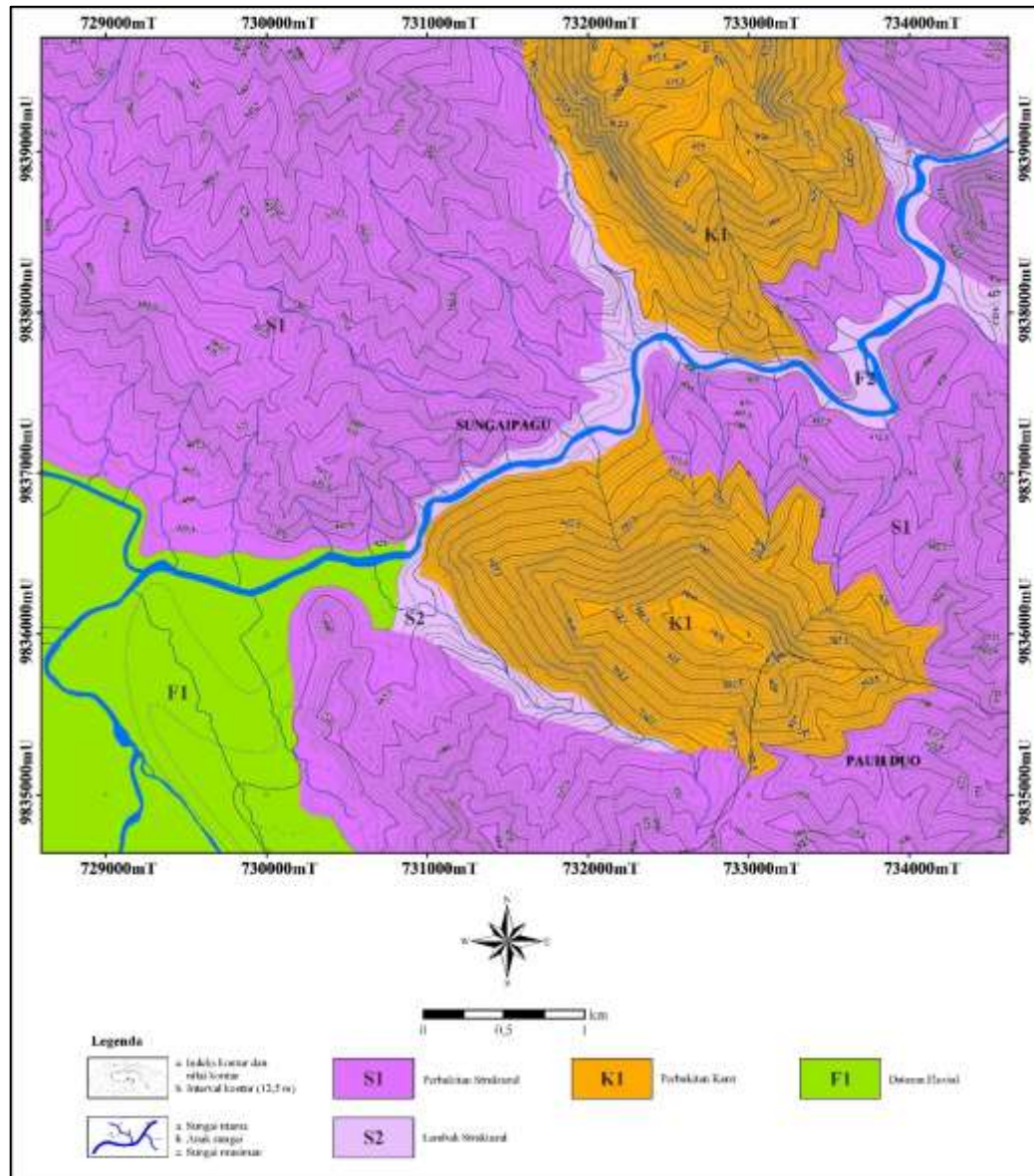
Bentuklahan fluvial (F1) berkembang dibagian baratlaut-timur dengan luasan 16% dari luasan daerah penelitian. Pengontrol yang paling dominan pada bentuk asal ini yaitu sedimentasi material-material aluvium yang mengisi cekungan dan belokan pada sungai, litologi dominan yang mengisi pada bentuk asal ini berupa endapan aluvial. Karakteristik dataran fluvial pada daerah penelitian membentuk morfologi yang landai pada elevasi 375m-425m dengan bentuk lembah relatif landai. Secara Morfogenesis, yang mengontrol pada proses pembentukan bentuklahan ini adalah sedimentasi material-material aluvium, sedangkan morfostruktur pasif yang mempengaruhi pembentukan bentuklahan ini adalah jenis batuan penyusun yang memiliki tingkat resistensi yang lemah hingga sedang. Pola pengaliran pada daerah ini adalah *local meandering* dengan tingkat stadia sungai dewasa. Pada peta geomorfologi bentuklahan ini ditandai dengan warna hijau. Pada bentuklahan ini sebagian besar dimanfaatkan sebagai wilayah pemukiman dan bagian lainnya dimanfaatkan sebagai lahan persawahan. Kenampakan bentuklahan dataran fluvial dapat dilihat pada (Gambar18).



Gambar 18. Bentuklahan dataran fluvial (F1).

Berdasarkan pengamatan secara langsung dilampangan, analisis bentuk lahan dan interpretasi mengenai satuan geomorfologi, daerah penelitian dapat dibagi menjadi tiga bentuk asal, yaitu bentuk asal satuan geomorfologi dan tiga bentuk yaitu bentuk asal struktural dengan bentuklahan perbukitan struktural (S1)

dan lembah struktural (S2), bentuk asal karst dengan bentuklahan perbukitan karst (K1) dan bentuk asal fluvial yang terdiri dari bentuklahan dataran fluvial (F1). Persebaran atau zonasi bentuklahan pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 19).



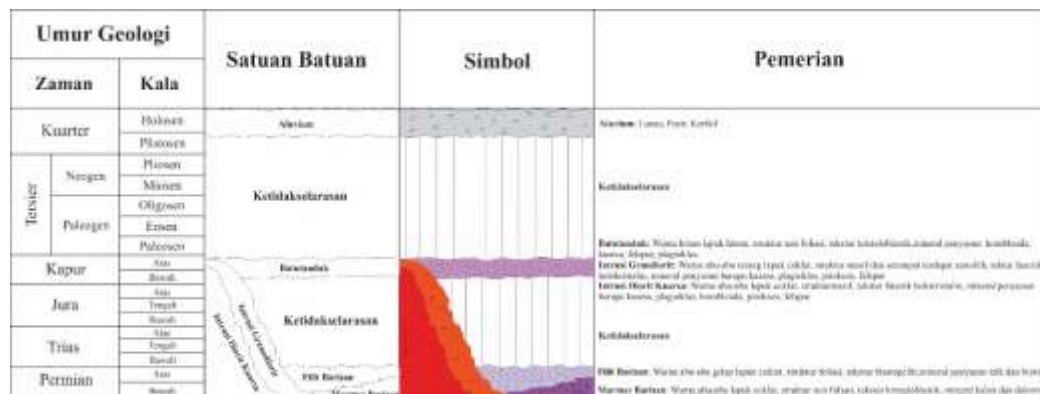
Gambar 19. Peta Geomorfologi Daerah Penelitian

4.2 Stratigrafi

Stratigrafi batuan pada daerah penelitian ditentukan berdasarkan hasil dari pemetaan geologi, analisis data sebelumnya dan analisis megaskopis fisik dan komposisi batuan untuk mengetahui genesa dan hubungan setiap satuan batuan. Selain hasil analisa tersebut, penentuan stratigrafi daerah penelitian juga

mempertimbangkan hasil analisis geomorfologi yang berkembang pada daerah penelitian dan mengacu pada peta geologi regional lembar Painan dan Timur Laut Muara Siberut dari Rosidi dkk. (1996), berdasarkan pemetaan geologi di lapangan, pada daerah penelitian disusun oleh beberapa satuan batuan, yaitu Marmer Barisan dan Filit Barisan yang berumur Permian, Intrusi Diorit Kuarsa, Intrusi Granodiorit berumur Kapur.

Penentuan satuan batuan yang terdapat pada daerah penelitian dilakukan berdasarkan jenis batuan dengan karakteristik yang sama. Karakteristik batuan yang sama dikelompokkan menjadi satu satuan batuan yang sama. Karakteristik batuan dapat diamati secara langsung dilapangan melalui beberapa parameter yaitu struktur, tekstur, dan komposisi mineral pada batuan. Selain aspek tersebut, dalam pengelompokan satuan batuan juga didukung oleh data laboratorium berupa hasil analisis petrografi batuan guna mendapatkan hasil yang lebih mendetail. Berdasarkan hal tersebut maka satuan batuan yang ditemukan pada daerah penelitian dapat dikelompokkan menjadi empat satuan batuan yaitu Marmer Barisan, Filit Barisan, Intrusi Granodiorit, Intrusi Diorit Kuarsa. Kolom stratigrafi dari satuan batuan daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 20)



Gambar 20. Kolom Stratigrafi Daerah Penelitian.

Marmer Barisan

Ciri Litologi. Litologi penyusun pada satuan ini adalah marmer, dimana marmer merupakan batuan metamorf kontak akibat dari intrusi dengan batuan asal dari batuan sedimen karbonat. Karakteristik umum dari marmer daerah penelitian secara megaskopis dengan warna fresh abu-abu dan warna lapuk kuning, struktur non foliasi, tekstur kristaloblastik, dan disusun oleh kalsit dan dolomit.



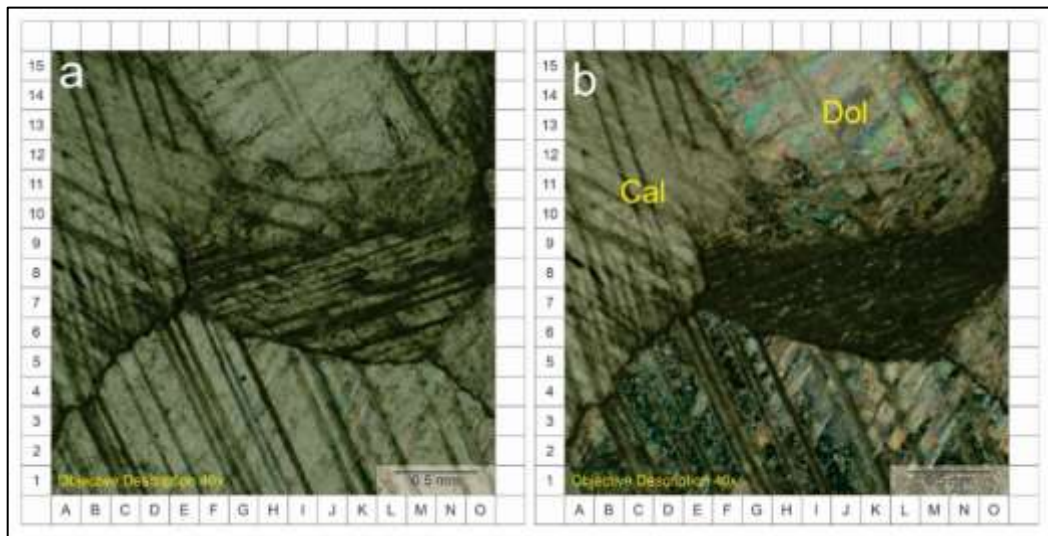
Gambar 21. (a) Kenapakan singkapan Marmer Barisan, (b) Foto dekat singkapan Marmer Barisan.

Distribusi dan Umur. Singkapan marmer ini ditemukan pada daerah penelitian pada bagian utara hingga selatan dan mencakup 32% dari luasan daerah penelitian, sebaran marmer pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 31). Singkapan marmer tersingkap pada area lembah hingga bukit yang termasuk dari bentuk asal karst. Pada daerah penelitian singkapan marmer ditemukan dalam kondisi segar hingga lapuk dan beberapa tempat terjadi pelarutan senyawa karbonatan terutama singkapan yang berada pada aliran sungai. Umur dari satuan batuan ini ditentukan mengacu pada Geologi Regional Lembar Painan dan Timur Laut Muara Siberut oleh Rosidi dkk. (1996) bahwa marmer ini berumur Permian (280-251 juta tahun lalu) yang merupakan bagian dari satuan Marmer Barisan.

Petrografi. Penentuan jenis batuan juga dilakukan secara mikroskopis melalui analisis petrografi dengan perbesaran okuler 10x dan perbesaran objektif 4x baik pada nikol silang (XPL) maupun pada nikol sejajar (PPL) dan dari hasil pengamatan tersebut diketahui jenis batuan ini adalah marmer, mengacu pada University of Norte Dame. (2017) dengan hasil analisis memiliki tekstur umum dengan tingkat kristalinitas kristaloblastik, ukuran kristal halus (<1mm) hingga sedang (1-55mm), bentuk kristal hypidioblastic, granuloblastik. Dengan tekstur khusus porfiroblastik. Struktur non-foliasi granofelsic, komposisi kalsit 83% dan dolomit 17%. Analisis petrografi marmer dapat dilihat pada (Gambar 23).

Kalsit dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi biru, hijau, kuning dan tanpa warna dengan ukuran butir halus (<1mm) hingga sedang (1-5mm),

bentuk kristal subhedral dengan belahan tiga arah, relief rendah dan pleokroisme trikroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL, kalsit memiliki warna interferensi biru, hijau, kuning dan tanpa warna, orde 4, sudut pemadaman gelap paralel dan memiliki kembaran yaitu albit. Dolomit dalam pengamatan PPL tanpa warna dengan ukuran butir halus (<1mm), bentuk kristal subhedral dengan belahan tiga arah, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL, Dolomit memiliki warna interferensi abu-abu orde 4, sudut pemadaman gelap miring dan memiliki kembaran yaitu albit.



Gambar 22. Sayatan petrografi marmer, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral kalsit (Cal), dan dolomit (Dol).

Hubungan Stratigrafi. Hubungan stratigrafi Marmer Barisan dengan satuan batuan lain yang lebih muda pada daerah penelitian yaitu tidak selaras, hal tersebut dikarenakan tidak adanya pengendapan setelah permian dan perbedaan dalam jenis batuan.

Filit Barisan

Ciri Litologi. Litologi penyusun pada satuan batuan ini adalah filit, dimana filit merupakan batuan metamorf regional akibat dari aktivitas struktur geologi maupun pembebanan material yang lebih muda. Secara umum filit terbentuk dari batuan asal berupa batuan sedimen. Karakteristik umum dari filit daerah penelitian secara megaskopis dengan warna fresh abu-abu gelap dan warna lapuk kuning, struktur foliasi, tekstur blastopellit, dan disusun oleh mineral berupa talk dan biotit.



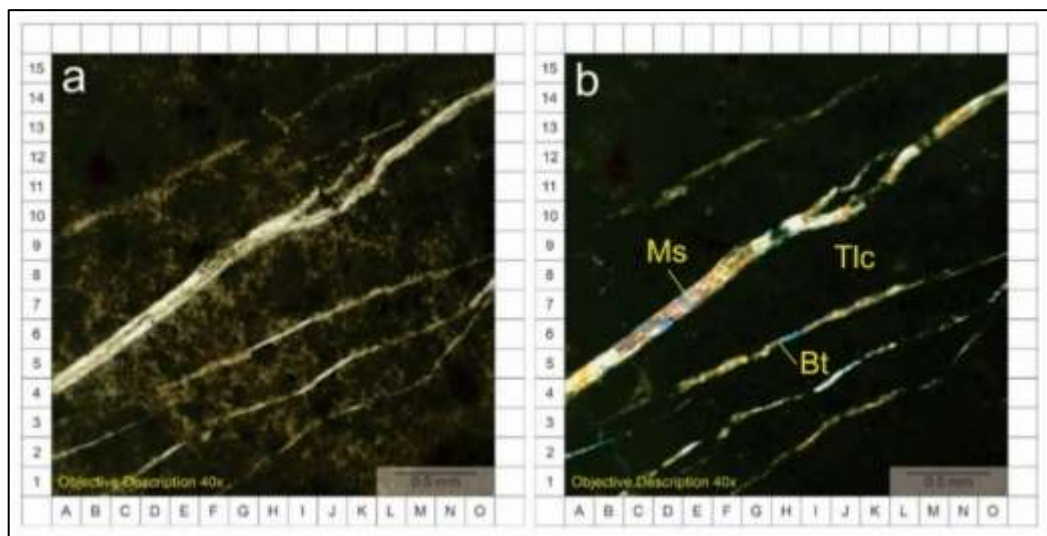
Gambar 23. (a) Kenapakan singkapan Filit Barisan, (b) Foto dekat singkapan Filit Barisan.

Distribusi dan Umur. Singkapan filit ini ditemukan pada daerah penelitian pada bagian utara hingga selatan dan mencakup 18,1 % dari luasan daerah penelitian, sebaran filit pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 31). Singkapan filit tersingkap pada area lembah hingga bukit yang termasuk dari bentuk asal struktural. Pada daerah penelitian singkapan filit ditemukan dalam kondisi segar hingga lapuk. Umur dari satuan batuan ini ditentukan mengacu pada Geologi Regional Lembar Painan dan Timur Laut Muara Siberut oleh Rosidi dkk. (1996) bahwa filit ini berumur Permian (280-251 juta tahun lalu) yang merupakan bagian satuan Filit Barisan

Petrografi. Penentuan jenis batuan juga dilakukan secara mikroskopis melalui analisis petrografi dengan perbesaran okuler 10x dan perbesaran objektif 4x, dan dari hasil pengamatan tersebut dapat diketahui jenis batuan ini adalah filit, dengan penamaan mengacu pada University of Norte Dame. (2017) dengan hasil analisis memiliki tekstur umum dengan tingkat kristalinitas kristaloblastik, ukuran kristal halus (<1mm), bentuk mineral hypidioblastic, nemoblastik. Struktur foliasi phyllitic dan komposisi batuan tersusun oleh mineral fenokris berupa talk dengan persentase 21%, biotit dengan persentase 1%, muskovit dengan persentase 1%, dan disusun oleh groundmass dengan persentase 78%. Analisis petrografi filit dapat dilihat pada (Gambar 24).

Talk dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna, dengan ukuran butir halus (<1mm), bentuk kristal euhedral dan tidak

memiliki belahan, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interfensi kuning-biru orde 1, sudut pemadaman gelap parallel dan tidak memiliki kembaran. Biotit dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi coklat dengan ukuran butir halus (<1mm), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme dikroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interfensi coklat kehitaman orde 2, sudut pemadaman gelap miring dan tiak memiliki kembaran. Groundmass didominasi oleh mikrolit biotite yang berwarna abu-abu kecoklatan dan berukuran halus (<1mm). Muskovit dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi abu-abu kecoklatan dengan ukuran butir halus (<1mm), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme dikroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interfensi coklat kehitaman orde 2, sudut pemadaman gelap miring dan tiak memiliki kembaran. Groundmass didominasi oleh mikrolit biotite yang berwarna abu-abu kecoklatan dan berukuran halus (<1mm).

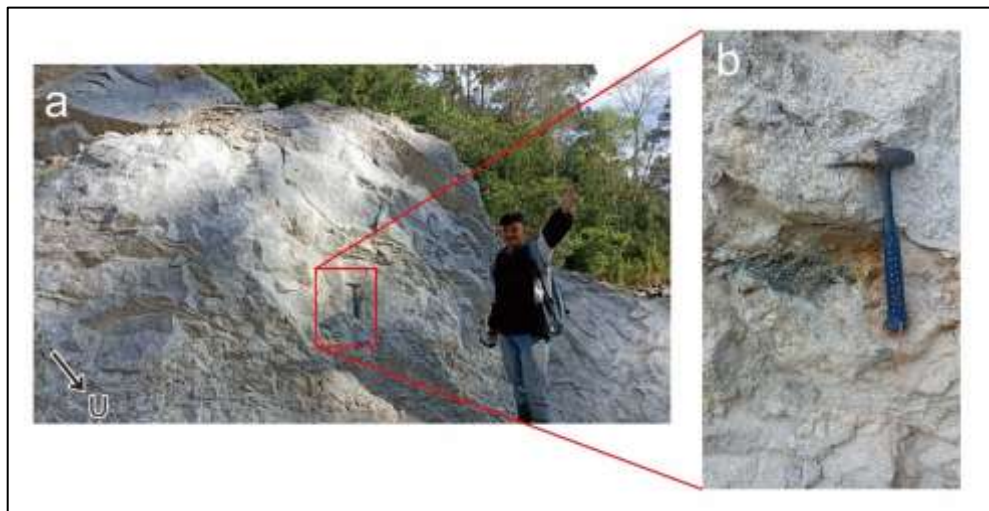


Gambar 24. Sayatan petrografi filit, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral talk (Tlc), muskovit (Ms) dan biotit (Bt).

Hubungan Stratigrafi. Hubungan stratigrafi filit dengan satuan batuan lain yang lebih muda pada daerah penelitian yaitu tidak selaras, hal tersebut dikarenakan tidak adanya pengendapan setelah permian dan perbedaan dalam jenis batuan.

Intrusi Granodiorit

Ciri Litologi. Litologi penyusun pada satuan batuan ini adalah granodiorit, yang batuan beku plutonik dengan komposisi magma yang bersifat asam. Karakteristik dari granodiorit daerah penelitian secara megaskopis dengan warna fresh abu-abu terang dan wana lapuk kuning, struktur masif dan beberapa tempat terdapat xenolith, tersusun atas masa kristal atau holokristalin dengan ukuran mineral fanerik, mineral penyusun kuarsa, piroksen, plagioklas, feldspar.



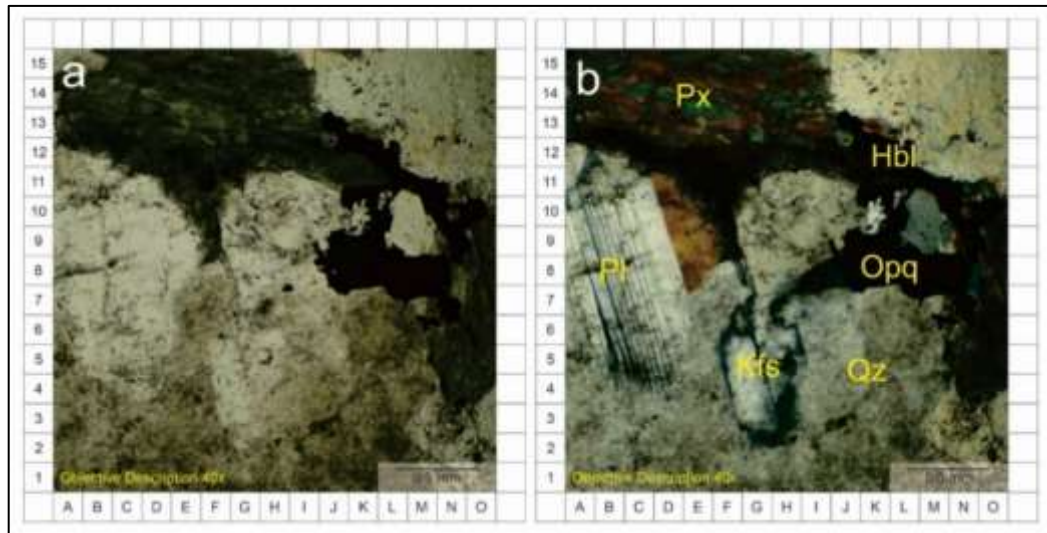
Gambar 25. (a) Kenapakan singkapan Intrusi Granodiorit, (b) Foto dekat singkapan Intrusi Granodiorit.

Distribusi dan Umur. Singkapan intrusi granodiorit ini ditemukan pada daerah penelitian pada bagian barat hingga timur dan mencakup 35,6 % dari luasan daerah penelitian, sebaran intrusi granodiorit pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 31). Singkapan granodiorit tersingkap pada area lembah hingga bukit yang termasuk dari bentukasal struktural. Pada daerah penelitian singkapan struktural ditemukan dalam kondisi segar hingga lapuk dan beberapa singkapan telah mengalami proses alterasi. Umur dari satuan batuan ini ditentukan mengacu pada Geologi Regional Lembar Painan dan Timur Laut Muara Siberut oleh Rosidi dkk. (1996) bahwa intrusi granodiorit ini berumur Kapur (141-100 juta tahun lalu) yang merupakan bagian dari satuan Intrusi Granodiorit

Petrografi. Penentuan jenis batuan juga dilakukan secara mikroskopis melalui analisis petrografi dengan perbesaran okuler 10x dan perbesaran objektif 4x baik pada nikol silang (XPL) maupun pada nikol sejajar (PPL) dan dari hasil

pengamatan tersebut dapat diketahui jenis batuan ini adalah granodiorit, penamaannya mengacu pada Streckeisen (1967) dengan hasil analisis memiliki memiliki tekstur umum dengan tingkat kristalinitas holokristalin, ukuran kristal halus ($<1\text{mm}$) hingga sedang ($1-5\text{mm}$), derajat granularitas inequigranular (porfiroafanitik), bentuk kristal euhedral-subhedral, memiliki tekstur khusus intergranular dan mineral penyusun kuarsa dengan persentase 41%, piroksen dengan persentase 25%, plagioklas dengan persentase 15%, mineral opa dengan persentase 11% dan feldspar dengan persentase 8%. Analisis petrografi granodiorit dapat dilihat pada (Gambar 26).

Kuarsa dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$) hingga sedang ($1-5\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dan tidak memiliki belahan, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi kuning-biru orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan tidak memiliki kembaran. Piroksen dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi coklat dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal subhedral dengan belahan dua arah, relief tinggi dan pleokroisme trikoik, sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi biru-merah orde 3 dengan sudut pemadaman gelap miring dan memiliki kembaran yaitu albit. Plagioklas dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme monokroik, sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi abu-abu orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan memiliki kembaran yaitu albit. Opa dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi hitam dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dengan relief tinggi. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi hitam orde 1. Feldspar dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi abu-abu orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan memiliki kembaran yaitu karlsbad.

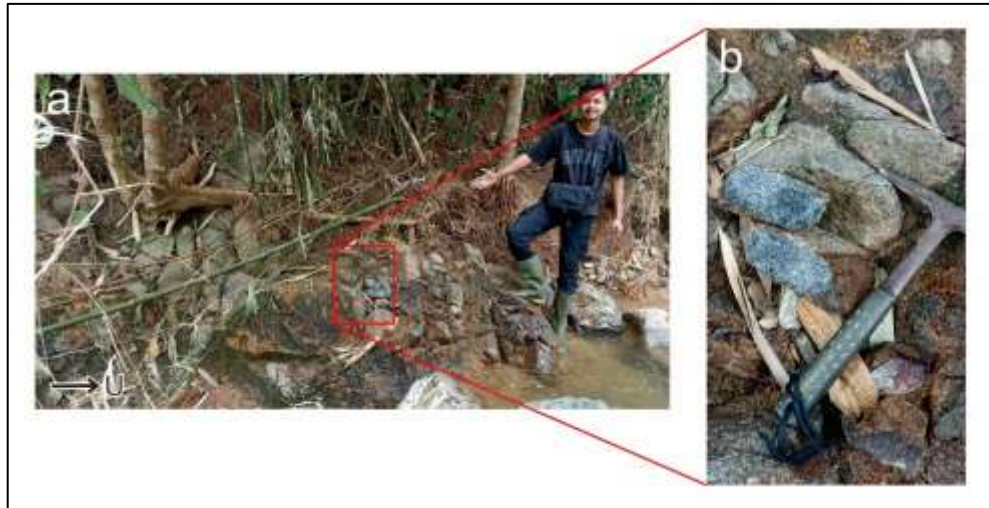


Gambar 26. Sayatan petrografi granodiorit, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral piroksen (Px), kuarsa (Qz), plagioklas (Pl), K-feldspar (Kfs), dan opa (Opq).

Hubungan Stratigrafi. Hubungan stratigrafi intrusi granodiorit dengan satuan batuan lain yang lebih tua pada daerah penelitian yaitu berupa intrusi, hal tersebut dikarenakan adanya kontak intrusi dari granodiorit terhadap satuan lainnya.

Intrusi Diorit Kuarsa

Ciri Litologi. Litologi penyusun pada satuan batuan ini adalah diorit kuarsa, dimana diorit kuarsa merupakan batuan beku plutonik dengan komposisi magma yang bersifat intermediet. Karakteristik umum dari granodiorit daerah penelitian secara megaskopis dengan warna fresh abu-abu gelap dan wana lapuk coklat, struktur masif, tersusun atas masa kristal atau holokristalin dengan ukuran mineral fanerik, dan tersusun atas mineral kuarsa, plagioklas, hornblenda, feldspar.

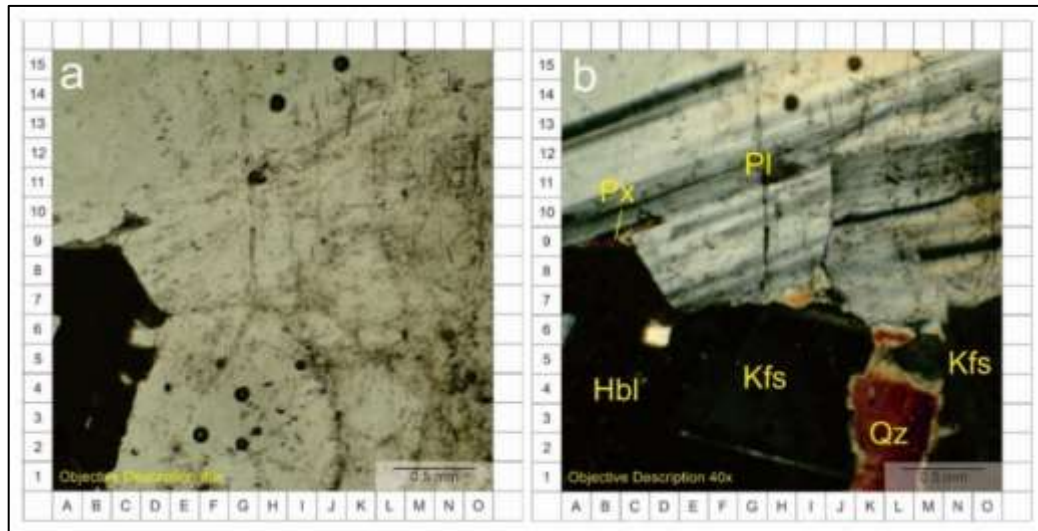


Gambar 27. (a) Singkapan Intrusi diorit kuarsa, (b) Foto dekat singkapan intrusi diorit kuarsa.

Distribusi dan Umur. Singkapan intrusi diorit kuarsa ini ditemukan pada daerah penelitian pada bagian barat hingga timur dan mencakup 11,3% dari luasan daerah penelitian, sebaran intrusi diorit kuarsa pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 31). Singkapan diorit kuarsa tersingkap pada area lembah hingga bukit yang termasuk dari bentukasal struktural. Pada daerah penelitian singkapan struktural ditemukan dalam kondisi segar hingga lapuk dan beberapa singkapan telah mengalami proses alterasi. Umur dari satuan batuan ini ditentukan mengacu pada Geologi Regional Lembar Painan dan Timur Laut Muara Siberut oleh Rosidi dkk. (1996) bahwa intrusi diorit kuarsa ini berumur Kapur (141-100 juta tahun lalu) yang merupakan bagian dari satuan Intrusi Diorit Kuarsa.

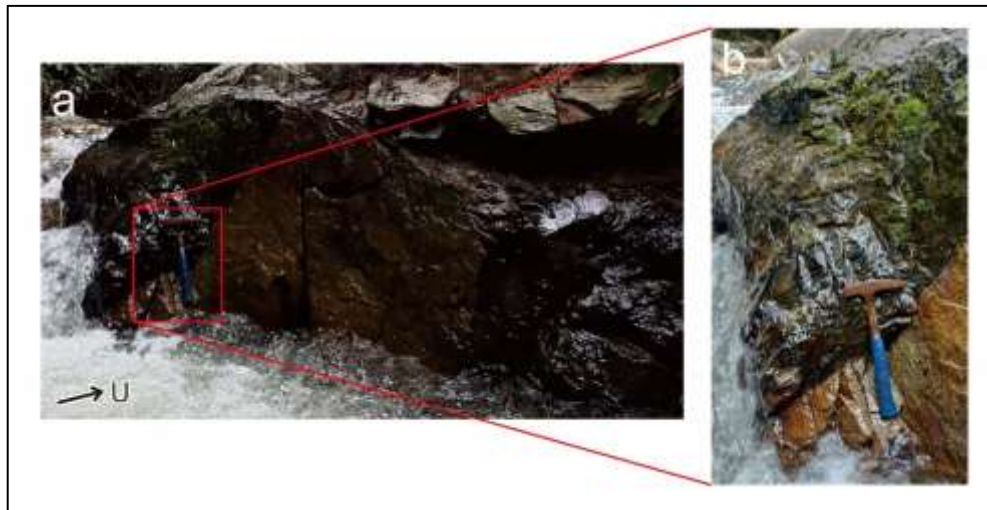
Petrografi. Penentuan jenis batuan juga dilakukan secara mikroskopis melalui analisis petrografi dengan perbesaran okuler 10x dan perbesaran objektif 4x baik pada nikol silang (XPL) maupun pada nikol sejajar (PPL) dan dari hasil pengamatan tersebut dapat diketahui jenis batuan ini adalah Kuarsa Diorit, penamaannya mengacu pada Streckeisen (1967) dengan hasil analisis memiliki tekstur umum dengan tingkat kristalinitas holokristalin, ukuran kristal halus (<1mm) hingga sedang (1-5mm), granularitas inequigranular (porfiroafanitik) bentuk kristal euhedral-subhedral dengan tekstur khusus intergranular dan komposisi batuan tersusun oleh plagioklas dengan persentase 69%, hornblenda dengan persentase 15%, kuarsa dengan persentase 8%, feldspar 7% dan piroksen 1%. Analisis petrografi diorit kuarsa dapat dilihat pada (Gambar 28).

Plagioklas dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$) hingga sedang ($1-5\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi abu-abu orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan memiliki kembaran yaitu albit. Hornblenda dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi coklat dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme dikroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi abu-abu orde 2 dengan sudut pemadaman gelap miring dan memiliki kembaran yaitu albit. Kuarsa dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dan tidak memiliki belahan, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi kuning-biru orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan memiliki kembaran yaitu karlsbad. Feldspar dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi abu-abu orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan memiliki kembaran yaitu karlsbad. Piroksen dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi coklat dengan ukuran butir halus (1mm), bentuk kristal subhedral dengan belahan dua arah, relief tinggi dan pleokroisme trikroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi biru-merah orde 3 dengan sudut pemadaman gelap miring dan memiliki kembaran yaitu albit.



Gambar 28. Sayatan petrografi Diorit Kuarsa, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral hornblenda (Hbl), plagioklas (Pl), kuarsa (Qz), K-feldspar (Kfs), dan Piroksen (Px).

Pada kontak intrusi diorit kuarsa dan marmer barisan ditemukan secara setempat litologi batutanduk. batutanduk merupakan salah satu jenis batuan metamorf kontak akibat dari intrusi dengan batuan asal dari batuan sedimen maupun batuan beku dengan persebaran hanya sepanjang kontak intrusi. Karakteristik umum dari batutanduk daerah penelitian secara megaskopis dengan warna fresh abu-abu kehitaman dan warna lapuk coklat, struktur non foliasi, tekstur kristaloblastik, dan disusun oleh mineral kuarsa, hornblenda, feldspar, plagioklas. Singkapan batutanduk ini ditemukan pada daerah penelitian pada bagian tengah dan mencakup 2,5% dari luasan daerah penelitian, sebaran batutanduk pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 31). Singkapan batutanduk tersingkap pada area lembah hingga bukit yang termasuk dari bentuk asal struktural. Pada daerah penelitian singkapan batutanduk ditemukan dalam kondisi segar.

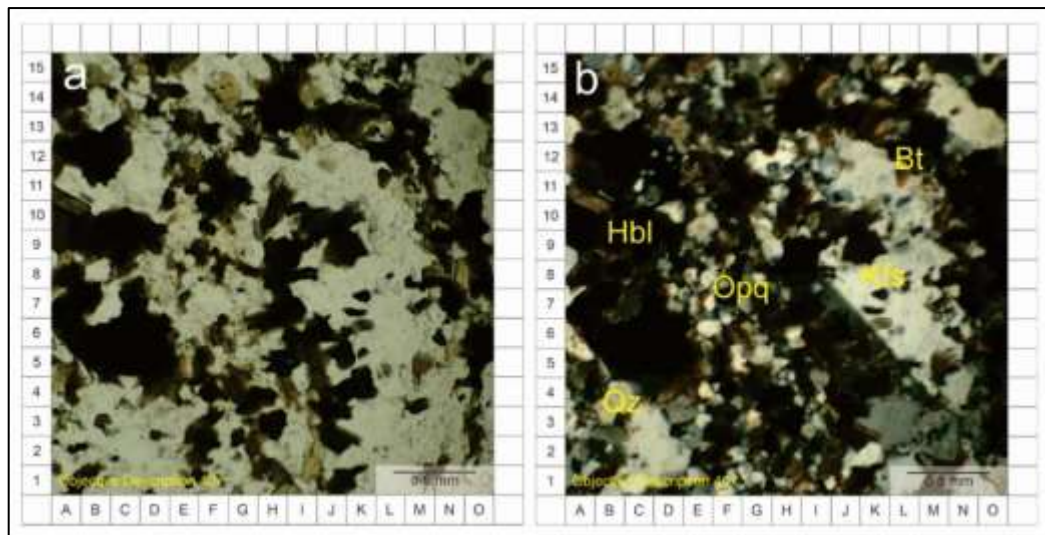


Gambar 29. (a) Kenapakan singkapan Batutanduk, (b) Foto dekat singkapan Batutanduk.

Petrografi. Penentuan jenis batuan juga dilakukan secara mikroskopis melalui analisis petrografi dengan perbesaran okuler 10x dan perbesaran objektif 4x baik pada nikol silang (XPL) maupun pada nikol sejajar (PPL) dan dari hasil pengamatan tersebut dapat diketahui jenis batuan ini adalah batutanduk (*hornfels*), penamaannya mengacu pada University of Norte Dame. (2017) dengan hasil analisis memiliki tekstur umum dengan tingkat kristalinitas kristaloblastik, ukuran kristal halus ($<1\text{mm}$), bentuk mineral hypidioblastic, granuloblastik, dengan tekstur khusus porfiroblastik, sturktur non-foliasi granofelsic dan komposisi batuan tersusun oleh hornbelnda dengan persentase 60%, kuarsa dengan persentase 20%, feldspar dengan persentase 12%, Opaq dengan persentase 6% dan groundmass dengan persentase 2%. Analisis petrografi dapat dilihat pada (Gambar 30).

Hornblenda dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi coklat dengan ukuran butir halus ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme dikroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi abu-abu orde 2 dengan sudut pemadaman gelap miring dan memiliki kembaran yaitu albit. Kuarsa dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir ($<1\text{mm}$), bentuk kristal euhedral dan tidak memiliki belahan, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi kuning-biru orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan

tidak memiliki kembaran. Feldspar dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi putih hingga tidak berwarna dengan ukuran butir halus (<1mm), bentuk kristal euhedral dengan belahan dua arah, relief rendah dan pleokroisme monokroik. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi abu-abu orde 1 dengan sudut pemadaman gelap parallel dan memiliki kembaran karlsbad. Opaq dalam pengamatan PPL memiliki warna absorpsi hitam dengan ukuran butir halus (<1mm), bentuk kristal euhedral dan relief tinggi. Sedangkan dalam pengamatan XPL memiliki warna interferensi hitam orde 1. Groundmass didominasi oleh mikrolit opa, feldspar dan kuarsa. Memiliki warna abu-abu kecoklatan dan berukuran halus (<1mm).

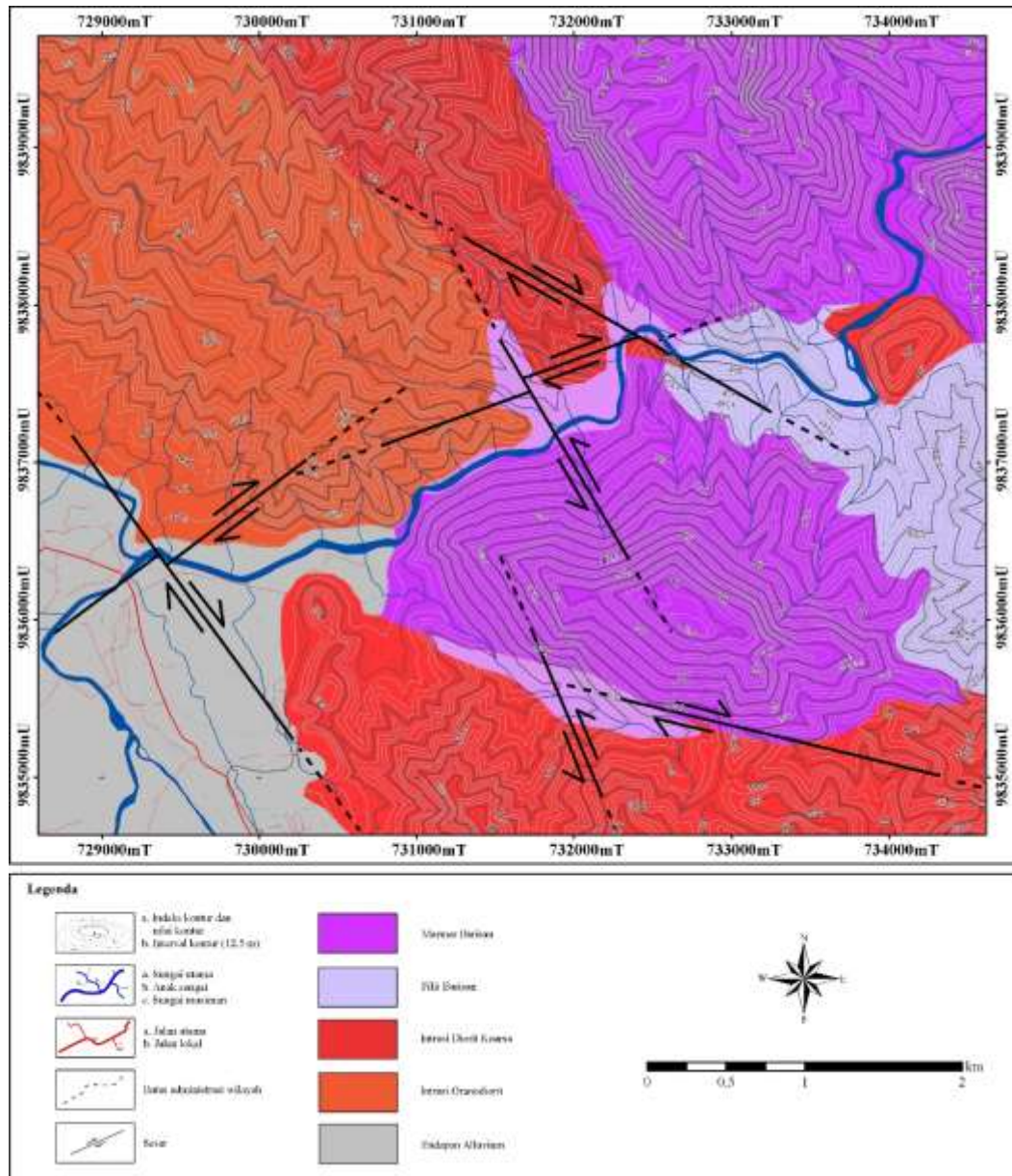


Gambar 30. Sayatan petrografi Batutanduk, (a): PPL, (b): XPL. Keterdapatan mineral Hornblenda (Hbl), Kuarsa (Qz), K-Feldspar (Kfs), dan Opaq (Opq).

Hubungan Stratigrafi. Hubungan stratigrafi diorit kuarsa dengan satuan batuan lain yang lebih tua pada daerah penelitian yaitu berupa intrusi, hal tersebut dikarenakan adanya kontak intrusi berupa batutanduk yang mencirikan adanya penerobosan dari diorit kuarsa terhadap satuan lainnya, dan secara umur geologi intrusi diorit kuarsa memiliki umur geologi yang lebih muda dari marmer Barisan dan Filit Barisan.

Berdasarkan pengamatan secara langsung dilapangan, analisis petrografi dan didukung oleh sebaran titik pengamatan dengan pengelompokan secara deskriptif batas satuan batuan Marmer Barisan, Filit Barisan, Intrusi Granodiorit, Intrusi Diorit Kuarsa pada daerah penelitian disimpulkan persebaran dan batas satuan

batuan dalam bentuk peta geologi. Persebaran atau batas satuan batuan tersebut dapat dilihat pada peta geologi daerah penelitian atau pada (Gambar 31).



Gambar 31. Peta Geologi Daerah Penelitian

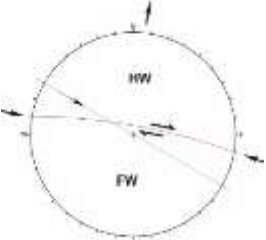
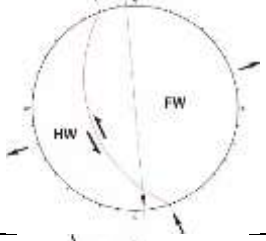
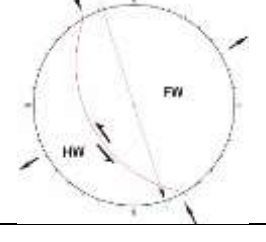
4.3 Struktur Geologi

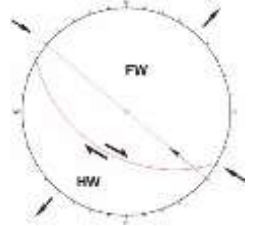
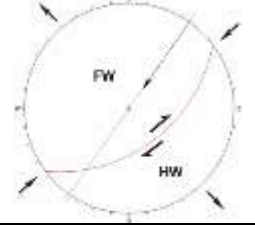
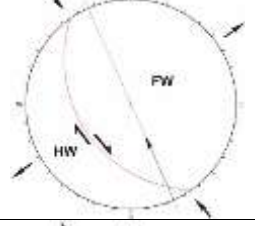
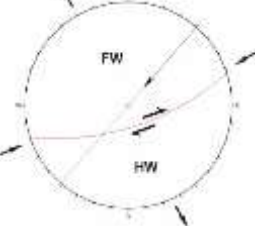
Struktur geologi pada daerah penelitian ditemukan berdasarkan pengamatan dan pengukuran kedudukan secara langsung. Data pengamatan dan pengukuran dilakukan analisis untuk mengetahui jenis struktur geologi yang berkembang pada

daerah penelitian. Sebelum melakukan pengamatan dan pengukuran struktur geologi, dilakukan interpretasi struktur geologi berupa data kelurusan menggunakan DEM (*Digital Elevation Model*). Dalam interpretasi kelurusan menunjukkan bahwa arah umum dari pola kelurusan pada daerah penelitian berupa arah Barat Laut – Tenggara. Arah umum tersebut merupakan arah dari struktur geologi yang aktif yaitu segmen Suliti dengan panjang 90 km yang membujur dari Gunung Kerinci hingga Danau Dibawah. Struktur Geologi saat ini merupakan produk dari aktivitas tektonik Pulau Sumatra pada Masa Kenozoikum.

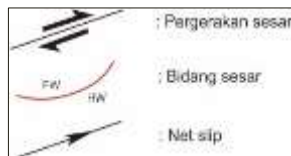
Berdasarkan pengamatan dan pengukuran kedudukan struktur geologi dilapangan, ditemukan beberapa struktur geologi berupa sesar dan kekar baik sesar utama maupun sesar minor. Keberadaan sesar dan kekar tersebut didukung oleh beberapa kondisi geologi yang disebabkan oleh struktur geologi, berupa keberadaan air panas, alterasi dan urat kuarsa, dimana struktur geologi berfungsi sebagai jalur transportasi fluida. Sesar maupun kekar yang di temukan di daerah penelitian dapat diamati pada (Tabel 6).

Tabel 6. Analisis struktur geologi daerah penelitian

LP	Data Struktur Geologi	Analisis	Nama Struktur Geologi	Foto
40	Struktur bidang : N280°E/80° Struktur Garis : 62°, N120°E Rake : 20°		Sesar mendatar kanan	az foto : N 35 ° E 
37	Struktur bidang : N160°E/42° Struktur Garis : 13°, N355°E Rake : 18°		Sesar mendatar kiri	az foto : N 180 ° E 
17	Struktur bidang : N150°E/60° Struktur Garis : 10°, N162°E Rake : 12°		Sesar mendatar kiri	az foto : N 135 ° E 

19	Struktur bidang : N120°E/43° Struktur Garis : 9°, N310°E Rake : 10°		Sesar mendatar kanan	az foto : N 10 ° E 
4	Struktur bidang : N53°E/48° Struktur Garis : 18°, N214°E Rake : 19°		Sesar mendatar kanan	az foto : N 355 ° E 
4	Struktur bidang : N145°E/37° Struktur Garis : 8°, N336°E Rake : 11°		Sesar mendatar kanan	az foto : N 355 ° E 
9	Struktur bidang : N72°E/66° Struktur Garis : 49°, N221°E Rake : 31°		Sesar mendatar turun kanan	az foto : N 80 ° E 

Keterangan :



4.4 Sejarah Geologi

Informasi geologi yang ada saat ini merupakan kunci dari terjadi peristiwa geologi pada masa lampau dan menjadi sejarah geologi yang disimpulkan berdasarkan data-data yang telah diperoleh dari pemetaan geologi. Sejarah geologi daerah penelitian dibuat berdasarkan data geologi berupa informasi mengenai litologi batuan penyusun atau stratigrafi pada daerah penelitian maupun informasi mengenai struktur geologi yang berkembang dan kemudian dikorelasikan dengan kondisi geologi regional daerah penelitian dari beberapa referensi dari peneliti terdahulu. Sejarah Geologi daerah penelitian terbagi dalam 3 fase yaitu pada Permian, Trias-Jura dan Jura-Kapur, dapat dilihat pada (Tabel 7).

Tabel 7. Fase Sejarah Geologi Daerah Penelitian

Fase 1	1. Permian Akhir	Terjadi penyatuan blok berupa kolisi antara blok sibumasu terhadap blok malaya timur, dimana blok Sibumasu merupakan salah blok penyusun pulau Sumatra.
Fase 2	2. Trias-Jura	Terjadinya <i>transcurrent system</i> antara blok Sumatra Barat terhadap blok Sibumasu. Daerah penelitian merukan bagian dari blok Sumatra Barat yang disusun diantaranya Formasi Permian dan Permian Batugamping.
Fase 3	3. Jura-Kapur	Terjadinya aktivitas magmatisme di Pulau Sumatra yaitu kehadiran Intusi Diorit Kuarsa dan Intrusi Granodiorit pada daerah penelitian. Aktivitas magmatisme juga menyebabkan terbentuknya batuan matamotf kontak berupa Marmer Barisan dan Batutanduk. Fase ini diakhiri dengan obduksi blok Sumatra Barat dengan blok Woyla berupa produk batuan metamorf Filit Barisan

Sejarah geologi regional daerah penelitian dimulai dari proses pembentukan pulau Sumatra yang tersusun dari beberapa blok atau *terrane* yaitu blok Sibumasu atau Sumatra Timur, blok Sumatra Barat, busur Woyla dan blok Indochina atau Malaya Timur.

Fase pertama sejarah geologi daerah penelitian secara regional terjadinya penyatuan blok berupa kolisi antara blok Sibumasu terhadap blok Malaya Timur, dimana blok Sibumasu merupakan salah blok penyusun pulau Sumatra. kolisi antara blok sibumasu terhadap blok Malaya Timur pada zaman Permian yang menyebabkan terbentuknya tinggian Raub Bentong.

Fase kedua sejarah geologi daerah penelitian pada zaman Trias-Jura secara regional terjadi *Transcurrent System* dari blok Sumatra Barat terhadap blok Sibumasu yang menjadi cikal bakal pembentukan *Medial Tectonic Sumatra Zone*, dimana zona tektonik ini memicu terbentuknya zona lemah pada aktivitas magmatisme pada fase-fase berikutnya. Secara lokal pada fase ini merupakan kejadian kehadiran dari Formasi Pemian Barisan dan Permian Barisan Batugamping sebagai batuan alas penyusun Pulau Sumatra.

Fase ketiga sejarah geologi daerah penelitian pada zaman Jura-Kapur secara regional aktivitas magmatisme sudah mulai aktif. Aktifnya kegiatan magmatisme merupakan respon dari aktivitas subduksi dari Lempeng Ngalau terhadap Blok Sumatra Barat. Bukti dari aktivitas magmatisme ini yaitu keterdapatan Intrusi Diorit Kuarsa dan Intrusi Granodiorit. Aktivitas magmatisme juga menyebabkan terjadinya metamorfisme kontak berupa Marmer Barisan dan Batutanduk. Fase ini diakhiri dengan obduksi blok Woyla yang menjadi penutup dan membentuk keseluruhan dari Pulau Sumatra dan juga diasumsikan bahwa obduksi ini memicu metamorfisme pada Filit Barisan pada daerah penelitian.

4.5 Potensi Geologi

Pada daerah penelitian terdapat beberapa potensi, jika ditinjau dari aspek geologi, terdapat potensi positif yang perlu dipertimbangkan untuk kemudian dilakukan pengembangan berupa keterdapatan mata air panas dan keterdapatan sumberdaya air bersih yang dapat dimanfaatkan masyarakat sekitar. Selain potensi negati terdapat juga potensi negatif berupa tanah longsor yang harus segera diatasi dan ditanggulangi.

Potensi Positif

1. Potensi Geowisata

Pada daerah penelitian terdapat titik air panas disekitar Sungai Batang Bangko, keterdapatan air panas saat ini kurang di perhatikan namun ini bisa dimanfaatkan sebagai tujuan pariwisata berbasis konservasi alam (Geowisata), untuk merealisasikan hal ini tentu saja perlu dilakukan pengkajian dan pengembangan lebih lanjut guna menarik minat para wisatawan.



Gambar 32. Potensi geowisata pada daerah penelitian

2. Potensi Sumberdaya Air

Pada daerah penelitian memiliki ekosistem hutan yang masih terjaga, hal tersebut dapat dibuktikan dengan banyaknya keterdapatan anak sungai yang masih jernih dan belum tercemari. Air sungai masih menjadi sumber utama untuk penggunaan sehari-hari masyarakat pada daerah penelitian, selain sebagai penggunaan sehari-hari air sungai juga menjadi sumber pengairan kebun dan sawah di sekitar Sungai Batang Bangko.



Gambar 33 Anak sungai Batang Bangko.

Potensi Negatif

1. Tanah Longsor

Pada daerah penelitian ditemukan potensi negatif berupa tanah longsor, dimana tanah longsor merupakan salah satu bencana geologi, ada beberapa faktor yang mempengaruhi tanah longsor pada daerah penelitian, diantaranya litologi pada daerah penelitian memiliki pengkekanan yang cukup intens akibat dari adanya sesar utama yang menurunkan tingkat resistensi litologi penyusun dan juga ditambah intensitas curah hujan pada daerah penelitian yang cukup tinggi.



Gambar 34. Tanah longsor pada daerah penelitian

2. Gempa Bumi

Daerah penelitian merupakan daerah patahan aktif yaitu Sesar Sumatra berupa Segmen Suliti membujur dari barat laut berbatasan dengan Danau Diateh ke tenggara berbatasan dengan Gunung Kerinci. Menurut data BMKG Sumatra Barat, Segmen Suliti memiliki pergerakan 23 mm pertahunnya dan terus menumpuk menjadi energi gempa. Gempa pada daerah terjadi pada tahun 1943 dengan kekuatan 7,2 SR, tahun 2011 dengan kekuatan 4,5 SR, dan yang terakhir di tahun 2015 dengan kekuatan 5.1 SR.

BAB V

ENDAPAN SKARN

5.1 Alterasi Skarn Daerah Penelitian

Berdasarkan pengamatan dan analisis pada daerah penelitian telah mengalami alterasi skarn. Alterasi skarn terbentuk ketika respon fluida hidrotermal yang kaya silika terhadap batuan karbonat yang kaya kalsium, yaitu dari Intrusi Diorit Kuarsa terhadap Batugamping. Penambahan silika pada batuan batuan karbonat menghadirkan mineral alterasi skarn prograde yang terus berubah selama penurunan suhu magma dan penambahan fluida meteorik hingga merubah mineral alterasi sebelumnya menjadi alterasi skarn retrograde. Alterasi skarn menghasilkan kelompok mineral kalk-silikat (Garnet, Piroksen, Olivin, Amfibol, Epidot) dan mineral bijih (Fe, W, Cu, Pb, Zn). Berdasarkan himpunan mineral, dan mengacu pada pengelompokan tahapan alterasi skarn Meinert dkk. (2005), mineral alterasi skarn yang ditemui pada daerah penelitian dibagi menjadi dua kelompok, yaitu kelompok alterasi skarn prograde (Garnet-Magnetit) dan kelompok alterasi skarn retrograde (Klorit-Epidot-Kuarsa). Persebaran alterasi skarn ditemukan pada zona kontak antara Intursi Diorit Kuarsa dan Marmer Barisan di Tenggara lokasi penelitian.

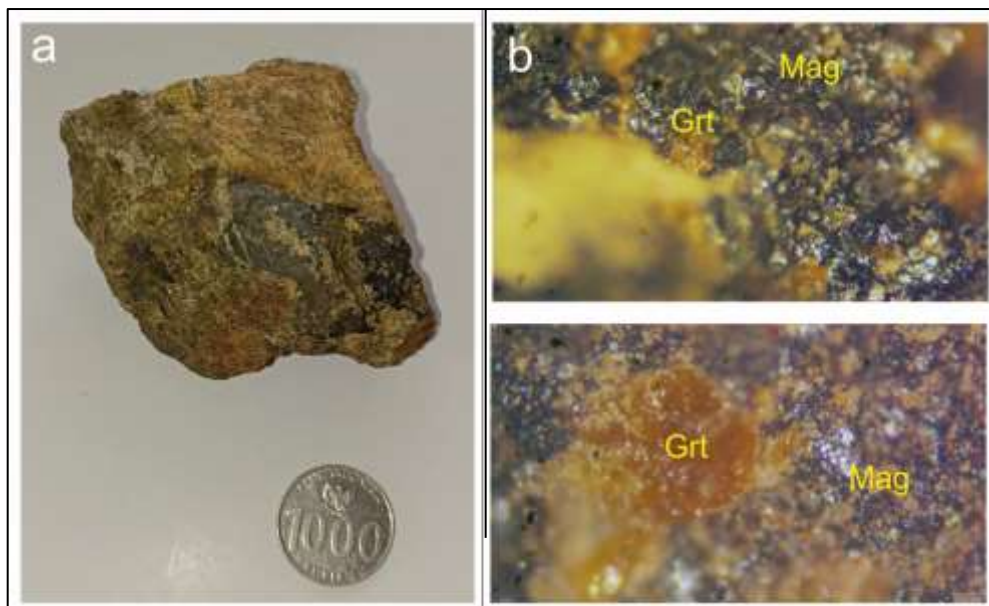
Alterasi Garnet-Magnetit (Alterasi Skarn Prograde)

Kelompok alterasi garnet-magnetit merupakan kelompok alterasi skarn yang hadir pada daerah penelitian. Berdasarkan pengamatan megaskopis pada daerah penelitian, kelompok alterasi ini memiliki warna lapuk kehitaman tersebar setempat pada rongga dan rekahan batuan marmer. Secara fisik keberadaan kelompok mineral alterasi ini telah mengalami tingkat pelapukan yang cukup tinggi dan menyisakan fragmen batuan. Hal ini disebabkan oleh beberapa faktor, yaitu keterdapatan struktur geologi berupa sistem sesar Sumatra, Segmen Suliti dan fase retrograde pada tahapan akhir pembentukan endapan skarn yang lebih cenderung merubah kelompok mineral non-hydrous (alterasi skarn prograde) menjadi kelompok mineral hydrous (alterasi skarn retrograde). Kenampakan singkapan alterasi skarn prograde pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 35).



Gambar 35. (a) Kenapakan singkapan alterasi Skarn Prograde, (b) Foto dekat singkapan alterasi Skarn Prograde.

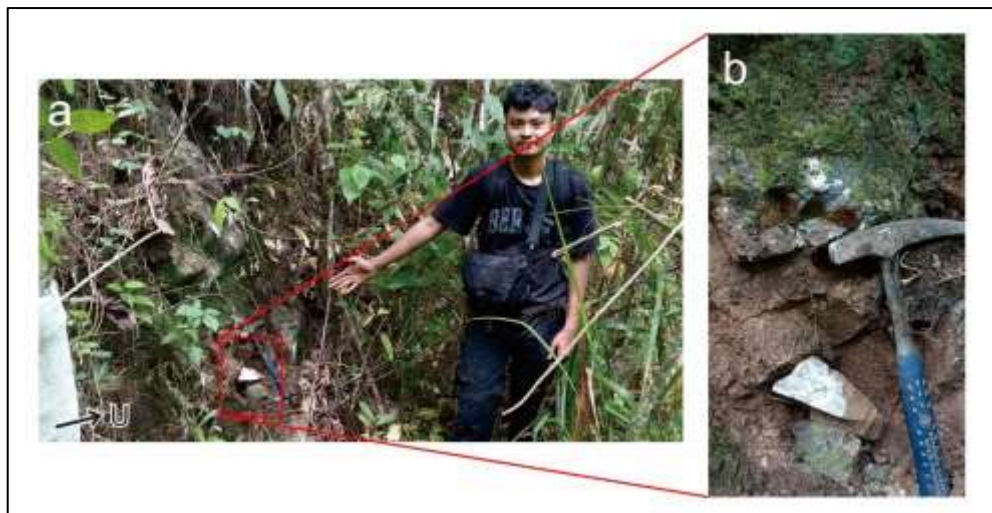
Berdasarkan analisa mineralgrafi serbuk pada sampel bijih besi ditemukan alterasi skarn prograde berupa mineral garnet dengan pengamatan mikroskopis berwarna kuning kecoklatan, perawakan membutir, kilap kaca dan derajat ketransparanan translucent. Kehadiran mineral garnet berasosiasi dengan mineral magnetit dengan pengamatan mikroskopis berwarna hitam, kilap logam, memiliki sifat kemagnetan paramagnetit dan derajat ketransparanan opa. Analisa mineralgrafi serbuk alterasi skarn prograde dapat dilihat pada (Gambar 36).



Gambar 36. (a) Sample bijih besi dengan keterdapatan mineral alterasi Skarn Prograde. (b) Analisis mineralgrafi, Keterdapatan mineral garnet (Grt), dan magnetit (Mag).

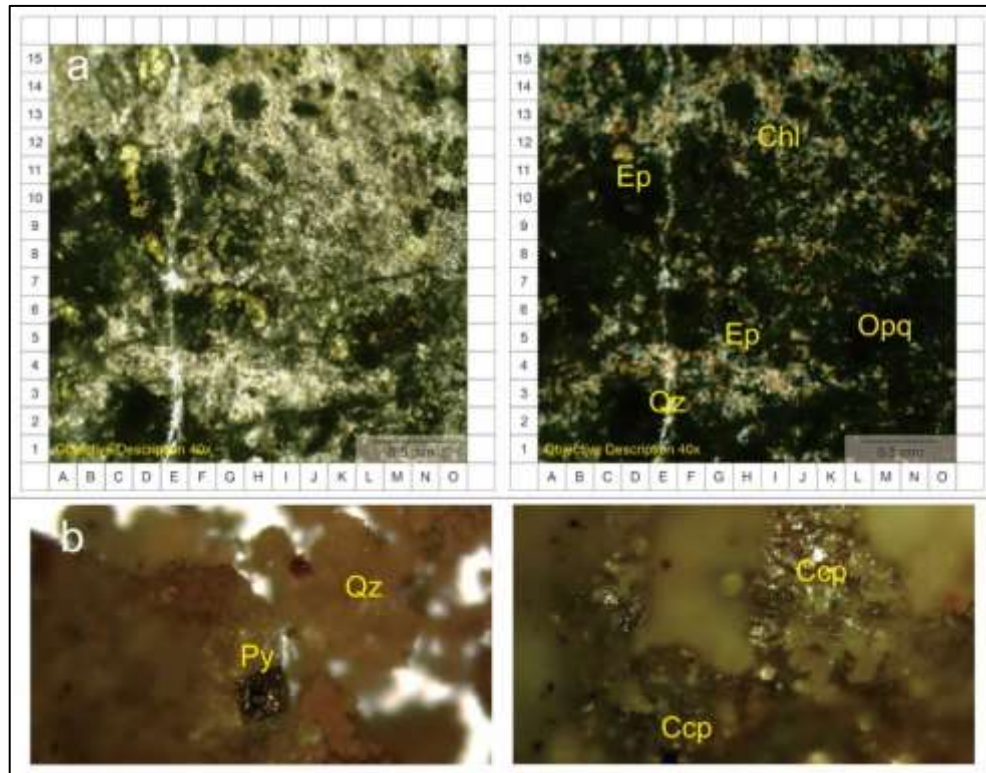
Alterasi Klorit-Epidot-Kuarsa-Pirit-Kalkopirit (Retrograde Skarn)

Kelompok alterasi Klorit-Epidot-Kuarsa-Pirit-Kalkopirit merupakan kelompok alterasi skarn yang hadir pada daerah penelitian. Berdasarkan pengamatan dilapangan kelompok mineral alterasi ini memiliki kenampakan fisik warna abu-abu kehijauan dengan menyisakan tekstur batuan asal marmer dan diorit kuarsa. Alterasi retrograde skarn pada daerah penelitian memiliki persebaran yang luas, dan tumpang tindih terhadap kelompok alterasi skarn retrograde. Pada zona skarn prograde ditemukan setempat-setempat kehadiran mineral sulfida berupa pirit dan kalkopirit. Kenapakan singkapan alterasi skarn retrograde dapat dilihat pada (Gambar 37).

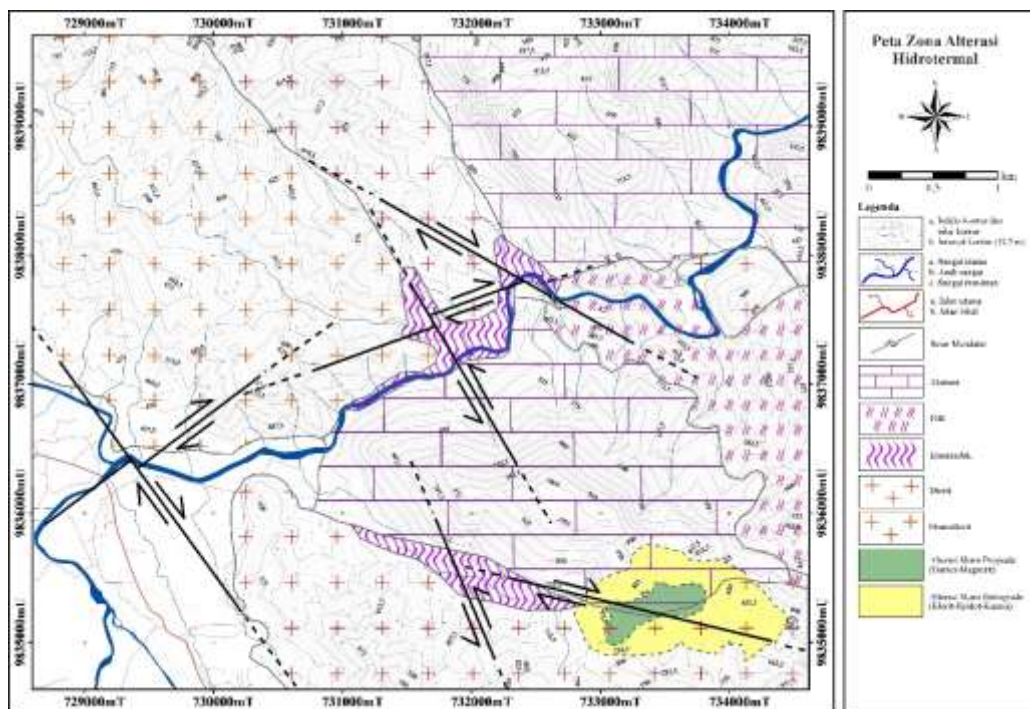


Gambar 37. (a) Kenapakan singkapan Alterasi Skarn Retrograde, (b) Foto dekat singkapan Skarn Retrograde

Berdasarkan analisa petrografi pada sampel alterasi skarn retrograde dijumpai mineral primer yang didominasi oleh mikrokristalin plagioklas dan kuarsa serta tersusun oleh mineral sekunder berupa mineral opaque dengan persentase 12%, quartz dengan persentase 2%, klorit dengan persentase 23% dan epidot dengan persentase 8%. Total keterdapatan mineral mafik pada batuan ini yaitu 12%. Pada zona alterasi skarn retrograde daerah penelitian juga ditemukan kehadiran mineral sulfida berupa pirit dan kalkopit. Analisa petrografi alterasi dan mineralgrafi serbuk skarn retrograde dapat dilihat pada (Gambar 38). Persebaran zona alterasi skarn prograde dan skarn retrograde dapat dilihat pada (Gambar 39).



Gambar 38. (a) Sayatan petrografi alterasi skarn retrograde PPL dan XPL. Keterdapatn mineral klorit (Chl), epidot (Ep), opaq (Opq), kuarsa (Qz). (b) Mineralgrafi serbuk, keterdapatn mineral pirit (Py), kalkopirit (Ccp), kuarsa (Qz).



Gambar 39. Peta Zona Alterasi Hidrotermal Daerah Penelitian

5.2 Tipe Endapan Skarn

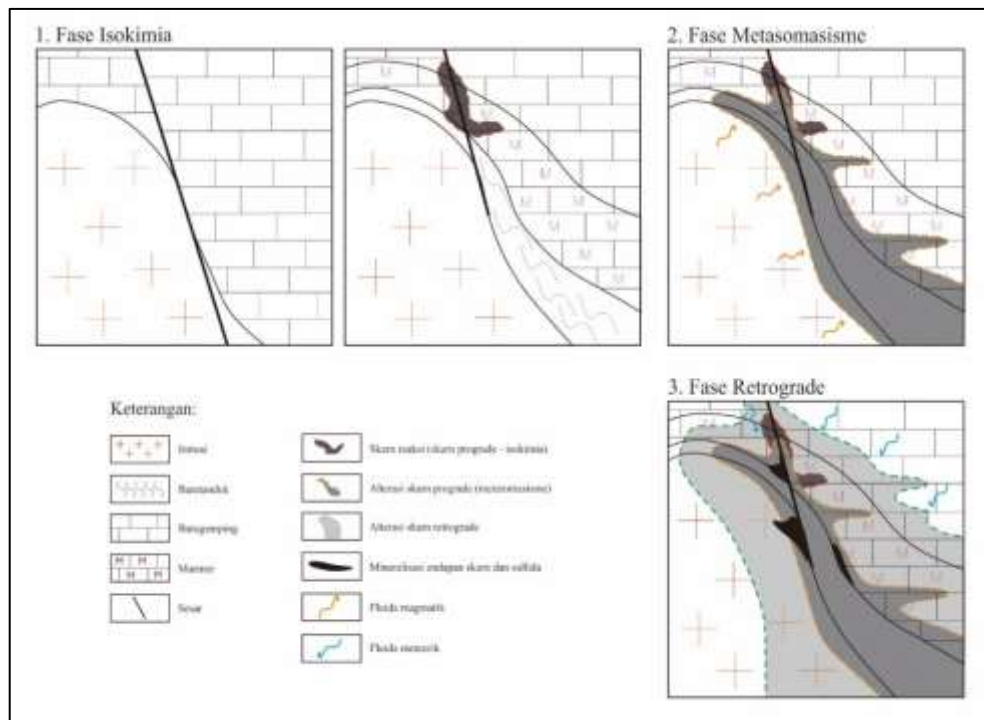
Tipe endapan skarn dapat dibagi menjadi beberapa tipe berdasarkan beberapa parameter diantaranya. berdasarkan skala, batuan yang terubah, dan mineral logam yang dikandung (Einaudi, 1982). Berdasarkan akumulasi data lapangan dan analisis, jika mengacu kepada kriteria skala endapan skarn pada daerah penelitian merupakan tipe endapan Replacement Skarn dimana keterdapatan persebaran alterasi skarn yang luas ($>1\text{m}$). Jika mengacu pada batuan yang terubah terdapat dua tipe endapan skarn yaitu endoskarn dan exoskarn dimana proses alterasi skarn terjadi pada tubuh batuan beku dan batuan marmer. Jika mengacu pada mineral logam yang dikandung pada daerah penelitian merupakan tipe iron skarn (Fe-Skarn), dimana pada daerah penelitian ditemukan keterdapatan mineral magnetit sebagai sumber utama bijih besi dan asosiasi intrusi pada batuan beku Diorit. Tipe endapan pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Tabel 8).

Tabel 8. Tipe endapan skarn pada daerah penelitian berdasarkan beberapa parameter. Berdasarkan Einaudi (1982).

Parameter		Tipe Endapan Skarn
Skala Persebaran	Luas ($>1\text{m}$)	Replacement Skarn
Batuan Terubahkan	Diorit, Marmer	Endoskarn, Exoskarn
Mineral Logam	Magnetit (Fe_2O_3), Kalkopirit (CuFeS_2), Pirit (FeS_2)	Iron Skarn (Fe Skarn)
Asosiasi Intrusi	Diorit, Granodiorit	

5.3 Tahap Pembentukan Endapan Skarn

Dalam tahapan pembentukan endapan skarn diawali oleh aktivitas magmatik dan sebagian besar endapan skarn berasosiasi dengan busur magmatik yang berhubungan dengan subduksi dibawah kerak benua dan busur kepulauan. Mengacu pada Meinert dkk. (2005), tahapan pembentukan endapan skarn pada daerah penelitian dibagi menjadi tiga fase yang diawali dari fase isokimia, fase metasomatism dan diakhiri pada fase retrograde. Skema pembentukan endapan skarn pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 40).



Gambar 40. Skema fase pembentukan endapan skarn pada daerah penelitian. Berdasarkan Meinert dkk. (2005).

Fase Isokimia

Tahap awal dalam proses pembentukan endapan skarn pada daerah penelitian diawali oleh munculnya intrusi kapur diorit kuarsa terhadap batugamping permian barisan sebagai batuan sampling. Fase ini terjadi pada suhu lebih dari 600°C yang dengan kehadiran batuan metamorf kontak berupa batutanduk dan marmer barisan. Pada fase ini belum mengalami aliran fluida magmatik atau *dry stage* namun air formasi menjadi peran dalam pembentukan mineral alterasi ketika kontak terhadap intrusi sehingga membentuk reaksi skarn berupa kehadiran mineral alterasi skarn prograde garnet-piroksen-wolastonit atau kelompok mineral *non-hydrous*. Pada daerah penelitian kelompok mineral alterasi skarn prograde fase isokimia hanya ditemukan mineral garnet dengan persebaran yang sedikit.

Fase Metasomasisme

Setelah proses isokimia dengan kehadiran batuan metamorf kontrak dan reaksi skarn, dengan kondisi intrusi yang telah mengalami penurunan suhu yaitu pada suhu $600^{\circ}\text{C} - 400^{\circ}\text{C}$ maka mulai terbentuk fase metasomasisme. Fase metasomasisme melibatkan fluida magmatik secara progresif dalam pengkayaan Fe. Pengkayaan Fe terjadi akibat replacement dari mineral garnet membentuk

mineral magnetit, Fase ini cenderung merusak batuan asal dan memperluas persebaran alterasi skarn prograde dengan perbesaran tumpang tindih dengan alterasi skarn prograde yang terbentuk pada fase isokimia. Fase metasomasis pada daerah penelitian dicirikan dengan kehadiran mineral hornblenda sekunder pada batutanduk dan menjadi kunci dalam mineralisasi endapan skarn berupa bijih besi dari mineral magnetit.

Fase Retrograde

Penurunan suhu dan pendiginan batuan intrusi menandakan tahap pembentukan endapan skarn memasuki fase retrograde. Fase ini terjadi pada suhu 200° C - 400° C, dominan dikontrol oleh fluida meteorik yang merubah mineral alterasi skarn prograde (*non-hydous*) yang terbentuk pada fase isokimia dan metasomasis menjadi mineral alterasi skarn retrograde (*hydous*) + mineral sulfida. Mineralisasi pada endapan skarn terbentuk pada fase ini. Pada daerah penelitian fase ini dicirikan dengan kehadiran kelompok mineral alterasi skarn retrograde Klorit-Epidot-Kuarsa dan mineral sulfida berupa Pirit-Kalkopirit.

Berdasarkan kehadiran kelompok mineral alterasi skarn (garnet, epidot, kuarsa, klorit) dan mineral bijih (magnetit, pirit, kalkopirit), jenis alterasi skarn (skarn prograde, skarn retrograde), fase pembentukan endapan skarn (isokimia, metasomasis, retrograde) pada daerah penelitian dan dihubungkan dengan suhu pembentukannya yang mengacu pada Meinert dkk. (2005), dapat dilihat pada (Gambar 41).

Suhu	600°C	500°C	400°C	300°C	200°C
Fase	Skarn Prograde		Skarn Retrograde		
Mineral	Isokimia	Metasomasis	Retrograde		
Garnet	■	■ ■ ■ ■ ■			
Magnetit		■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■		
Kuarsa		■ ■ ■ ■ ■	■		
Epidot				■ ■ ■ ■ ■	
Klorit				■ ■ ■ ■ ■	
Kalkopirit			■ ■	■ ■ ■ ■ ■	
Pirit				■ ■	■ ■ ■ ■ ■

Gambar 41. Hubungan fase pembentukan skarn, mineralogi skarn, jenis alterasi skarn dan suhu pembentukan skarn pada daerah penelitian. berdasarkan Meinert dkk. (2005).

5.3 Faktor Pengontrol Endapan Skarn

Berdasarkan kondisi geologi, keterdapatan alterasi dan mineralisasi endapan skarn pada daerah penelitian dikontrol oleh beberapa faktor pengontrol. Faktor-faktor pengontrol tersebut yaitu kontrol litologi dan struktur geologi.

Litologi

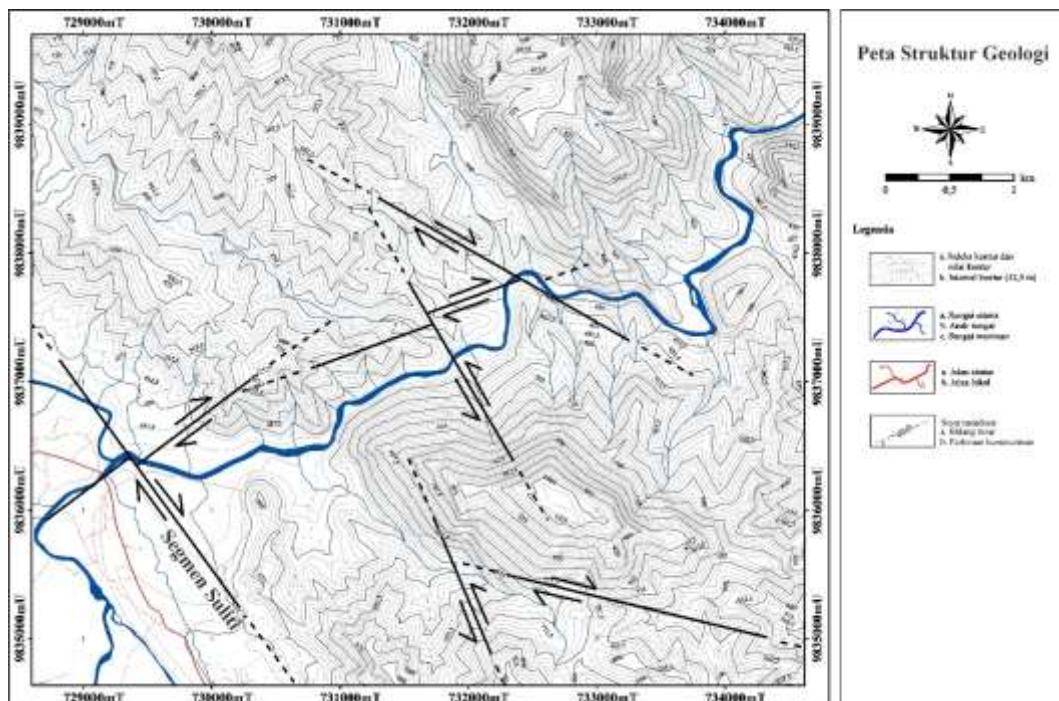
Litologi menjadi faktor utama dalam pembentukan endapan skarn. Pengaruh litologi berupa komposisi batuan yang akan menentukan komponen yang hadir akibat alterasi. Endapan skarn umumnya terbentuk pada lingkungan yang berhubungan dengan aktifitas magmatisme atau berasosiasi dengan busur magmatik. Aktifitas magmatisme berupa intrusi batuan beku dan skarnisasi bisa terjadi jika batuan dinding yang terintrusi berupa batuan sedimen karbonatan. Aktifitas magmatisme daerah penelitian berupa intrusi diorit kuarsa menjadi batuan sumber yang menghasilkan panas, dan fluida hidrotermal pada fase isokimia dan metasomasis. Selama proses intrusi batuan karbonat termetamorfosis menjadi marmer dan dibuktikan dengan persebaran batutanduk dengan fragmen batuan karbonatan pada kontak intrusi. Marmer berperan sebagai batuan induk mineralisasi endapan skarn daerah penelitian dengan keterdapatan mineral logam berupa magnetit, kalkopirit dan pirit. Litologi pengontrol dalam pembentukan endapan skarn pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 42).



Gambar 42. (a) Kenampakan litologi marmer, (b) kenampakan litologi batutanduk dengan keterdapatan sisipan batuan karbonat, (c) kenampakan kontak litologi batutanduk dan litologi diorit kuarsa (d), kenampakan litologi diorit kuarsa.

Struktur Geologi

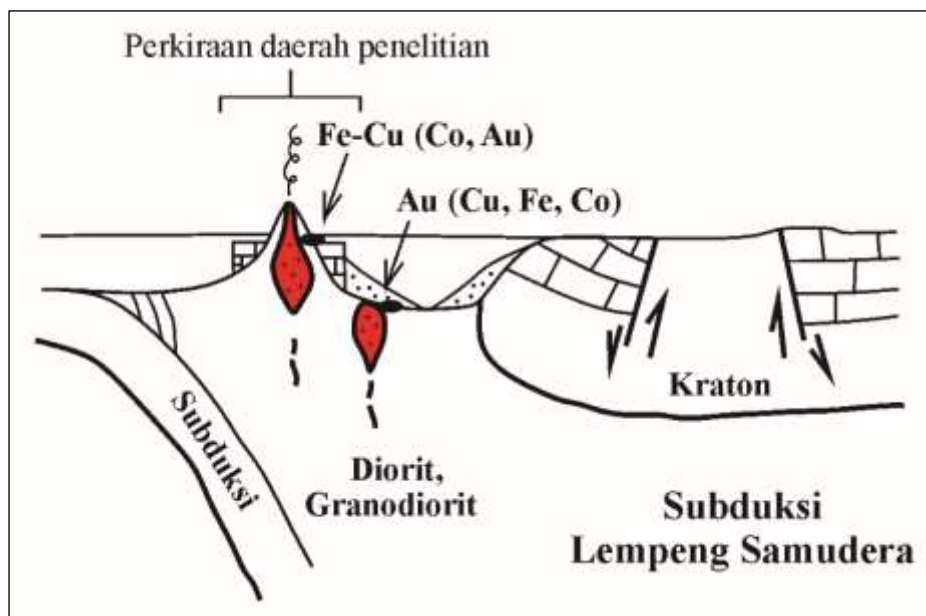
Struktur geologi menjadi faktor kedua yang mengontrol keterbentukan alterasi dan mineralisasi pada endapan skarn. Struktur geologi berupa sesar maupun kekar berperan menjadi zona lemah dalam proses intrusi. Setelah tahap intrusi keberadaan sesar dan kekar juga berperan pada fase isokimia, metasomasisme dan retrograde sebagai jalur fluida hidrotermal yang bersal dari fluida magmatik dan meteorik dalam pembentukan alterasi dan mineralisasi pada sistem skarn. Daerah penelitian merupakan bagian dari zona struktur geologi aktif pulau Sumatra dan umumnya dikontrol oleh sesar mendatar dengan arah umum baratlaut tenggara dengan pola sesar yang ditemukan saling berpotongan. Selain mengontrol pembentukan alterasi dan mineralisasi skarn, keberadaan struktur geologi juga mempengaruhi kondisi fisik mineral bijih besi (magnetit) yang menyebabkan mineral bijih besi pada daerah penelitian menjadi hancur berupa fragmen. Hal tersebut berkaitan dengan aktifnya pensesaran dari fase pemebentukan skarn yang diperkirakan pada aktifitas tektonik kapur hingga fase tektonik tersier berupa segmen Suliti. Sebaran struktur geologi pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 43).



Gambar 43. Struktur geologi pada daerah penelitian.

5.4 Hubungan Tataan Tektonik Dan Endapan Skarn

Keadaan tektonik saling berhubungan erat dengan endapan skarn. Sebagian besar endapan skarn berasosiasi dengan busur magmatik yang berhubungan dengan subduksi dibawah lempeng benua. Produk mineralisasi dari endapan skarn bisa berbeda-beda berdasarkan komposisi magma atau batuan beku yang dihasilkan dan lingkungan tektonik yang terjadi. Meinert dkk. (2005) membagi dua lingkungan tektonik dengan menghubungkan tipe mineralisasi endapan skarn yaitu lingkungan tektonik subduksi lempeng samudra pada busur kepulauan dengan asosiasi intrusi diorit, granodiorit dengan keterdapatan Fe-skarn dan Cu-skarn. Sedangkan pada lingkungan tektonik subduksi lempeng samudra pada lempeng benua dengan asosiasi intrusi granodiorit, granit dengan keterdapatan Zn-Pb skarn, W-skarn. Berdasarkan tataan tektonik dan keterdapatan Fe-skarn pada daerah penelitian dan dihubungkan dengan keterdapatan asosiasi intrusi diorit dan granodiorit mengindikasikan bahwa endapan skarn pada daerah penelitian terbentuk pada lingkungan tektonik subduksi lempeng samudra pada busur kepulauan. Skema lingkungan tektonik endapan skarn daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 44).

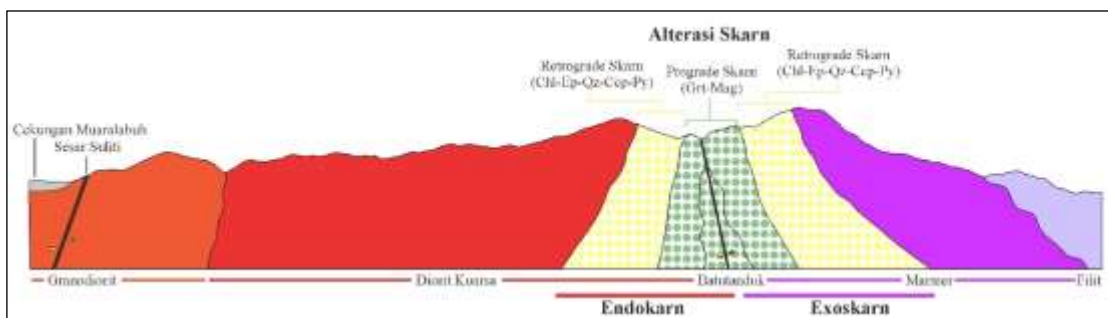


Gambar 44. Lingkungan tektonik pada sistem endapan skarn daerah penelitian. Berdasarkan Meinert (2005).

Endapan skarn pada daerah penelitian mulai terbentuk dari fase tektonik pembentukan pulau Sumatera yaitu pada fase ketiga yaitu aktivitas magmatisme

dari subduksi Mesotetis ke arah timur Pulau Sumatra, aktivitas magmatisme tersebut berupa Intrusi Diorit Kuarsa dan Intrusi Granodiorit yang menjadi batuan sumber dalam proses pembentukan endapan skarn. Aktivitas magmatisme tersebut mengintrusi kelompok batuan karbonatan yang berumur Permian yang merupakan batuan penyusun Blok Sumatra Barat atau Unit Schiefer Barisan (Barber dkk., 2005). Aktivitas magmatisme pada Kapur menyebabkan metamorfisme pada batuan sedimen dan karbonatan menjadi batuan metamorf berupa kehadiran marmer dan filit yang merupakan anggota Formasi Permian Barisan pada daerah penelitian. Metamorfisme kontak pada daerah penelitian dibuktikan dengan kehadiran batutanduk pada kontak intrusi.

Fase pembentukan alterasi dan mineralisasi yang meliputi fase isokimia, fase metasomatism, dan fase retrograde pada daerah penelitian diinterpretasikan berlangsung dari Kapur hingga fase tektonik tersier Pulau Sumatra. Kondisi geologi tersier mempengaruhi kondisi endapan skarn. Aktivitas magmatisme tersier berupa batuan intrusi yang berumur Miosen di sekitar daerah penelitian dan kehadiran struktur geologi berupa sistem sesar Sumatra berupa Segmen Suliti, memungkinkan sistem endapan skarn daerah penelitian tumpang tindih dengan sistem endapan hidrotermal lainnya dan relatif menghancurkan zona alterasi dan mineralisasi sistem endapan skarn daerah penelitian. Hal ini ditunjukkan pada mineralisasi bijih besi (magnetit) pada zona alterasi Prograde Skarn menjadi hancur menjadi berupa fragmen. Model endapan skarn pada daerah penelitian dapat dilihat pada (Gambar 45).



Gambar 45. Model endapan skarn pada daerah penelitian

BAB VI

KESIMPULAN

Berdasarkan tujuan dan hasil dari penelitian, maka dalam penelitian ini dapat ditarik kesimpulan sebagai berikut:

1. Karakteristik geomorfologi daerah penelitian berupa pola pengaliran dan bentuklahan. Pola pengaliran yang berkembang yaitu pola pengaliran rectangular, sub paralel, dan radial sentrifugal dengan bentuklahan perbukitan struktural, lembah struktural, perbukitan karst, dataran fluvial. Secara stratigrafi daerah penelitian disusun oleh Marmer Barisan, Filit Barisan, Intrusi Diorit Kuarsa dan Intrusi Granodiorit. Struktur geologi yang berkembang dominan sesar mendatar berarah Barat Laut – Tenggara dan dipotong oleh sesar pada sungai Batang Bangko berarah Barat Daya – Timur Laut.
2. Alterasi skarn pada daerah berupa alterasi skarn prograde dengan kehadiran mineral Garnet-Magnetit dan alterasi skarn retrograde dengan kehadiran mineral Klorit-Epidot-Kuarsa-Pirit-Kalkopirit. Tipe endapan skarn pada daerah penelitian yaitu tipe *Replacement* skarn, tipe batuan terubah merupakan Endoskarn dan Exoskarn, serta mineral logam merupakan tipe Iron skarn (Fe-skarn).
3. Endapan skarn terbentuk melalui fase isokimia, fase metasomase dan fase retrograde. Fase isokimia menyebabkan metamorfisme dan skarn reaksi kontak berupa kehadiran mineral alterasi skarn prograde (garnet). Fase metasomase memperluas alterasi skarn prograde akibat fluida magmatik hingga terjadi mineralisasi endapan skarn berupa pengkayaan Fe (magnetit) pada alterasi prograde. Fase retrograde dikontrol oleh fluida meteorik yang merubah mineral alterasi prograde menjadi mineral alterasi retrograde berupa klorit, epidot, kuarsa dan kehadiran mineral sulfida berupa pirit dan kalkopirit. Endapan skarn pada daerah penelitian terbentuk pada lingkungan tektonik subduksi lempeng samudra terhadap busur kepulauan.

DAFTAR PUSTAKA

- Advokat, E.L., Bongor, M.L.M., Rudyawan, A., BouDagher-Fadhel, M.K., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J., 2018. "Early Cretaceous origin of the Woyla Arc, Sumatra, Indonesia on the Australian plate". *Earth and Planetary Science Letters*. 498. hlm. 348-361.
- Barber, A.J. dan Crow, M.J. 2003. "Evaluation of Plate Tectonic models for the development of Sumatra". *Gondwana Research*, 20, hlm. 1-28.
- Barber, A.J. dan Crow, M.J., Milsom, J.S. 2005. Sumatra: Geology, Resources, and Tectonic Evolution: *Geological Society Memoir No 31*, hlm. 300.
- Carlile, J.C dan Mitchell, A.H.G. 1994. Magmatic Arcs and Associated Gold and Copper Mineralisation in Indonesia: in van Leeuwen, T.M., Hedenquist, J.W., James, L.P., and Dow, J.A.S., eds., *Mineral Deposit Of Indonesia*.
- Darman, H., dan Sidi, F. H. 2000. An Outline of the Geology of Indonesia. Jakarta: *Publikasi Ikatan Ahli Geologi Indonesia*.
- Einaudi, M.T. 1982. "Description of skarn associated with porphyry copper pluton". In: Titley S.R (Ed.) *Advance in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*, University of Arizona Press, Tucson, hlm. 185-209.
- Evans, A. H., 1993. Ore Geology and Industrial Minerals. 3rd ed. Oxford: Blackwell Scientific.
- Howard, A.D, 1967, Drainage Analysis In Geologic Interpretation: A Summation, AAPG Bulletin, Vol.51 No.11 November 1967, hlm. 2246-2259.
- Lindgren, W. 1933. Mineral Deposits. New York: McGraw-Hill.
- Maulana, A., 2020. *Endapan Mineral*. Penerbit Ombak, Yogyakarta.
- Meinert, L.D. G.M. Dipple, and S. Nicolescu. 2005. "World skarn deposit". *Economic Geology 100th Anniversary volume*, hlm. 299-336.
- Meinert, L.D. 1993. Igneous Petrogenesis and skarn deposit. *Geol. Ass. C.a. Special paper 40*. hlm 569-583
- Metcalf, I., 2011. Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland.

- Metcalf, I., 2013. Gondwana Dispersion and Asian Accretion : Tectonic and Paleogeographic Evolution of Eastern Tethys. *Australian Journal of Earth Sciences* 66, hlm. 1-33
- Metcalf, I., 2017. Tectonic Evolutions of Sundaland. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*. 63. hlm. 27-60.
- Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal process and mineral system*. Springer, 1241 hlm.
- Rosidi, S. Tjokrosapetro, B. Pendowo, dan S. Gafoer. 1996. *Peta Geologi Lembar Painan dan Bagian Timurlaut Muarasiberut, Sumatra Skala 1:250.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi : Bandung
- Sieh, K dan D.H. Natawidjaja. 2000. Neotectonics of Sumatra Faults, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*. 105 (B12), P12.295-28.326.
- Van Bemmelen, R.W. 1949. *The Geology of Indonesia Vol 1 A*: Government Printing Office, The Hauge, Netherlands. hlm 732.
- Verstappen, H. Th., 1985. *Applied Geomorphological Survey and Natural Hazard Zoning*. Enschede: ITC.