

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Kabupaten Mimika di Provinsi Papua Tengah, Indonesia, memiliki banyak sumber daya alam, terutama dalam hal pertambangan mineral. Dengan kandungan mineral tembaga-emas (Cu-Au) yang tinggi, Kucing Liar adalah salah satu tambang yang terkenal di wilayah ini. Endapan skarn di Kucing Liar merupakan salah satu sistem mineralisasi tembaga-emas (Cu-Au) yang signifikan, dan keberadaannya tidak terlepas dari pengaruh kompleksitas proses geologi regional. Kucing Liar merupakan deposit skarn Cu-Au berukuran besar yang berada di anggota *Yellow Valley Syncline*, terletak di tepi selatan *Grasberg Igneous Complex* (GIC). Host unit sedimentasi Kapur-Tersier di wilayah ini mencakup *batugamping* peloidal dan *foraminifera minor* yang ekuivalen dengan dolomit, batupasir, dan unit serpih (Widodo S., et al., 1999).

Endapan skarn di Kucing Liar merupakan sistem mineralisasi tembaga (Cu) bernilai ekonomis tinggi yang terbentuk melalui proses geologi kompleks, termasuk peran fluida hidrotermal yang memicu alterasi batuan induk. Alterasi ini penting dalam pembentukan dan distribusi mineral bijih yang berperan dalam mengubah sifat kimia dan mineralogi batuan. Kajian mendalam terkait litologi, alterasi, dan mineralisasi diperlukan untuk memahami potensi sumber daya pada endapan Cu-Skarn ini.

Penelitian ini bertujuan untuk mengeksplorasi hubungan antara proses alterasi hidrotermal dengan distribusi mineralisasi yang terkhusus pada mineralisasi tembaga (Cu) pada endapan skarn Kucing Liar. Pendekatan yang digunakan meliputi analisis karakteristik litologi, zonasi alterasi, dan mineralisasi untuk mengetahui paragenesa mineral atau memahami urutan pembentukan endapan mineral ekonomis serta proses geologi yang terlibat. Dengan demikian, hasil penelitian ini diharapkan dapat memberikan wawasan yang lebih mendalam mengenai sistem Cu-Skarn di kawasan ini, sekaligus memberikan kontribusi bagi pengembangan ilmu geologi dan pengelolaan potensi sumber daya mineral di wilayah Papua Tengah.

1.2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah terkait dengan "Karakteristik Alterasi dan Mineralisasi Hidrotermal Cu-Skarn Kucing Liar pada Distrik Ertsberg, Kabupaten. Mimika, Papua Tengah" yaitu sebagai berikut :

1. Bagaimana karakteristik litologi pada lubang bor daerah penelitian?
2. Bagaimana karakteristik mineral alterasi pada lubang bor daerah penelitian?

3. Bagaimana karakteristik himpunan mineralisasi pada lubang bor daerah penelitian ?
4. Bagaimana struktur geologi yang berkembang pada lubang bor daerah penelitian ?
5. Bagaimana Karakteristik Cu-Skarn deposit pada lubang bor daerah penelitian ?

1.3 Tujuan Penelitian

Maksud penelitian ini adalah untuk menentukan Karakteristik Alterasi, Mineralisasi Cu-Skarn Kucing Liar pada daerah penelitian. Adapun tujuan dari penelitian ini yaitu:

1. Mengidentifikasi karakteristik litologi di daerah penelitian;
2. Mengidentifikasi karakteristik mineral alterasi di daerah penelitian;
3. Mengidentifikasi karakteristik himpunan mineralisasi di daerah penelitian;
4. Menganalisa struktur geologi yang berkembang di daerah penelitian;
5. Menganalisa karakteristik Cu-Skarn deposit pada daerah penelitian.

1.4 Manfaat Penelitian

Adapun manfaat penelitian baik pada bidang akademis maupun pada bidang praktisi yakni sebagai berikut :

1. Manfaat Penelitian di Bidang Akademis : Penelitian ini diharapkan memberikan kontribusi dalam pengembangan ilmu geologi, khususnya terkait pemahaman proses alterasi hidrotermal dan mineralisasi pada endapan Cu-Skarn. Dengan menganalisis karakteristik alterasi, mineralisasi, stratigrafi, dan struktur geologi di daerah Tambang Kucing Liar, penelitian ini dapat menjadi referensi ilmiah yang mendukung studi lebih lanjut tentang sistem skarn secara regional maupun global. Selain itu, penelitian ini dapat memperkaya literatur mengenai hubungan antara tipe alterasi, mineral penciri, dan protolith batuan, sekaligus memperluas wawasan tentang mekanisme distribusi fluida hidrotermal dan implikasinya terhadap pembentukan endapan mineral.
2. Manfaat Penelitian di Bidang Industri Pertambangan : Bagi industri pertambangan, penelitian ini dapat memberikan informasi yang relevan untuk eksplorasi dan pengelolaan sumber daya mineral secara lebih efektif. Identifikasi tipe alterasi dan zonasi mineralisasi yang terperinci memungkinkan penentuan target eksplorasi yang lebih akurat, terutama di area dengan potensi tembaga (Cu) tinggi. Hasil penelitian ini juga dapat menjadi panduan dalam mengevaluasi potensi endapan skarn berdasarkan protolith, suhu

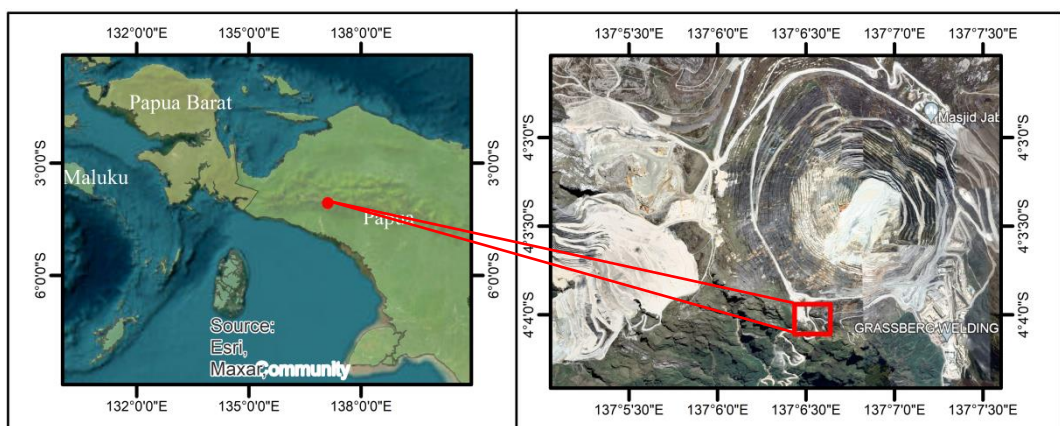
pembentukan, dan distribusi mineral bijih, sehingga mendukung optimalisasi operasional tambang di daerah penelitian.

1.5 Ruang Lingkup Penelitian

Hal ini meliputi analisis karakteristik geologi pada endapan Cu-Skarn area Kucing Liar, Distrik Ertsberg, Kabupaten Mimika, Provinsi Papua Tengah. Penelitian ini mencakup deskripsi litologi, identifikasi zonasi alterasi, serta evaluasi mineralisasi berdasarkan data makroskopis dan mikroskopis dari lubang bor series KL30 dan series KL31. Fokus utama adalah menentukan tipe endapan skarn berdasarkan zonasi mineral, protolith, jarak, suhu pembentukan, serta karakteristik mineral bijih, untuk memberikan pemahaman terhadap proses geologi yang berperan dalam pembentukan endapan ini.

1.6 Lokasi dan Waktu Penelitian

Secara administratif lokasi penelitian berada di daerah pertambangan PT Freeport Indonesia tepatnya berada pada area Kucing Liar, Distrik Ertsberg, Kab. Mimika, Prov. Papua. Secara astronomis terletak pada koordinat $137^{\circ}6'26.47''$ BT - $4^{\circ}3'53.43''$ LS dan $137^{\circ}6'30.83''$ - $4^{\circ}4'28.81''$, terletak sekitar ± 117 km dari Kabupaten Timika (**Gambar 1**). Perjalanan dari bandara Mosez Kilangin menuju kantor PT Eksplorasi Nusa jaya (PT ENJ) yang berada di *Lowland* menggunakan mobil milik PT ENJ selama 2 menit, pada kantor ENJ yang berada di Lowland terhubung langsung dengan area *Corshed* (tempat melakukan *logging core*) dan menggunakan Bus milik PT Freeport Indonesia menuju Tembagapura selama ± 3 jam serta menggunakan Mobil PT Eksplorasi Nusa Jaya menuju *Site* selama ± 30 menit.

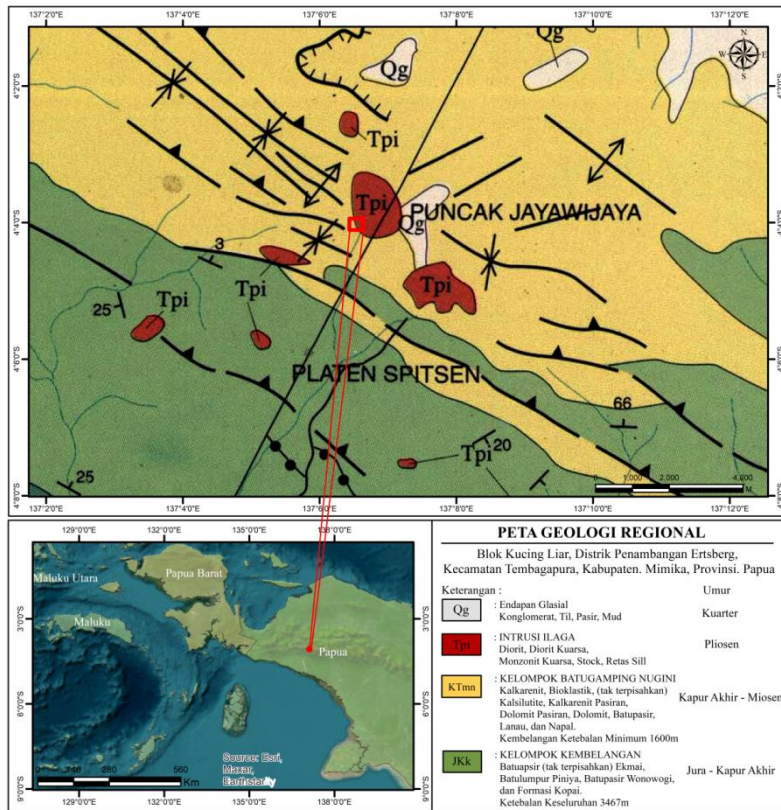


Gambar 1 Peta tunjuk daerah penelitian

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Adapun geologi regional daerah penelitian berdasarkan peneliti terdahulu (**Gambar 2**), regional wilayah termasuk ke dalam Peta Geologi Regional Lembar Timika dengan skala 1:250.000 (Rusmana, E., Parris, K., Sukanta, U., & Samodra, H., 1995).



Gambar 2 Peta geologi regional lembar Timika dengan skala 1:250.000 (Rusmana, E., Parris, K., Sukanta, U., & Samodra, H., 1995)

Secara umum, kondisi geologi pada area penambangan PTFI termasuk dalam zona subduksi. Terdapat pada area batas tumbukan antara lempeng Australia dengan lempeng Indo-Pasifik yang bergerak ke arah barat daya. Subduksi yang terjadi mengakibatkan pengangkatan dan deformasi pada lantai samudra dengan cepat pada batas kontinen. Pengangkatan tersebut membentuk pulau New Guinea dan deretan pegunungan Jayawijaya dengan tinggi puncak 4,884 m. berada pada area batas tumbukan antara lempeng Australia dan lempeng Indo-Pasifik yang bergerak ke arah utara.

Subduksi yang terjadi mengakibatkan pengangkatan batuan sedimen (karbonat), kemudian diintrusi oleh magma pada batas tepi lempeng. Intrusi magma tersebut menghasilkan batuan beku kompleks yang berkomposisi intermediate (dioritik). Sehingga, proses geologi ini menghasilkan mineralisasi kompleks (skarn) dalam bentuk zona-zona di sepanjang batas zona intrusi. Zona-zona tersebut meliputi:

1. Zona Grasberg, Zona ini berupa tubuh intrusi dengan bijih berupa Cu-Au Porfiri dan beberapa Au-Skarn.
2. Zona Erstberg, Zona Erstberg terbentuk dalam tubuh Skarn dengan komposisi mineral Ca-Mg silikat meliputi Zona Big Gossan (BG), Zona Kucing Liar (KL).
3. Zona Gunung Bijih meliputi Zona Gunung Bijih Timur ; Zona Mineralisasi Bijih dalam atau *Deep Ore Mineralizes* (DOM); Zona Bijih Menengah atau *Intermediate Ore Zone* (IOZ); Zona bijih Dalam atau *Deep Ore Zone* (DOZ).

Berikut akan dijelaskan lebih lanjut mengenai Geomorfologi Regional, Stratigrafi Regional dan Tektonik Regional daerah penelitian :

2.1.1 Geomorfologi Regional

Wilayah kerja PTFI membentang disepanjang daerah pegunungan Jayawijaya, dengan ketinggian yang bervariasi mulai dari sekitar 80 km dari area pelabuhan. Pada area pelabuhan, terdapat pantai dan rawa dengan hutan bakau (mangrove) yang cukup luas. Makin ke atas, kondisi topografi makin terjal dan didominasi rawa nipa atau sagu. Pada jarak 40 km dari garis pantai, daerah didominasi dengan hutan yang lebat dengan pepohonan yang homogen serta bentuk topografi jurang dan terjal (Mahler,2008).

Pada area Tembagapura memiliki ketinggian ± 2.000 mdpl, terdapat banyak jurang dengan dinding batuan yang terjal, air terjun dan lembah-lembah yang curam. Pada area sekitar penambangan dengan ketinggian 2.800-4.000 mdpl dimana pada area ini hampir tidak ditemukan adanya pepohonan, dan daratan hanya didominasi oleh tanaman perdu, rumput liar, dan lumut. Hal ini dikarenakan ketinggian yang cukup tinggi, sehingga hanya beberapa jenis tanaman yang dapat tumbuh. Dibeberapa daerah, terkadang diselimuti oleh salju yang menutupi daratan. Pada daerah ini terdapat pula pegunungan yang membentuk lipatan yang curam dan terjal, disertai oleh patahan-patahan. Pada daerah kontrak karya PTFI dibagi menjadi 2 berdasarkan topografinya yakni *Lowland* dan *Highland* (Mahler,2008).

2.1.1.1 Daerah Dataran Rendah (Lowland)

Daerah dataran rendah atau *Lowland* mempunyai ketinggian antara 10m - 2000 mdpl yang meliputi pelabuhan Amamapare, Timika dan Kuala Kencana dan merupakan daerah yang relatif datar dan rata, perumahan karyawan dan kantor administrasi di Kuala Kencana, dan beberapa lokasi pendukung lainnya (bengkel, pelabuhan udara, daerah penimbunan kargo, dan pompa bahan bakar).

2.1.1.2 Daerah Dataran Tinggi (Highland)

Topografi pada area penambangan merupakan daerah yang tidak rata dan bergunung-gunung, dikarenakan terletak di daerah pegunungan Sudirman atau *Highland* dengan ketinggian antara 2000m - 4200 mdpl yang meliputi perumahan karyawan di *Hidden Valley (mile post 66)*, kantor administrasi di Tembagapura (*mile post 68*), *Ridge Camp (mile post 72)*, pabrik pengolahan bijih (*mile post 74*), MLA portal, Amole portal, DOZ, IOZ, GBT, dan lokasi tambang terbuka Grasberg.

2.1.2 Stratigrafi Regional

Secara regional, stratigrafi daerah penelitian (**Gambar 3**) tersusun atas empat (4) kelompok besar yaitu formasi Waripi, Kkeh, Ekmai dan Sirga. Formasi ini terbentuk pada masa Mezoik hingga masa Tersier. Pada masa Mezoik batuan terdiri dari batuan siliklastik sedangkan pada masa tersier batuan didominasi dengan jenis batuan karbonat.

Pada masa mezoik terbentuk kelompok formasi batuan kembelangan yang terdiri dari formasi kopai, woniwogi, piniya, dan ekmai. Pada formasi kopai didominasi oleh litologi batupasir, konglomerat, *limestone*, dan *mudstone*. Pada formasi piniya, terdiri atas *shale* hingga *siltstone* dengan karakteristik warna gelap.

Formasi Ekmai hornfels dan Sirga *sandstone* merupakan formasi dengan ketebalan ± 35 m sebagai *marker beds*. Ekmai hornfels merupakan satuan teratas dari formasi batuan ekmai dan terkenal sebagai batas craterous-teritary.

Deposit pada area penelitian hadir oleh dua intrusi besar yaitu kompleks batuan beku Grasberg dan intrusi diorit Erstberg. Struktur pembentuk daerah ini cukup kompleks dengan berbagai struktur baik minor maupun mayor. Sesar yang utama berarah barat laut-tenggara seperti patahan Grasberg dan patahan Carstenzs.

1. Kelompok Kembelangan

Pigram dan Panggabean (1982) mengelompokkan formasi-formasi Kembelangan menjadi empat formasi, yaitu Formasi Kopai, Formasi Woniwogi, Formasi Piniya, dan

Formasi Ekmai. Secara umum formasi ini memiliki warna abu-abu, batupasir dan batulanau argilaceous, glaukonitik, karbonatan, mikaan dan piritik, batulanau hitam sampai batugamping hitam, batupasir kuarsa dan ortokuarsit piritik.

a. Formasi Kopai (Jura Tengah-Jura Akhir)

Formasi Kopai memiliki ketebalan $\pm 800\text{m}$. Formasi ini terdiri dari lapisan batupasir berukuran butir pasir halus sampai pasir sedang, dan memiliki struktur silang siur. Lingkungan pengendapan formasi ini memiliki variasi. Berdasarkan kontak yang gradasi dengan formasi dibawahnya, Formasi Tipuma, dan batupasir lentikuler dan silang siur dibagian bawah formasi, lingkungan pengendapan Formasi Kopai diinterpretasikan sebagai lingkungan transisi fluvial-batial (transgresif), sedangkan bagian atas formasi terdiri dari batugamping *packstone* dan *grainstone*, diinterpretasikan sebagai lingkungan shelf dengan energi menengah sampai tinggi (regresif).

b. Formasi Woniwogi (Jura Awal-Kapur Akhir)

Formasi Woniwogi memiliki ketebalan $\pm 950\text{m}$. Formasi ini memiliki ciri-ciri yaitu sortasi buruk, ukuran butir kasar hingga kerikil dengan matriks berukuran sangat halus berupa kuarsa, mineral opak, dan klorit. Alterasi yang terjadi berupa alterasi silisifikasi dan mineralisasi sulfida. Pada umumnya formasi ini memiliki struktur masif, tetapi di beberapa singkapan terlihat struktur perlapisan dan silang siur dengan bioturbasi yang intens. Berdasarkan mikro fosil dan nano fosil yang ditemukan, formasi ini memiliki umur kapur akhir.

c. Formasi Piniya (Kapur Awal-Kapur Tengah)

Formasi Piniya memiliki ketebalan $\pm 600\text{m}$. Formasi ini terdiri dari batulanau-batulempung dengan struktur laminasi hingga masif, sortasi baik, perulangan batupasir halus dengan unit batuan yang lebih halus. Perulangan lapisan batupasir dengan batulanau-batulempung diinterpretasikan sebagai daerah lepas pantai, terbentuk oleh badai. Sekuen batulanau-batulempung masif diinterpretasikan sebagai lingkungan batial atau endapan turbidit.

d. Formasi Ekmai (Kapur Atas)

Formasi Ekmai tersusun atas batupasir kuarsa, batugamping dan batulempung dengan ketebalan sekitar $650+100\text{m}$. Pada ketebalan awal hingga 550 m , terdiri dari batupasir arenit kuarsa dengan ukuran butir kasar hingga halus yang memiliki struktur tabular cross bedding dan tabular parallel. Satuan batuan tersebut diendapkan pada zona tepi laut atau lingkungan dekat sikuen paparan. Di atas satuan ini, terendapkan batulempung dan batugamping dengan ketebalan 90 m pada lingkungan laut di zona

batimetri batial, paparan luar, atau lereng laut. Formasi ini diinterpretasikan berumur Kapur Akhir hingga Paleosen.

2. Kelompok Batugamping New Guinea

Menurut Ufford (1996), kelompok Batugamping New Guinea dibagi menjadi 4 formasi, yaitu Formasi Waripi, Formasi Faumai, Formasi Sirga, dan Formasi Kais.

A. Formasi Waripi (Paleosen)

Formasi Waripi memiliki ketebalan sekitar 280m – 400m yang terdiri atas dolomit, batugamping dan sedikit arenit kuarsa dengan nodul anhidrit. Formasi ini berumur Kapur Akhir atau Paleosen hingga Eosen Awal karena tidak ditemukannya fosil pada Gunung Bijih (Ufford,1996). Robinson (1988) meneliti di daerah lain dan mendapatkan umur Paleosen Tengah hingga Akhir berdasarkan analisa foraminifera dan nanoplankton. Formasi ini terendapkan di lingkungan laut dangkal hingga paparan laut.

B. Formasi Faumai (Eosen)

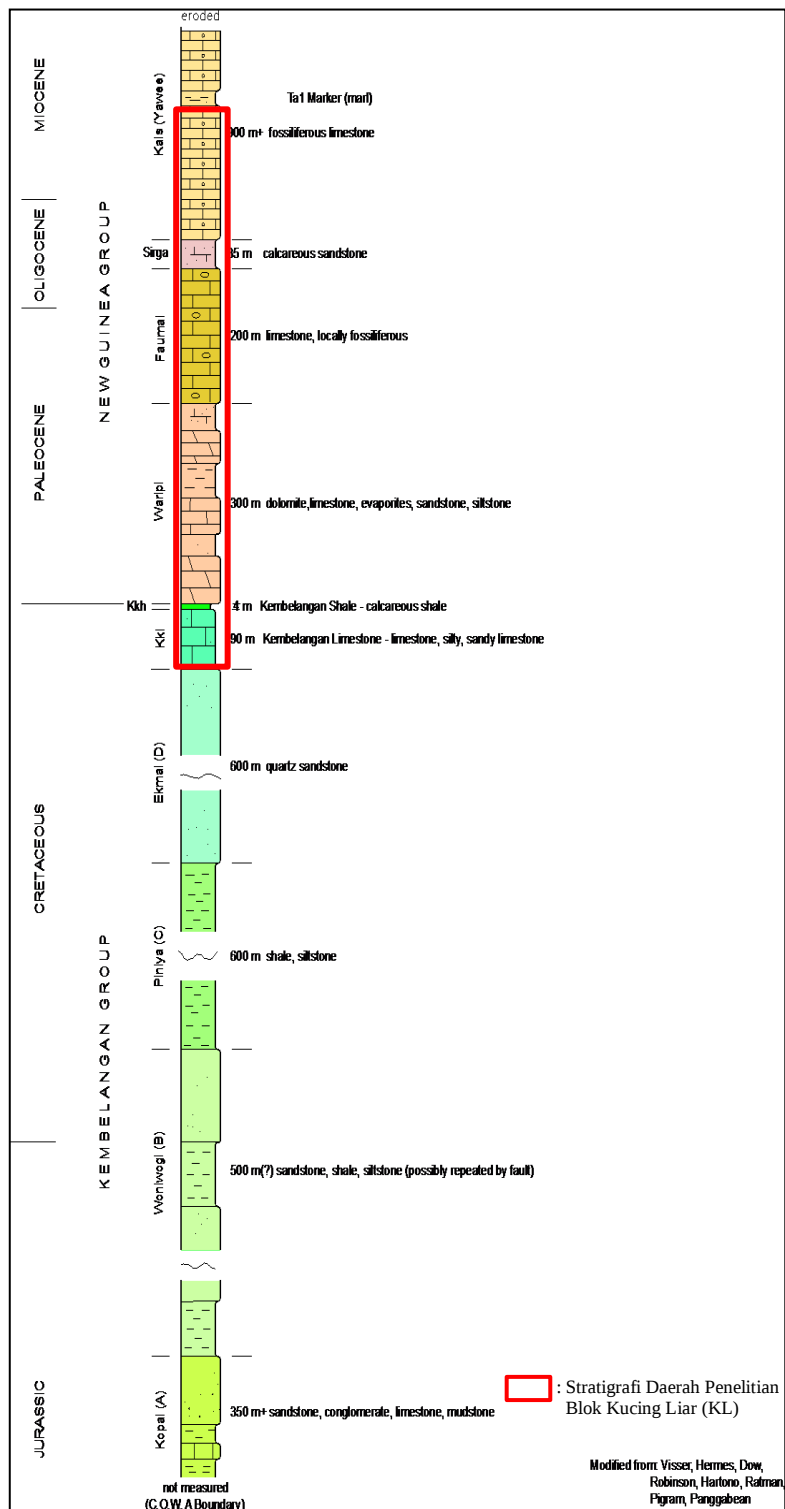
Formasi Faumai memiliki ketebalan $\pm 217\text{m}$ yang diendapkan diatas formasi Waripi. Formasi ini berumur Eosen dan terdiri dari foraminifera, batugamping packstone peloidal dengan dolomit dan batupasir kuarsa yang sedikit. Lingkungan pengendapan diinterpretasikan berada pada lingkungan laut dangkal dengan gelombang rendah sampai sedang.

C. Formasi Sirga (Oligosen Awal)

Formasi Sirga memiliki ketebalan 40m. Formasi ini memiliki umur awal Oligosen dan diendapkan tidak selaras diatas formasi Faumai. Batupasir arenit kuarsa dengan kandungan arenit kuarsa foraminifera, *fossiliferous marl*, dan *foraminiferal packstone*, yang semakin keatas semakin banyak. menunjukkan lingkungan pengendapan berada pada lingkungan transgresif bercampur dengan endapan fluvial dan laut dangkal.

D. Formasi Kais (Oligosen Akhir-Miosen Tengah)

Formasi Kais memiliki ketebalan 950m, yang terdiri dari batugamping *packstone* alga merah, alga hijau, dan foraminifera bentonik besar. Formasi ini diendapkan secara gradasional diatas formasi Sirga. Bagian atas mengandung lapisan batubara (<30 cm) dan peningkatan jumlah fragmen koral. Umur formasi ini adalah Oligosen akhir sampai pertengahan Miosen. Lingkungan pengendapan Formasi Kais berada pada lingkungan laut dangkal, energi rendah sampai sedang dengan kandungan koral yang tinggi pada puncaknya.



Gambar 3 Stratigraphy of Grasberg Minerals District (Van Ufford, 1996).

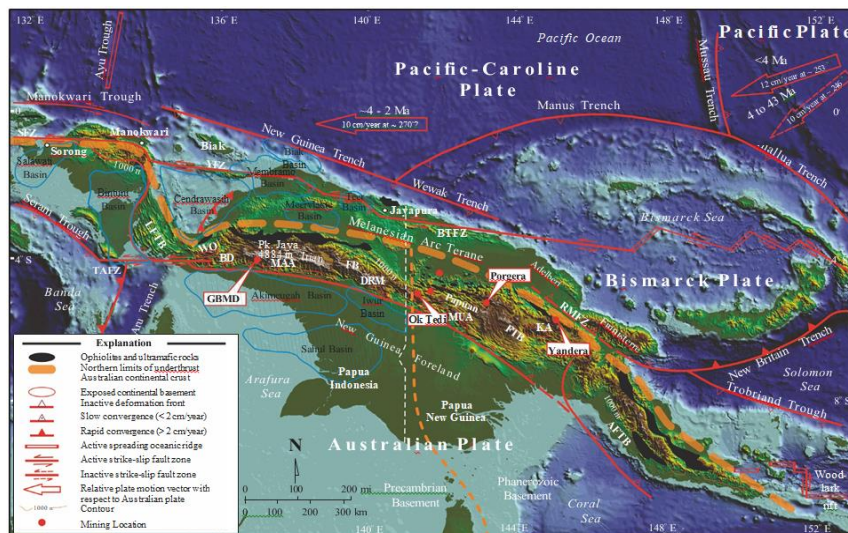
2.1.3 Tektonik Regional

Adapun tektonik regional pada daerah penelitian. Terjadinya deformasi Pegunungan Tengah Papua umumnya diketahui terjadi ± 12 juta - 4 juta tahun yang lalu (**Gambar 4**). Menurut Ufford (1996), dimana deformasi tersebut dibagi menjadi dua tahap, yaitu:

2.1.3.1 Tahap 1 (12 – 4 juta tahun yang lalu)

Sebelum 12 juta tahun yang lalu, batuan terendapkan pada batas lempeng pasif yang stabil. Sejak 12 juta tahun yang lalu, lipatan dengan skala kilometer mulai terbentuk pada bagian tepi benua Australia bagian utara. Bagian tepi tersebut menunjam di zona penunjaman lempeng Pasifik dengan arah kemiringan timur laut. Kebanyakan gerakan yang terhitung memiliki trend 65° . Sesar yang terbentuk adalah sesar Wanagon, sesar Ertsberg II, dan sesar Meren Valley.

Setelah penunjaman, pra-kolisi mulai terjadi dengan naiknya permukaan pada batas lempeng benua Australia bagian utara. Sedimen yang paling muda, Formasi Buru, mulai terangkat. Pada 8 juta tahun yang lalu, kolisi mulai terjadi, dan pengangkatan yang terbesar terjadi pada 6 juta tahun yang lalu. Peristiwa ini mengakibatkan intrusi magma dan vulkanisme terkumpul disepanjang dasar pegunungan, sehingga magma mafik yang berasal dari mantel bagian atas akan mendorong bagian dasar kerak, dan bagian bawah kerak akan bercampur dengan batuan sampling yang leleh.

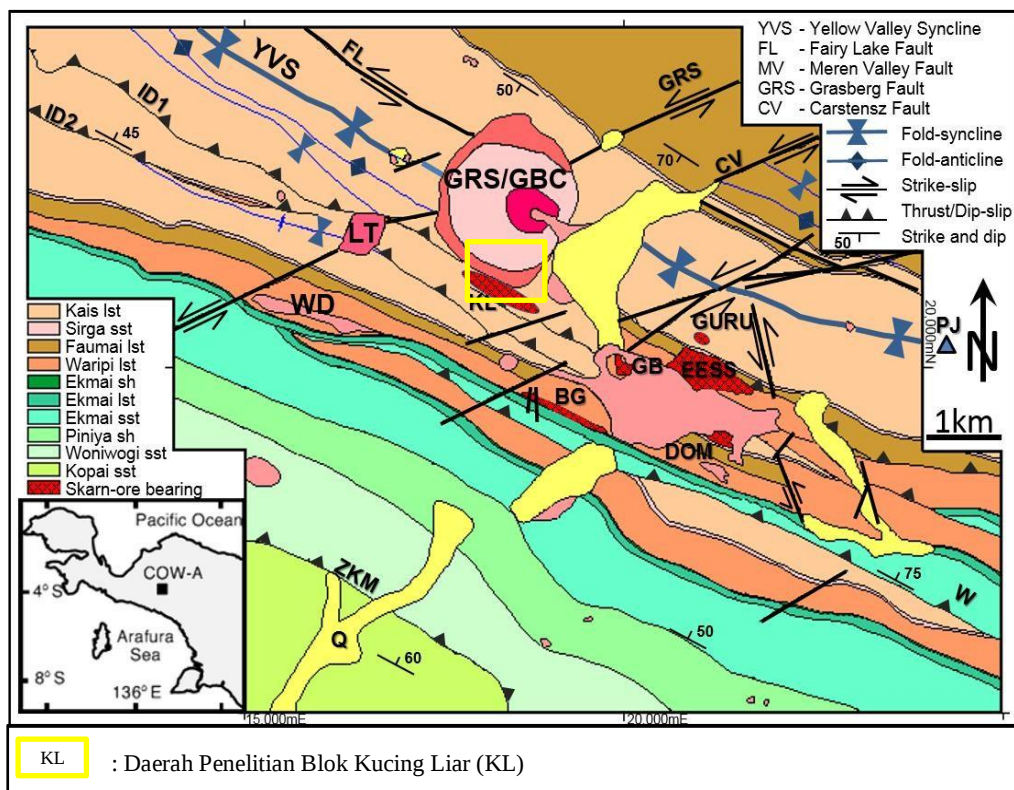


Gambar 4 Peta tektonik Pulau Nugini yang menunjukkan lokasi distrik Ertsberg-Grasberg (Sapiie and Cloos, 2005)

2.1.3.2 Tahap 2 (4-2 tahun yang lalu)

Pada tahap kedua ini terjadi pembentukan deformasi yang relatif kecil, hanya ratusan hingga satu kilometer. Arah sesar geser mengiri/sinistral sejajar dengan arah lapisan batuan. Sesar-sesar geser utama seperti sesar Wanagon, sesar Ertsberg I dan II, dan sesar Meren Valley memiliki breksi, dike, serta mineralisasi yang menunjukkan bahwa sesar geser ini merupakan faktor signifikan dalam terbentuknya delaminasi atau celah intrusi dan permeabilitas untuk mengalirnya fluida hidrotermal (**Gambar 5**).

Proses magmatik berhenti karena delaminasi berhenti yang terjadi pada 2 juta tahun yang lalu. Terjadi perubahan dimana bagian astenosfer mendingin dan berubah menjadi mantel litosfer. Pergerakan mendatar diperkirakan memiliki total sejauh 10 km.



Gambar 5 Peta Geologi PT Freeport Indonesia (Sunyoto, 2015)

Setelah memaparkan aspek tektonik regional yang berperan dalam pembentukan struktur geologi daerah penelitian, pembahasan selanjutnya akan difokuskan pada endapan hidrotermal. Struktur tektonik seperti sesar dan rekahan menjadi jalur utama bagi fluida hidrotermal yang membawa logam untuk berkumpul dan membentuk endapan. Interaksi antara proses tektonik dan hidrotermal ini penting untuk dipahami,

karena berkaitan langsung dengan pola distribusi mineral dan potensi keterdapatannya sumber daya di daerah penelitian.

2.2 Endapan Hidrotermal

Endapan bijih hidrotermal terbentuk karena sirkulasi fluida hidrotermal yang melindi (*leaching*), menstranport, dan mengendapkan mineral-mineral baru sebagai respon terhadap perubahan kondisi fisik maupun kimiawi.

Endapan Porfiri mempunyai persebaran yang luas di seluruh dunia dengan ciri tonase yang tinggi namun dengan kadar yang rendah. Menurut Pirajno (2009) sistem porfiri secara universal ditandai dengan tiga ciri utama :

1. Volume batuan yang dipengaruhi oleh ubahan hidrotermal-mineralisasi besar
2. Secara spasial dan genesa, mineralisasi berhubungan dengan tubuh intrusi yang setidaknya memiliki tekstur porfiritik, maka dari itu dinamakan porfiri.
3. Terdapat vein dan veinlets membentuk *stockwork*, dalam mineral sulfida terdisseminated berupa Fe, Cu, Mo, Pb dan Zn, serta native Au, dan mineral W, Bi dan Sn.

2.3 Alterasi Hidrotermal

Alterasi hidrothermal adalah perubahan komposisi mineral dari suatu batuan akibat adanya interaksi antara larutan hidrotermal dengan batuan tersebut. Proses alterasi akan menyebabkan terubahnya mineral Endapan Mineral primer menjadi mineral sekunder yang kemudian disebut dengan mineral yang teralterasi (*alteration minerals*). Alterasi hidrotermal merupakan proses yang kompleks karena terjadi perubahan secara mineralogi, kimia dan tekstur oleh akibat adanya interaksi larutan hidrotermal dengan batuan sampling (*wall rock*) yang dilaluinya pada kondisi fisika-kimia tertentu (Pirajno, 1992).

Ada tiga hal yang menjadikan penyelidikan terhadap proses alterasi sangat penting dalam mempelajari suatu endapan hidrotermal, yaitu:

1. Komposisi kimia dan struktur dari mineral-mineral yang terbentuk dari hasil proses alterasi merupakan respons terhadap kondisi pembentukannya. Oleh karena itu, mineral atau kumpulan mineral-mineral alterasi akan memberikan informasi tentang kondisi kimia-fisika dari proses hidrotermal yang terjadi
2. Mineral-mineral alterasi pada umumnya dijumpai pada zona yang akan menggambarkan kondisi pembentukannya;

3. Mengenali zonasi mineral-mineral hasil alterasi akan sangat membantu dalam mengidentifikasi jalur dari larutan hidrotermal yang akan membawa kita kepada jalur mineralisasi.

2.3.1 Faktor Yang Memengaruhi Proses Alterasi

Beberapa faktor yang berpengaruh pada proses alterasi hidrotermal adalah suhu, kimia fluida (pH), komposisi batuan sampling, durasi aktivitas hidrotermal dan permeabilitas. Namun, faktor kimia fluida (pH) dan suhu merupakan faktor yang paling berpengaruh (Corbett dan Leach, 1996).

1. Suhu

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

2. Permeabilitas

Permeabilitas dari suatu batuan akan menentukan intensitas pengaruh larutan hidrotermal terhadap batuan dan kecepatan presipitasi mineral-mineral baru. Batuan yang memiliki permeabilitas kecil akan menyebabkan tingkat pengaruh alterasi yang tidak signifikan.

3. Komposisi awal dari batuan

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

4. Komposisi fluida

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

Proses alterasi hidrotermal akan menghasilkan kumpulan mineral tertentu yang dikenal sebagai himpunan mineral atau mineral assemblage (Guilbert & Park, 1986). Hal ini menyebabkan kehadiran himpunan mineral tertentu dalam suatu ubahan batuan akan mencerminkan komposisi pH larutan dan suhu fluida tipe alterasi tertentu.

2.3.2 Pola Ubahan

Pirajno (2009) menyebutkan bahwa perubahan suatu mineral merujuk kepada seberapa besar pengaruh alterasi pada suatu batuan. Pola ubahan memberikan informasi tentang distribusi zona alterasi yang merujuk pada distribusi spasial dari zona alterasi yang terbentuk akibat interaksi larutan hidrotermal dengan batuan, pola ini

mencerminkan gradien kondisi fisika-kimia seperti suhu, tekanan, komposisi fluida, dan protolith batuan. Pola ubahan dibagi menjadi 3, yaitu sebagai berikut :

1. **Pervasive** merupakan Penggantian seluruh atau sebagian besar mineral pembentuk batuan. Semua mineral primer pembentuk batuan telah mengalami ubahan, walaupun intensitasnya dapat berlainan.
2. **Selectively pervasive** merupakan proses ubahan hanya terjadi pada mineral – mineral tertentu pada batuan. Misalnya klorit pada andesit hanya mengganti piroksin saja, sedangkan plagioklas tidak ada yang berubah sama sekali.
3. **Non – pervasive** dimana hanya bagian tertentu dari keseluruhan batuan yang mengalami ubahan hidrotermal.

2.3.3 Intensitas Ubahan

Intensitas ubahan menggambarkan sejauh mana batuan telah mengalami perubahan mineralogi, kimia, dan tekstur akibat proses hidrotermal. Intensitas ubahan dalam batuan dapat diklasifikasikan sebagai berikut (Morrison,1996):

- a. Tidak berubah (*unaltered*) : tidak ada mineral sekunder
- b. Lemah (*weak*) : mineral sekunder < 25 % volume batuan
- c. Sedang (*moderate*) : mineral sekunder 25 – 75 %
- d. Kuat (*strong*) : mineral sekunder > 75 %
- e. Intens (*intense*) : seluruh mineral primer berubah (kecuali kuarsa, zirkon dan apatit), tetapi tekstur primernya masih terlihat
- f. Total: seluruh mineral primer berubah (kecuali kuarsa, zirkon dan apatit), serta tekstur primernya sudah tidak tampak lagi.

2.4 Mineralisasi

Mineralisasi adalah proses pembentukan endapan mineral logam atau non logam yang terkonstrasi dari suatu mineral atau lebih yang dapat dimanfaatkan (Bateman, 1951). Suatu cebakan bijih hasil proses hidrotermal biasanya akan melalui tiga proses yang meliputi :

1. Proses Diferensiasi, yaitu proses yang memisahkan larutan hidrotermal dan unsur-unsur volatil lainnya dari magma asal, selanjutnya akan terjadi migrasi dari larutan hidrotermal untuk mencari tempat untuk akumulasi.
2. Proses Migrasi, yaitu proses perpindahan unsur logam hasil proses mineralisasi hidrotermal. Biasanya terjadi pada unsur logam yang berat atomnya rendah dan jari-jari atomnya kecil.

3. Proses Akumulasi, yaitu proses berkumpulnya mineral hidrotermal pada tempat-tempat terbuka (*open space*), yang dikenal sebagai perangkap struktur seperti zona sesar, kekar, dan rekahan.

Seperti yang telah dibahas sebelumnya, bahwa proses diferensiasi magma akan menghasilkan fase akhir berupa cairan yang juga membawa unsur logam serta unsur bukan logam yang ikut terbawa keluar bersama batuan intrusif oleh larutan hidrotermal. Proses hidrotermal ini menghasilkan endapan yang sesuai dengan penurunan suhu terhadap jarak dari intrusif. Oleh karenanya bijih dapat terbentuk pada semua proses hidrotermal yaitu endapan hipotermal, mesotermal dan epitermal, terutama endapan bijih seperti endapan porfiri (Bateman, 1950).

Menurut Bateman (1981) Secara umum proses mineralisasi dipengaruhi oleh beberapa faktor pengontrol, meliputi :

1. Larutan hidrotermal yang berfungsi sebagai larutan pembawa mineral.
2. Zona lemah yang berfungsi sebagai saluran untuk lewat larutan hidrotermal.
3. Tersedianya ruang untuk pengendapan larutan hidrotermal.
4. Terjadinya reaksi kimia dari batuan induk/*host rock* dengan larutan hidrotermal yang memungkinkan terjadinya pengendapan mineral bijih (*ore*).
5. Adanya konsentrasi larutan yang cukup tinggi untuk mengendapkan mineral bijih (*ore*).

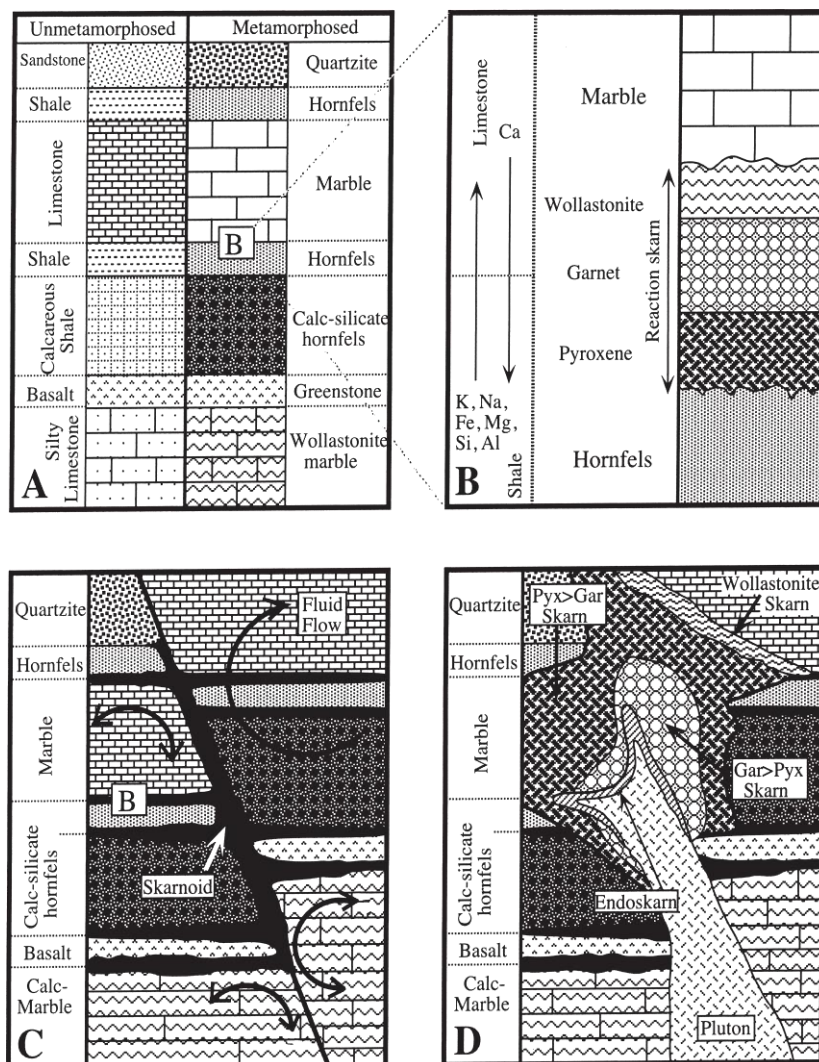
2.5 Endapan Skarn

Endapan skarn pertama kali dinyatakan sebagai batuan metamorf hasil kontak antara batuan sedimen karbonatan dengan intrusi magma oleh ahli petrologi metamorf, dengan terjadi perubahan kandungan batuan sedimen yang kaya karbonat, besi, dan magnesium menjadi kaya akan kandungan Si, Al, Fe dan Mg dimana proses yang bekerja berupa metasomatisme pada intrusi atau di dekat intrusi batuan beku (Best 1982).

2.5.1 Genesa Pembentukan Endapan Skarn

Pembentukan endapan skarn adalah proses yang dinamis. Pada sebagian besar endapan skarn besar, terdapat transisi dari metamorfisme awal atau distal yang menghasilkan hornfels, *reaction* skarn, dan skarnoid, menuju metasomatisme lanjutan atau proksimal yang menghasilkan skarn yang relatif kasar dan mengandung bijih. Karena adanya gradien suhu yang kuat dan sirkulasi fluida yang besar akibat intrusi magma (Salemink dan Schuiling, 1987),

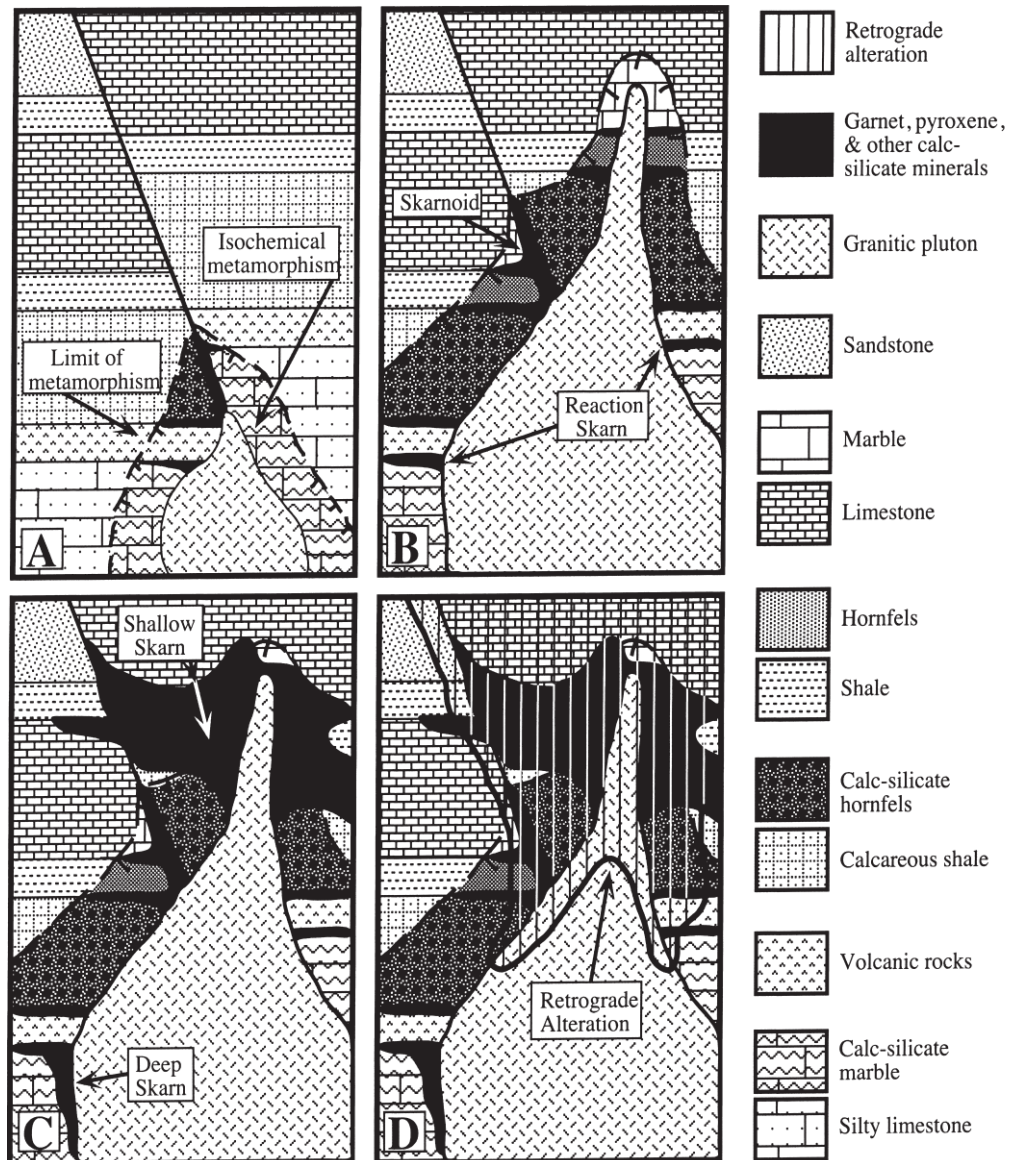
Metamorfisme kontak bisa jauh lebih kompleks dibandingkan model sederhana rekristalisasi isokimia yang biasanya digunakan untuk metamorfisme regional, pada (**Gambar 6A**) metamorfisme isokimia melibatkan rekristalisasi dan perubahan stabilitas mineral tanpa adanya transfer massa yang signifikan, (**Gambar 6B**) Skarn reaksi dihasilkan dari metamorfisme litologi berlapis-lapis, seperti serpih dan batu kapur, dengan transfer massa antar lapisan dalam skala kecil (Bimetasomatisme), (**Gambar 6C**) Skarnoid terbentuk dari metamorfisme litologi yang tidak murni dengan beberapa transfer massa melalui pergerakan fluida dalam skala kecil, (**Gambar 6D**) Skarn metasomatik yang dikontrol fluida biasanya berbutir kasar dan tidak mencerminkan komposisi atau tekstur protolith dengan jelas (Meinert,1983).



Gambar 6 Jenis-jenis pembentukan skarn (Meinert, 2005)

Metamorfisme awal dan metasomatisme berkelanjutan pada suhu yang relatif tinggi (Wallmach dan Hatton, 1989, menggambarkan suhu di atas 1.200°C, meskipun 600°–800°C lebih umum) diikuti oleh alterasi retrograde saat suhu menurun dan fluida berevolusi atau mengalami pemisahan fase (misalnya, Meinert et al., 2003). Pada sebagian besar endapan skarn, sebagian besar mineralisasi sulfida bertepatan dengan alterasi retrograde dan terjadi setelah sebagian besar pembentukan garnet-piroksen, meskipun tidak semuanya. Untuk skarn yang terkait dengan pluton, terdapat hubungan paralel antara urutan peletakan, kristalisasi, alterasi, dan pendinginan pluton dengan metamorfisme, metasomatisme, dan alterasi retrograde yang sesuai pada batuan sekitarnya.

Pada **(Gambar 7)** menggambarkan urutan umum perkembangan skarn untuk sistem yang terkait dengan pluton. Tingkat perkembangan dari tahap tertentu dalam skarn akan bergantung pada lingkungan geologi lokal tempat pembentukannya. Sebagai contoh, metamorfisme kemungkinan akan lebih luas dan bertingkat lebih tinggi di sekitar skarn yang terbentuk pada kedalaman kerak yang relatif besar dibandingkan dengan yang terbentuk pada kondisi yang lebih dangkal (**Gambar 7C**). Sebaliknya, alterasi retrograde selama pendinginan dan evolusi fluida, mungkin melalui pemisahan fase, akan lebih intens pada skarn yang terbentuk pada kedalaman yang relatif dangkal di kerak bumi dibandingkan dengan yang terbentuk pada kedalaman yang lebih besar (**Gambar 7D**). Pada skarn yang lebih dalam, batuan karbonat dapat mengalami deformasi secara duktile daripada melalui retakan yang rapuh, dengan lapisan-lapisan yang umumnya menjadi paralel terhadap kontak intrusi; pada sistem yang lebih dangkal, sebaliknya bisa terjadi. Perbedaan dalam gaya struktural ini selanjutnya akan mempengaruhi ukuran dan morfologi skarn. Oleh karena itu, komposisi batuan inang, kedalaman pembentukan, dan pengaturan struktural akan menyebabkan variasi dari model skarn yang ideal yang terkait dengan pluton seperti yang ditunjukkan pada (**Gambar 7**).



Gambar 7 Tahapan evolusi endapan skarn yang berasosiasi dengan pluton
(Meinert, 2005)

2.5.1 Definisi dan Terminologi Endapan Skarn

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).

Istilah skarn berasal dari Negara Swedia yang merupakan sebuah istilah pertambangan yang digunakan untuk menggambarkan kehadiran mineral-mineral pengotor (*gangue mineral*) yang berbutir kasar dan kaya akan *calcium-silicate* di beberapa endapan bijih besi.

Skarn dapat terbentuk selama proses metamorfisme regional atau kontak dan dari proses metasomatisme yang melibatkan larutan yang berasal dari magma, metamorfik, meteorik, dan marine. 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.

Proses terjadinya skarn melibatkan proses metamorfisme kontak yang bertemperatur tinggi. Magma yang kaya akan silika mengintrusi batuan sedimen yang kaya akan karbonat seperti batugamping. Daerah atau zona yang dekat dengan intrusi tersebut akan mengalami proses pembakaran (*baked*) dan terjadi proses metamorfisme kontak yang selanjutnya akan terjadi penambahan unsur-unsur penyusun dari magma ke dalam batugamping (metasomatisme), terutama penambahan unsur silica dan calcium serta pengurangan unsur pada batugamping. (Unsur silica dan calcium tersebut akan bergabung untuk membentuk mineral-mineral yang kaya akan *calcium silica* pada temperatur yang tinggi) (Meinert, dkk. 2005; Pirajno, 2009).

2.5.3 Mineralogi dan Alterasi Endapan Skarn

Secara mineralogi, kumpulan mineral Ca-Si yang dijumpai dibedakan menjadi *anhydrous* dan *hydrous* mineral (**Gambar 8**). Endapan bijih skarn terbentuk akibat kontak antara batuan sumber dengan batuan karbonat. Zona ini sangat dipengaruhi oleh komposisi batuan yang kaya akan kandungan mineral karbonat. Pada kondisi yang kurang akan air (*anhydrous*), zona ini dicirikan oleh pembentukan mineral garnet, klinopiroksin, dan wollastonit serta mineral magnetit dalam jumlah yang cukup besar, sedangkan pada kondisi yang kaya akan air (*hydrous*), zona ini dicirikan oleh mineral klorit, tremolit–aktinolit dan kalsit dan larutan hidrotermal. Garnet-piroksen-karbonat adalah kumpulan yang paling umum dijumpai pada batuan induk karbonat. Amfibol umumnya hadir pada skarn sebagai mineral tahap akhir yang menutupi mineral-mineral tahap awal. Aktinolit (CaFe) dan tremolit (CaMg) adalah mineral amfibol yang paling umum hadir pada skarn. Jenis piroksin yang sering hadir adalah diopsid (CaMg) dan hedenbergit (CaFe).

Endapan tipe skarn mengandung banyak mineral bijih seperti Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, REE, F, B dan Sn. Walaupun pada dasarnya endapan skarn identik dengan batugamping, namun endapan skarn juga bisa terbentuk pada jenis batuan lainnya seperti *shale*, *sandstone*, granit, basalt, dan koomatit.

General group	End members	Abbreviation	Composition	Related names
Garnet	Grossularite	Gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Grandite
	Andradite	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
	Spessartine	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Subcalcic garnet
	Almandine	Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
	Pyrope	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	
Pyroxene	Diopside	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Salite
	Hedenbergite	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	
	Johannesite	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$	
	Fassaite	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	
Olivine	Forsterite	Fo	Mg_2SiO_4	Monticellite Knebelite Glaucochroite
	Fayalite	Fa	Fe_2SiO_4	
	Tephroite	Tp	Mn_2SiO_4	
	Monticellite	Mc	Ca_2SiO_4	
Pyroxenoid	Ferrosilite	Fs	FeSiO_3	Pyroxmangite Bustamite
	Rhodonite	Rd	MnSiO_3	
	Wollastonite	Wo	CaSiO_3	
Amphibole	Tremolite	Tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Actinolite
	Ferroactinolite	Ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Manganese actinolite	Ma	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Hornblende	Hb	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hastingsite
	Pargasite	Pg	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Ferrohastingsite	Fl	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Cummingtonite	Cm	$\text{Mg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
	Dannemorite	Dm	$\text{Mn}_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Subcalcic amphibole
	Grunerite	Gru	$\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	
Epidote	Piemontite	Pm	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Allanite	All	$(\text{Ca,REE})_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Epidote	Ep	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Pistacite	Ps	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
	Clinozoisite	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	
Plagioclase	Anorthite	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	
Scapolite	Meionite	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{OH},\text{Cl},\text{SO}_4)$	
Other	Vesuvianite (idocrase)	Vs	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH},\text{Cl},\text{F})_4$	
	Prelinite	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
	Axinite	Ax	$(\text{Ca,Mn,Fe})_3\text{Al}_2\text{BO}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})$	

Gambar 8 Mineralogi Endapan Skarn (Meinert,dkk.2005)

Einaudi (1982) dalam Pirajno (2009) mengklasifikasikan *style* pengendapan bijih pada skarn berdasarkan morfologi dan tekstur berupa *disseminated mineralization* (Mineralisasi yang tersebar) dan *lode mineralization* (Mineralisasi urat) yang mungkin muncul bersamaan dalam satu endapan. Berikut merupakan penjelasannya:

1. **Disseminated style:** Jenis ini terbentuk bersamaan dengan tahap awal genesa skarn, dengan zonasi mineralisasi sebagai berikut:
 - a. Dekat intrusi: bornit+kalkopirit+magnetit
 - b. Zona intermediet: pirit+kalkopirit
 - c. Zona perifer: pirit-kalkopirit-tennantite-sfalerit–galena, hematit dan atau magnetit
 - d. Zona distal: pirit+kalkopirit+magnetit–sfalerit–tennantit–pirrhotit

2. **Lode style:** Bertepatan dengan alterasi serisitik, silisifikasi, dan argilik, dengan zonasi mineralisasi sebagai berikut:
- a. Dekat intrusi: pirit+digenit+enargit–mineral Sn-Bi-W
 - b. Zona intermediet: pirit+bornit+kalkopirit+tennantit–sfalerit
 - c. Zona perifer: pirit+kalkopirit+tennantit+sfalerit+galena–hematit
 - d. Zona distal: pirit+bornit+kalkopirit+tennantit+sfalerit+galena–magnetit atau hematit

2.5.4 Tipe Endapan Skarn

Skarn dapat dibagi berdasarkan beberapa kriteria di antaranya berdasarkan skala, batuan asal (*protolith*) yang berubah, Suhu pembentukan dan jarak.

Tipe endapan skarn berdasarkan skala, maka dapat dibagi menjadi; (Einaudi, 1982).

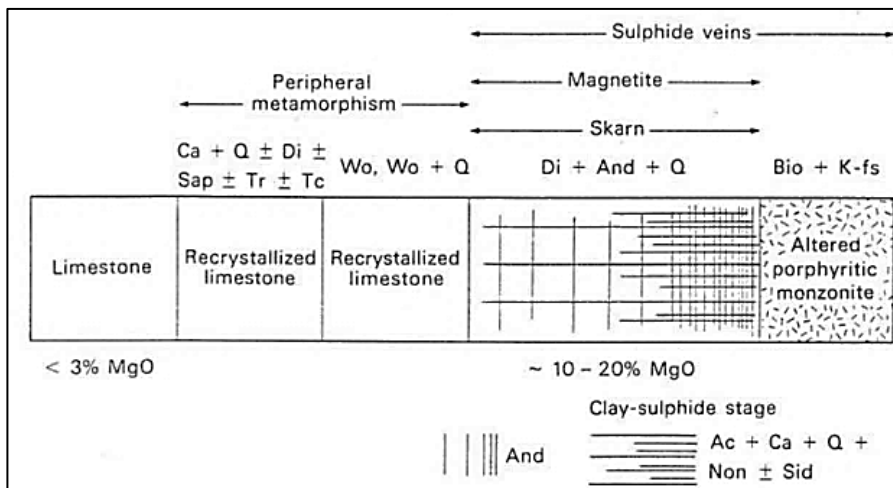
1. **Reaction skarn** dicirikan dengan penyebaran yang tidak luas, umumnya berkisar dari mm sampai dengan cm dan sering disebut dengan *local exchange* skarn yang terbentuk dari proses *high grade* regional metamorfisme pada kontak antara serpih dan batugamping.
2. **Replacement skarn** umumnya memiliki penyebaran yang luas, berkisar antara 1 m sampai dengan ratusan meter dan sering disebut dengan ore skarn karena menghasilkan mineralisasi yang terbentuk dari adanya proses infiltrasi dari larutan yang berasal dari intrusi batuan beku.

Berdasarkan batuan asalnya (*protolith*), skarn dibagi menjadi exoskarn dan endoskarn (Einaudi, 1982; Pirajno, 2009)

1. **Eksoskarn** digunakan untuk menjelaskan protolith yang berubah berasal dari batuan sedimen terutama batuan karbonat, Eksoskarn umumnya lebih berkembang daripada endoskarn dan banyak mengandung mineral bijih. Eksoskarn sendiri dapat dibagi menjadi 2, yaitu eksoskarn yang dijumpai pada batuan yang bersifat dolomitik yang kaya akan Mg dengan mineral-mineral penciri seperti forsterit, serpentinit, dan biasa disebut magnesian skarn, dan eksoskarn yang dijumpai pada batuan yang kaya akan karbonat dan Ca dengan mineral penciri berupa andradite, hedenbergite, dan biasa disebut dengan *calcic* skarn.
2. **Endoskarn** digunakan untuk menjelaskan protolith yang berubah berasal dari batuan beku intrusif atau batuan yang bersifat aluminous lainnya.

Tipe endapan skarn berdasarkan suhu pembentukan yaitu:

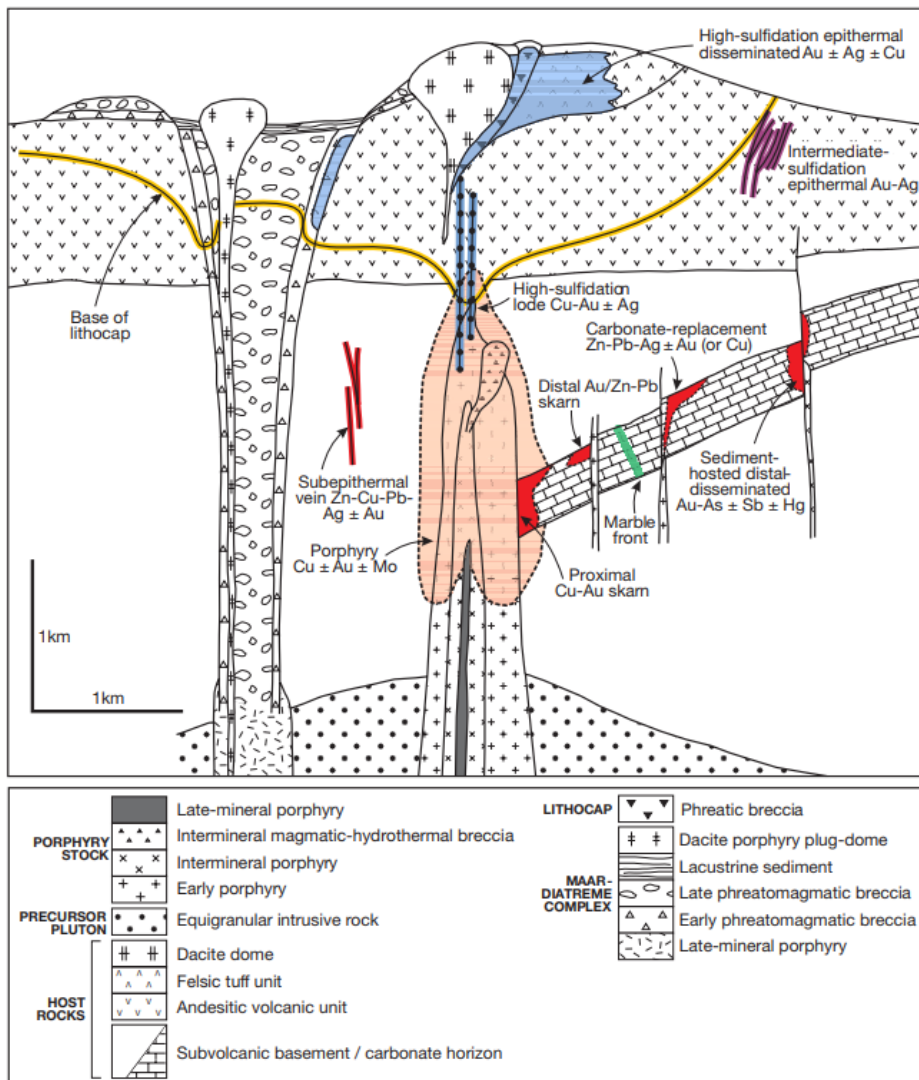
1. **Skarn Prograde**, mineral skarn pada tipe ini terbentuk pada suhu yang tinggi, dan terjadi pada fase awal. Beberapa jenis mineral pencirinya adalah; garnet, klinopiroksen, biotit, humit, dan montiselit.
2. **Skarn Retrograde** Mineral skarn pada tipe ini terbentuk pada suhu yang rendah. Beberapa contoh mineral pencirinya adalah; serpentinit, amfibolit, tremolit, epidot, klorit dan kalsit.



Gambar 9 Kumpulan zonasi mineral di deposit Ely, Nevada. Lebar zona adalah skema dan kepadatan pola menunjukkan jumlah relatif kandungan dari Andradit (And) Dan Tahap Clay-Sulphide. Abv: Ac (Actinolite); And (Andradite); Bio (Secondary Biotite); Ca (Calcite); Di (Diopside); K-Fs (Secondary Potash Feldspar); Non (Nepheline); Q (Quartz); Sap (Saponite); Sid (Siderite); Tc (Talc); Tr (Tremolite); Wo (Wollastonite) (Modifikasi dari Theodore, 1977).

Tipe endapan berdasarkan jarak dengan sumber intrusi. Berdasarkan jaraknya dari sumber intrusi, skarn dapat dibedakan menjadi 2 (dua) tipe/jenis, yaitu :

1. **Skarn proksimal** merupakan endapan skarn yang terbentuk pada jarak yang relatif dekat dengan sumber intrusinya.
2. **Skarn distal** merupakan endapan skarn yang terbentuk dengan pada jarak yang relatif jauh terhadap sumber intrusinya.



Gambar 10 Model sistem hidrotermal (Sillitoe, 2010)

2.5.5 Geometri dan Tatahan Tektonik Endapan Skarn

Endapan skarn yang paling banyak dijumpai adalah endapan yang berasosiasi dengan busur magmatik (*magmatic arc*) yang berhubungan dengan subduksi di bawah kerak kontinen (Meinert, dkk. 2005). Tubuh plutoniknya berkomposisi berkisar antara diorit sampai dengan granit walaupun perbedaan antara jenis logam dasar pada endapan skarn cenderung menggambarkan kondisi geologi lokal (kedalaman pembentukan, struktur, dan jalur fluida) daripada perbedaan dari segi petrogenesisnya. Ada beberapa tipe skarn yang tidak berasosiasi dengan magmatisme yang berhubungan dengan subduksi, yaitu skarn yang berasosiasi dengan magma tipe-S (S-type magmatism) yang muncul setelah periode utama dari subduksi atau berasosiasi

dengan proses rifting dari sebuah craton yang sebelumnya stabil. Calcic Fe-Cu skarn adalah satu-satunya jenis skarn yang berasosiasi dengan lingkungan oceanic island-arc yang biasanya dijumpai bersama dengan pengayaan Co, Ni, Cr, dan Au. Selain itu, beberapa endapan skarn yang ekonomis juga ditemukan terbentuk di busur belakang samudra yang berasosiasi dengan busur vulkanik. Ada beberapa lingkungan tektonik yang memungkinkan skarn dapat terbentuk yaitu antara lain:

- a. Lingkungan subduksi dengan sudut penunjaman yang terjal pada kerak oseanik;
- b. Subduksi dengan sudut penunjaman yang relatif kecil pada lingkungan transisi;
- c. Subduksi pada kerak kontinen, dan
- d. Bukaannya kontinen (*continental rifting*)

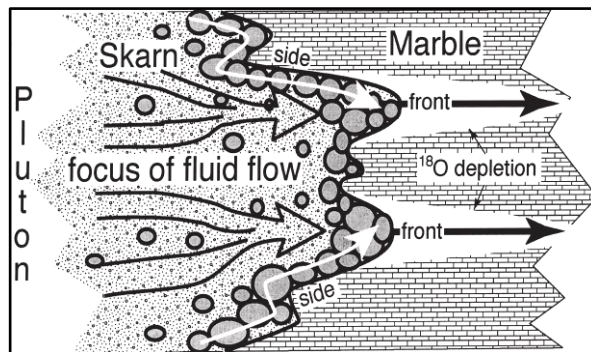
Pada umumnya masing-masing lingkungan tektonik tersebut akan menghasilkan mineral bijih yang khas walaupun tidak selalu demikian. Lingkungan penunjaman di kerak oseanik cenderung akan membentuk Fe, Cu, dan Au yang berasosiasi dengan tubuh intrusi diorit dan granodiorit. Lingkungan transisi dengan sudut penunjaman yang relatif kecil kemungkinan menghasilkan bijih Mo, W-Mo yang berasosiasi dengan tubuh intrusi monzonit dan granit. Lingkungan subduksi pada kerak kontinen merupakan lingkungan pembentukan endapan skarn yang paling banyak dan luas dijumpai dan biasanya menghasilkan Zn-Pb, Cu, Au, W, Mo dan berasosiasi dengan tubuh intrusi granit dan granodiorit. Lingkungan yang terakhir yaitu lingkungan pada bukanya kontinen (*continental rifting*) yang berasosiasi dengan adanya kenaikan dari komponen astenosfer akan menghasilkan emplacement dari tubuh batuan granit dan mineralisasi Sn-W (Meinert, dkk. 2005).

2.5.6 Skarn Deposit

Endapan skarn terbentuk dalam berbagai jenis batuan induk dari segala umur geologis. Sebagian besar skarn terjadi pada batuan karbonat yang berdekatan dengan intrusi, tetapi skarn juga dapat terbentuk di lingkungan yang lebih distal. Skarn adalah kumpulan calc-silikat yang terbentuk melalui proses metasomatik yang melibatkan fluida magmatik, metamorfik, dan meteoritik. Mineral silikat yang umum adalah kuarsa dan feldspar yang ubiquitous, serta jumlah variabel dari garnet, piroksen, piroksinoids (seperti wollastonit), olivin, amfibol, dan epidot. Skarn telah ditambang untuk Fe, W, Sn, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, REE, F, dan B. Skarn diklasifikasikan calc-silikat,

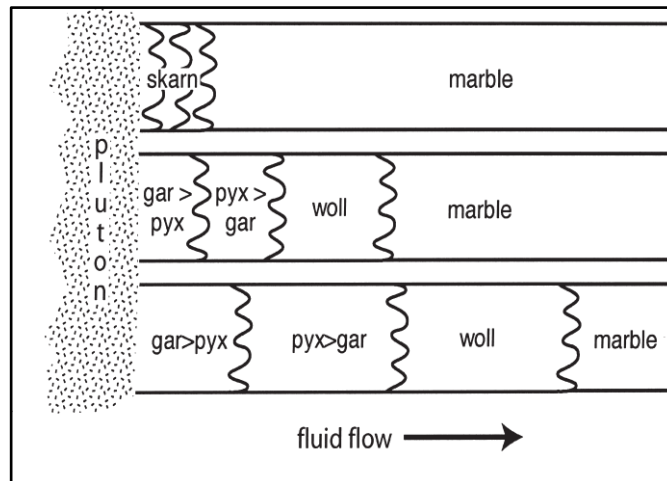
pengaturan tektonik, dan asosiasi magmatik dibahas secara mendetail oleh Meinert et al. (2005).

Sebagian besar skarn terbentuk berdekatan dengan pluton di mana geometrinya zona metasomatik dikendalikan oleh aliran fluida dan kontrol struktural pada pergerakan fluida (**Gambar 11**). Pembentukan eksoskarn (di luar pluton) terkonsentrasi pada reaksi di batuan marmer/marble, tetapi endoskarn dapat terbentuk di dalam pluton.



Gambar 11 Skema Ilustrasi Batas Skarn Dan Pola Fluida (Meinart,2005)

Pada gambar diatas terjadi reaksi-infiltrasi, dimana reaksi yang digerakkan oleh infiltrasi umumnya lebih dari sekadar pencatat pasif dari proses aliran fluida. Reaksi mengubah porositas, permeabilitas, dan tekanan fluida yang mengatur geometri dan laju aliran fluida (misalnya, Dipple dan Gerdes, 1998). Umpan balik antara infiltrasi dan reaksi dapat memberikan kontrol tingkat pertama pada ukuran dan geometri sistem skarn. Reaksi pembentukan skarn yang mengakibatkan peningkatan volume padat akan menghambat porositas dan dapat mengarahkan aliran fluida menjauh dari lokasi reaksi, yang mengarah pada penghentian reaksi. Sebaliknya, reaksi infiltrasi yang menciptakan porositas dapat menyebabkan pemusatan aliran fluida dan percepatan reaksi. Umpan balik positif ini disebut infiltrasi reaktif. Adapun skema aliran fluida (**Gambar 12**) yakni sebagai berikut :



Gambar 12 skema aliran fluida (Meinart 2005)

Setelah membahas mengenai konsep umum endapan skarn, selanjutnya dibahas mengenai karakteristik endapan skarn pada daerah penelitian yakni pada tambang bawah tanah Kucing Liar. Analisis endapan skarn Kucing Liar ini akan memberikan pemahaman mendalam mengenai pola alterasi dan distribusi logam, serta potensi ekonominya sesuai dengan kondisi geologi lokal.

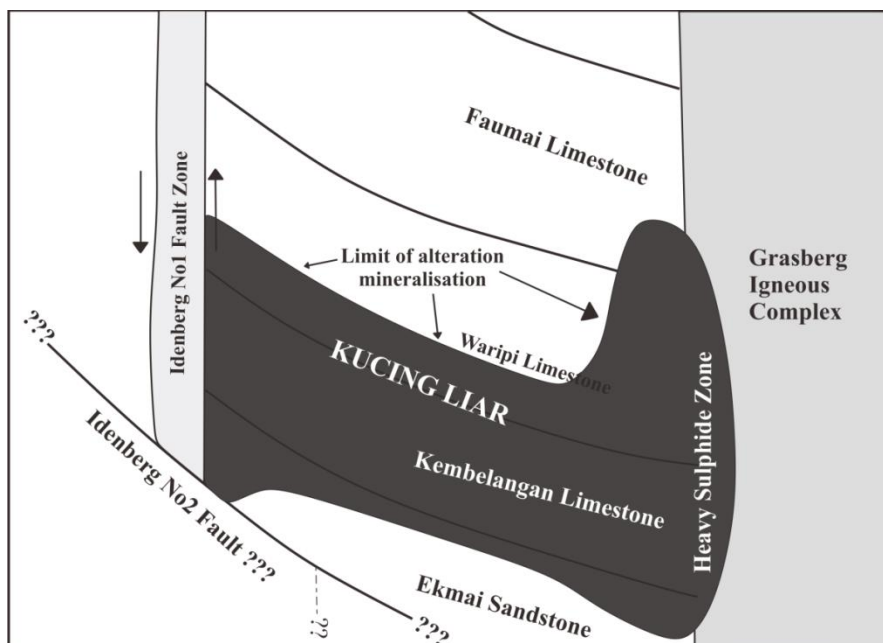
2.6 Endapan Skarn Kucing Liar

Endapan Skarn pada area Kucing Liar terletak di Distrik Pertambangan Ertsberg, di kawasan pegunungan tinggi barat Irian Jaya, Indonesia. Letaknya berdekatan dengan *Grasberg Igneous Complex* (GIC), serta asosiasi *giant deposit* porfiri Cu-Au. Sejarah eksplorasi dan karakteristik deposit untuk Kucing Liar telah dijelaskan sebelumnya oleh Widodo dkk. (1998). Sumber daya yang diterbitkan untuk Kucing Liar pada Januari 1999 adalah 320 juta ton dengan kadar 1,41% Cu dan 1,41 gram emas per ton. Selain itu, hal-hal mengenai karakteristik umum dari deposit bijih, termasuk pengaturan struktural, paragenesis alterasi, kontrol struktural pada mineralisasi, dan zonasi mineral-logam dalam deposit tersebut (Stanley et al, 1999) akan dijelaskan sebagai berikut :

2.6.1 Struktur Regional Kucing Liar

Kompleks intrusi Grasberg atau *Grasberg Intrusion Complex* (GIC) mengintrusi *axis Yellow Valley Sinklin*. Kucing Liar berlanjut ke bawah menjadi bagian dari *Grasberg Intrusion Complex* (GIC) yang bergabung dengan zona mineralisasi yang disebut *Heavy Sulphide Zone* atau dekat kontak batuan *Grasberg Intrusion Complex* (GIC) -

batuan induk (**Gambar 13**). Pada bagian batas selatan sistem bijih Kucing Liar ditandai oleh sistem sesar kompleks yang dikenal sebagai sesar Idenberg No.1 atau Ertzberg 2. Zona sesar ini memiliki ketebalan beberapa meter di beberapa bagian, di bagian lain sebagai zona breksi dengan lebar puluhan meter. Breksi tersebut mengandung sulfida sebagai fragmen dan matriks. Zona sesar di daerah atas jelas berasal setelah mineralisasi, karena karbonat yang teralterasi dan yang tidak teralterasi bertumpang tindih. Di bagian yang lebih dalam dari sesar, aktivitas hidrotermal berasal setelah pergerakan, dan alterasi memiliki intensitas tertinggi yang terpusat pada zona sesar (magnetit, pirhotit, garnet berbutir kasar, biotit, dan amfibol). Pada level yang lebih tinggi, sesar tersebut hampir vertikal, tetapi pada kedalaman memiliki kemiringan landai ke utara, mirip dengan kemiringan perlapisan batuan. Sesar Idenberg No.2 terletak di selatan sesar Idenberg No.1 dan miring ke utara.



Gambar 13 Skema penampang yang menggambarkan elemen-elemen utama dari endapan Kucing Liar. pada bagian sisi bawah dari zona sesar idenbag no.1 di sebelah kiri bawah mengalami alterasi (Widodo dkk,1998).

2.6.2 Alterasi Regional Kucing Liar

Alterasi yang terkait dengan mineralisasi di Kucing Liar sangat kompleks. Ini terkonsentrasi dekat dengan kontak Waripi-Kembelangan. Ada tiga kelompok terpisah dari asosiasi alterasi, yaitu skarn kalk-silikat magnesian, potasik seperti K-felspar dan biotit, serta magnetit Pre-ore. Asosiasi skarn dan alumino-silikat secara spasial berbeda dan tampaknya mencerminkan litologi *hostrock*/batuan induk asli. Alterasi dan

mineralisasi mempengaruhi dua pertiga bagian bawah batugamping Waripi, seluruh batugamping Kembelangan, dan bagian atas batupasir Ekmai. Alterasi mencapai batugamping Waripi bagian atas dan batugamping Faumai bagian bawah dekat dengan *Grasberg Igneous Complex*. Skarn dominan dalam unit batugamping (Waripi dan Faumai) dan minor dalam unit batupasir (Waripi dan Ekmai); alumino-silikat pada dasarnya terbatas pada serpih (Kembelangan dan Waripi). Skarn juga dikontrol oleh struktur, terutama jalur perlapisan fluida di dekat kontak Waripi-Kembelangan, dan Kembelangan-Ekmai. Aktivitas hidrotermal secara dominan diekspresikan sebagai alterasi batuan dinding sepanjang struktur dan jaringan retakan, pengisian urat dan vuggy secara volumetrik minor.

2.6.3 Mineralisasi Regional Kucing Liar

Mineralisasi Cu terbentuk sebagai mineral kalkopirit dan kovelit. Kedua mineral ini tidak terjadi bersamaan dan distribusinya dikendalikan oleh asosiasi alterasi yang sudah ada sebelumnya. Kalkopirit terjadi dalam asosiasi skarn dan magnetit, serta di mana K-feldspar *overprinted* oleh biotit coklat. Ini terjadi baik dengan ataupun tanpa adanya pirit berbutir kasar. Kovelit terbatas pada jenis K-feldspar dan vuggy silika. Biasanya terkait dengan pirit berbutir kasar dan native sulfur. Sulfida terjadi sebagai *spotted*, pengisi rekahan, pengisian lambat di dalam urat kuarsa-anhidrit, dan sebagai *halos* alterasi. Pirhotit *overprint* dengan kalkopirit dan pirit dalam zona-zona diskrit, terutama di dekat zona sesar Idenberg dan di dasar batugamping Waripi. Au memiliki korelasi yang kuat dengan Cu, meskipun konsentrasi Au tertinggi tampaknya terkait dengan pirit kasar. Pemodelan 3D dari konsentrasi Au dan alterasi mengungkapkan hubungan spasial antara konsentrasi Au yang tinggi dan alterasi pirit yang kuat. Ini menunjukkan bahwa mineralisasi Au selama tahap alterasi pirit kasar terjadi baik sebelum maupun bersamaan dengan mineralisasi Cu.

2.6.4 Zonasi deposit Regional Kucing Liar

Deposit Kucing Liar terzonasi dengan memperhatikan alterasi dan mineralisasi. Piroksin tampak hijau di bagian luar dan putih di bagian tengah deposit. Piroksin di bawah sistem sesar Idenberg secara konsisten berwarna hijau gelap dibandingkan dengan piroksin di host stratigrafi yang sama di horizon bijih utama. Hal ini mungkin mencerminkan aliran fluida seperti yang ditentukan oleh Meinert et al. (1997) di skarn Big Gossan yang berdekatan di mana hedenbergit hijau berada di distal dan diopside putih berada di dekat sumber fluida.

Forsterit-humit diinterkalasi dan overprint piroksin. Interkalasi yang diamati mengilustrasikan sistem perlapisan patahan yang sejajar untuk tahap alterasi ini. Ada pemartisian yang kuat dari alterasi garnet merah-magnetit-pirhotit ke dalam fitur struktural seperti zona sesar Idenberg dan kontak Kembelangan-Ekmai. Juga di zona-zona ini ada kecenderungan kuat untuk ukuran butir batuan yang diubah menjadi lebih besar, terutama untuk garnet merah, biotit coklat, dan amfibol.

Kalkopirit dan kovelit menunjukkan pola zonasi yang kuat dengan konsentrasi dari kovelit di bagian tengah deposit *up-dip section* yang paling dekat dengan zona sesar Idenberg. Ini juga bersamaan dengan zona alterasi pirit yang kuat dengan butir halus dan kasar serta mungkin mencerminkan kontrol struktural yang kuat terhadap *hostrock*.

Deposit juga secara kasar terzonasi dengan memperhatikan rasio grade Au-Cu. Au-Cu paling tinggi di dekat zona sesar Idenberg dan dekat zona kontak GIC, meskipun grade Cu tetap konstan. Selain itu, mineralisasi di bawah zona sesar Idenberg menghasilkan rasio Au-Cu rendah dibandingkan dengan zona bijih. Hal ini menunjukkan adanya kontrol struktural yang kuat pada mineralisasi Au yang lebih jelas daripada pada mineralisasi Cu.