



Emas Orogenik

Target baru eksplorasi emas
di Indonesia

Ernowo
Arifudin Idrus

“Urat kuarsa-albit-ankerit dari Awak Mas”
Foto: Ernowo

Emas Orogenik

Target baru eksplorasi emas di Indonesia

Ernowo
Arifudin Idrus

Emas Orogenik

Target baru eksplorasi emas di Indonesia

BADAN GEOLOGI
2020

Emas Orogenik

Target baru eksplorasi emas di Indonesia

Penulis

Ernowo

Arifudin Idrus

Penyunting

Udi Hartono

PenataLetak

M. Iqbal

Penerbit

Badan Geologi

Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral

Jln. Diponegoro 57, Bandung 40122

Tlp. 022-7215297, Faks. 022-7218154

Website: <https://geologi.esdm.go.id/> e-mail :geologi@bgl.esdm.go.id

Hak Cipta ©2020 Badan Geologi KESDM

Hak Cipta dilindungi oleh undang-undang

dilarang mengutip atau memperbanyak

sebagian atau seluruh isi buku ini

tanpa izin tertulis dari penerbit

KATA PENGANTAR

Alhamdulillah, puji syukur senantiasa kami panjatkan kehadirat Allah SWT yang telah memberikan segala kenikmatan dan petunjuk-Nya, sehingga buku yang berjudul “Emas Orogenik: Target Baru Eksplorasi Emas di Indonesia” ini dapat diterbitkan.

Kondisi geologi wilayah Negara Kesatuan Republik Indonesia yang dikenal juga sebagai Kepulauan Nusantara merupakan produk dari interaksi beberapa lempeng tektonik. Kompleksitas proses geologi tersebut tentu memberikan dua sisi implikasi yaitu geo-hazard dan geo-resources. Menjadi tugas Badan Geologi untuk memetakan dan mengkaji keduanya guna membantu upaya meminimalisasi potensi bencana dan memaksimalkan potensi sumber daya geologi.

Buku ini membahas mengenai sistem dan karakteristik endapan emas orogenik, keterdapatan dan strategi eksplorasi endapan orogenik di Indonesia. Emas merupakan salah satu komoditi tambang yang paling penting di dunia. Pemanfaatan emas sudah dimulai sejak peradaban manusia sebagai perhiasan dan nilai tukar. Saat ini, pemanfaatan emas digunakan juga untuk keperluan teknologi, perbankan, dan investasi. Dalam perjalanan panjang sejarah tersebut harga emas secara umum selalu mengalami peningkatan.

Emas orogenik merupakan salah satu tipe endapan yang terbentuk bersamaan dengan proses orogenesis dan berasosiasi dengan metamorfisme regional. Endapan emas orogenik sudah banyak ditemukan di dunia, bahkan tipe endapan ini merupakan penuplai emas terbesar kedua secara global dari semua tipe endapan emas. Namun demikian, sam-

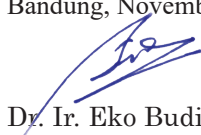


pai pada dekade sebelumnya endapan tipe ini belum banyak dieksplorasi di Indonesia. Kegiatan eksplorasi selama ini banyak difokuskan pada sepanjang busur magmatisme yang menghasilkan endapan - endapan emas epitermal, porfiri dan skarn.

Dengan berkembangnya pemahaman mengenai tipe endapan emas orogenik ini dan meningkatnya kebutuhan akan produk emas, dalam beberapa tahun terakhir mulai dilakukan pengkajian dan penyelidikan terhadap keterdapatan dan potensi emas orogenik ini di Indonesia. Buku ini ditulis mengacu pada kajian literatur terkini secara mendalam, dan beberapa kasus di Indonesia berdasarkan hasil penelitian para penulis, disertai dan hasil kegiatan - kegiatan penyelidikan lainnya. Pada akhirnya, buku ini akan memberikan gambaran dan pemahaman tentang karakteristik dan genesa pembentukan endapan emas orogenik tersebut serta potensi keterdapatan dan eksplorasinya di Indonesia.

Terima kasih saya sampaikan kepada penulis atas upaya penyusunan buku ini. Selain meningkatkan pemahaman keilmuan, kami berharap bisa menjadi acuan untuk upaya - upaya pengkajian dan eksplorasi endapan emas di Indonesia terutama pada jalu - jalur orogenesis. Hal ini akan semakin meningkatkan peran Badan geologi di dalam upaya pengelolaan sumber daya geologi.

Bandung, November 2020



Dr. Ir. Eko Budi Lelono

DAFTAR ISI

Kata Pengantar Daftar Isi

1.	Pendahuluan	1
1.1.	Latar belakang	
1.2.	Tipe endapan emas	
1.3.	Distribusi emas global	
1.4.	Sumberdaya dan cadangan emas di Indonesia	
1.5.	Istilah endapan emas orogenik	
2.	Sistem Mineralisasi Emas Orogenik	13
2.1.	Sumber larutan hidrotermal	
2.2.	Sumber <i>ligand</i> dan kelarutan emas	
2.3.	Migrasi fluida	
2.4.	Mekanisme pengendapan emas	
3.	Karakteristik Endapan	23
3.1.	Fasies batuan induk	
3.2.	Struktur dan geometri endapan/urat	
3.3.	Tekstur Urat	
3.4.	Alterasi hidrotermal	
3.5.	Mineralogi bijih	
3.6.	Fluida Hidrotermal	
4.	Endapan Emas Orogenik Di Indonesia	59
4.1.	Pulau Sulawesi	
4.1.1.	Awak Mas Awak Mas	
4.1.2.	Bombana	
4.1.3.	Rampi	
4.2.	Pulau Buru	
5.	Eksplorasi Endapan Emas Orogenik Di Indonesia	121
5.1.	Daerah Target Eksplorasi	
5.2.	Metode Eksplorasi	
6.	Penutup	137
	Daftar Pustaka	139
	Bidata Penulis	159

1

BAB 1 PENDAHULUAN

Latar Belakang

Emas dalam bahasa latin disebut Aurum yang berarti pancaran sinar matahari karena memiliki kilauan seperti lingkaran sinar yang mengelilingi matahari. Tabel periodik unsur kimia menempatkan emas dalam kelompok logam transisi dengan simbol Au yang memiliki nomer atom 79. Bersama perak dan platina, emas dikelompokkan sebagai logam mulia (*noble metal*) karena karakter kimiawinya yang tidak reaktif dan tahan terhadap korosi maupun oksidasi. Emas memiliki titik lebur sekitar 1000° C dan tidak bereaksi atau larut dengan hampir semua unsur kimia atau pelarut biasa. Emas memiliki sifat fisik yang lentur (*ductile*) sehingga mudah ditempa (*malleable*) sesuai bentuk yang diinginkan.

Karena sifat kimiawi dan sifat fisik yang dimiliki serta keterdapatannya yang sedikit dan sulit dicari, maka logam emas memiliki nilai ekonomis yang tinggi. Dalam sejarah perdagangannya, harga logam emas secara umum selalu mengalami peningkatan (Gambar 1.1). Data dari www.goldprice.org (diunduh 25 Oktober 2020) menunjukkan bahwa pada tahun 1974 harga emas per *troy ounce* masih berkisar sekitar 100 USD dan stabil sedikit merambat naik sampai sekitar tahun 2005. Meskipun fluktuatif, harga logam emas meningkat tajam mulai tahun 2006 sampai sekarang. Saat buku ini disusun, harga logam emas paling ting-



Gambar 1.1. Sejarah harga emas dunia 1974 - 2020 (www.goldprice.org; diunduh 25 Oktober 2020).

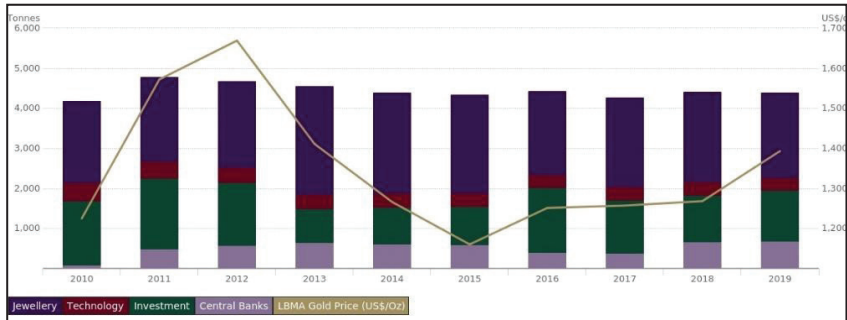
gi dalam sejarah tercatat sebesar 2070,05 USD/*troy ounce* pada bulan Agustus 2020.

Troy ounce merupakan unit dasar ukuran berat yang dipakai di dalam industri dan perdagangan logam emas. 1 *troy ounce* setara dengan 31,103 satuan gram. Satuan lain yang juga dipakai adalah kemurnian (*fineness*), dimana kandungan emas dinyatakan dalam per-seribu bagian. Sebagai contoh emas dengan kemurnian 950, menggambarkan di dalam nugget mengandung 950 bagian emas murni, sisanya 50 bagian adalah logam - logam lainnya. Karat adalah satuan kemurnian emas yang dipakai untuk perhiasan, merupakan perbandingan komposisi emas dan logam pencampur yang didasarkan dengan total 24 bagian. Sebagai contoh 20-karat emas (20K) menunjukkan bahwa perhiasan tersebut dibuat dari 20 bagian emas dan 4 bagian logam lainnya.

Dalam sejarah panjang peradaban manusia penggunaan emas yang utama adalah untuk perhiasan sudah dikenal sejak jaman Mesir kuno pada tahun 3000 SM. Dalam perkembangannya emas dipergunakan sebagai nilai tukar atau mata uang dalam bentuk koin cetak. Saat ini penggunaan emas meluas ke banyak bidang

di luar kedua pemanfaatan tersebut terutama untuk teknologi, perbankan dan investasi.

Gambar 1.2 menunjukkan distribusi pemanfaatan logam emas di dunia untuk berbagai keperluan (www.gold.org; diunduh 25

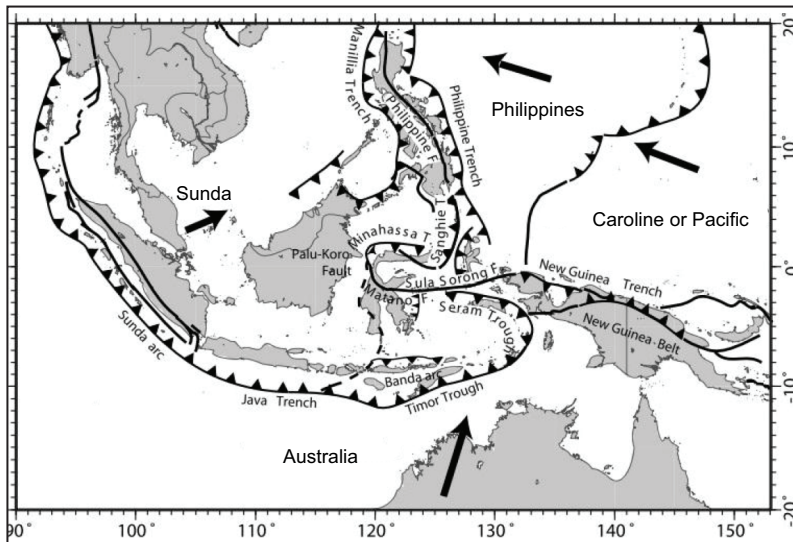


Gambar 1.2. Pemanfaatan dan fluktuasi harga emas 2010 - 2019 (www.gold.org; diunduh 25 Oktober 2020).

Oktober 2020). Dalam kurun waktu sepuluh tahun terakhir pemanfaatan emas paling banyak masih untuk perhiasan. Bidang moneter memanfaatkan emas untuk investasi dan perbankan, selebihnya emas dipakai untuk keperluan teknologi. Meskipun harga emas fluktuatif, namun permintaan dan pemanfaatan logam emas dari waktu ke waktu menunjukkan grafik yang stabil.

Wilayah Negara Kesatuan Republik Indonesia yang dikenal juga sebagai Kepulauan Nusantara secara geologi terletak di antara beberapa lempeng tektonik baik lempeng benua maupun lempeng samudera. Lempeng benua utama yaitu lempeng Eurasia dan lempeng Australia, serta lempeng samudera utama adalah India-Australia dan Pasifik (Gambar 1.3).

Interaksi antar lempeng - lempeng tektonik menyebabkan terbentuknya tatanan geologi yang beraneka ragam dan sangat kompleks akibat proses subduksi maupun kolisi. Berbagai jenis batuan



Gambar 1.3. Peta tektonik Indonesia (Socquet dr., 2006).

beku dalam komposisi ultramafik sampai felsik terbentuk dalam rentang umur geologi. Demikian pula aneka ragam batuan metamorf dan batuan sedimen. Kondisi geologi tersebut memberikan implikasi akan terbentuknya berbagai macam komoditi dan tipe endapan mineral.

Kondisi iklim tropis seputar jalur katulistiwa menyebabkan terjadinya pelapukan yang intensif pada batuan dan membentuk endapan - endapan mineral sekunder residual. Pelapukan pada batuan - batuan felsik yang kaya alumina menyebabkan terbentuknya endapan bauksit yang membawa komoditi aluminium. Proses yang sama pada batuan ultramafik mengendapkan unsur-unsur ekonomis berupa nikel, kobalt dan unsur ikutan lain dalam endapan yang dikenal sebagai nikel laterit.

Tumbukan antar lempeng juga mengakibatkan magmatisme sepanjang jalurnya. Pada kondisi tertentu, magmatisme tersebut akan berkembang menjadi proses hidrotermal yang akan mem-

bentuk endapan - endapan mineral primer dalam berbagai ragam komoditi dan tipe yang dikenal sebagai endapan hidrotermal magmatik. Endapan-endapan primer tersebut adalah logam mulia (emas, perak) dan logam dasar (tembaga, galena, seng) yang terbentuk dari proses hidrotermal magmatik dalam berbagai tipe genetik.

Sebanyak 15 busur magmatik berumur Pra-Tersier sampai Tersier teridentifikasi di Indonesia dengan panjang di daratan mencapai 15.000 km (Carlile dan Mitchell, 1994). Hal ini memberikan gambaran akan besarnya potensi terbentuknya endapan - endapan mineral primer akibat proses hidrotermal magmatik terutama emas di Indonesia. Selama beberapa dekade dan sampai saat ini kegiatan penyelidikan dan eksplorasi emas dilakukan oleh pemerintah maupun perusahaan (Badan Usaha Milik Negara dan swasta) pada wilayah sepanjang jalur - jalur magmatik tersebut.

Selain mineralisasi emas pada jalur magmatik, secara genetik terdapat pula endapan emas yang terbentuk bersamaan dengan proses orogenesis dan berasosiasi dengan metamorfisme regional. Endapan tersebut dikenal sebagai endapan emas tipe orogenik, selanjutnya kita sebut sebagai emas orogenik.

Buku ini ditulis untuk memberikan gambaran dan pemahaman tentang genesa pembentukan endapan emas orogenik dan potensi keterdapatannya di Indonesia. Sehingga diharapkan bisa menambah upaya eksplorasi emas di Indonesia tidak hanya pada jalur - jalur magmatik, namun juga pada jalur - jalur orogenesis pada batuan -batuan yang berasosiasi dengan metamorfisme regional.

1.2. Tipe endapan emas

Ada beberapa tipe endapan emas yang dibedakan berdasarkan genesa pembentukannya. Secara umum endapan emas dibedakan menjadi endapan primer dan endapan sekunder. Endapan primer

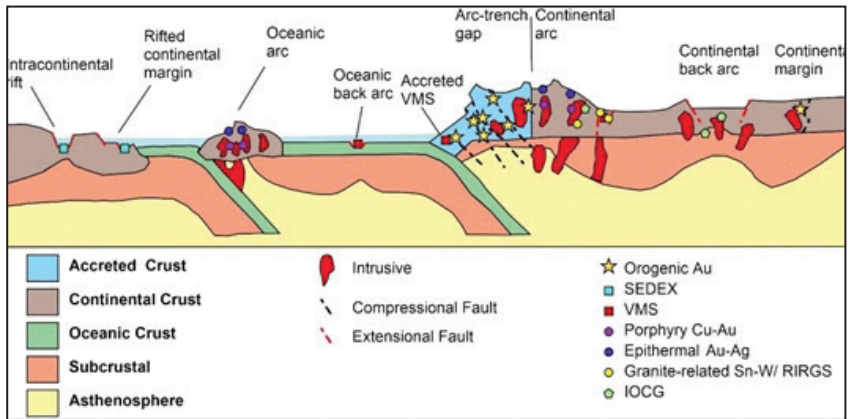
terbentuk sebagai hasil dari proses hidrotermal setelah batuan sampling terbentuk atau dikenal juga sebagai epigenetik. Endapan sekunder merupakan hasil rombakan dari endapan sebelumnya yang tertransport dan diendapkan pada lingkungan sedimentasi berikutnya atau dikenal sebagai endapan letakan (*placer*).

Larutan hidrotermal memiliki peran sangat penting dalam proses mineralisasi emas primer karena larutan inilah yang membawa unsur-unsur logam untuk ditransport dan diendapkan kemudian. Selain larutan sisa magma (magmatik) dari fase akhir pembekuan magma pada pembentukan batuan beku, ada beberapa jenis larutan hidrotermal lainnya yaitu air laut, air meteorik, air formasi (*connate water*) dan air metamorfik.

Ada berbagai klasifikasi tipe endapan emas berdasarkan genesa pembentukannya (Lindgren, 1933; Obruchev, 1934; Meyer, 1981; Guilbert dan Park, 1986; Evans, 1993; Robert dr., 1997; Misra, 2000). Secara umum beberapa tipe endapan emas yang berhubungan dengan proses hidrotermal magmatik adalah tipe porfiri (contoh: Grasberg, Batu Hijau), tipe epitermal (contoh: Miwah, Way Lingo, Pongkor, Sekotong, Seruyung, Gunung Pani, Gosowong), tipe skarn (contoh: Big Gossan, Wabu), *Iron Oxide Copper Gold* (IOCG), *Carlin-style*, dan *Intrusion related*.

Endapan emas yang berasosiasi dengan aktifitas gunungapi bawah laut adalah tipe *Volcanic-Hosted Massive Sulphide* (VHMS) seperti di Pulau Wetar. Tipe endapan yang terkait dengan larutan hidrotermal asal metamorfik adalah emas orogenik (Awak Mas, Rampi, Bombana, Gunung Botak) yang akan dibahas dalam buku ini. Selain tipe - tipe tersebut di atas ada juga endapan emas tipe *Paleoplacer* yang sangat terkenal di Witwatersrand, Afrika Selatan.

Berbagai tipe endapan emas tersebut keterdapatannya juga berasosiasi dengan posisi tatanan tektoniknya (Gambar 1.4). Endapan emas tipe porfiri dan epitermal bisa terbentuk pada lingkungan *oce-*



Gambar 1.4. Distribusi berbagai tipe endapan emas dalam tatanan tektonik (Cave, 2016).

anic-arc maupun *continental-arc*, VHMS dan *Carlin-style* pada lingkungan *back-arc*, dan emas orogenik terbentuk pada zona akresi.

1.3. Distribusi emas global

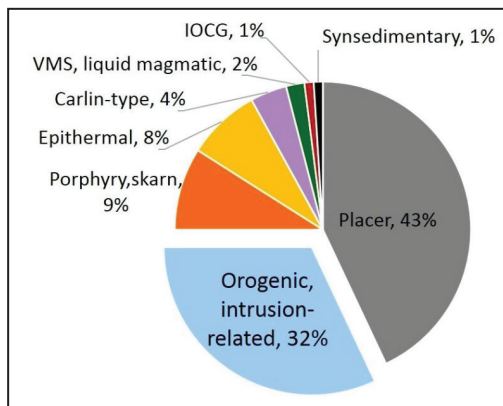
Secara global dalam sejarah sampai tahun 2008 diperkirakan total sebanyak 183.000 ton logam emas sudah diproduksi (Frimmel, 2008). Penambangan emas tersebut dihasilkan dari berbagai macam variasi tipe genetik dan umur endapan. Distribusi emas dalam total jumlah logam emas yang sudah ditambang ditambah dengan sumberdaya dan cadangan yang ada di dunia (*endowment*) dari berbagai tipe ditunjukkan dalam Gambar 1.5.

Endapan emas placer, dalam hal ini berupa endapan *paleoplacer* merupakan tipe endapan emas yang paling dominan yaitu menyumbang sebanyak 43 % dari keseluruhan emas yang ada di dunia. Endapan tersebut berasal dari satu lokasi di cekungan Witwatersrand, Afrika Selatan.

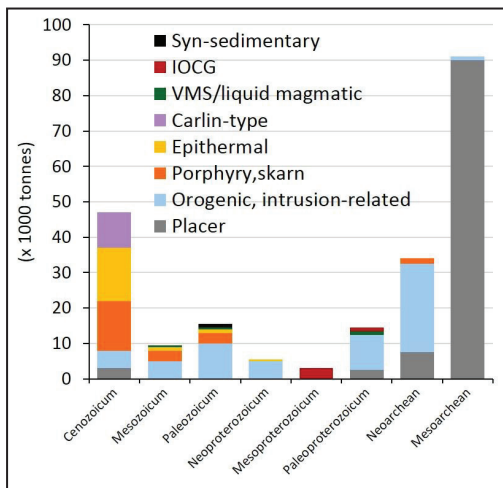
Emas orogenik (termasuk di dalamnya tipe *intrusion related*) menempati posisi kedua dalam kontribusinya mencapai 32%. Se-

lanjutnya secara berurutan adalah emas tipe porfiri-skarn (9%), epitermal (8%), *Carlin-type* (4%), *Volcanogenic Massive Sulphide/VMS* (2%), *Iron Oxide Copper Gold/IOCG* (1%) dan *syn-sedimentary* (1%).

Dalam distribusi berdasar umur geologi, emas di dunia paling banyak terbentuk pada Mesoarchean yang hampir semua berupa endapan *paleoplacer* Witwatersdand yang mencapai sekitar 97.000 ton (Gambar 1.6). Pada *Neoproterozoikum* sampai Mesozoikum distribusi emas menurun pada masing-masing era namun hadir dalam berbagai variasi tipe endapan yaitu tipe orogenik, porfiri-skarn, VMS, IOCG dan *syn-sedimentary*.



Gambar 1.5. Distribusi emas dalam tipe genetik dari prosentase jumlah total yang sudah diproduksi, sumberdaya dan cadangan (Frimmel, 2008).



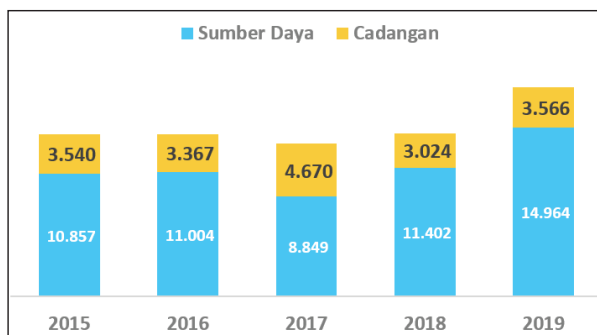
Gambar 1.6. Distribusi tipe endapan emas dalam skala waktu geologi (Frimmel, 2008).

Era Kenozoikum *endowment* emas meningkat lagi mencapai lebih dari 45.000 ton dengan berbagai macam variasi tipe endapan ditambah munculnya *Carlin-type*. Pada era kenozoikum ini dominasi endapan emas produk hidrotermal magmatik berupa endapan - endapan tipe porfiri-skarn dan epitermal, dimana Indonesia yang memiliki banyak jalur magmatisme menjadi salah satu negara dengan jumlah deposit dan sumberdaya yang besar. Emas Orogenik terbentuk dalam rentang waktu yang sangat panjang mencapai sekitar 3,4 miliar tahun dari era Neoarkean sampai Kenozoikum.

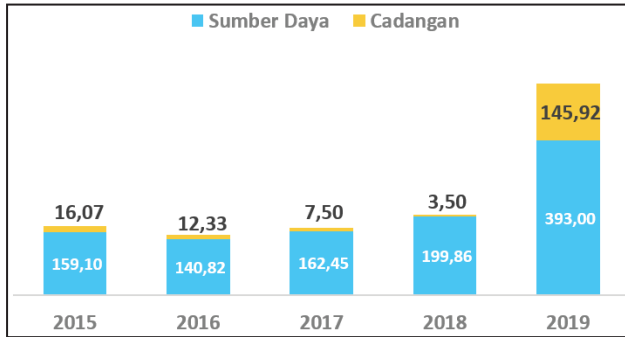
1.4. Sumberdaya dan cadangan emas di Indonesia

Sumberdaya dan cadangan logam emas di Indonesia baik dari endapan primer maupun letakan, yang didapatkan dari hasil kegiatan eksplorasi, baik oleh perusahaan maupun pemerintah, menunjukkan jumlah yang meningkat pada lima tahun terakhir (Gambar 1.7 dan 1.8).

Pada akhir tahun 2019, berdasar data Neraca Sumber Daya dan Cadangan Mineral yang diterbitkan oleh Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panasbumi (PSDMBP), Indonesia tercatat



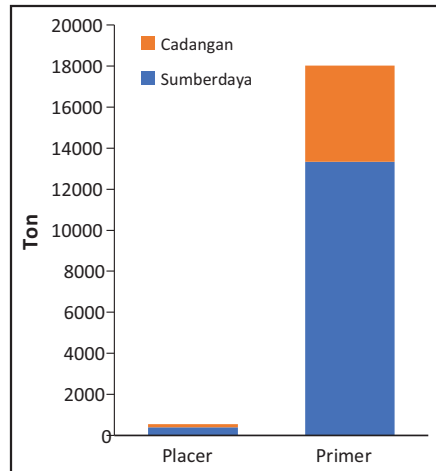
Gambar 1.7. Sumberdaya dan cadangan logam emas dari endapan-endapan primer di Indonesia tahun 2015-2019 (PSDMBP, 2020).



Gambar 1.8. Sumberdaya dan cadangan logam emas endapan letakan di Indonesia tahun 2015-2019 (PSDMBP, 2020).

memiliki total sumberdaya dan total cadangan logam emas primer masing - masing 14.964 ton dan 3.566 ton (Gambar 1.7).

Total sumberdaya dan cadangan logam emas dari endapan letakan sebesar masing - masing 393 ton dan 146 ton (Gambar 1.8). Angka - angka tersebut menunjukkan bahwa tidak banyak data yang tercatat dari potensi emas placer, meskipun pada kenyataannya banyak sekali kegiatan - kegiatan penambangan emas oleh rakyat pada tipe emas tersebut. Sehingga kalau dibandingkan endapan emas letakan cuma sebesar 3 % dari total sumberdaya dan cadangan logam emas keseluruhan di Indonesia (Gambar 1.9).



Gambar 1.9. perbandingan total sumber daya dan cadangan logam emas letakan dan emas primer Indonesia (PSDMBP, 2019).

1.5. Istilah Endapan Emas Orogenik

Dari hasil sejumlah penelitian oleh beberapa ahli terhadap tipe endapan ini, ada berbagai macam istilah yang dipakai untuk menyebutkannya. Lindgren (1933) menggunakan istilah *mesothermal* untuk endapan - endapan emas yang berasosiasi dengan proses metamorfisme regional dari berbagai periode umur.

Istilah orogenik pertama kali dipakai oleh Bohlke (1982) untuk mendiskripsikan endapan urat kuarsa-karbonat yang mengandung emas dan terbentuk pada suhu dan kedalaman sedang. Berdasarkan umur, dikarenakan endapan orogenik paling banyak terbentuk pada Arkean, maka disebut juga sebagai *Archaean lode gold*. Istilah *turbidity-hosted gold*, *greenstone-hosted gold*, *metamorphic gold deposits* juga dipakai karena menggambarkan batuan sampling pembawa mineralisasinya. Dari struktur yang mengontrol mineralisasi, endapan tipe ini juga dikenal sebagai *shear zone-related quartz-carbonate vein deposits*. *Gold-only* dipakai juga untuk mendiskripsikan bahwa emas yang terkandung memiliki tingkat kemurnian yang tinggi, dan cuma sedikit mengandung unsur-unsur pengotor.

2

BAB 2 SISTEM MINERALISASI EMAS OROGENIK

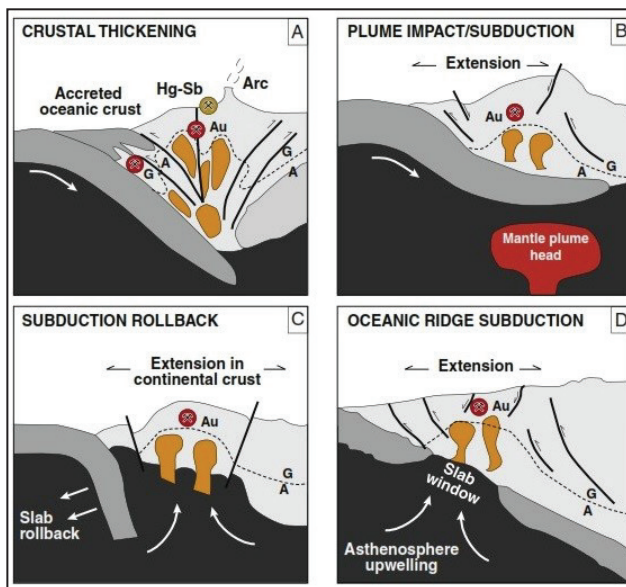
Endapan emas orogenik tersebar dalam rentang waktu sekitar 3 miliar tahun pada 3 periode sejarah geologi yang berbeda yaitu Arkean, Paleoproterozoikum dan Phanerozoikum. Batuan metamorf pembawa mineralisasi dari endapan emas orogenik berumur Arkean berasal dari batuan vulkano-plutonik (*greenstone*) sementara endapan berumur Paleoproterozoikum dibawa oleh batuan magmatik dan metasedimen (Goldfarb dan Groves, 2015). Sekuen endapan sedimen klastik merupakan batuan asal metamorf yang banyak membawa mineralisasi emas orogenik pada era Phanerozoikum (Pitcairn dr., 2006; Goldfarb dan Groves, 2015).

Endapan terbentuk pada batas konvergen baik orogenesis akresi maupun kolisi yang mengalami proses-proses deformasi utama kompresional maupun zona sesar skala kerak bumi transpresional (Groves dr., 1998; McCuaig dan Kerrich, 1998; Goldfarb dr., 2001, 2005). Sebagaimana definisi endapan “*shear zone hosted*”, endapan ini sangat kuat dikontrol oleh struktur dan dicirikan oleh adanya sistem urat-urat kuarsa.

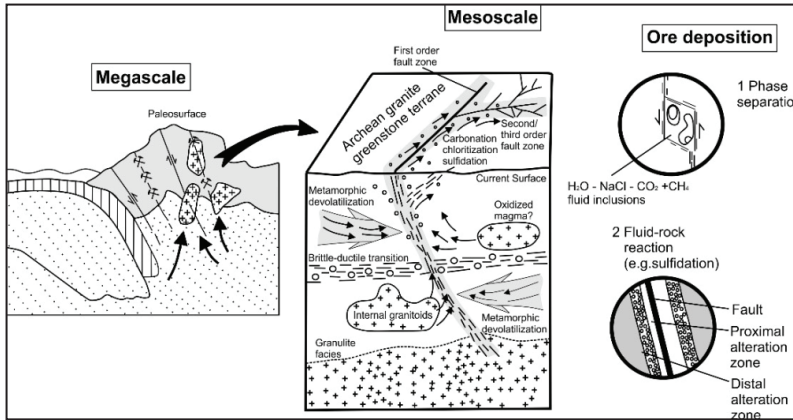
Endapan emas orogenik merupakan endapan hidrotermal hasil devolatilisasi fluida metamorfik yang berasal dari bagian tengah hingga bagian bawah kerak, walaupun ada kemungkinan fluida hidrotermal dapat bercampur dengan fluida magmatik yang berasal dari intrusi dalam (*deep-seated intrusion*). Beberapa tatanan

tektonik orogen yang dapat menghasilkan devolatisasi fluida metamorfik dapat dilihat pada Gambar 2.1 (Goldfarb dan Groves, 2015). Endapan orogenik umumnya terbentuk pada tatanan *accreted terranes* atau *accretionary orogen* yang dicirikan adanya *crustal thickening*. Apabila *accreted terranes* ini di-zoom up dari *me-gascale* menjadi *mesoscale* dan skala endapan bijih (Hagemann dan Cassidy, 2000; Gambar 2.2), maka akan terlihat dengan jelas secara rinci proses devolatisasi fluida metamorfik serta interaksi fluida-batuan dan pemisahan fasa fluida (H_2O-CO_2).

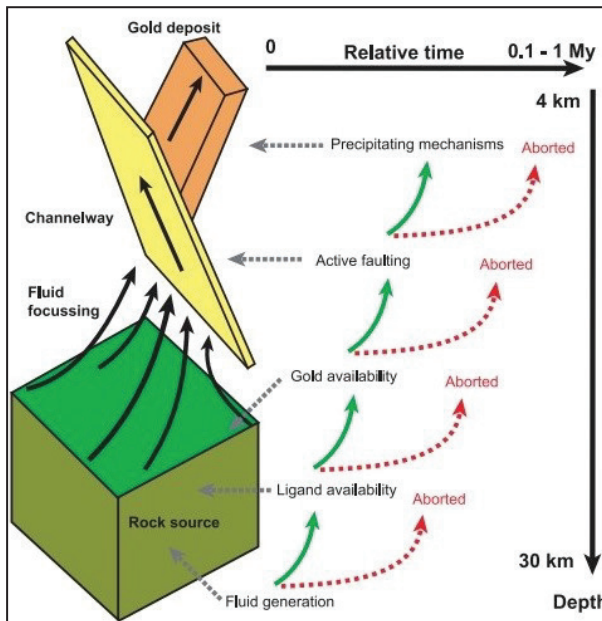
Mengacu kepada Gaboury (2019), konsep genetik endapan emas orogenik dari bagian bawah sampai atas suatu sistem mineralisasi tersusun oleh komponen - komponen : (1) sumber fluida; (2) ketersediaan *ligand* dan kelarutan emas (4) migrasi fluida dan (5) mekanisme presipitasi (Gambar 2.3).



Gambar 2.1. Tatanan tektonik orogen yang dapat menghasilkan proses devolatisasi fluida metamorfik (Goldfarb dan Groves, 2015).



Gambar 2.2. Ilustrasi endapan emas orogenik dari *megascale*, *mesoscale* sampai skala endapan bijih yang memperlihatkan proses devolatilisasi metamorfik, interaksi fluida-batuan dan pemisahan fasa fluida (H₂O-CO₂). Digambar ulang dari Hagemann dan Cassidy (2000).



Gambar 2.3. Sistem mineralisasi emas orogenik dengan parameter - parameter utamanya (Gaboury, 2019).

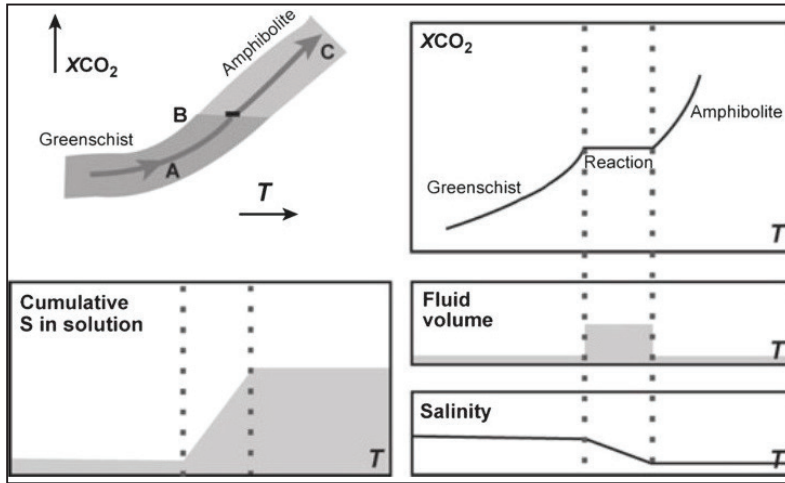
2.1. Sumber Larutan Hidrotermal

Dari komposisi isotop beberapa endapan emas tipe orogenik, sumber larutan hidrotermal bisa berasal dari larutan metamorfik maupun magmatik (Ridley dan Diamond, 2000). Namun, pemodelan - pemodelan termodinamika terbaru menunjukkan bahwa dehidrasi metamorfik dari batuan-batuan dasar samudera merupakan mekanisme yang layak untuk memproduksi fluida aqueous-carbonik dengan salinitas rendah dalam jumlah yang besar sebagaimana teramati dalam inklusi-inklusi fluida dari endapan - endapan emas orogenik (Ridley dan Diamond 2000).

Fyfe dr. (1978), Elmer dr. (2006) dan Phillips dan Powell (2010) mengemukakan bahwa tahapan paling penting dari proses pembentukan fluida adalah ketika terjadi transisi metamorfisme dari fasies sekis hijau menuju amfibolit dimana sebagian besar klorit berubah menjadi amfibol (Gambar 2.4). Batuan sedimen yang pada umumnya kaya akan mineral silikat hidrous, menyediakan fluida yang lebih banyak ketika batuan batas fasies sekis hijau menuju amfibolit (Connolly 2010; Tomkins 2010; Zhong dr., 2015). Proses metamorfisme prograde akan menyebabkan devolatilisasi dan melepaskan H_2O - CO_2 - H_2S beserta unsur-unsur lainnya termasuk Au (Phillips dan Powell (2010).

2.2. Sumber *Ligand* dan Kelarutan Emas

Jumlah emas di dalam larutan metamorfik tergantung dari volume fluida aqueous, konsentrasi emas di dalam batuan yang mengalami metamorfisme dan solubilitas dari emas di dalam fluida pada kondisi P-T yang relevan (Phillips dan Powell, 2010). Kelarutan emas akan ditentukan oleh sifat - sifat kimiawi dari emas dan fluida. Karena emas merupakan logam mulia yang tidak reaktif di bawah kondisi atmosferik, sehingga memerlukan *ligand* yang sesuai untuk meningkatkan konsentrasi dan kelarutannya di dalam larutan (Seward, 1973).



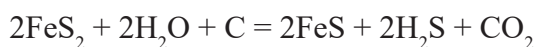
Gambar 2.4. Penggambaran kualitatif dari transisi fasies sekis hijau ke amfibolit yang diaplikasikan pada batuan-batuan mafik. Diatas interval 10°C komposisi mineral berubah dari mineral-mineral pembawa klorit-karbonat menjadi mineral-mineral pembawa hornblenda-plagioklas dan batuan menjadi kurang hidrous. Rasio $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ diakibatkan oleh *buffering* dari komposisi mineralnya. Volume fluida tergantung dari mineral-mineral yang membawanya seperti klorit dan kandungan H_2S dari fluida tergantung kepada kehadiran mineral sulfida seperti pirit. Salinitas rendah karena ketidak hadiran mineral-mineral pembawa Cl (Phillips dan Powell, 2010).

Chlorida (Cl^-) dan hidrogen sulfida (HS^-) merupakan kemungkinan agen kompleks, dan emas memiliki 3 kondisi oksidasi yaitu Au^0 , Au^{1+} dan Au^{3+} (Williams-Jones dr., 2009). Namun, *hydrogen sulfide* merupakan *ligand* paling sesuai untuk sistem endapan emas orogenik karena Au^{1+} memiliki nilai elektronegatifitas yang tinggi untuk sulfur (2,58 Pauling) sehingga mendukung di dalam ikatan kovalen (Phillips dan Powell (2010)). Hal ini didukung fakta bahwa unsur - unsur jejak yang muncul bersama di dalam endapan emas orogenik adalah As, Sb, B, Se, Te, Hg, Bi, Mo and W, dimana memiliki nilai Pauling > 2 . Sementara unsur - unsur dengan nilai Pauling < 2 seperti Cu dan Zn sangat jarang dijumpai berasosiasi dengan endapan emas orogenik dan lebih sesuai de-

ngan *ligand* klorida untuk membentuk kompleks ion (Yardley dan Cleverley 2015; Zhong dr., 2015).

Sulfur terbentuk secara alami sebagai gas (H_2S , SO_2), mineral (sulfida dan sulfat) dan sebagai elemen - elemen *native*. Pirit merupakan sumber dominan dari sulfur pada batuan batuan vulkanik-sedimen. Dibawah kondisi metamorfisme melalui proses desulfidasi, pirit akan berubah menjadi pirhotit (Toulmin dan Barton 1964). Karena pirit mengandung lebih banyak S dibanding pirhotit, maka dalam reaksi ini akan terjadi pelepasan S. Namun tidak semua S terbebaskan dalam konversi ini dan tertinggal dalam larutan untuk menjadi *ligand* bagi emas.

Kondisi P-T, sebagaimana kandungan Fe-silikat yang mengambil S untuk membentuk pirhotit akan mengontrol ketersediaan S untuk membentuk kompleks emas (Tomkins 2010; Zhong dr., 2015). Dengan menggunakan pemodelan termodinamika, Tomkins (2010) mendemonstrasikan bahwa batuan reaksi pada pelitik yang kaya akan material organik dapat menghasilkan 10 kali lebih banyak sulfur aqueous (HS^- , S^{2-}) dibanding reaksi pada batuan-batuan basaltik.



Baik fluida dan sulfur dapat dilepaskan dari reaksi metamorfisme yang terjadi pada transisi antara fasies sekis hijau menuju amfibolit pada hampir semua batuan sedimen (Gaboury, 2019).

Sudah banyak penelitian yang mengaitkan antara emas orogenik dengan beberapa jenis batuan sebagai sumber unsur emasnya seperti basalt (Evans dr., 2010; Phillips dan Powell, 2010; Fu dr., 2012; Pitcairn dr., 2015), formasi kaya besi (Meyer dan Saager 1985; Lambeck dr., 2011), retas lamprofir (Rock dan Groves

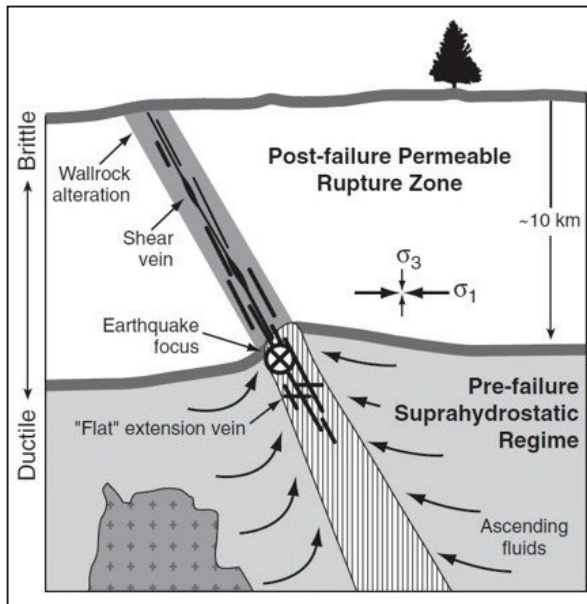
1988a, 1988b), batuan basa terkaut plume (Bierlein dan Pisarevsky, 2008; Webber dr., 2013; Augustin dan Gaboury, 2017) dan magma felsik (Kerrick, 1988; Connors dr., 1993; Xue dr., 2013).

Saat ini, pirit primer, yang terbentuk selama proses reduksi sulfat oleh bakteri rantai samudera, diusulkan merupakan sumber utama dari emas pada endapan orogenik (Pitcairn dr., 2006; Large dr., 2007, 2009, 2011, 2012; Thomas dr., 2011; dan Tomkins, 2013). Bahkan Zhong dr. (2015) mengemukakan bahwa devolatilisasi terhadap batuan pelitik yang pada dasarnya berupa dehidrasi klorit dapat melepaskan sekitar 2 ppb emas di dalam fluida ketika melewati batas fasies sekis hijau dan amfibolit. Fluida, *ligand* dan emas semua berasal dari batuan sedimen yang kaya karbon dan pirit dan dilepaskan pada reaksi metamorfisme yang sama pada batas fasies sekis hijau dan amfibolit (Gaboury, 2019).

2.3. Migrasi Fluida

Migrasi larutan hidrotermal terjadi pada zona devolatilisasi metamorfik di bawah transisi antara fasies sekis hijau ke amfibolit menuju tempat pengendapan pada kerak bumi bagian atas yang pada umumnya berada pada kondisi fasies sekis hijau. Migrasi ini terjadi melalui diskontinuitas struktur yang berperan menjadi saluran (*conduit*) (Vearncombe dan Zelic (2015).

Gambar 2.5 memperlihatkan ilustrasi kondisi kinematik, sesar-sesar yang memberikan permeabilitas penyaluran aliran fluida selama berlangsungnya gempa bumi (Sibson, 1987; Sibson dr., 1988; Cox dr., 1991; Cox, 2005, 2016) dimana geometrinya juga sangat penting. Pada umumnya system sesar tidak beraturan seperti *curvilinear* atau *helicoidal* akan berperan lebih bagus di dalam mentransfer volume besar fluida (Gaboury dr., 2001).



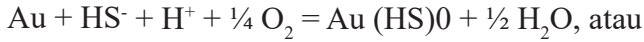
Gambar 2.5. Tatanan tektonik dari sistem urat kuarsa-emas dari endapan meso-termal dalam hubungan dengan kondisi seismogen benua (Sibson dr., 1988).

Pemodelan metamorfisme menunjukkan bahwa migrasi fluida dimulai pada temperatur antara 500-520 °C dan sepertinya berada pada kondisi aseismik yang lebih dalam dari batas *ductile* ke *brittle*. Pengendapan emas terjadi pada temperatur berkisar antara 300-350 °C yang memberikan implikasi adanya transportasi secara vertikal berkisar antara 3 - 10 km. Aliran fluida yang melalui saluran membantu mengurangi reaksi dini antara fluida dengan batuan samping yang bisa membuat emas terdispersi. Mineralisasi terjadi pada struktur - struktur orde dua dan tiga pada suatu daerah dengan kondisi struktur yang kompleks (Gaboury, 2019).

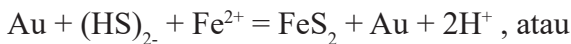
2.4. Mekanisme pengendapan emas

Dalam endapan emas orogenik ini, emas pada umumnya hadir sebagai emas *native* atau sebagai inklusi berukuran mikro- sampai

nano-metrik di dalam mineral - mineral *sulfide*. Emas akan terbentuk apabila aktifitas HS⁻ berkurang di dalam reaksi-reaksi berikut sesuai dengan prinsip Le Chatelier:



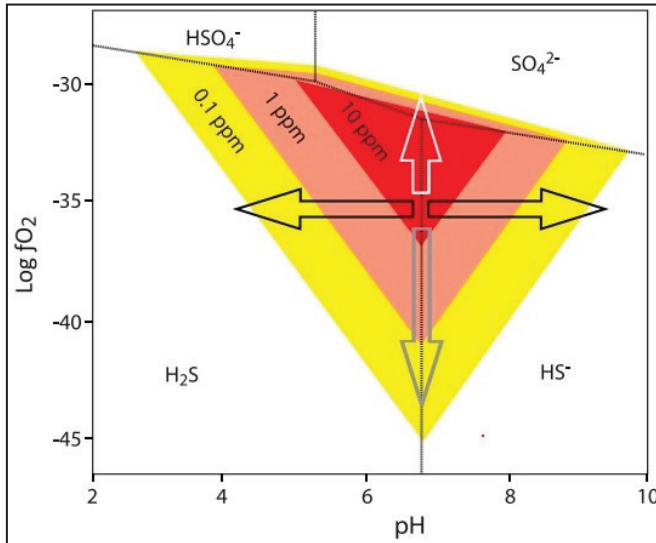
Prinsip tersebut berlangsung ketika reaksi pembentukan pirit mengkonsumsi HS⁻ sehingga emas terbentuk di dalamnya mengikuti persamaan:



Sebaliknya, emas native terbentuk ketika HS⁻ tidak dikonsumsi langsung oleh pembentukan pirit.

Emas akan terendapkan jika terjadi perubahan pH dan oxygen fugacity ($f\text{O}_2$) (Gambar 2.6). Penambahan maupun pengurangan oxygen fugacity akan memicu presipitasi emas dengan cepat demikian pula dengan setiap perubahan pH dari kondisi netral (Gabboury, 2019).

Karbon dioksida (CO₂) merupakan senyawa yang menyertai fluida pembentuk mineralisasi emas orogenik. Asam-asam karbonik akan berperan sebagai penyangga derajat keasaman (Phillips dan Evans, 2004) dengan menjaga fluida tetap berada dalam rentang optimal dari solubilitas emas pada kondisi mendekati pH netral. Salah satu sebab perubahan pH adalah ketika terjadi phase separations yang diidentifikasi dengan munculnya inklusi flu-



Gambar 2.6. Diagram skematik $\log fO_2$ terhadap pH untuk solubilitas emas pada kondisi temperatur 300°C , tekanan 1 Kbar, total sulfur = 0,05 mol dan total klorida = 0,1 mol (Gaboury, 2019). Diagram menunjukkan kontur solubilitas emas 0,1 ppm, 1 ppm dan 10 ppm dari kompleks *gold-bisulfide*.

ida dominan likuid dan dominan vapour (CO_2) secara bersamaan. Hal tersebut menunjukkan bahwa CO_2 dilepaskan dari fase fluida sebelumnya dan mengakibatkan fluida menjadi lebih asam dan selanjutnya emas terpresipitasi.

3

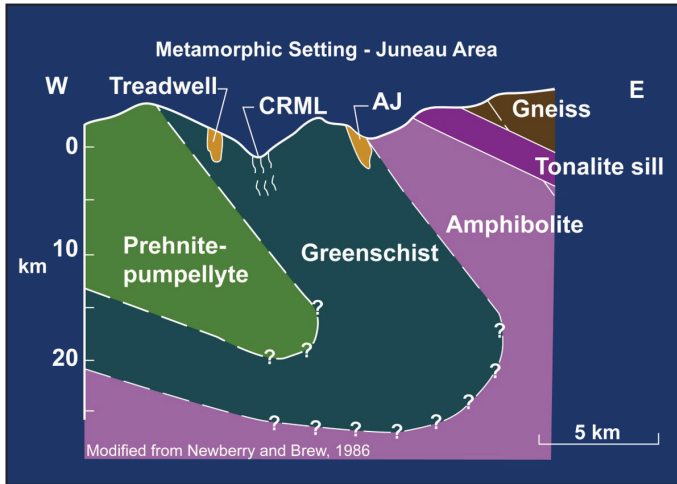
BAB 3 KARAKTERISTIK ENDAPAN EMAS OROGENIK

Beberapa karakteristik kunci endapan emas orogenik yang dibahas pada Bab 3 ini meliputi fasies metamorfik dari batuan induk (*host rock*), struktur dan geometri endapan/urat, tekstur urat, alterasi hidrotermal, mineralogi bijih dan fluida hidrotermal.

3.1. Fasies Batuan Induk (*Host Rock*)

Endapan emas orogenik terbentuk pada batuan induk (*host rock*) berupa batuan metamorf atau batuan metasedimen yang dihasilkan dari proses metamorfisme. Stüwe (1998) dalam Groves dr. (2003) menyatakan bahwa batuan induk dari endapan emas orogenik biasanya mengalami proses metamorfisme regional dan membentuk batuan metamorf fasies sekis hijau hingga fasies amfibolit-bawah. Gebre-Mariam dr. (1995) menyatakan bahwa endapan emas orogenik pada batuan metamorf terbentuk pada fasies prehnit-pumpelit, fasies sekis hijau, fasies amfibolit, dan fasies granulit-bawah.

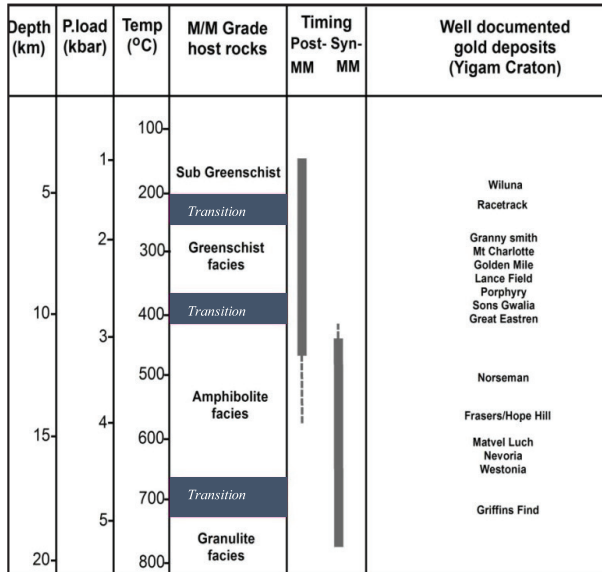
Namun, mayoritas endapan emas orogenik terbentuk pada fasies sekis hijau, seperti yang terdapat pada Sabuk Juneau, Alaska (Goldfarb dr., 2016). Beberapa Endapan emas orogenik di Sabuk Juneau tersebut seperti Kensington, Treadwell dan Alaska Juneau (AJ) batuan induknya berupa batuan metamorf berfasies sekis hijau (Gambar 3.1).



Gambar 3.1. Beberapa endapan emas orogenik pada Sabuk Juneau, Alaska seperti Kensington, Treadwell dan Alaska Juneau (AJ) terbentuk pada batuan metamorf berfasies sekis hijau (Goldfarb dr., 2016, yang dimodifikasi dari Newberry dan Brew, 1986).

Kumpulan mineral pada batuan metamorf menunjukkan adanya asosiasi dalam fase yang terjadi pada satu kesetimbangan dan menggambarkan kondisi dari temperatur dan tekanan yang berpengaruh selama terjadinya metamorfisme, atau dikenal sebagai fasies metamorfik. Yardley (1989) dan Winter (2001) mengelompokkan fasies metamorfik menjadi empat kelompok yaitu (Gambar 3.2):

- a. Fasies tekanan sedang dan temperatur sedang sampai tinggi. Sebagian besar batuan metamorf yang tersingkap ke permukaan merupakan metamorfisme fasies sekis hijau, amfibolit, atau granulit. Fasies sekis hijau dan amfibolit terbentuk menyesuaikan dengan kondisi gradien geotermal. Ketiga fasies juga menyesuaikan dengan kenaikan geotermal ($30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$) yang merupakan tipe umum pada daerah orogenik. Fasies granulit juga terbentuk pada kraton bagian dalam dengan umur Pra-Kambrium.



Gambar 3.2. Keberadaan beberapa endapan emas orogenik di Australia Barat yang menunjukkan hubungan antara kedalaman, temperatur, tekanan, dan waktu pembentukannya (dimodifikasi dari Groves, 1993; Gebre-Mariam drr., 1995; Goldfarb dan Groves, 2015).

- b. Fasies derajat rendah. Pada fasies ini umumnya batuan sulit untuk mengalami rekristalisasi pada tekanan rendah dan kumpulan mineral dengan kesetimbangan yang sama sulit untuk berkembang. Fasies zeolit dan prehnit-pumpelit berkembang pada batuan induk dengan kondisi belum matang dan terkena metamorfisme burial, dimana gradien geotermal tinggi dan fluida hidrous melimpah. Yardley (1989) memperinci fasies prehnit-pumpelit menjadi zona prehnit-pumpelit, pumpelit-aktinolit, dan lawsonit-albit.
- c. Fasies metamorfisme kontak. Pada tekanan rendah dan temperatur tinggi, *metamorphic aureoles* dapat dihasilkan, meskipun hal ini sering tumpang tindih dan gradasi yang cukup besar dengan fasies hornfels albit-epidot, fasies hornfels hornblende

dan fasies hornfels piroksen, serta fasies sekis hijau, amfibolit dan granulit. Misalnya, pada pelites yang terbentuk pada tekanan rendah ini, garnet jenis almandin tidak hadir dan fase Al_2SiO_5 biasanya berupa andalusit.

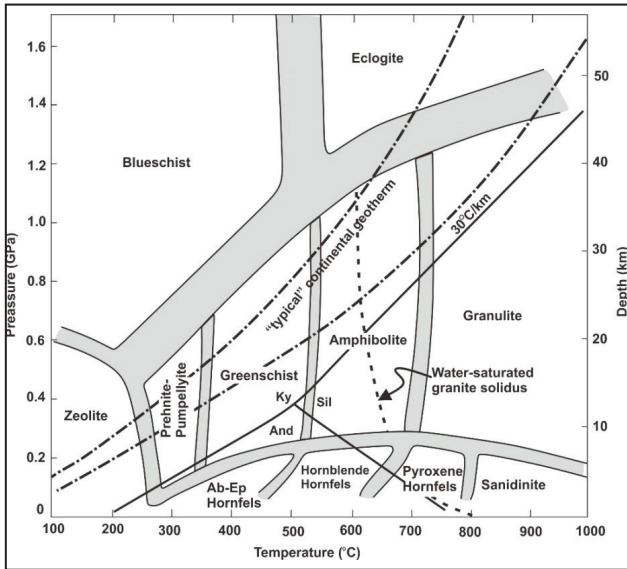
- d. Fasies tekanan tinggi. Fasies sekisbiru dan eklogit berkembang pada fase volume molar rendah dan berada di bawah kondisi tekanan tinggi. Fasies sekis biru tekanan rendah biasanya terdapat pada daerah dengan gradien T/P rendah, misal berkembang pada zona subduksi. Fasies eklogit terdapat pada zona subduksi karena relatif stabil pada kondisi geotermal normal, selain itu berkembang pada kerak bagian dalam atau mantel (dapur magma dan *dike* atau pada proses magmatik kerak bagian bawah lempeng).

Tingkat perubahan tekanan dan temperatur dari masing-masing fasies metamorfik ditunjukkan dalam Gambar 3.3, sementara kumpulan mineral dari tiap-tiap fasies tersebut dirangkum pada Tabel 3.1.

Mineralisasi endapan emas orogenik terjadi pada fase tektonik akhir setelah terjadinya metamorfisme (*post-metamorphism*) pada fasies sub-sekis hijau hingga fasies sekis hijau pada temperatur sekitar 150 - 420 °C pada kedalaman sekitar 3 - 12 km

Tabel 3.1. Fasies metamorfik dan mineral pencirinya (Yardley, 1989)

Fasies	Mineral penciri dan kumpulan mineral
Sub-sekis hijau	Laumontit, prehnite + pumpelit, prehnit + aktinolit, pumpelit + aktinolit, pirofilit
Sekis hijau	Aktinolit + klorit + epidot + albit kloritoid
Amfibolit	Hornblenda + plagioklas Staurolit
Granulit	Ortopiroksen + klinopiroksen + plagioklas, safirin, osumilit, korerupin
Sekis biru	Glaukofan, lawsonit, jadeit pyroxene, aragonite, Mg-Fe-carpholite
Eklogit	Omphacite + garnet tanpa plagioklas



Gambar 3.2. Diagram tekanan-temperatur yang menunjukkan area berbagai jenis fasies metamorfik (Winter, 2001).

dengan tekanan 1 - 3,3 kbar. Endapan emas orogenik yang berasosiasi dengan fasies amfibolit pada dasarnya selaras dengan metamorfisme regional (*syn metamorphism*) (Groves, 1993; Groves drr., 2003).

Hubungan beberapa endapan emas orogenik di Australia Barat yang menunjukkan hubungan antara kedalaman pembentukan, temperatur, tekanan, jenis fasies batuan induk (*host-rock*), dan waktu relatif mineralisasi (*syn-metamorfism* atau *post-metamorfism*) dapat dilihat pada Gambar 3.3. Beberapa endapan emas orogenik di dunia menunjukkan bahwa pada umumnya mineralisasi terjadi pada batuan metamorf dari fasies sekis hijau dan amfibolit (Tabel 3.2).

Mineralisasi emas pada endapan orogenik umumnya terbentuk pada kondisi tekanan dan temperatur sedang atau pada fasies

Tabel 3.2. Fasies metamorf pada 25 endapan emas orogenik terbesar di dunia (Goldfarb dr., 2005)

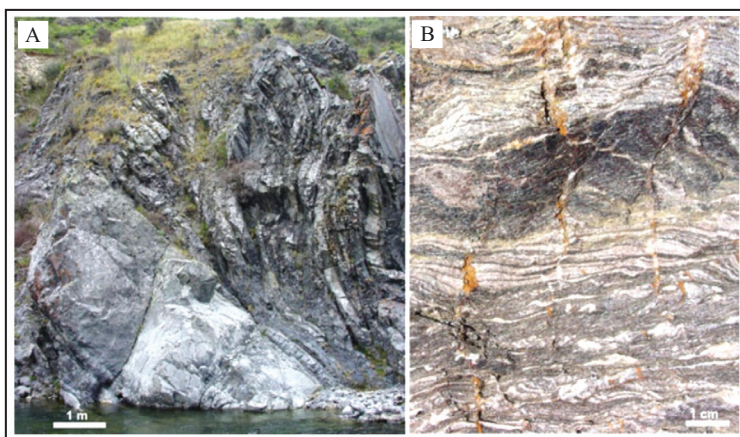
No.	Nama endapan dan Lokasi	Fasies metamorf
1	Muruntau, Uzbekistan	Sekis hijau (muskovit-klorit; 440-403 Ma, <i>overprinted</i> dengan kordierit, biotit, dan andalusit)
2	Ashanti, Ghana	Sekis hijau (klorit-serisit; 2.092 Ma)
3	Golden Mile, Australia Barat	Sekis hijau (muscovit-klorit; ≥ 2.674 Ma)
4	Telfer, Australia barat	Subsekis hijau-Sekis hijau (ca. 700 Ma)
5	Homestake, Amerika utara	Transisi sekis hijau-amfibolit (1.840 Ma)
6	Sukhoi log, Rusia	Sekis hijau (klorit-serisit)
7	Mcintyre Hollinger, USA	Sekis hijau (2.677-2.643 Ma)
8	Las Cristinas, Venezuela	Sekis hijau (klorit)
9	Kolar, India	Amfibolit tengah – tinggi
10	Campbell-Red lake, Kanada	Sekis hijau-amfibolit (2.677-2.643 Ma)
11	Kirklan Lake, Kanada	Sekis hijau rendah (2.677-2.643 Ma)
12	Donlin creek, Alaska-Amerika	Batuan tidak termetamorfisme -metamorfisme derajat rendah
13	Geita, Tanzania	Sekis hijau (2.578 \pm 72 Ma)
14	Natalka, Rusia	Sekis hijau (klorit-serisit); kontak dan <i>overprint</i> dengan kordierit, andalusit, pyrrhotit, ilmenite.
15	Berezovkoy, Rusia	Sekis hijau
16	Olimpiada, Rusia	Amfibolit
17	Grass valey – Nevada, USA	Sekis hijau
18	Morro Velho, Brasil	Sekis hijau
19	Bulyanhulu, Tanzania	Sekis hijau (klorit; 2.700-2.650 Ma)
20	Bendigo, Australia	Sekis hijau
21	Dome, Kanada	Sekis hijau (2.677-2.643 Ma)
22	Linglong Camp, China	Batuan metamorfik derajat tinggi
23	Zamnitani, Afrika	Sekis hijau-amfibolit
24	Sigma Lamaque, Kanada	Sekis hijau-amfibolit (2.677-2.643 Ma)
25	Prestea, Ghana Barat	Sekis hijau (klorit-serisit)

sekis hijau hingga fasies amfibolit dan berasosiasi dengan struktur geologi seperti sesar dan lipatan (Gambar 3.4).

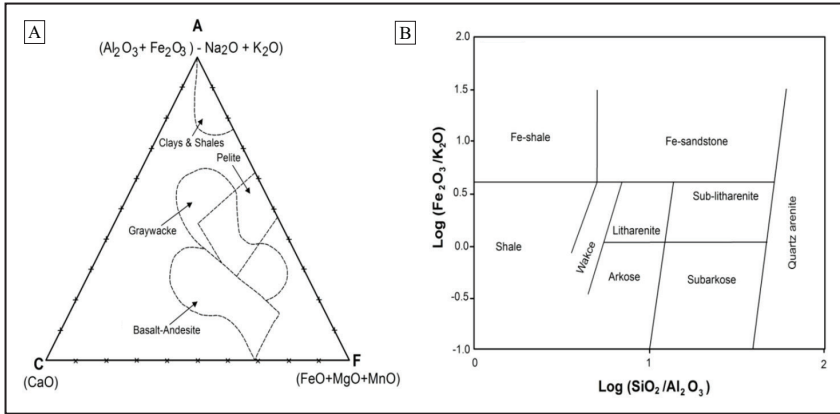
Endapan emas orogenik berasosiasi dengan daerah yang me-

ngalami proses deformasi sehingga termetamorfkan secara regional dengan umur yang bervariasi. Batuan asal (*protolith*) dari batuan metamorf termineralisasi bisa berupa batuan beku atau batuan sedimen. Untuk menentukan *protolith* asal batuan sedimen dapat digunakan pendekatan klasifikasi Winkler (1979) dan Heron (1988) (Gambar 3.5).

Batuan asal (*protolith*) dari batuan metamorfisme pada *Archaeoan greenstone belt* yang mengandung endapan emas, utamanya terdiri dari batuan vulkano-plutonik, *oceanic back arc* basalt dan batuan yang bersifat felsik hingga mafik yang terbentuk di busur kepulauan. Daerah lain yang berumur Arkean memiliki batuan penyusun utama berupa batuan sedimen laut klastik yang termetamorfkan, dimana bijih yang lebih muda ditemukan pada batuan *graywacke*, argilit, sekis dan filit (Groves dr., 1998).



Gambar 3.4. (a) Batuan metasedimen yang terbentuk pada fasies sub-sekis hijau yang menjadi batuan pembawa mineralisasi emas orogenik dengan kemiringan mengikuti pola batuan asalnya (*protolith*), dan (b) Batuan metamorf dengan foliasi sejajar yang diisi oleh urat kuarsa sejajar foliasi yang menjadi batuan pembawa mineralisasi emas di Otago, New Zealand (Craw dan MacKenzie, 2016).

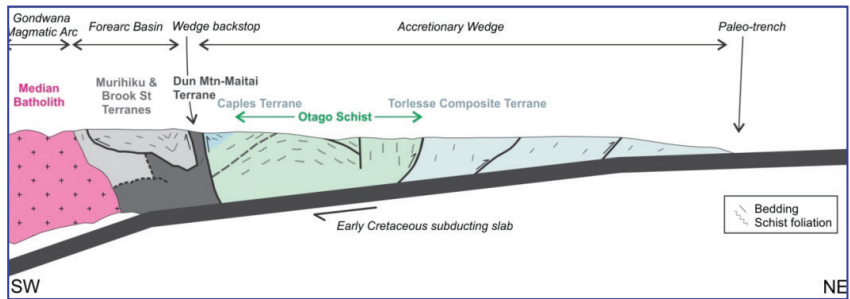


Gambar 3.5 A. Diagram ACF (Winkler, 1979) untuk menentukan *protolith* berdasarkan komposisi batuan. B. Grafik untuk menentukan komposisi geokimia *protolith* asal batuan sedimen berdasarkan klasifikasi Herron (1988).

3.2. Struktur dan Geometri Endapan/Urat

Endapan emas orogenik merupakan endapan yang paling dominan dikontrol oleh struktur jika dibandingkan dengan tipe-tipe endapan lainnya. Beberapa urat atau tubuh bijih berada dalam zona struktur dengan pola struktur tersegmentasi. Endapan emas orogenik umumnya terbentuk pada busur magmatik yaitu pada zona prisma akresi (*accretionary prism*) dimana terjadi tumbukan antar kerak benua dan kerak samudera yang menghasilkan gaya kompresional yang intens (Gambar 3.6), sehingga struktur geologi yang terbentuk pada endapan orogenik umumnya dihasilkan dari gaya kompresi. Selain gaya kompresi terdapat juga rezim gaya translasi yaitu gaya yang saling tarik sehingga membentuk zona geser (*shear zone*) (Groves dr., 2018).

Kontrol struktur yang kuat terhadap proses mineralisasi terjadi pada skala yang bervariasi. Endapan biasanya ditemukan pada struktur orde kedua atau ketiga, dan sangat sering ditemukan berupa struktur akibat kompresi dengan skala yang sangat besar.



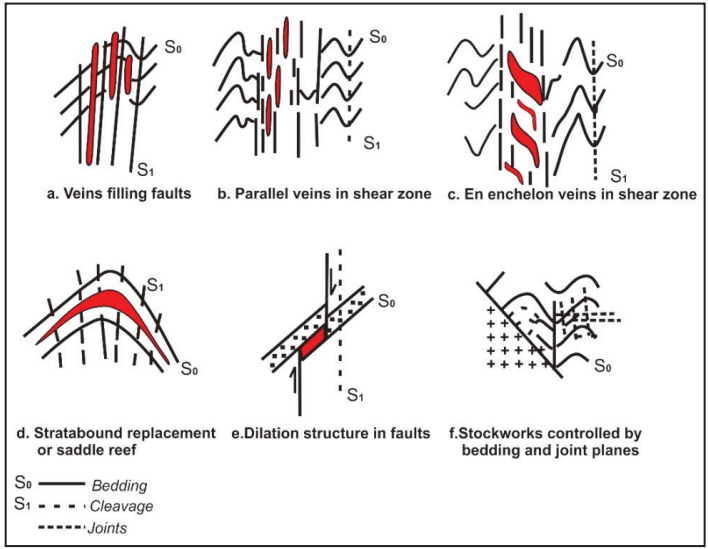
Gambar 3.6. Struktur kompresi pada busur vulkanik yang mengontrol pembentukan mineralisasi emas orogenik di Otago Schist, New Zealand (Craw dan MacKenzie, 2016).

Berikut ini, beberapa jenis struktur geologi yang mempengaruhi struktur endapan/bijih pada endapan orogenik (Groves drr., 1998):

1. Patahan *brittle* hingga *ductile* shear zone dengan sesar naik yang memiliki sudut yang kecil hingga sudut yang besar, *strike-slip* atau *oblique-slip motion*,
2. *Fracture array*, *stockwork* atau zona breksiasi pada batuan,
3. Zona foliasi (rekahan yang terbentuk akibat tekanan), atau
4. Puncak lipatan pada sekuen turbidit yang bersifat *ductile*.

Struktur mineralisasi mengalami *syn-* atau *post-mineralization displacement*, namun endapan emas biasanya memiliki penyebaran yang luas, terus menurun ke bawah (ratusan meter hingga kilometer). Partington dan Williams (2000) menggambarkan berbagai bentuk/struktur mineralisasi dari endapan orogenik yaitu berupa *veins filling faults*, *parallel vein in shear zone*, *en echelon vein in shear zone*, *stratabound replacement or saddle reef*, *dilation structure in faults*, *stockworks controlled by bedding and joint planes* (Gambar 3.7).

Endapan emas orogenik dibagi berdasarkan segmen ke dalamannya (Gebre-Mariam drr., 1995), yang secara garis besar

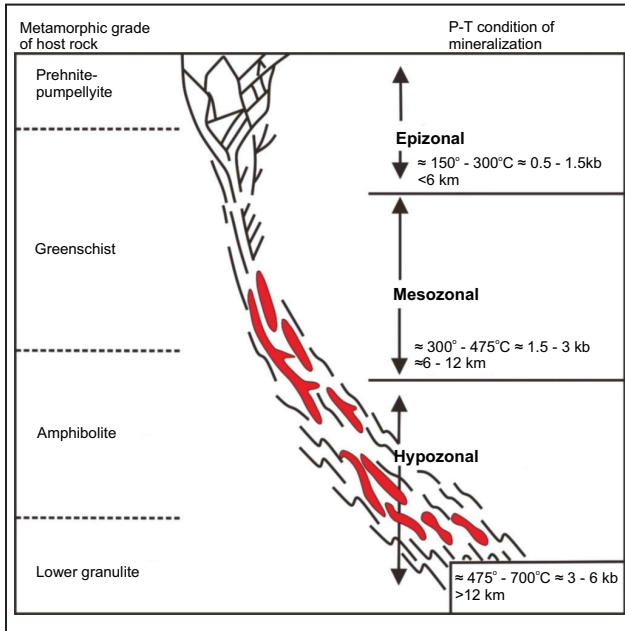


Gambar 3.7. Beberapa jenis struktur endapan/tubuh bijih pada endapan emas orogenik (Partington dan Williams, 2000).

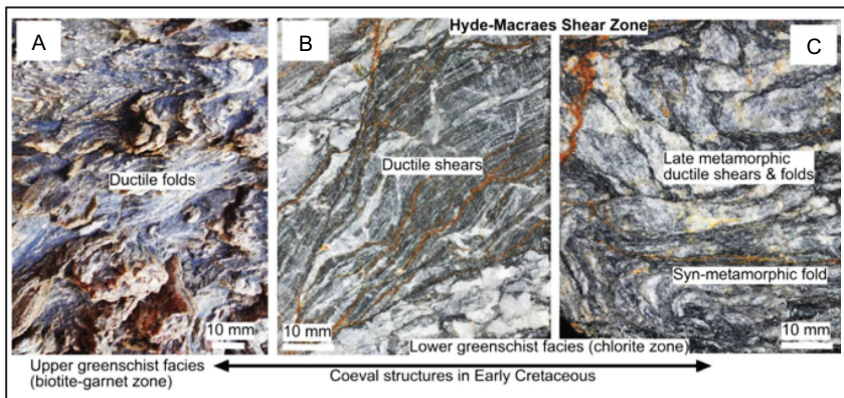
terbagi menjadi 3 zona yaitu epizonal pada kedalaman < 6 km, mesozonal pada kedalaman 6-12 km, dan hipozonal pada kedalaman >12 km (Gambar 3.8).

Pada masing-masing zona mineralisasi tersebut ditunjukkan dengan perbedaan struktur endapan/tubuh bijih yaitu pada epizonal dan transisi ke mesozonal, struktur endapan/urat menunjukkan pola yang tidak beraturan/acak akibat struktur geologi yang *brittle*. Pada mesozonal dan hipozonal menunjukkan struktur endapan/urat yang cenderung sigmodal akibat struktur geologi yang *ductile*. Beberapa contoh urat kuarsa hasil deformasi *ductile* dengan tekstur sigmoidal pada batuan metamorf terlihat pada Gambar 3.9. Contoh setangan tekstur bijih yang diakibatkan oleh deformasi *brittle* dapat dilihat pada Gambar 3.10.

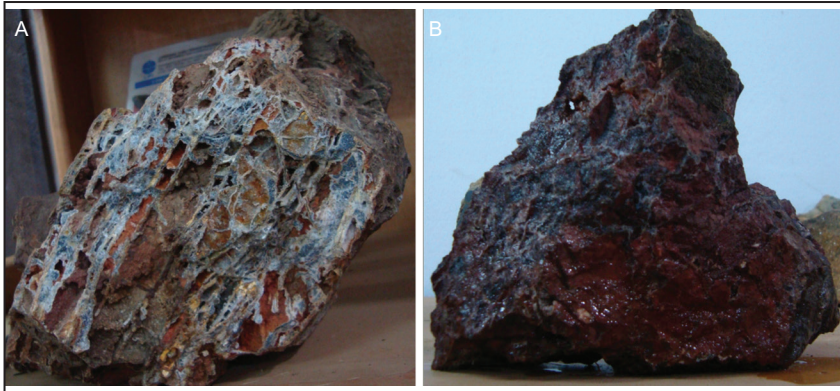
Seperti disampaikan sebelumnya bahwa struktur dan geometri urat pada endapan orogenik sangat dikontrol oleh struktur



Gambar 3.8. Pembagian zona pada endapan emas orogenik yang menunjukkan perbedaan struktur endapan/urat yang *brittle* pada epizonal sampai zona transisi epizonal dengan mesozonal, dan struktur endapan/urat yang sigmoidal oleh deformasi *ductile* pada mesozonal dan hipozonal (Gebre-Mariam dr., 1995).

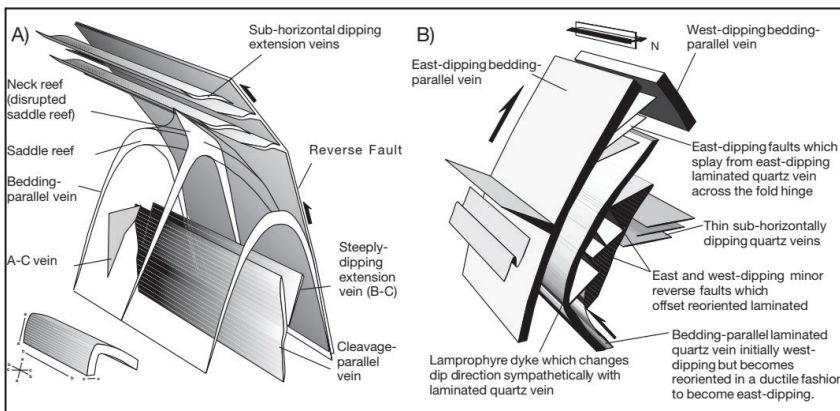


Gambar 3.9. Struktur *ductile* yang menghasilkan urat kuarsa yang sigmoidal yang mengalami mineralisasi (Craw dan MacKenzie, 2016).



Gambar 3.10. Contoh setangan urat bertekstur *boxwork-like* (A) dan tekstur *brecciated* (B) yang dihasilkan oleh deformasi *brittle* pada epizonal endapan emas orogenik Bombana, Sulawesi Tenggara. (Courtesy: Arifudin Idrus).

geologi yang terbentuk pada saat mineral diendapkan. Geometri urat dikelompokkan menjadi 2 berdasarkan pembentukannya oleh Schaub dan Wilson, (2002) yakni (1) urat yang pembentukannya berhubungan dengan sesar, dan (2) urat yang pembentukannya berhubungan dengan lipatan (Gambar 3.11).



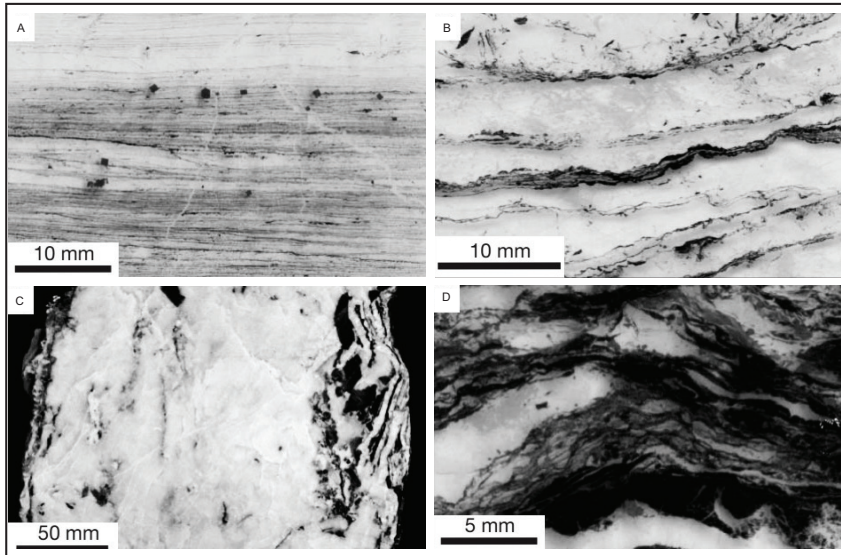
Gambar 3.11. Ilustrasi urat yang terbentuk pada lipatan yang berhubungan dengan sistem pensesaran (Schaub dan Wilson, 2002).

1. Urat yang pembentukannya berhubungan lipatan

Urat yang pembentukannya berhubungan dengan pembentukan lipatan diklasifikasikan menjadi 5 bentuk yaitu:

a. Urat dengan perlapisan sejajar

Urat dengan perlapisan sejajar (Gambar 3.12) memiliki ketebalan 5 - 30 cm dan sering terbentuk pada batuan metamorf dengan komposisi pelitik (*slate*). Batuan samping seringkali masuk ke dalam tubuh urat membentuk laminasi yang lurus dan tipis atau membentuk *stylolite* yang bergelombang dengan ketebalan yang tidak beraturan. Urat dengan perlapisan sejajar dibagi menjadi empat tipe yaitu (1) urat dengan laminasi sejajar, (2) *stylolite*, (3) breksiasi, dan (4) *slaty carbonate* (Gambar 3.12 A-D).



Gambar 3.12. (A) Urat dengan laminasi sejajar, (B) urat dengan banding parallel membentuk *stylolite*, (C) urat terbreksiasi, dan (D) urat *slaty karbonat* (Schaubs dan Wilson, 2002).

b. Urat *saddle reefs*

Urat kuarsa masif secara tradisional dinamai “*saddle reefs*”. Urat ini terbentuk sebagai hasil dilatasi pada trap antiklin dan sebagai manifestasi dari pergerakan fleksural di puncak antiklin (Gambar 3.13). Ruang (*space*) tempat diendapkan fluida hidrotermal terbentuk akibat adanya kontak antara batupasir dan batulempung selama proses perlipatan (Schaubs dan Wilson, 2002). *Saddle reef* dan urat dengan perlapisan sejajar awalnya merupakan suatu struktur urat yang besar sebelum mengalami pensesaran, dan setelah mengalami pensesaran *saddle reef* akan membentuk kuarsa massif dengan bentuk melengkung di puncak antiklin.

c. Urat peregangan (*extensional vein*) dengan kemiringan datar hingga menengah

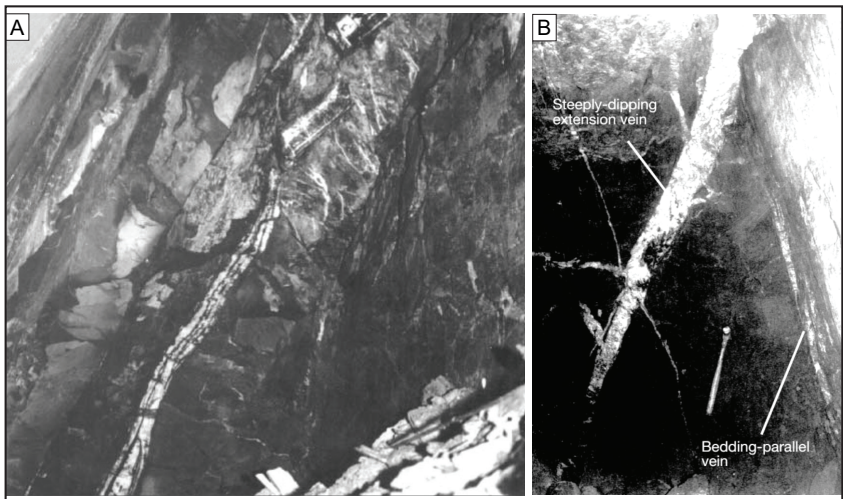
Urat ini memiliki ketebalan 3 hingga 2 cm, umumnya massif tidak memiliki laminasi. Urat ini memiliki rasio panjang yang tinggi terhadap ketebalan dan memiliki kemiringan yang perlahan menukik tajam dengan sudut kemiringan yang rendah (15°) (Gambar 3.14). Urat tersebut ditemukan sebagai urat tunggal (*single vein*) atau sebagai kumpulan urat sub-parallel yang tegak lurus dengan laminasi batuan. Urat ini biasanya hadir di dekat puncak antiklin dan disusun oleh mineral kuarsa yang berukuran kasar dan memiliki gelapan *undulose* ketika diamati di bawah mikroskop yang memberikan penanda bahwa kuarsa yang menyusun urat ini telah mengalami kristalisasi dan deformasi.

d. Urat yang sejajar bidang belahan

Urat yang sejajar dengan bidang belahan memiliki orientasi sub-vertikal, dan umum ditemui pada batuan *slate* yang membentuk lipatan antiklin dimana bidang belahan secara intens

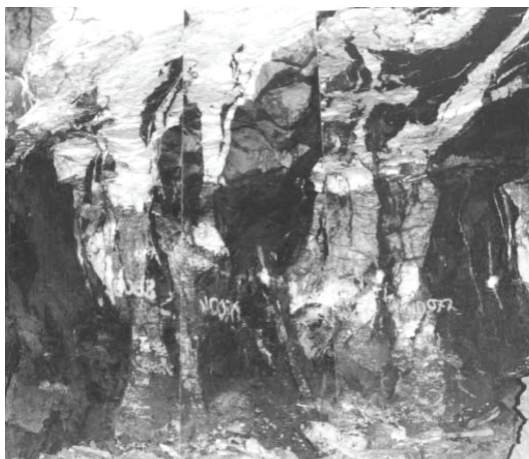


Gambar 3.13. Urat *saddle reef* yang berkembang pada puncak lipatan antiklin pada Paleozoic Dolgellau gold belt, Wales, U.K (Groves dr., 2018).



Gambar 3.14. Urat yang terbentuk akibat gaya ekstensional dan memiliki kemiringan yang datar hingga menengah (Schaubs dan Wilson, 2002).

berkembang di zona struktur ini (Gambar 3.15). Ketebalan urat ini berkisar antara 5 hingga 50 cm membentuk anastomosis. Urat tersebut disusun oleh kuarsa dengan ukuran butir kasar, mineral sulfida (pirhotit, pirit, sfalerit dan galena) dan juga urat karbonat umumnya disusun oleh mineral siderit dan ankerit.



Gambar 3.15. Urat yang terbentuk akibat gaya ekstensional dan memiliki kemiringan yang datar hingga menengah (Schaubs dan Wilson, 2002).

e. Urat *en échelon*

Urat *en échelon* adalah urat yang memiliki bentuk sigmoidal. Urat ini memiliki ketebalan 20 hingga 30 cm disusun oleh mineral kuarsa dan karbonat.

2. Urat yang pembentukannya berhubungan dengan proses penyesaran

Urat yang pembentukannya berhubungan dengan proses penyesaran diklasifikasikan menjadi 4 bentuk yaitu:

a. Urat *neck reefs* dan urat yang parallel dengan sesar

Urat yang pembentukannya berhubungan langsung dengan patahan, dapat terbentuk pada bagian *footwall* dari sistem sesar anjak sebagai urat yang terlaminaasi dan sebagian lagi disebut *neck reef* yang merupakan urat kuarsa massif yang membentang di atas urat

saddle reef. Urat ini menunjukkan tekstur *stylolite* dan mengandung fragmen batuan dinding yang membentuk laminasi sejajar (Gambar 3.16). Urat yang masif sering kali memiliki kenampakan seperti *stockwork* yang di dalamnya terdapat blok - blok batuan asal. Urat ini memiliki dimensi panjang hingga 50 cm dan tebal 1 meter. Selain urat masif, juga terbentuk urat yang mengisi rekahan dengan tebal 10 cm dan panjang 1 m sering ditemukan pada bagian bawah dari sesar anjak dengan sudut kemiringan 40 - 50°.



Gambar 3.16. Urat dengan geometri sejajar dengan bidang sesar pada sesar Debora Victoria, Australia (Schaubs dan Wilson, 2002).

b. Urat dengan kemiringan menengah hingga sangat curam

Urat yang terbentuk akibat gaya ekstensi yang pembentukannya berkaitan dengan sesar anjak yang memiliki kemiringan 17° - 82° dan seringkali berkembang pada bagian *footwall* dari sistem pensesaran (Gambar 3.17). Urat ini memiliki ketebalan 10 - 30 cm dengan panjang urat 3 m yang memiliki kemiringan yg curam dengan sudut yang relatif kecil.

c. Urat *en échelon*

Urat *en échelon* yang terbentuk oleh pengaruh patahan memiliki tebal 2 hingga 20 cm, yang lebarnya dapat mencapai 2 m

dan menunjukkan susunan berundak (*stepped*) mengikuti bidang perlapisan dengan ketebalan dan jarak yang bervariasi (Gambar 3.18).

d. *Undeformed carbonate vein*

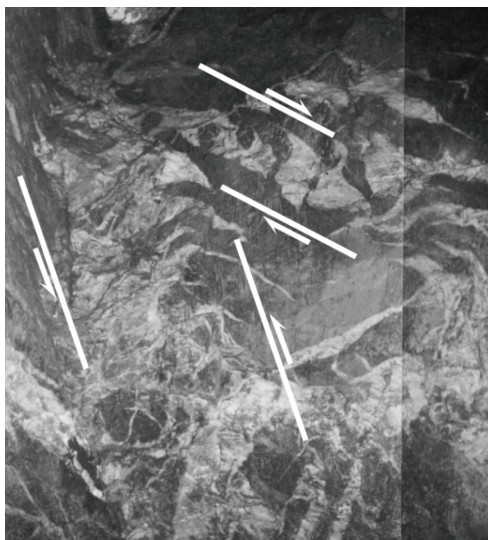
Urut jenis ini sangat jarang ditemukan pada kelompok urat yang pembentukannya berhubungan dengan patahan. Urat ini memiliki komposisi utama berupa mineral karbonat dengan tekstur *comb*.

3. Tekstur Urat

Tekstur urat dalam endapan emas orogenik diklasifikasikan berdasarkan faktor yang mengontrol pertumbuhan mineral dalam pembentukan geometri urat (Vearncombe, 1993; Gambar 3.19). Ada 7 (tujuh) jenis tekstur



Gambar 3.17. Urat ekstensional yang memiliki kemiringan sub-horizontal terhadap *footwall* pada sesar Debora Victoria, Australia (Schaubs dan Wilson, 2002).



Gambar 3.18. Urat *en échelon* pada *footwall* sesar Debora Victoria, Australia dengan ketebalan 3 meter (Schaubs dan Wilson, 2002).

Texture	Scheme of crystal growth	Controlled
Comb texture		Face controlled
Fibres texture		Displacement controlled
Cockade texture Colloform texture Crustiform texture		Parallel controlled
Plumose texture		Radiating controlled
Massiv vein texture Buck texture Saccaroidal texture		Non-directional controlled
Pseudomorphs Lattice Texture		Replacement
Styloite texture Breccia texture		Modified

Gambar 3.19. Klasifikasi tekstur urat pada endapan emas orogenik (dimodifikasi dari Vearncombe, 1993).

urat berdasarkan faktor pengontrol pertumbuhan kristal pada endapan emas orogenik yaitu:

a. Tekstur urat yang pertumbuhan kristalnya dikontrol oleh permukaan kristal (*crystal face*).

Kristal yang menyusun tekstur ini tumbuh berdasarkan bentuk permukaan kristal dengan arah pertumbuhan kristal mengikuti orientasi sumbu - c kristalografi dan tegak lurus dengan dinding urat, contohnya tekstur sisir (tekstur comb). Tekstur comb (Gambar 3.20) merupakan tekstur urat dalam endapan emas orogenik yang pembentukan kristalnya dikontrol

1993), dan endapan Wiluna (Hagemann drr., 1992), yang terbentuk pada kedalaman dangkal bila dilihat dari *continuum model* endapan emas orogenik di Yilgarn Craton, Australia Barat (Groves, 1993; Groves drr., 1998; 2003).



Gambar 3.20. Fotomikrograf tekstur comb urat kuarsa dari tambang emas Black Flag dekat endapan orogenik Racetrack di Australia Barat (Vearncombe, 1993; skala lebar: 3 mm), dimana pertumbuhan kristal dikontrol oleh permukaan kristal yang teramati.

b. Tekstur urat yang pertumbuhan kristalnya dikontrol oleh pergeseran (*displacement*)

Pertumbuhan kristal yang dikontrol oleh pergeseran (*displacement*) terbentuk oleh mekanisme *crack-sealing*. Pembentukan rekahan (*crack*) dengan mekanisme *pull apart* terjadi berulang kali dan diikuti dengan pertumbuhan kristal (*sealing*) di dalam rekahan yang terbentuk. Kristal kuarsa yang terbentuk akan sejajar dengan arah pembukaan rekahan. Tekstur urat *fibre* (Gambar 3.21) merupakan

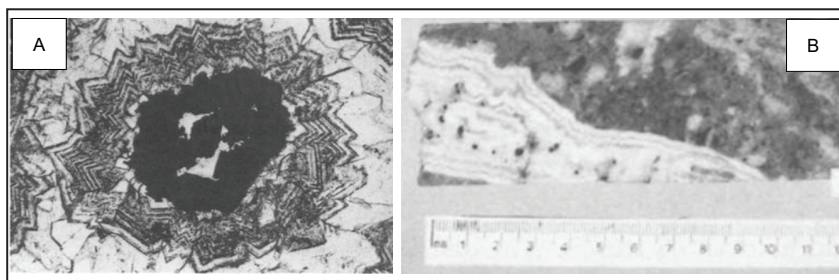


Gambar 3.21. Urat bertekstur *fibre* (kanan dan kiri) merupakan tekstur hasil pertumbuhan kristal yang tumbuh mengikuti arah pergeseran (Chauvet, 2019).

tekstur urat dalam endapan emas orogenik yang pertumbuhan mineralnya dikontrol oleh pergeseran (*displacement*).

c. Tekstur urat dengan pertumbuhan kristal dengan pertumbuhan kristal paralel

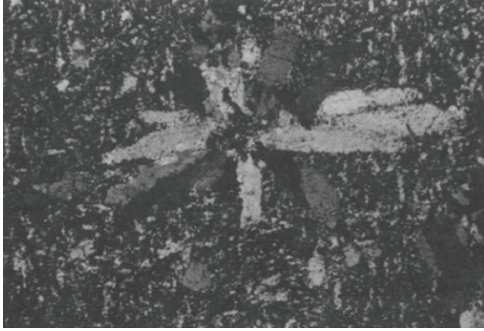
Kuarsa yang tumbuh secara paralel akan membentuk *banding* dalam tubuh urat dengan skala milimeter hingga sentimeter. Pertumbuhan banding dikontrol perubahan komposisi mineral, perubahan ukuran butir selama pengendapan urat. Orientasi arah pertumbuhan urat mengikuti bentuk *wallrock*. Tekstur urat *cockade*, *crustiform*, dan *colloform* (Gambar 3.22) adalah tekstur urat dalam endapan mesotermal yang pertumbuhan kristalnya paralel. Walaupun *open-space filling texture* ini merupakan tekstur khas pada endapan epitermal sulfidasi rendah, namun kadangkala ditemukan pada endapan emas orogenik seperti di Racetrack dan Wiluna di Yilgarn Craton, Australia Barat (Vearncombe, 1993).



Gambar 3.22. Tekstur urat dengan pertumbuhan kristal paralel (A) *cockade* di tambang emas Wiluna (skala lebar: 3 mm), dan (B) *crustiform* di tambang emas Racetrack, Yilgarn Craton, Australia Barat (Vearncombe, 1993).

d. Tekstur dengan pertumbuhan kristal radial

Tekstur ini dicirikan oleh pertumbuhan kristal yang radial. Tekstur urat radial memiliki ukuran yang sangat halus sehingga akan mudah dikenali dalam skala mikroskopis. Tekstur kuarsa *plumose* (Gambar 3.23) merupakan tekstur radial yang terdapat pada endapan orogenik



Gambar 3.23. Kenampakan tekstur urat *plumose* yang menunjukkan kristal kuarsa yang radial di bawah mikroskop (skala lebar: 1 mm) (Vearncombe, 1993).

yang terbentuk dari hasil reaksi *sub-solidus* selama transformasi silika amorf menjadi kalsedon dan kuarsa.

e. Tekstur dengan pertumbuhan kristal non-direksional

Tekstur dengan pertumbuhan kristal non-direksional adalah tekstur yang tidak terdapat

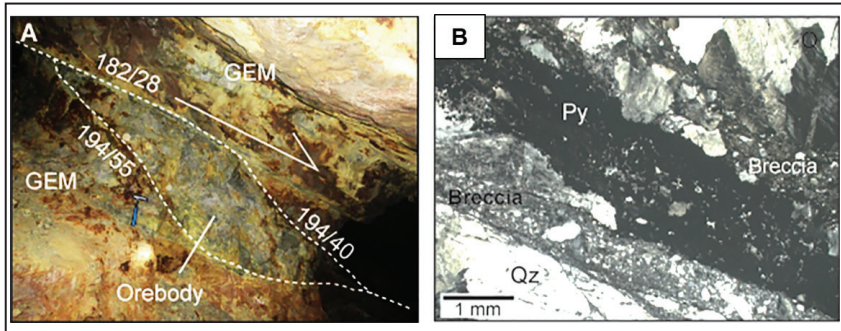
faktor pengontrol geometri dalam pertumbuhan kristalnya. Tekstur massif yang memiliki bentuk butir euhedral hingga anhedral dan tekstur *saccharoidal* dengan kemas terbuka merupakan tekstur dengan pertumbuhan kristal non-direksional.

f. Tekstur pergantian (*replacement*)

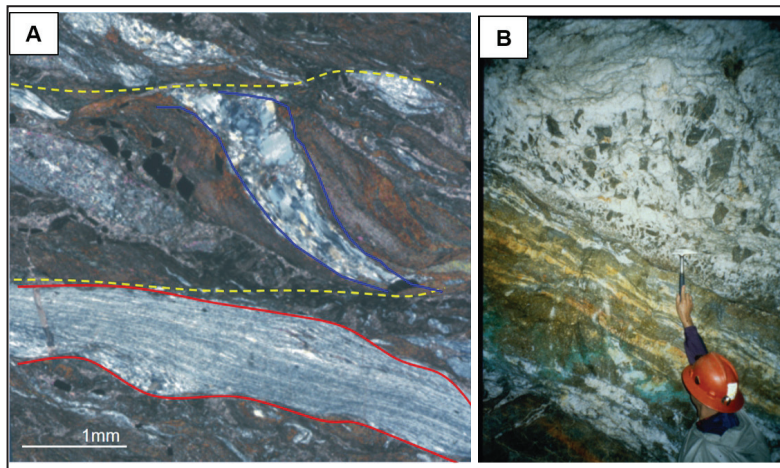
Tekstur pergantian merupakan tekstur dengan pertumbuhan kristalnya dikontrol proses fase hidrotermal baru yang menggantikan mineral atau fragmen batuan yang telah ada sebelumnya. Tekstur *lattice bladed* merupakan contoh dari tekstur pergantian.

g. Tekstur termodifikasi (*modified*)

Tekstur termodifikasi terbentuk oleh proses deformasi dan rekristalisasi. Contoh tekstur termodifikasi antara lain *stylolite*, kataklastik, milonit (Gambar 3.24A), dan terbreksiasi (Gambar 3.24B, Gambar 3.25b), serta tekstur terlaminasi (*laminated texture*) (Gambar 3.25A, B).



Gambar 3.24. Tekstur termodifikasi: (A) Tekstur urat milonit, dan (B) Tekstur urat breksiasi yang disusun oleh mineral kuarsa dan pirit (Dressel dr., 2018). Catatan: Py= pirit, Qz=kuarsa, GEM =medium grained granite, 182/28= kedudukan bidang setiap sisi dari urat milonit.



Gambar 3.25. Tekstur urat termodifikasi (*modified texture*): (A) Tekstur terlam-inasi (*laminated texture*) pada urat kuarsa sigmoidal dari tambang emas Hutti, Dharwar Craton, India (Courtesy: Amanda Rogers), (B) Tekstur terlam-inasi (bawah) dan terbreksiasi (atas) (Courtesy: Richard J. Goldfarb).

Hageman dan Cassidy (2000) mengkorelasikan hubungan antara tekstur urat, mineralisasi dan kedalaman endapan orogenik dengan pembagian sebagai berikut:

- Epizonal (dengan batuan induk merupakan fasies sub-sekis hijau): breksiasi, *banded-cockade*, *disseminated* dan *replacement*.
- Mesozonal (batuan induknya merupakan fasies sekis hijau): *crack seal*, *pressure solution cleavage*, *replacement*, *disseminated*, *sheeted quartz vein set*, *shear-*, *extension-vein*.

Hipozonal (batuan induknya merupakan fasies amfibolit): *banded*, *diffuse quartz veins*, *disseminated*, *shear-*, *extension - vein*.

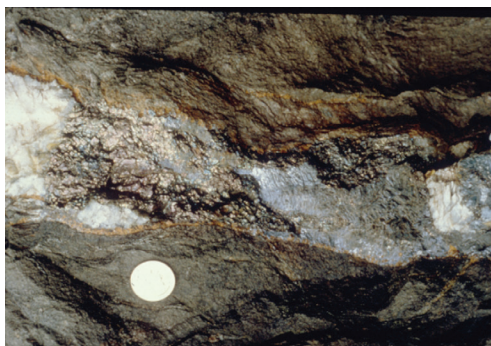
4. Alterasi Hidrotermal

Endapan emas orogenik menunjukkan zonasi lateral yang kuat pada fase alterasi dari proksimal hingga distal yang mencapai skala meter hingga kilometer. Alterasi yang umum terjadi adalah kloritisasi dan karbonatisasi yang dapat mencapai lebar 1 km dari endapan. Sedangkan untuk zona alterasi yang terbentuk pada fase awal zona sesar *transcrustal* dan dikontrol struktur skala besar, hanya terbatas atau terpusat dengan alterasi karbonatisasi pada batuan pembawa mineralisasi. Kumpulan mineral yang sering ditemukan pada zona alterasi umumnya adalah mineral - mineral karbonat seperti ankerit, dolomit atau kalsit, dan sulfida seperti pirit, pirhotit dan arsenopirit.

Kehadiran metasomatisme alkali menyebabkan proses serisitisasi atau ditemukan (sangat jarang) mineral *fuchsite*, biotit, atau K-feldspar dan albitisasi, dan mineral mafik yang mengalami kloritisasi intensif. Amfibol atau diopsid ditemukan pada kerak yang lebih dalam dan mineral karbonat semakin sedikit keberadaannya. Berikut ini karakteristik alterasi hidrotermal yang umum dijumpai pada zona alterasi endapan orogenik sebagai berikut:

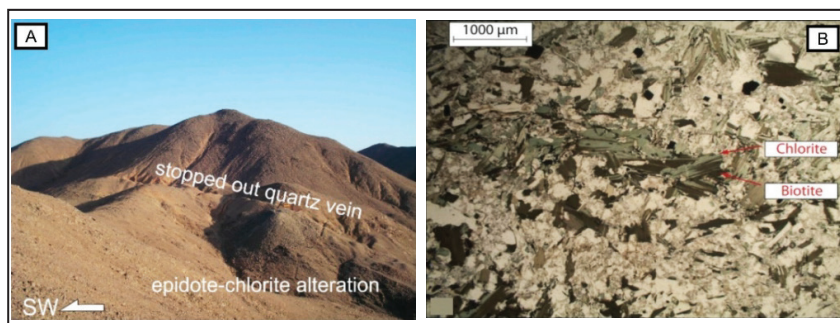
Karbonisasi. Alterasi karbonisasi pada endapan emas orogenik merupakan salah satu alterasi pembeda dengan tipe endapan lain. Tipe

alterasi ini dicirikan oleh hadirnya karbon pada batuan samping (*wall-rock*), yang berada di sekitar urat (Gambar 3.26). Alterasi karbonisasi ini disebabkan oleh karena pembentukan endapan orogenik didominasi oleh fluida metamorfik yang umumnya kaya akan karbon dioksida (CO₂).



Gambar 3.26. Urat kuarsa dari endapan emas orogenik dengan batuan samping teralterasi karbonisasi (Courtesy: Richard J. Goldfarb).

Kloritisasi. Klorit dapat muncul sendiri atau hadir bersama-sama dengan kuarsa atau turmalin dalam bentuk kumpulan mineral dan juga hadir menggantikan mineral biotit ditunjukkan dalam Gambar 3.27 (Lawrence dr., 2013; Engstrom, 2013). Namun, kehadiran mineral propilitik lain juga sering ditemukan, dan terkadang juga muncul anhidrit. Klorit hasil alterasi hidro-



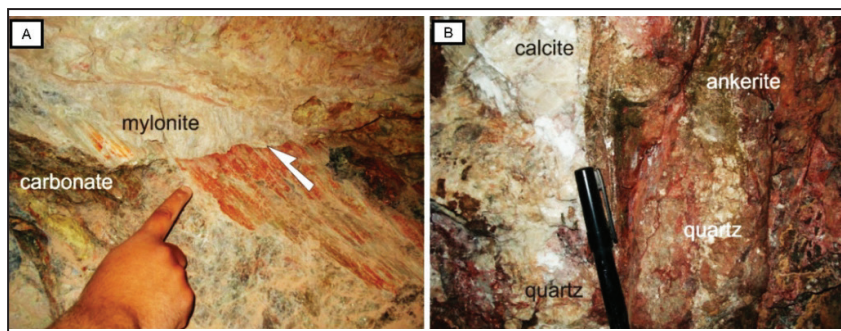
Gambar 3.27. (A) Singkapan alterasi kloritisasi di sekitar urat kuarsa pada endapan orogenik di Barramiya-Mueilha Sector, Mesir (Lawrence dr., 2013), dan (B) Mikrofoto yang menunjukkan pergantian mineral biotit oleh mineral klorit endapan orogenik Dalradian di Skotlandia (Engstrom, 2013).

termal seringkali menunjukkan perubahan rasio Fe : Mg yang sebanding dengan jarak dari tubuh bijih. Perkembangan mineral klorit sekunder dapat dihasilkan dari alterasi mineral mafik yang ada pada batuan asal atau dari magnesium dan besi yang ada sebelumnya (Evans, 1993).

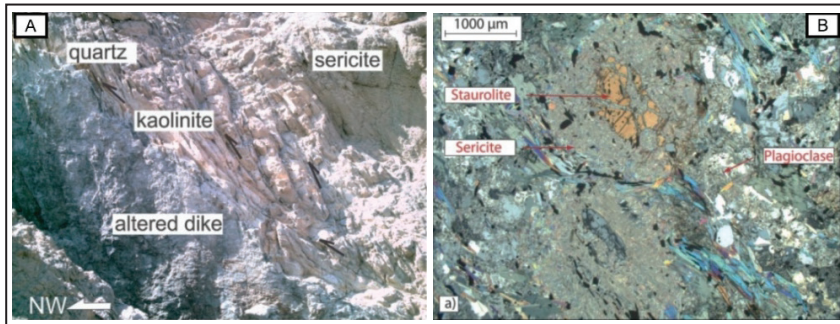
Karbonatisasi. Alterasi tipe karbonatisasi menghasilkan mineral dolomit, kalsit dan ankerit yang terbentuk dari aktivitas hidrotermal ditunjukkan dalam Gambar 3.28 (Lawrence dr., 2013). Dolomit hasil dari suatu proses alterasi biasanya memiliki ukuran butir yang lebih kasar (Evans, 1993).

Serisitisasi. Tipe alterasi ini adalah tipe alterasi yang paling sering ditemukan pada batuan yang kaya aluminium, seperti batubasak, granit, dan lain sebagainya (Evans, 1993). Contoh kenampakan alterasi serisitisasi terlihat pada Gambar 3.29 dan Gambar 3.30.

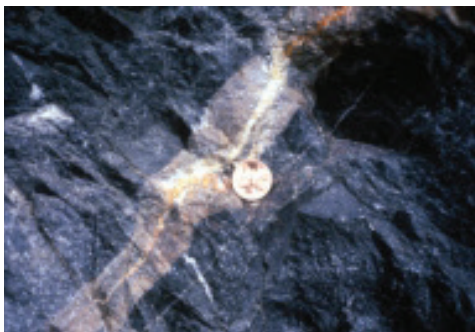
Albitisasi. Merupakan terbentuknya albit (plagioklas kaya Na) dari mineral asal plagioklas kaya-Ca atau mineral kaya akan kalium (K) seperti feldspar dan muskovit selama proses alterasi hidrotermal (Battles dan Barton, 1995; Kebede dr., 1999; Warkisa dr.,



Gambar 3.28. Alterasi karbonatisasi pada endapan orogenik di Barramiya-Mueilha Sector, Mesir: (A) alterasi karbonat di sepanjang bidang gelincir sesar anjak yang berasosiasi dengan struktur milonit, dan (B) Alterasi karbonatisasi dicirikan oleh kehadiran mineral karbonat (kalsit dan ankerit) yang berasosiasi dengan urat kuarsa (Lawrence dr., 2013).



Gambar 3.29. (A) Alterasi serisitisasi yang berasosiasi dengan urat kuarsa pada zona rekahan pada endapan orogenik di Barramiya-Mueilha Sector, Mesir (Lawrence dr., 2013), dan (B) Serisitisasi mineral *stroul*ite dan plagioklas pada endapan orogenik Dalradian di Skotlandia (Engstrom, 2013).



Gambar 3.30. Kenampakan alterasi serisitisasi (*sericitic alteration*) berupa *selvage/halo* di sekitar urat kuarsa pada endapan emas orogenik (Courtesy: Richard J. Goldfarb).

2020). Geokimia batuan menunjukkan kontrasnya kadar K_2O dan Na_2O dari zona distal dan proksimal di dalam batuan teralterasi. Albitisasi merupakan penciri dari mineralisasi orogenik di Awak Mas (Querubin dan Walters, 2012; Ernowo, 2017; Al Hakim dr., 2018; Ernowo dr., 2019) yang akan dibahas di dalam Bab 4.

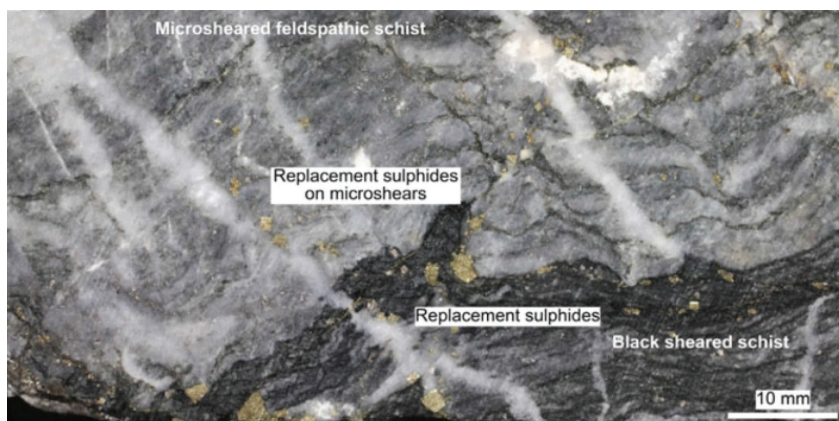
5. Mineralogi Bijih

Endapan emas orogenik umumnya dicirikan dengan sistem urat kuarsa dengan kelimpahan mineral sulfida yang kecil yaitu $\leq 3-5\%$ (umumnya sulfida Fe) dan mineral karbonat $\leq 5-15\%$ (Gambar 3.31). Kehadiran mineral sulfida biasanya menunjukkan lito-

geokimia batuan induk. Arsenopirit dan pirit merupakan mineral sulfida yang paling sering ditemukan pada batuan metamorf yang termineralisasi. Mineral albit, mika putih atau *phengite*, klorit, *scheelite* dan turmalin sangat sering menjadi pengotor pada urat yang ditemukan pada batuan pembawa fasies sekis hijau.

Sistem urat bisa berkembang menerus secara vertikal mencapai 1 - 2 km dengan sedikit perubahan mineralogi atau kadar emas. *Zoning* mineral ditemukan pada beberapa endapan. Perbandingan emas : perak bervariasi dari 10 (normal) hingga 1 (sangat sedikit), dengan bijih yang terdapat pada urat dan pada batuan samping yang tersulfidasi. Kadar emas relatif tinggi tercatat mencapai 5-30 g/t Au (Roberts, 1988).

Emas (Au^{1+}) pada endapan orogenik sangat baik diikat oleh Ligan (HS^-) yang memiliki nilai elektronegatifitas > 2 Pauling, sehingga unsur logam yang sering ditemukan dalam endapan orogenik adalah unsur logam yang memiliki elektronegativitas > 2 seperti As, Sb, B, Se, Te, Hg, Bi, Mo, dan W (Gambar 3.32) berkebalikan



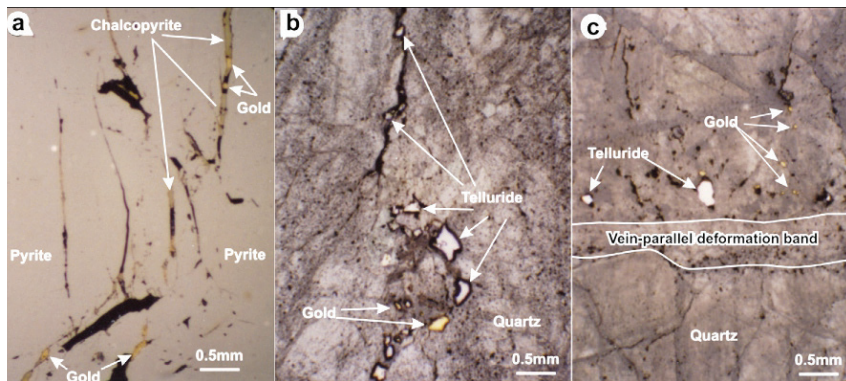
Gambar 3.31. Urat kuarsa pada batuan metamorf yang termineralisasikan dan persebaran mineral sulfida (arsenopirit dan pirit) yang mengisi rekahan mikro pada batuan yang mengalami mineralisasi (Craw dan MacKenzie, 2016).

dengan Zn dan Cu yang memiliki nilai Pauling < 2 dimana logam ini sangat jarang terdapat di endapan orogenik (Zhong dr., 2015).

Berdasarkan *continuum model* endapan emas orogenik (Groves, 1993; Groves dr., 1998; 2003), maka mineralogi bijih yang mencirikan epizonal antara lain sinabar, stibnit, dan emas (contoh Gambar 3.33), sedangkan pada mesozonal dicirikan oleh emas, stibnit, arsenopirit dan telurid. Pada hipozonal umumnya dicirikan oleh kehadiran emas dan arsenopirit. Pirit umumnya hadir pada semua zona endapan emas orogenik.

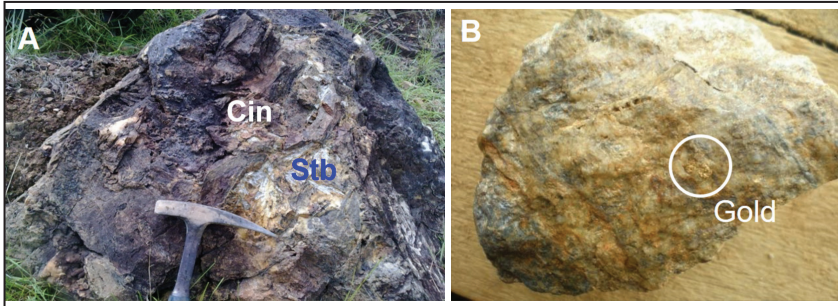
Fluida Hidrotermal

Hasil penelitian dari Tomkins (2010) menunjukkan bahwa fluida metamorfik dihasilkan pada puncak metamorfisme pada kondisi tekanan 2-10 Kbar dan suhu 500°C (transisi fasies sekis hijau ke fasies amfibolit) (Gambar 3.34), dimana terjadi transformasi klorit menjadi amfibol.

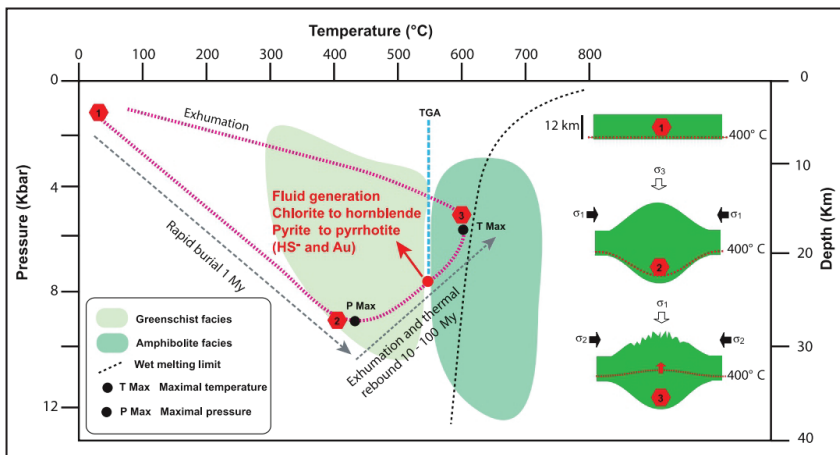


Gambar 3.32. Kehadiran emas dan mineral sulfida pada endapan orogenik Abitibi greenstone, Kanada: (A) Kehadiran mineral emas dan kalkopirit yang mengisi rekahan mineral pirit, (B) Emas dan telurid yang mengisi rekahan mikro pada urat kuarsa, dan (C) Emas dan telurid yang hadir di sepanjang rekahan urat kuarsa yang mengalami deformasi (Chi dan Guha, 2011).

Karakterisasi fluida hidrotermal pada endapan bijih hidrotermal termasuk endapan orogenik dapat dilakukan dengan berbagai cara antara lain analisis mikrotermometri inklusi fluida, analisis spektrometri Raman, analisis *crush-leach*, analisis LA-ICPMS dan analisis isotop inklusi fluida. Masing-masing jenis analisis/karakterisasi tersebut memiliki tujuan spesifik. Analisis



Gambar 3.33. Singkapan mineralisasi cinnabar (Cin) dan stibnit (Stb) (A), dan conto setangan urat kuarsa yang mengandung *free gold* (B) yang berasal dari endapan emas orogenik Bombana, Sulawesi Tenggara (Courtesy: Arifudin Idrus).



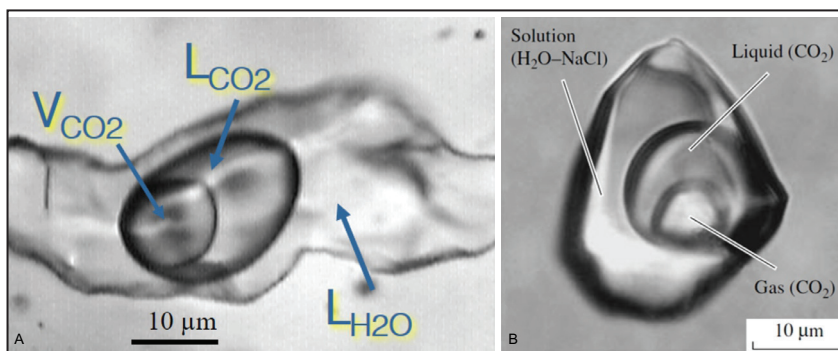
Gambar 3.34. P-T-t path yang menunjukkan peristiwa keluarnya (*devolatilized*) fluida hidrotermal saat proses metamorfisme berlangsung (Tomkins, 2010).

mikrotermometri inklusi fluida dimaksudkan untuk mendapatkan temperatur dan salinitas fluida hidrotermal (Shepherd dr., 1985; Wilkinson, 2001).

Analisis spektrometri Raman merupakan *non-destructive analysis* yang pada dasarnya untuk mengetahui komposisi *poly-atomic ion* dalam inklusi fluida (fluida hidrotermal), mengkalkulasi densitas fluida CO₂, mengetahui komposisi kimia *aqueous fluids* dan proporsi molaritas campuran gas dalam inklusi fluida (Frezzotti dr., 2012). Analisis *crush-leach* bertujuan untuk mengetahui komposisi unsur halogen misalnya Cl, Br dan I dalam inklusi fluida (Gleeson, 2003). Analisis LA-ICPMS inklusi fluida bertujuan untuk mendapatkan komposisi kimia unsur utama, unsur minor dan unsur jejak dari inklusi fluida (Günther dr., 1998; Tuba dr., 2019).

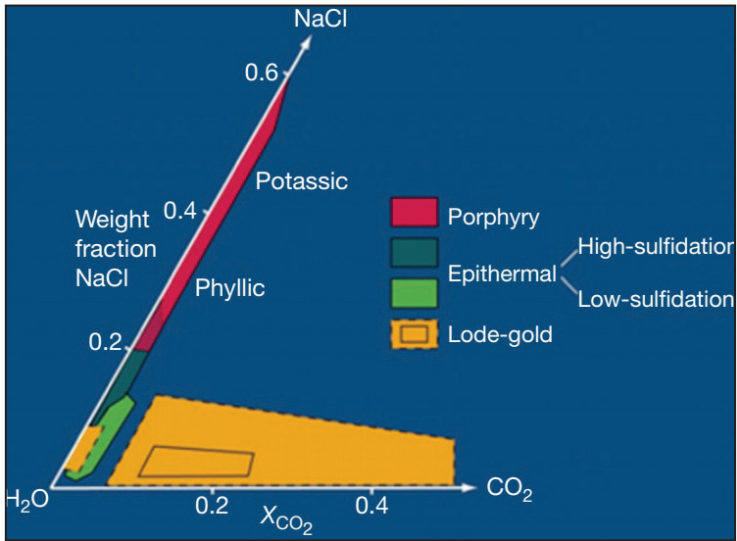
Analisis isotop stabil adalah melakukan pengukuran isotop C, H, O, dan S dari inklusi fluida yang bertujuan mengetahui sumber fluida (*fluid source*) yang membentuk endapan bijih tersebut (Sheppard, 1981; Taylor, 1987; Shanks, 2014). Hasil analisis isotop stabil deuterium (²H atau D) dan oksigen (¹⁸O) dari inklusi fluida menunjukkan sumber fluida pembentuk endapan orogenik berasal dari fluida metamorfik dan kadang-kadang bercampur dengan fluida magmatik (Ridley dan Diamond, 2000). Groves dr. (2003) menyatakan bahwa data inklusi fluida, geokimia dan isotop tidak dapat dibedakan secara jelas antara sumber metamorfik dan magmatik sebagai fluida pembawa bijih pada sistem emas orogenik. Namun, perkembangan ilmu pemodelan termodinamik saat ini menunjukkan bahwa fluida endapan emas orogenik berasal dari dehidrasi batuan dasar samudera saat proses metamorfisme. Hal ini dikarenakan batuan dasar samudera dapat menghasilkan fluida dengan salinitas yang rendah dan kandu-

ngan gas CO_2 yang melimpah (*aqueous-carbonic fluid*). Kehadiran paleo *aqueous-carbonic fluid* pada endapan orogenik dapat diamati pada analisis inklusi fluida yang kaya akan CO_2 (Gambar 3.35). *Aqueous-carbonic fluid* merupakan komposisi kimia berbeda antara fluida pembentuk endapan orogenik dengan endapan emas hidrotermal lainnya seperti epitermal dan porfiri Cu-Au (Gambar 3.36; Ridley dan Diamond, 2000).

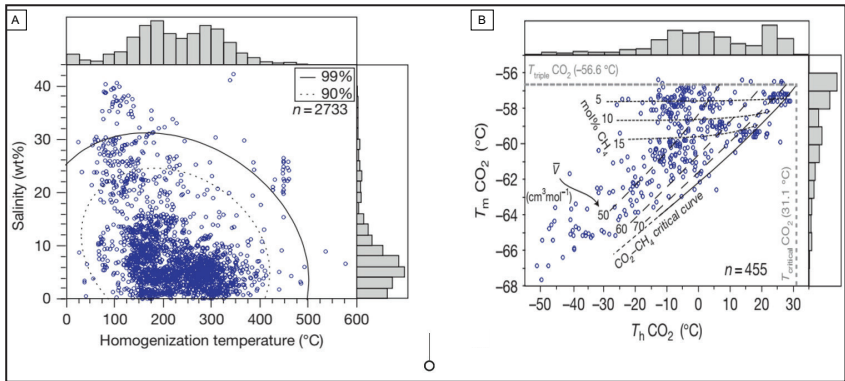


Gambar 3.35. Kenampakan inklusi fluida yang kaya akan karbon (*carbonic fluid inclusion*) dengan fasa $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ sebagai salah satu karakteristik penting endapan emas orogenik: (A) Courtesy of Daniel C. Kontak, dan (B) Bortnikov (2006).

Analisis mikrotermometri menunjukkan temperatur homogenization dari *aqueous* dan *aqueous-carbon fluid inclusions* (Th) memiliki rentang antara 150°C hingga 350°C (Gambar 3.37A). Endapan emas orogenik umumnya memiliki kandungan CO_2 dengan konsentrasi 4 hingga 25 mol% yang melimpah dengan atau tanpa H_2O , dan inklusi karbon memiliki Th CO_2 antara -50°C dan 30°C (Gambar 3.37B). Salinitas fluida domina pada angka 0 sampai 15 wt% NaCl eq. (Bodnar dr., 2014). Goldfarb (2008) meringkas bahwa karakteristik umum fluida hidrotermal pembentuk endapan orogenik antara lain memiliki temperatur



Gambar 3.36. Diagram H_2O - CO_2 - $NaCl$ komposisi kimia fluida endapan hidrotermal berdasarkan studi inklusi fluida, dimana fluida endapan orogenik (*lode gold*) relatif kaya akan CO_2 dengan salinitas rendah (Ridley dan Diamond, 2000; Saunders drr., 2014).

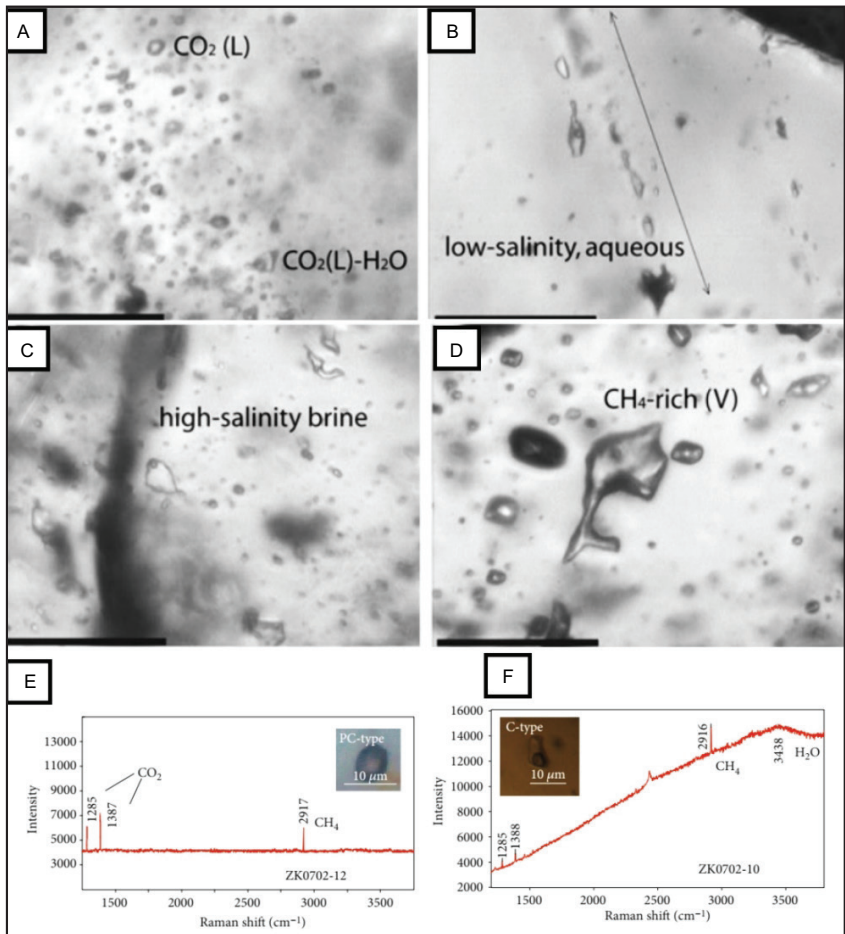


Gambar 3.37. (A) Temperatur homogenisasi vs. salinitas dari inklusi fluida endapan orogenik, dan (B) Temperatur homogenisasi vs temperatur pelelehan dari CO_2 inklusi fluida endapan emas orogenik (Bodnar drr., 2014).

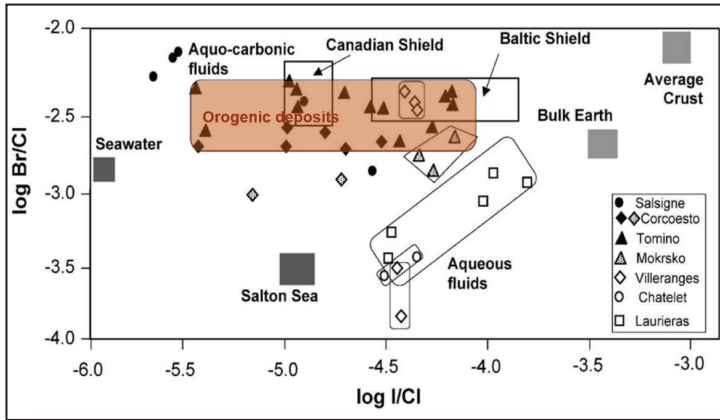
~200-400 °C, tekanan >1-4 kbar, salinitas <5-8 wt.% NaCl eq., dan komposisi H₂O-CO₂+CH₄, N₂ dan H₂S.

Studi petrografi inklusi fluida dan analisis spektrometri Raman yang dilakukan pada endapan orogenik menunjukkan fluida endapan orogenik mengandung fluida yang kaya CO₂, selain itu fluida endapan orogenik juga mengandung CH₄ dan sedikit H₂O (Gambar 3.38). Berdasarkan studi inklusi fluida tersebut, disimpulkan bahwa bijih emas berasal dari fluida yang kaya H₂O-NaCl-CO₂±CH₄ yang mentranspotasi emas dalam bentuk senyawa *bisulfide complex* (AuHS₂⁻).

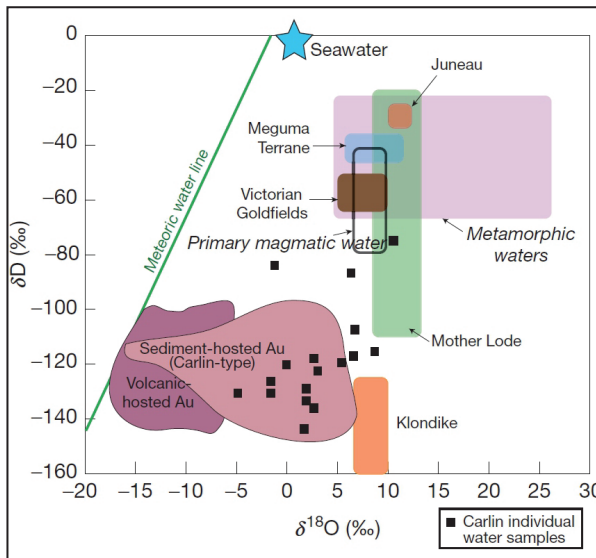
Seerti dijelaskan sebelumnya, selain analisis mikrotermometri dan spektrometri Raman terhadap inklusi fluida, dapat melakukan analisis crush-leach, isotop stabil dan analisis kimia unsur dengan menggunakan LA-ICPMS. Pemplotan data log I/Cl terhadap log Br/Cl dari inklusi fluida yang kaya CO₂ (*aqueous carbonic inclusions*) dari endapan mesotermal (orogenik) dapat dilihat pada Gambar 3.39 (Boiron dr., 2003). Nilai log I/Cl berkisar antara -5,5 sampai -4,0, dan nilai log Br/Cl berkisar antara -2,75 sampai -2,25. Pemplotan data isotop stabil δ¹⁸O terhadap deuterium (δD) dari inklusi fluida dari endapan orogenik yang didominasi oleh fluida metamorfik akan menunjukkan nilai δ¹⁸O secara umum antara 5 - 25‰, sedangkan nilai δD berkisar antara -65 sampai -20‰. Namun demikian, inklusi fluida pada beberapa endapan orogenik seperti Mother lode menunjukkan nilai δD yang lebih rendah sampai -110‰, seperti terlihat pada Gambar 3.40 (Goldfarb dr., 2005; Shanks, 2014). Nilai isotop stabil dari inklusi fluida yang berasal dari endapan orogenik lain seperti Juneau dan Meguma Terrane (Alaska, Canada) serta Victorian Goldfields di Australia juga terlihat pada Gambar 3.40.



Gambar 3.38. Petrografi inklusi fluida endapan emas orogenik di Victoria, Australia: (a) inklusi fluida *aqueous-carbonic* dengan salinitas yang rendah, (b) inklusi fluida *low salinity aqueous* yang menunjukkan *necking down*, (c) inklusi fluida dengan salinitas yang tinggi, (d) inklusi fluida dalam urat kuarsa yang kaya dengan CH₄, dan (e-f) Spektrum Raman yang menunjukkan kehadiran CO₂ dan CH₄ pada fluida endapan orogenik (Cai *et al.*, 2019).



Gambar 3.39. Pemplotan $\log I/Cl$ vs. $\log Br/Cl$ dari *crush-leach analysis* terhadap inklusi fluida dari endapan orogenik (dimodifikasi dari Boiron dr., 2003).



Gambar 3.40. Pemplotan data isotop stabil $\delta^{18}O$ vs. δD dari inklusi fluida endapan orogenik yang didominasi oleh fluida (air) metamorfik (Goldfarb dr., 2005; Shanks, 2014).

4

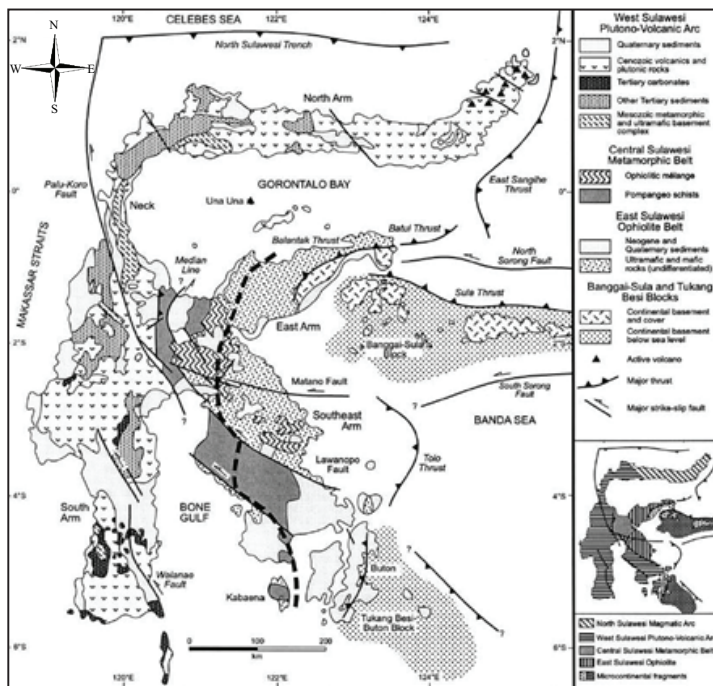
BAB 4 ENDAPAN EMAS OROGENIK DI INDONESIA

4.1. PULAU SULAWESI

Pulau Sulawesi, yang terletak di bagian tengah negara kepulauan Republik Indonesia, memiliki tatanan tektonik dan geologi yang sangat kompleks sebagai akibat dari pertemuan 3 lempeng konvergen Eurasia, Australian dan Pasifik. Sulawesi tersusun oleh fragmen - fragmen benua yang dipisahkan oleh *suture - suture* yang relatif sempit, terdiri dari busur vulkanik dan batuan-batuan ofiolit yang masing - masing diterobos batuan plutonik dan ditutupi oleh batuan vulkanik yang pada umumnya merupakan produk penunjaman (Hall, 1996, 2014).

Berdasarkan sejarah tektoniknya, Pulau Sulawesi bisa dibedakan menjadi beberapa provinsi tektonik yaitu Busur Plutono-Vulkanik Sulawesi Barat, Sabuk Metamorf Sulawesi Tengah, Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur dan Blok Banggai-Sula dan Buton-Tukang Besi Blocks (Gambar 4.1) (Sukamto, 1975; Hamilton, 1979; Carlile drr., 1990, Hall dan Wilson, 2000).

Busur Plutono-Vulkanik Sulawesi Barat menempati lengan selatan dan lengan barat pulau. Lengan selatan tersusun oleh batuan sedimen Kenozoikum yang tebal dan sekuen batuan vulkanik yang menutupi batuan dasar metamorf Latimojong berumur Kapur Tengah dengan endapan-endapan klastik laut dangkal di bagian utaranya (Sukamto, 1975; van Leeuwen, 1981). Lengan pulau bagian utara tersusun oleh busur vulkanik yang berasosia-



Gambar 4.1. Tektonik dan geologi regional Pulau Sulawesi (Hall and Wilson, 2000).

si dengan penunjaman berarah barat dari lempeng Laut Maluku kala Miosen Akhir sampai sekarang (Jezek dr., 1981; Elburg dan Foden, 1998).

Sabuk Metamorf Sulawesi Tengah diasumsikan sebagai produk kolisi antara fragmen-fragmen Gondwana dan batas lempeng benua aktif Asiatik kala Oligosen Akhir sampai Awal Miosen (Vileneuve dr., 2002). Kolisi menghasilkan batuan - batuan metamorf termasuk kompleks sekis Pompangeo dan kompleks *melange* (Parkinson dr., 1998), demikian pula Komplek Ofiolit Lamasi berumur Miocene (Bergman dr., 1996). Sabuk metamorf ini separtinya merupakan zona *suture* yang memisahkan antara bagian barat dan timur Sulawesi.

Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur memanjang dari bagian tengah Sulawesi sampai lengan timur dan tenggara pulau. Sabuk ini diinterpretasikan sebagai kompleks akresi Neogen yang terbentuk akibat adanya penunjaman berarah barat dan oleh penunjaman sebagian blok Banggai-Sula di lengan timur dan blok Tukang Besi di lengan tenggara. Komplek ofiolit ini tersusun oleh sisa - sisa mantel peridotit, batuan mafik-ultramafik, gabbro, dolerit berlembar dan batuan vulkanik basaltik. Secara tektonik sabuk ofiolit ini dipisahkan dan tersesarkan kuat terhadap batuan metamorf dan sedimen Mesozoik (Silver drr., 1978; Simandjuntak 1986; Monnier drr., 1995).

Blok Banggai-Sula dan Buton-Tukang Besi merupakan fragmen mikrokontinen yang berada di bagian timur dan tenggara Pulau Sulawesi. Blok ini memiliki basemen batuan metamorf yang diterobos oleh granitoid Paleozoik Akhir dan ditutupi oleh produk - produk batuan vulkanik *felsic* sampai *intermediate* (Pigram dan Panggabean, 1984). Kepulauan Buton tersusun oleh batuan - batuan metamorf yang berasosiasi dengan ofiolit, batugamping laut dalam Mesozoik - Paleogen (Smith dan Silver, 1991), batuan mafik dan ultramafik serta sedimen - sedimen Neogen dan Kuartar. Kolisi dari blok - blok mikrokontinen Buton dan Banggai-Sula dengan zona penunjaman sepanjang batas timur dari *Sundaland* selama Neogene membentuk framework tektonik Pulau Sulawesi saat ini. Fase saat ini dari aktifitas orogenesis masih berlangsung (Simandjuntak dan Barber, 1996).

Berbagai jenis dan tipe endapan mineral terutama mineral logam banyak dijumpai di Pulau Sulawesi. Endapan nikel beserta komoditi - komoditi ikutannya banyak dijumpai di bagian tengah dan timur pulau sebagai produk lateritisasi dari batuan asal ultrabasa di Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur. Sebagian besar sumberdaya dan produksi nikel Indonesia berasal dari kawasan ini.

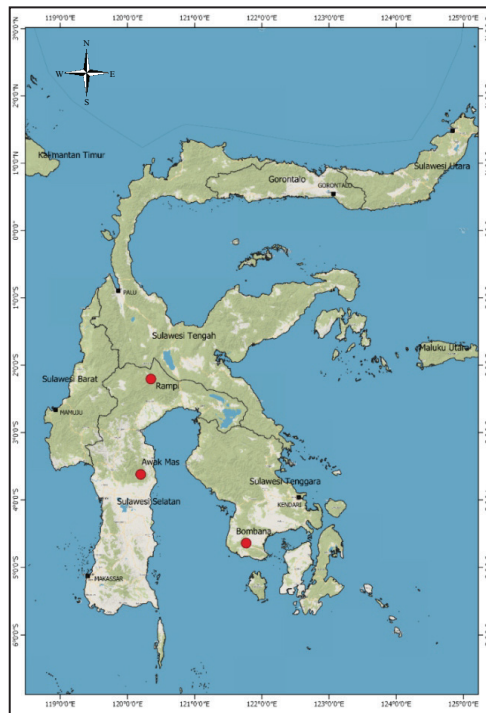
Endapan - endapan primer emas dan perak banyak ditemukan dalam sistem epitermal. Endapan tipe porfiri pada umumnya membawa emas, tembaga namun ada beberapa yang membawa molibdenum. Tipe endapan primer lainnya adalah skarn dan *volcanogenic massive sulphide* (VMS) yang membawa emas dan logam - logam dasar. Tipe - tipe endapan tersebut terkait proses hidrotermal dari aktivitas magmatisme yang umum dijumpai di Indonesia.

Endapan emas tipe epitermal dan porfiri banyak ditemukan di lengan utara Pulau Sulawesi. Endapan emas epitermal pada umumnya berasosiasi dengan breksi hidrotermal dan urat-urat kuarsa. Emas hadir secara dominan di dalam mineral sulfida pirit dan beberapa sebagai electrum dan *free gold*. Beberapa lokasi endapan emas epitermal tersebut di antaranya adalah Binabase-Bawone, Bakan, Lanut, Riska, Motomboto, Doup, Lanut, Bolangitang, Gunung Pani, Tanoyan, Totopo, dan Toka Tindung (Carlile dr., 1990; Kavalieris dr., 1992; Van Leeuwen dan Pieters, 2012). Endapan tembaga-emas tipe porfiri ditemukan di Bahumbang, Dunu, and Bulagidun, Tapadaa, Tombulilato, dan Taware yang berasosiasi dengan batuan vulkanik yang diintrusi oleh granodiorit dan diorit (Lowder dan Dow, 1978; Kavalieris dr., 1992; Perello, 1994; Van Leeuwen dan Pieters, 2012).

Di bagian barat - selatan Sulawesi, endapan epitermal kurang berkembang, namun dijumpai beberapa endapan porfiri (tembaga-emas dan molibdenum), *intrusion-related*, *volcanogenic massive sulphide*, skarn, dan endapan emas pada batuan metamorf. Endapan tembaga - emas porfiri ditemukan di Sasak dan Masa-bo serta endapan molibdenum porfiri terbentuk di Malala (Kavalieris dr., 1992; Van Leeuwen dr., 1994; Van Leeuwen dan Pieters, 2012). Prospek Malala merupakan satu - satunya endapan molibdenum porfiri yang signifikan di Indonesia. Endapan logam - logam dasar yang terkait dengan intrusi ditemukan di Baturappe

dan Esang, endapan - endapan *volcanogenic massive sulphide* di Sangkaropi dan beberapa endapan tipe skarn kaya akan besi (Van Leeuwen dan Pieters, 2012).

Beberapa endapan emas yang berasosiasi dengan batuan pembawa metamorf adalah di Palopo, Poboya, Awak Mas, Bombana, dan Rampi (Idrus dr., 2011, 2015; van Leeuwen dan Pieters, 2011; Querubin dan Walters, 2011; Ernowo dr., 2016, 2019; Ernowo, 2017; Hakim dr., 2018; Tuakia dr., 2018). Namun di antara ketiga endapan tersebut yang terkonfirmasi merupakan endapan emas orogenik adalah Awak Mas, Bombana dan Rampi dalam lokasi yang ditunjukkan Gambar 4.2 (Idrus dr., 2011, 2015; Ernowo dr., 2016, 2019; Ernowo 2017; Hakim dr., 2018).

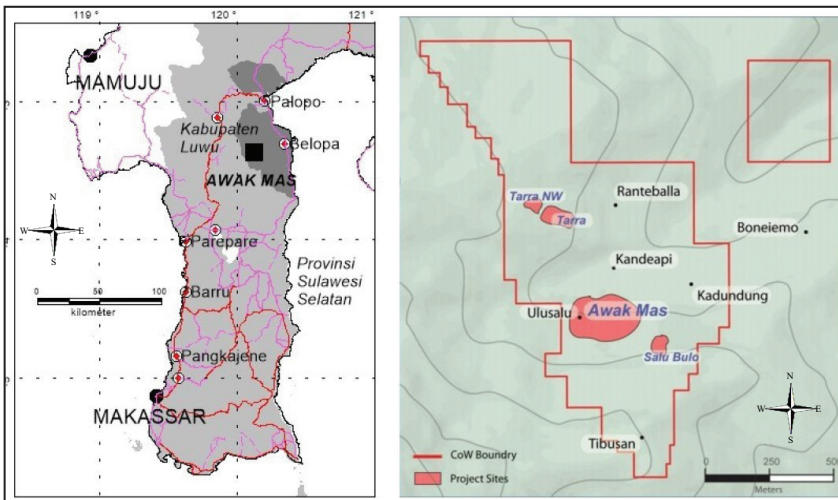


Gambar 4.2. Peta lokasi keterdapatn endapan emas orogenik di Pulau Sulawesi.

4.1.1. Awak Mas

Deposit emas Awak Mas berada di wilayah administratif Kecamatan Latimojong, Kabupaten Luwu, Provinsi Sulawesi Selatan. Lokasi ini dapat dijangkau dari Kota Makassar menggunakan kendaraan roda dua dengan jarak tempuh sekitar 370 km melewati Kota Palopo dan ibukota Kabupaten Luwu, Belopa (Gambar 4.3). Selain itu tersedia juga sarana transportasi penerbangan pesawat dari Kota Makassar ke Kota Palopo.

Secara administrasi kegiatan penyelidikan di Awak Mas dimulai sejak tahun 1987 dengan adanya Surat Ijin Penyelidikan pendahuluan (SIPP) sampai terbitnya Kontrak Karya (KK) untuk PT. Masmindo Dwi Area. Dengan adanya Kontrak Karya tersebut dilakukanlah kegiatan eksplorasi secara sistematis mulai dari kegiatan-kegiatan regional seperti penyelidikan geokimia stream sedimen, survey geofisika *airborne* dan pemetaan geologi. Hasil kegiatan tersebut ditindaklanjuti dengan kegiatan - kegiatan yang



Gambar 4.3. Peta lokasi Awak Mas dan blok Ijin Usaha Pertambangan (IUP) PT. Masmindo Dwi Area.

sama dalam skala yang lebih detail sampai dilakukan beberapa *scout drilling*.

Deposit emas Awak Mas berada di Pegunungan Latimojong yang memiliki topografi kasar sampai sedang pada ketinggian antara 800 m sampai 2.400 m di atas permukaan air laut dengan gradien kemiringan lereng yang terjal sampai sedang (Gambar 4.4). Daerah ini dan Pegunungan Latimojong di sekitarnya hampir sepanjang tahun mengalami hujan.

Kegiatan eksplorasi berkesinambungan dilakukan oleh beberapa perusahaan yang pernah terlibat di dalamnya yaitu Battle Mountain Gold, Lone Star Exploration, Gascoyne Gold Mines, JCI, Masmindo Mining Corporation, Placer Pacific, Vista Gold, dan yang terakhir oleh One Asia Resources. Dari kegiatan eksplorasi tersebut sampai saat ini telah dilakukan pemboran yang menca-



Gambar 4.4. Morfologi daerah Awak Mas dan kamp eksplorasi PT. Masmindo Dwi Area.

pai total kedalaman 130.000 meter (<https://nusantararesources.com>). Proyek eksplorasi Awak Mas di dalam blok IUP tersebut sampai saat ini menemukan 3 deposit emas yaitu Tarra, Salu Bulo dan Awak Mas itu sendiri.

Hasil perhitungan sumberdaya dari deposit emas di keseluruhan area Awak Mas menunjukkan total sumberdaya emas 2,35 juta *ounce* yang terdiri dari sumberdaya tereka dan tertunjuk masing - masing sebesar 0,37 juta *ounce* (11,5 ton) dan 1,97 juta *ounce* (61,3 ton). Hasil studi kelayakan sampai saat ini memperkirakan total cadangan emas terkira sebesar 1,53 juta *ounce* atau ekuivalen dengan 47,6 ton emas (Tabel 4.1).

Tabel 4.1. Estimasi sumberdaya dan cadangan emas di Awak Mas. Sumberdaya dilaporkan pada April 2020, cadangan dilaporkan Juni 2020 dengan *cut of grade* 0,5 g/t Au (<https://nusantararesources.com>)

	Kategori	Awak Mas	Salu Bulo	Tarra	Total	
Sumberdaya	Tereka	Bijih (Mt)	6.1	0.7	3.0	9.8
		Kadar Au (g/t)	1.11	1.07	1.29	1.16
		Emas (Moz)	0,22	0,02	0,13	0,37
	Tertunjuk	Bijih (Mt)	41.2	3.0	-	44.2
		Kadar Au (g/t)	1.37	1.68	-	1.39
		Emas (Moz)	1,81	0,16	-	1,97
Cadangan	Terukur	Bijih (Mt)	-	-	-	-
		Kadar Au (g/t)	-	-	-	-
		Emas (Moz)	-	-	-	-
	Terkira	Bijih (Mt)	32.7	2.9	-	35.6
		Kadar Au (g/t)	1.3	1.66	-	1.33
		Emas (Moz)	1,37	0,16	-	1,53
	Terbukti	Bijih (Mt)	-	-	-	-
		Kadar Au (g/t)	-	-	-	-
		Emas (Moz)	-	-	-	-

Geologi

Endapan emas Awak Mas berada pada batuan metamorf Formasi Latimojong (Archibald dr., 1996; Querubin dan Waters, 2012; Ernowo dr., 2015, 2016, 2019; Ernowo, 2017, Al Hakim dr., 2018, Tuakia dr., 2019). Formasi Latimojong berumur Kapur

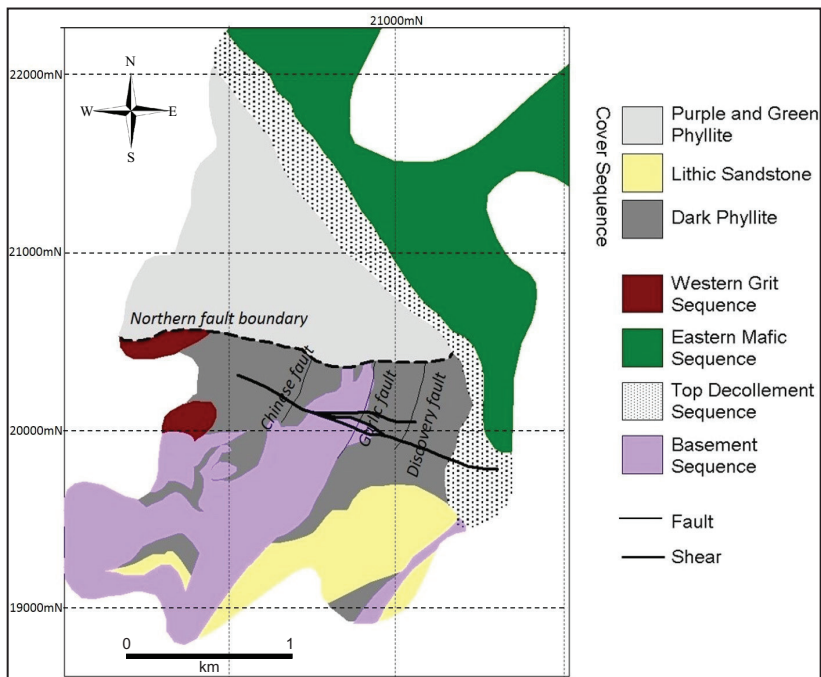
Tengah (Sukamto, 1975) dikenal juga sebagai *Latimojong Metamorphic Complex* yang merupakan kompleks akresi yang disusun oleh batuan metamorf derajat rendah sampai tinggi dari batuan asal silisiklastik, karbonat dan batuan vulkanik (White dr., 2017). Batuan metamorf tersebut secara tektonik bercampur dengan rintang dan batuan - batuan kompleks ofiolit.

Komplek batuan metamorf ini di bagian barat secara tidak selaras ditutupi oleh batuan sedimen klastik Formasi Toraja berumur Eosen-Oligosen dan Formasi Makale berumur Miosen Awal-Tengah. Di bagian timur secara tidak selaras ditutupi oleh Komplek Ofiolit Lamasi berumur Miosen (Bergman dr., 1996; Djuri dr., 1998; White dr., 2017).

Di daerah Awak Mas *Latimojong Metamorphic Complex* secara lokal dibedakan menjadi Sekuen *Basement* dan Sekuen *Cover* (Archibald dr., 1996; Querubin dan Waters, 2012). Sekuen *Basement* tersusun oleh batuan metamorf fasies sekis biru, diorite dan sedikit batuan - batuan ultrabasa berumur Kapur Bawah. Komposisi penyusun Sekuen *Cover* terdiri dari endapan-endapan laut turbidit dan batuan vulkanik yang termetamorkan dalam fasies sekis hijau.

Secara rinci Archibald dr., (1996) membagi batuan penyusun daerah Awak Mas berdasarkan sejarah tektonik dan pengendapannya menjadi 5 sekuen batuan yaitu *Basement*, *Top Decollement*, *Eastern Mafic*, *Western Grit* dan *Cover Sequence* (Gambar 4.5). Masing-masing sekuen tersebut pada umumnya dibatasi satu sama lain oleh sesar mengikuti keberadaan sesar utama.

Sekuen *Basement* terdiri oleh batuan gneiss, sekis, diorite dan batuan - batuan ultrabasa. Sekuen *Top Decollement* tersusun oleh batuan karbonat yang sudah mengalami deformasi kuat yang memisahkan antara sekuen *Eastern Mafic* dengan sekuen *Cover*. Sekuen *Cover* merupakan sekuen yang paling banyak tersingkap

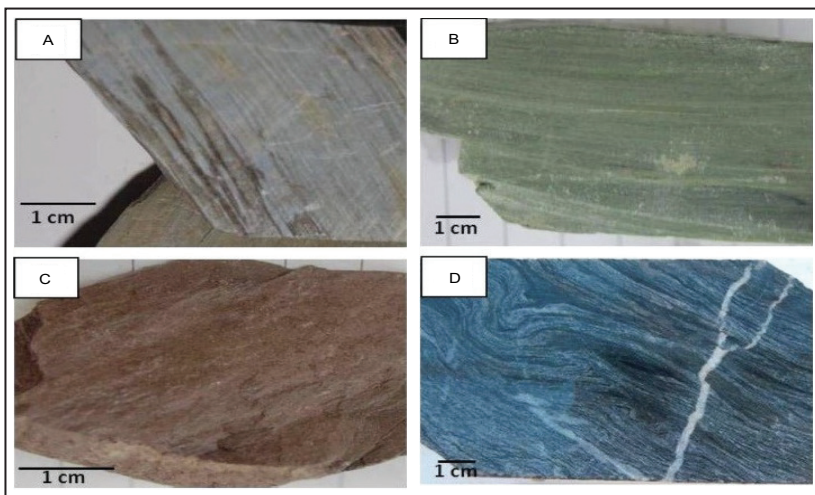


Gambar 4.5. Peta geologi Awak Mas (Archibald dr., 1996; Querubin dan Waters, 2012 dalam Ernowo dr., 2019).

yang terdiri atas batuan metasedimen, batupasir dan konglomerat. Sekuen *Western Grit* didominasi oleh konglomerat. Daerah prospek deposit Awak Mas dipotong oleh 3 sesar utama yaitu Sesar Chinese, Sesar Garlic, dan Sesar Discovery.

Litologi pembawa mineralisasi di Awak Mas didominasi oleh batuan metasedimen berupa filit dan sekis yang merupakan penyusun dari sekuen Cover (Gambar 4.6). Secara umum filit dicirikan dengan batuan berkilap, berukuran halus dan mengalami foliasi kuat.

Filit gelap berwarna abu-abu kaya akan material-material organik dengan komposisi serisit, feldspar, kuarsa, oksida besi dan mineral - mineral opak. Filit hijau didominasi mineral - mineral



Gambar 4.6. Contoh batuan metamorf pembawa mineralisasi di Awak Mas (Ernowo dr., 2019). (A) Filit hitam, (B) Filit hijau, (C) Filit merah, dan (D) Sekis.

muskovit, albit, klorit, kuarsa dan biotit serta mineral - mineral aksesori berupa rutil, pirit, apatit dan mineral - mineral lempung. Filit merah dicirikan oleh kandungan oksida besi yang tinggi dibanding filit lainnya dengan komposisi serisit, feldspar, kuarsa. Sekis dicirikan foliasi kuat, dengan struktur skistosa dan milonitik. Mineralogi skis tersusun oleh albit, kuarsa, kalsit, muskovit, klorit, ankerit dan biotit. Siderit, apatit, rutil, zirkon, mineral - mineral sulfida dan lempung hadir sebagai aksesoris dalam jumlah kurang dari 1%. Feldspar baik dalam filit maupun sekis sebagian besar berubah menjadi serisit.

Komposisi kimia unsur-unsur utama dalam bentuk ikatan oksida dapat menggambarkan material asal dari batuan metamorf. Diagram kimiawi menggunakan rasio Fe_2O_3/K_2O dan SiO_2/Al_2O_3 dari klasifikasi Herron (1988) menunjukkan sebaran terbatas rasio komposisi kimia tersebut dari beberapa contoh yang dianalisis. Komposisi kimia menunjukkan batuan metamorf filit dan sekis

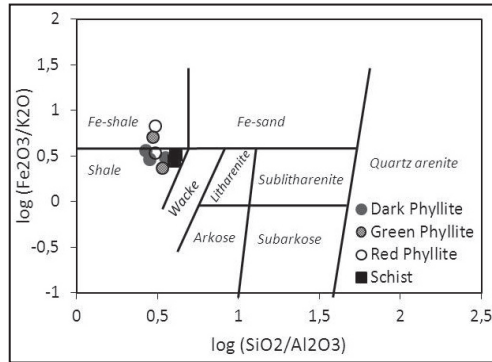
di Awak Mas berasal dari batuan asal sedimen klastik berupa serpih (*shale*) dan serpih yang kaya besi (*Fe-shale*) (Gambar 4.7).

Derajat metamorfisme yang teramati dari batuan - batuan di Pegunungan Latimojong berkisar antara fasies sekis biru sampai fasies sekis hijau (Gisolf 1919, Archibald dr., 1996). Metamorfisme pada Sekuen *Cover* dicirikan oleh adanya penggantian mineral - mineral lempung oleh serisit dan klorit.

Serpih dan serpih kaya Fe yang termetamorfkan menjadi filit dan sekis memiliki komposisi mineral berupa muskovit, klorit, kuarsa, albit oksida besi dan biotit yang merupakan kumpulan mineral penciri fasies metamorfisme sekis hijau. Suhu pembentukan batuan metamorf fasies sekis hijau ini pada umumnya bervariasi dari 300°C to 500°C pada tekanan rendah dibawah 1.0 GPa (Bucher and Grapes 2011).

Alterasi

Zona alterasi pada batuan pembawa mineralisasi baik filit maupun sekis dibedakan berdasar komposisi mineral ubahannya. Perbedaan zona alterasi ini dipengaruhi oleh jarak dari zona keberadaan urat-urat kuarsa produk hidrotermal. Dalam zona yang dekat (proksimal) dan zona yang jauh (distal). Albitisasi, kloritisa-

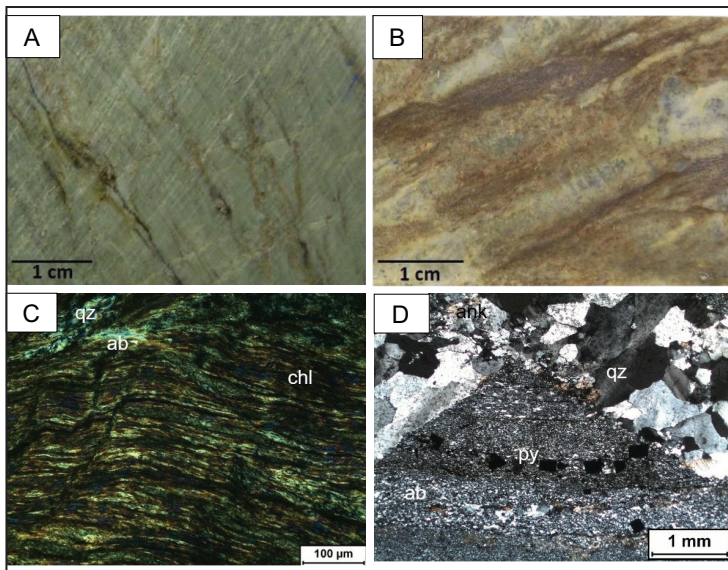


Gambar 4.7. Klasifikasi batuan asal metamorf berdasarkan atas $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs. $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ model Herron (1988) (Ernowo, 2017).

si, silisifikasi, dan karbonatisasi teridentifikasi dalam zona alterasi masing-masing batuan samping (Ernowo, 2017; Al Hakim dr., 2018; Ernowo dr., 2019).

Alterasi pada batuan filit

Zona distal pada batuan filit berupa alterasi albit-klorit, sementara pada zona proksimal dicirikan komposisi mineral ubahan albit-ankerit-pirit (Ernowo, 2017; Ernowo dr., 2019). Zona alterasi albite-klorit pada batuan filit menunjukkan ciri berwarna abu-abu kehijauan yang dipengaruhi oleh kandungan klorit. Batuan pada zona ini mengalami foliasi kuat dan terpotong oleh urat-urat kuar-sa-kalsit (Gambar 4.8A).



Gambar 4.8. Contoh batuan filit terubah dari Awak Mas: (A) Filit terubah albit-klorit pada zona distal, (B) Filit terubah albit-ankerit-pirit pada zona proksimal, (C) Foto mikroskop tekstur foliation dan komposisi mineral zona alterasi albite-klorit, (D) Foto mikroskop menunjukkan sebaran pirit yang mengganti mineral-minerall pembawa Fe sepanjang foliasi pada zona ubahan albit-ankerit-pirit (Ernowo dr., 2019).

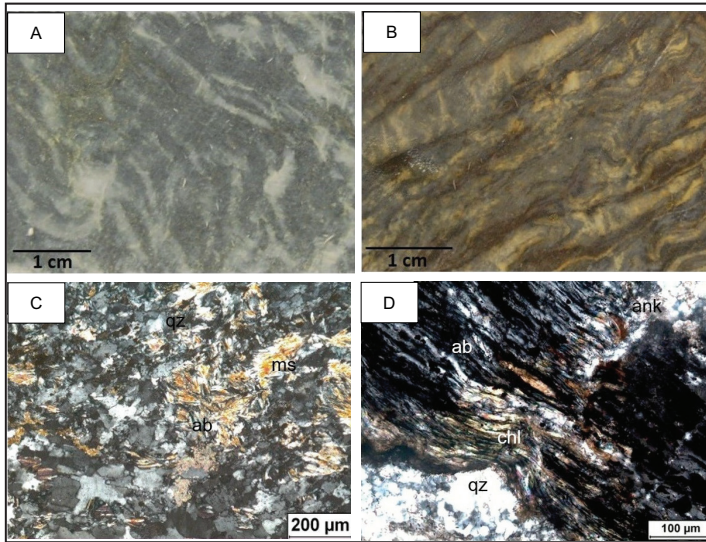
Zona alterasi albit-klorit memiliki komposisi mineral yang secara dominan tersusun oleh albit diikuti klorit, kalsit, muskovit dan kuarsa dengan tambahan mineral-mineral aksesoris apatit, pirit, rutil dan mineral-mineral lempung. Mineral sekunder utama yang terbentuk akibat proses hidrotermal di dalam zona ini adalah albit, klorit dan kalsit. Albit dan klorit hadir menggantikan masa dasar dan butiran mineral muskovit sepanjang foliasi, sementara kalsit hadir baik mengisi rekahan maupun tersebar mengganti fragmen batuan. Zona alterasi albit-klorit ini bisa mencapai ketebalan 30 meter.

Zona alterasi proksimal pada batuan filit memiliki komposisi mineral sekunder albit-ankerit-pirit dengan ketebalan zona dari beberapa centimeter sampai sekitar 25 meter. Batuan pada zona alterasi ini memiliki kenampakan warna coklat ke abu-abuan (Gambar 4.8B). Mineral penyusun paling dominan adalah albit mencapai 80% diikuti ankerit (9%), pirit (3%), siderite (2%), klorit (1%) dan sisanya adalah mineral - mineral aksesoris berupa muskovit, apatit, kalkopirit, rutil dan mineral lempung.

Mineral sekunder yang dominan di dalam zona ubahan proksimal pada filit ini adalah albit yang mengganti hampir keseluruhan muskovit dengan menyisakan tekstur foliasi (Gambar 4.8C). Pirit hadir tersebar sepanjang foliasi (Gambar 4.8D). Zona ubahan ini dipotong oleh urat-urat albit-kuarsa ankerit dengan ketebalan antara 2 - 5 cm dan urat-urat siderite-ankerit dengan ketebalan 1 - 2 mm.

Alterasi pada batuan sekis

Batuan sampling sekis mengalami alterasi albitisasi dan silifikasi pada zona distal yang dicirikan oleh kehadiran mineral sekunder yang dominan berupa albit dan kuarsa. Batuan mengalami albitisasi dan silifikasi yang kuat namun masih menyisakan fabrik aslinya (Gambar 4.9A). Albit merupakan komposisi paling



Gambar 4.9. Conto batuan sekis terubah dari Awak Mas: (A). Sekis terubah albit-kuarsa zona distal; (B). Sekis terubah albit-ankerit-pirit pada zona proksimal; (C). Struktur skistosa dan milonitik darikuarsa dan krenulasi albit mengganti muskovit sepanjang foliasi dalam zona ubahan albit-kuarsa; (D). Tekstur porfiroblastik dari rekristalisasi kuarsa dan penggantian muskovit oleh albit pada zona ubahan albi-ankerit-pirit. (Ernowo drr., 2019).

dominan diikuti kuarsa, muskovit, klorit, ankerit ditambah mineral aksesoris berupa siderit, kalsit, apatit, pirit, kalkopirit, rutil, zirkon, dan mineral-mineral lempung.

Zona alterasi albit-kuarsa ini mencapai tebal dari beberapa centimeter sampai sekitar 20 meter dan dipotong oleh urat-urat kuarsa kalsit setebal kurang lebih 0,3 centimeter. Mineral sekunder dalam zona alterasi ini adalah albit, kuarsa dan klorit. Silisifikasi dicirikan oleh kehadiran butiran-butiran kuarsa sekunder berukuran 0,01-1mm. Albit dan klorit mengganti masa dasar muskovit maupun butiran-butiran pada foliasi.

Zona proksimal dicirikan oleh mineral ubahan *albite-ankerite-pyrite* (Gambar 4.9B). Komposisi mineral pada zona ubahan

ini didominasi oleh *albite* (~65 %) diikuti kuarsa (~15 vol%), muskovit (~5 vol%), ankerit (~5 vol%), pirit (~2 vol%), siderit (~2 vol%), klorit (~1 vol%) ditambah mineral aksesoris kalsit, apatit, kalkopirit, rutil, zircon dan mineral-mineral lempung. Pirit tersebar sepanjang foliasi dan porfiroblastik (Gambar 4.9C).

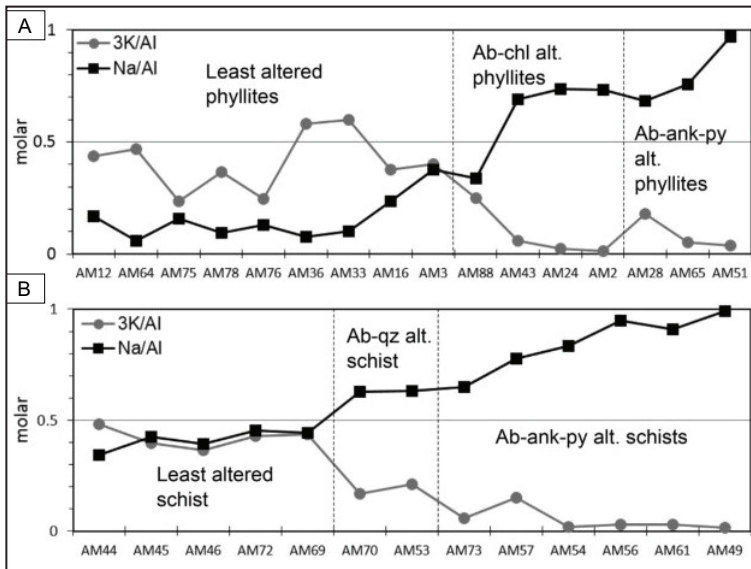
Zona alterasi ini setebal dari beberapa cm sampai sekitar 75 m dan dipotong oleh urat kuarsa-ankerit-albit baik yang sejajar maupun memotong foliasi. Mineral sekunder yang dominan adalah albit yang mengganti hampir keseluruhan muskovit (Gambar 4.9D).

Indeks alterasi yang menggambarkan intensitas ubahan diaplikasikan untuk mengetahui variasi kimiawi pada masing - masing zona alterasi di Awak Mas. Metode ini banyak diaplikasikan pada beberapa endapan emas tipe orogenik di dunia (Kishida dan Kerrich, 1987; Eilu dr., 1995, 1998, 2001; Eilu dan Groves, 2001; Christie dan Brathwaite, 2003). Indeks kehadiran mineral albit ditunjukkan oleh indeks Na/Al dan muskovit oleh indeks 3K/Al dalam Gambar 4.10 (Ernowo dr., 2019).

Batuan filit asal yang belum banyak mengalami alterasi (*least altered*) memiliki rasio Na/Al yang rendah dan 3K/Al yang sedang. Komposisi kimiawi akan berubah sebaliknya pada zona alterasi albit-klorit dan alterasi albite-ankerit-pirite dimana indeks Na/Al semakin meningkat dan 3K/Al semakin menurun (Gambar 4.10A).

Hal yang sama ditunjukkan pula pada batuan asal sekis, dimana batuan sekis asal yang sedikit terubah (*least altered*) memiliki indeks Na/Al and 3K/Al sedang. Indeks Na/Al semakin meningkat dan pengurangan indeks 3K/Al ketika dihitung pada batuan yang mengalami alterasi albit-kuarsa dan semakin menerus pada zona alterasi albit-ankerit-pirit (Gambar 4.10B).

Pada zona proksimal, alterasi batuan filit dan sekis menunjukkan kesamaan ciri petrografi maupun geokimia dimana komposisi



Gambar 4.10. Profil geokimia alkali (molar $3K/Al$ dan Na/Al) alterasi pada batuan pembawa mineralisasi (A) filit, (B) sekis (Ernowo 2017; Ernowo dr., 2019). AM adalah nomer conto batuan.

mineralnya didominasi oleh albit-ankerit dan pirit. Delineasi zona alterasi berdasarkan indeks Na/Al dan $3K/Al$ menunjukkan bahwa alumina hadir bersamaan dengan mineral albit dan muskovit.

Penggantian muskovit oleh albit dan penggantian klorit oleh pirit serta ankerit merupakan tipe reaksi alterasi pada zona proksimal baik filit maupun sekis. Pengurangan sulfur pada larutan hidrotermal bisa menyebabkan destabilisasi kompleks Au-S terlarut yang menunjukkan kaitan erat antara sulfidasi dan karbonisasi dengan pengendapan emas (Ernowo, 2017; Ernowo dr., 2019).

Peningkatan derajat alterasi hidrotermal dari zona distal ke proksimal di Awak Mas dicirikan oleh pencucian (*bleaching*) batuan samping, penggantian muskovit oleh albit yang ditandai dengan perubahan indeks alterasi sodium dengan meningkatnya rasio Na/Al dan berkurangnya $3K/Al$, berkembangnya karbonati-

sasi dengan terbentuknya ankerit dan siderite, bertambahnya mineral - mineral sulfida terutama pirit, semakin banyaknya urat-urat kuarsa-ankerit-albit.

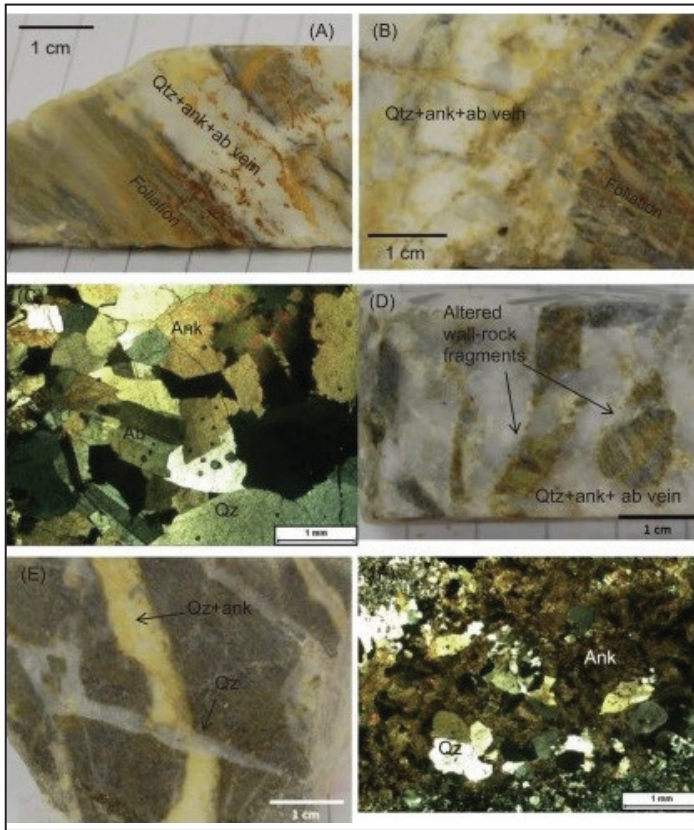
Mineralisasi

Mineralisasi emas berkaitan dengan keberadaan mineral - mineral *sulfide* di dalam zona alterasi albit-ankerit-pirit baik dalam batuan pembawa filit maupun sekis. Pirit merupakan mineral sulfida yang dominan dengan tambahan *sulfide* lain berupa galena, dan kalkopirit dalam jumlah yang sangat sedikit (Ernowo 2017; Al Hakim, 2018; Ernowo dr., 2019).

Kemunculan mineral - mineral sulfida tersebut berasosiasi dengan beberapa jenis urat kuarsa, baik dalam komposisi uratnya maupun struktur yang sejajar maupun memotong foliasi. Berbagai tipe urat tersebut muncul bersama didalam zona mineralisasi yaitu urat kuarsa-ankerit-albit, breksi kuarsa-ankerit-albit dan urat kuarsa-ankerit-siderit (Gambar 4.11).

Urat kuarsa-ankerit-albit memotong batuan pembawa dalam kondisi sejajar maupun tegak lurus terhadap foliasi (Gambar 4.11A, B). Urat tersusun oleh kuarsa (90%), ankerit (5-10%) dan sekitar 5% albit dengan rutil dan apatit sebagai mineral aksesoris (Gambar 4.11C). Mineral sulfida sangat jarang ditemukan dalam urat, hanya sedikit pirit muncul dalam kontak batuan samping. Urat tipe ini memiliki ketebalan bervariasi antara 0,5 sampai 20 centimeter.

Zona breksi hidrotermal memiliki ketebalan antara 10 cm sampai 3 m (Gambar 4.11D). Breksi tersusun oleh fragmen rombakan batuan samping berukuran mencapai 3 cm berbentuk menyudut dengan masa dasar kuarsa-ankerit-albit. Pirit muncul di dalam fragmen batuan samping teralterasi filit atau sekis. Rutil dan apatit hadir sebagai mineral aksesoris di dalam matriks.

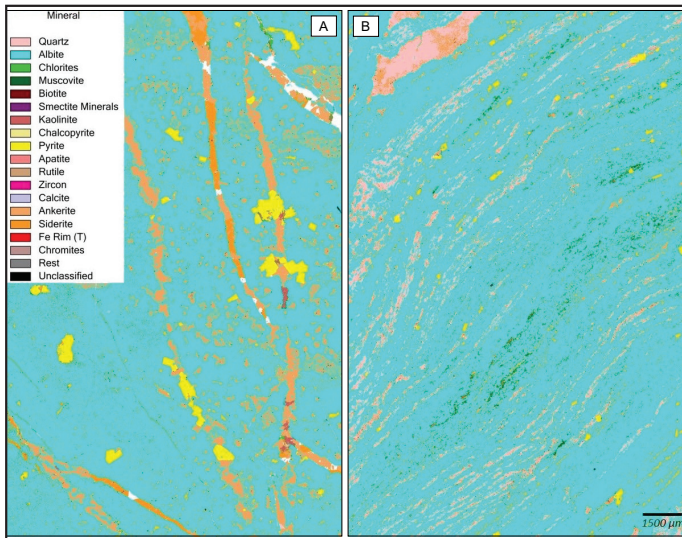


Gambar 4.11. Berbagai tipe urat yang berasosiasi dengan mineralisasi emas di Awak Mas (A) Urat kuarsa-ankerit-albit yang sejajar dengan foliasi, (B) Urat kuarsa-ankerit-albit yang memotong foliasi, (C) Foto mikro menunjukkan komposisi kuarsa-ankerit-albit dalam urat, (D) Breksi kuarsa-ankerit-albit dengan fragmen albite-ankerit-pirit pada batuan teralterasi (E) Urat kuarsa-ankerit-siderit dipotong oleh urat kuarsa (F). Fotomikro menunjukkan asosiasi urat kuarsa ankerit dengan pirit. (Ernowo 2017; Ernowo dr., 2019).

Urat kuarsa-ankerit-siderit muncul dalam ukuran tebal beberapa milimeter sampai 1 centi meter dan memotong batuan samping teralterasi (Gambar 4.11E). Urat tipe ini tersusun oleh sekitar 70 - 80 % kuarsa, 20 - 30 ankerit dan siderite dan sekitar 5% pirit dengan klorit sebagai mineral aksesori (Gambar 4.11F).

Urut-urur kuarsa yang tidak membawa mineralisasi terbentuk pada fase akhir dari proses hidrotermal. Hadir dalam bentuk urat kuarsa-kalsit yang memotong zona alterasi distal dan batuan samping yang hanya sedikit mengalami alterasi baik filit maupun sekis.

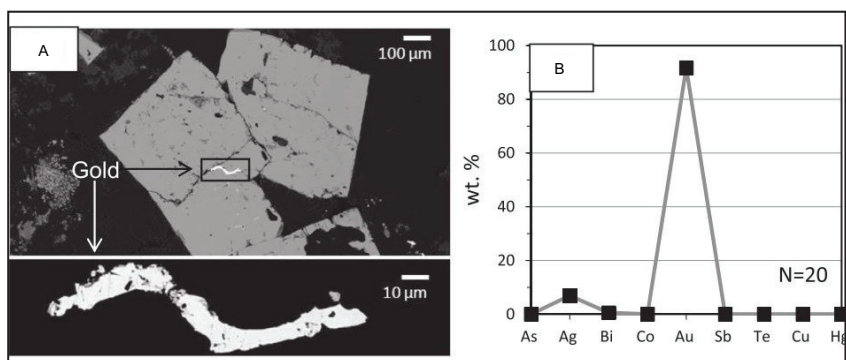
Mineral-mineral sulfida yang terdiri dari pirit, galena dan kalkopirit hadir dalam dalam masa dasar albit dan mengisi rekahan yang berasosiasi dengan urat-urat kecil ankerit (Gambar 4.12A) serta tersebut tersebar mengikuti relik-relik foliasi (Gambar 4.12A,B). Pirit berukuran halus adalah yang paling banyak hadir diantara sulfida lainnya. Butiran pirit pada umumnya mengalami retakan dan terisi oleh rekristalisasi kuarsa dan albit. Galena dan kalkopirit juga muncul sebagai inklusi di dalam pirit.



Gambar 4.12. Peta mineral hasil analisis QemScan menunjukkan distribusi sulfida dan mineral - mineral lain di dalam zona alterasi albite-ankerit-pirit (A) Pirit tersebar dan berasosiasi dengan urat - urat tipis ankerit pada batuan samping filit, (B) Pirit tersebar mengikuti sisa - sisa foliasi pada batuan sekis teralterasi. (Ernowo 2017; Ernowo drr., 2019).

Hampir semua butiran emas teramati sebagai inklusi di dalam pirit, dan sangat jarang dijumpai sebagai free gold (Ernowo, 2017; Al Hakim, 2018; Ernowo dr., 2019). Butiran emas dalam ukuran mikroskopis hadir sebagai inklusi dan mengisi rekahan dalam pirit yang terdeformasi pada zona alterasi albit-ankerit-pirit baik batuan sampling filit maupun sekis (Gambar 4.13A).

Butiran emas mengisi rekahan pada pirit teramati pada zona alterasi albite-ankerite-pyrite. Hasil pengukuran menggunakan *electron microprobe analyzer* (EPMA) menunjukkan butiran emas mengandung 90-92% Au dan 6 - 8% Ag. Elemen - elemen tambahan yang terukur didalam butiran emas adalah As, Bi, Co, Sb, Te dan Cu yang masing-masing dibawah 1% dan Hg tidak terdeteksi. sekis (Gambar 4.13B).



Gambar 4.13. (A) Foto *back scattered electron microprobe* menunjukkan butiran emas berukuran micron mengisi rekahan pirit (B) Komposisi unsur dari butiran emas. (Ernowo 2017; Ernowo dr., 2019).

Kemurnian emas (*gold fineness*) dari Awak Mas ini sangat tinggi berkisar antara 924 sampai 936, demikian juga rasio Au:Ag berkisar antara 12:1 sampai 15:1.

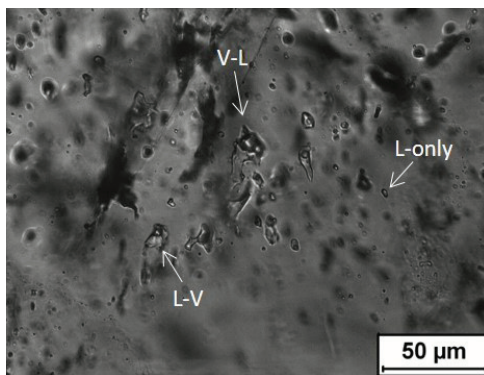
Kimiawi butiran emas tersebut sesuai dengan tipe deposit emas tipe orogenik yang dicirikan oleh *gold fineness* lebih dari 900 dan

rasio Au:Ag diatas 5:1. Kehadiran mineral-mineral ubahan, distribusi *sulfide* yang tersebar dan karakteristik kimiawi butiran emas dari Awak Mas tersebut menunjukkan tipe dan karakter dari endapan emas orogenik (Groves drr., 1998, 2003; Morrison drr., 1991).

Larutan hidrotermal

Karakteristik larutan hidrotermal dari Awak Mas diamati dari inklusi fluida meliputi petrografi, dan komposisinya. Sebanyak 3 tipe inklusi fluida teramati dari mineral kuarsa yang diambil dari urat-urat baik yang membawa mineralisasi maupun yang tidak termineralisasi yaitu bentuk inklusi dua fase yang kaya *likuid* dan kaya *vapor* serta inklusi fase tunggal kaya likuid (Gambar 4.14). Temperatur homogenisasi inklusi fluida dari urat kuarsa pembawa mineralisasi berkisar antara 275 - 325°C, lebih tinggi dibanding urat tidak termineralisasi. Larutan menunjukkan salinitas yang rendah berkisar antara 2 sampai 3 NaCl *equivalent*.

Kemunculan bersama dari inklusi dua fase yang kaya *likuid* dan kaya *vapor* dalam satu jejak *intra-granular* memberikan indikasi bahwa inklusi tersebut terjebak dalam kondisi yang berbeda dan mengindikasikan adanya proses boiling selama mineralisasi berlangsung (Bodnar drr., 1985). Kondisi tersebut didukung dengan suhu homogenisasi yang hampir sama antara inklusi

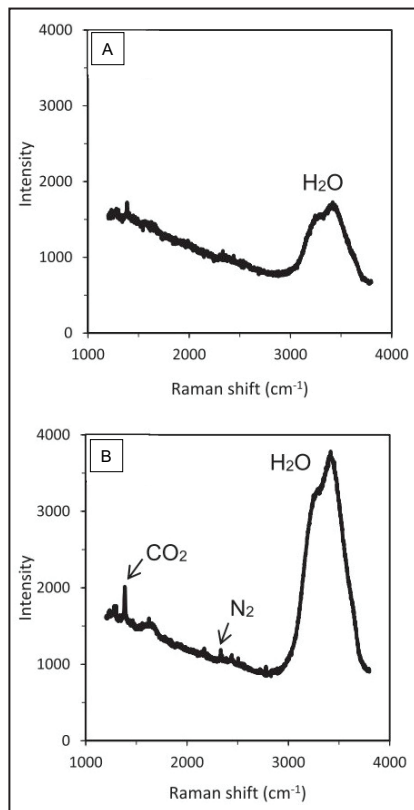


Gambar 4.14. Foto mikro inklusi fluida menunjukkan kehadiran bersama inklusi dalam bentuk irregular dan elips dari beberapa variasi inklusi fluida (Ernowo 2017; Ernowo drr., 2019).

yang kaya likuid dan kaya vapor, salinitas kaya vapor lebih rendah dibanding yang kaya likuid dan kehadiran inklusi monofase bersama dengan inklusi dua fase mengisi rekahan yang sama. (Bodnar dr., 1985; Goldstein dan Reynolds, 1994; Loucks, 2000; Goldstein, 2001). Pengukuran dengan Raman Spektroskopi menunjukkan komposisi gas berupa CO₂ dan N₂ teramati di dalam fase likuid yang didominasi H₂O (Gambar 4.15).

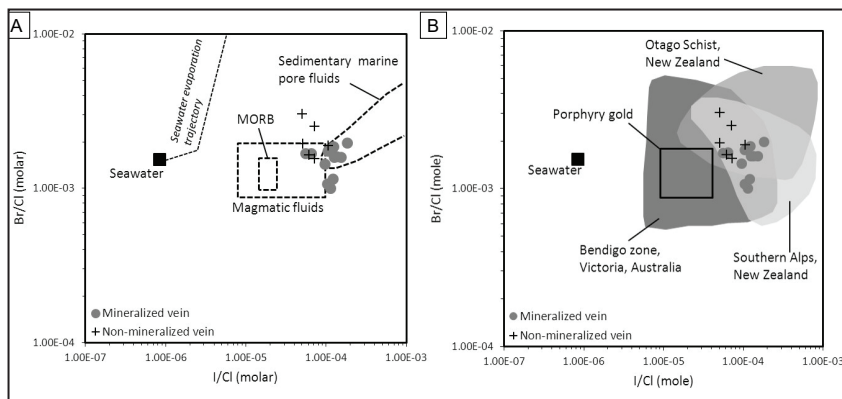
Larutan hidrotermal dengan salinitas rendah ini seperti pada umumnya yang ditemukan dalam larutan batuan metamorf (Yardley dan Graham, 2002). Karakteristik larutan tersebut ditambah kandungan CO₂ yang rendah banyak dijumpai pada beberapa endapan emas orogenik di dunia (Gebre-Mariam dr., 1993; Ridley dan Diamond, 2000; Gebresilassie-Gebremariam, 2009).

Analisis *crush-leach* dan pengukuran menggunakan *Ion Chromatography* menggambarkan komposisi halogen dalam larutan hidrotermal. Inklusi fluida dalam urat-urat pembawa mineralisasi



Gambar 4.15. Komposisi inklusi fluida dalam urat kuarsa hasil pengukuran Raman Spektroskopi, (A) Spektra H₂O, (B) Spektra H₂O dengan sedikit CO₂ dan N₂ (Ernowo 2017; Ernowo dr., 2019).

menunjukkan rasio kandungan Br/Cl berkisar antara 1.0 to 2.0 $\times 10^{-3}$ dan rasio I/Cl bervariasi dari 5.6 sampai 18.3 $\times 10^{-5}$. Rasio tersebut jauh lebih tinggi dibanding airlaut dan *mid oceanic ridge basalt* (MORB). Sebaran kandungan halogen ini secara umum mirip dengan larutan pori-pori endapan laut (Gambar 4.16A).

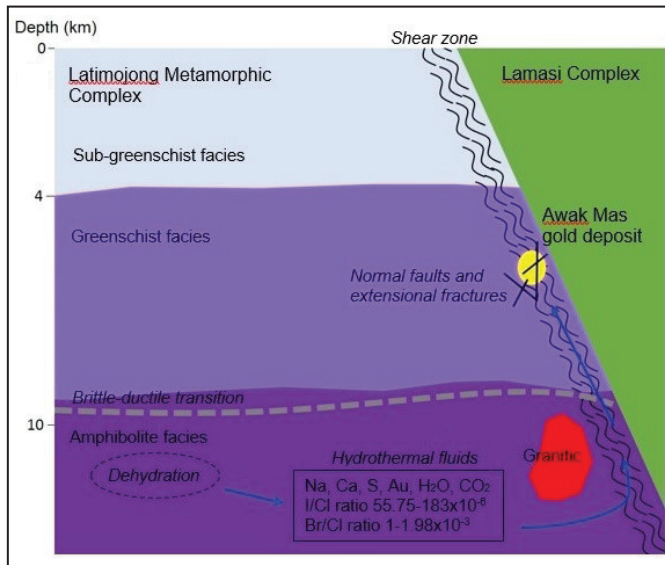


Gambar 4.16. Komposisi halogen dari inklusi fluida Awak Mas dibandingkan dengan beberapa (A) komposisi larutan dan (B) deposit emas tipe orogenik lainnya (Ernowo 2017; Ernowo dr., 2019).

Komposisi halogen dari inklusi fluida Awak Mas sangat mirip dengan beberapa endapan emas orogenik, di antaranya Bendigo and Lachlan, Victoria (Fu dr., 2012) dan Otago Schists (Goodwin dr., 2017) yang dirangkum dalam Gambar 4.16B. Rasio I/Cl yang tinggi tersebut mengindikasikan larutan asal hidrotermal berasal dari metamorphic dewatering dari batuan asal sedimen laut yang kaya akan material organik (Ernowo, 2017; Ernowo dr., 2019).

Model Genetik Endapan

Mineralisasi emas di Awak Mas dimulai dari proses devolatilisasi dan dehidrasi selama metamorfisme prograde terhadap Latimojong Metamorphic Complex (Gambar 4.17). Larutan hi-



Gambar 4.17. Model endapan emas di daerah Awak Mas (Ernowo drr., 2019).

drothermal kaya akan sodium (Na) melarutkan emas dan unsur - unsur minor lain yang terkandung dari batuan sedimen laut termetamorfkan. Larutan hidrotermal dalam volume sangat besar kemudian mengalami transportasi melalui *shear zone*.

Larutan hidrotermal yang membawa Na, Ca, S, C, and Au bereaksi dengan batuan samping filit dan sekis yang mengandung Fe dalam proses interaksi antara batuan dan larutan pada temperatur berkisar antara 275°C dan 365°C. Perubahan kondisi fisika-kimiawi dari larutan tersebut mengakibatkan terjadinya precipitasi emas dan mineral - mineral *sulfide* (Ernowo, 2017; Ernowo drr., 2019).

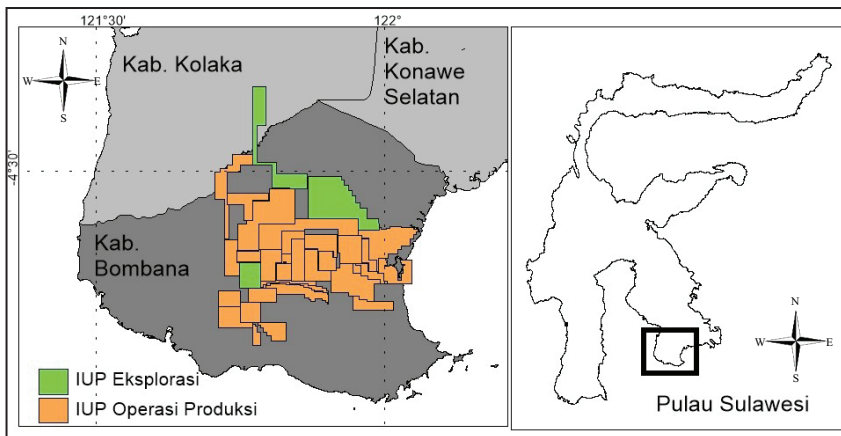
4.1.2. Bombana

Penambangan emas di Bombana di mulai dari penemuan butiran emas oleh masyarakat di endapan aliran sungai Tahi Ite, Ka-

bupaten Bombana pada tahun 2008. Informasi penemuan tersebut cepat tersebar sehingga masyarakat local maupun dari luar daerah berbondong - bondong datang dan melakukan penambangan pada endapan emas *placer* disekelilingnya.

Pada tahun 2008 tercatat lebih dari 20.000 orang penambang tradisional beraktivitas di wilayah tersebut (Harian Kompas, 18 September 2008). Pada Januari 2009, dilaporkan bahwa penambang tradisional di Kabupaten Bombana naik drastis hingga mencapai jumlah 63.000 orang (Surono dan Tang, 2009). Emas sekunder tak hanya ditemukan pada endapan aliran sungai (*placer*) saat ini, namun juga pada endapan aliran sungai purba (*paleo-placer*) dari Formasi Longkowala.

Selain oleh rakyat, saat ini kegiatan eksplorasi dan penambangan di Kabupaten Bombana sudah dilakukan juga oleh perusahaan melalui perijinan dalam bentuk Ijin Usaha Pertambangan (IUP). IUP tersebut berupa IUP Eksplorasi dan IUP Operasional Produksi sebanyak masing-masing 3 IUP dan 31 IUP (Gambar 4.18).



Gambar 4.18. Kawasan penambangan dan Izin Usaha Pertambangan IUP komoditi emas di Kabupaten Bombana, Provinsi Sulawesi Tenggara.

Kawasan penambangan emas secara administrative masuk wilayah Kabupaten Bombana, Provinsi Sulawesi Tenggara. Lokasi dapat dicapai dengan penerbangan komersial dari Jakarta-Makassar-Kendari, dengan waktu tempuh Jakarta - Makassar selama 2 jam 10 menit, Makassar-Kendari selama 45 menit. Atau dengan penerbangan langsung Jakarta-Kendari selama 2 jam 40 menit. Selanjutnya dari kota Kendari menuju ibukota Kabupaten Bombana Rumbia menggunakan kendaraan roda empat dengan waktu tempuh antara 4 - 5 jam. Dari Rumbia menuju Desa Wumbubangka melalui jalan desa yang belum dikeraskan selama 1 jam.

Geologi

Endapan emas Bombana tepatnya berada di daerah Langkowala yang memiliki morfologi berupa perbukitan terjal, perbukitan bergelombang rendah dan daerah relatif datar (Gambar 4.19).

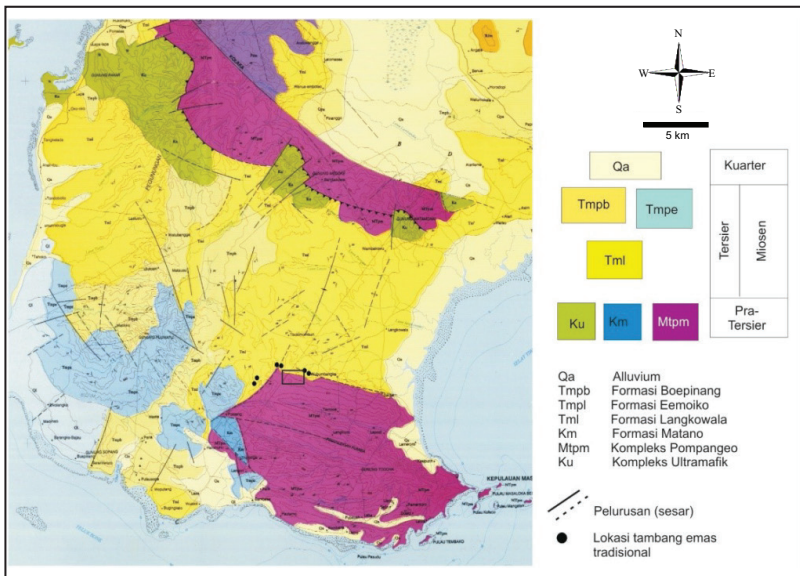


Gambar 4.19. Morfologi daerah Langkowala (Kisman drr., 2009). Bagian depan adalah pedataran, perbukitan bergelombang dan dibagian belakang berupa perbukitan terjal. Tenda-tenda pada bagian jauh adalah lokasi penambangan emas letakan oleh rakyat. Arah kamera menghadap selatan.

Daerah yang relatif datar dan perbukitan bergelombang ditumbuhi oleh rumput dan alang - alang menempati bagian utara. Perbukitan terjal berada di bagian selatan daerah ditumbuhi jenis pohon kayu yang menempati satuan batuan metamorf.

Pola aliran sungai dendritik di bagian utara mencirikan bahwa secara umum batuan yang menempati daerah tersebut relatif homogen. Di bagian selatan berkembang pola aliran sungai paralel dan sub trellis yang menunjukkan kontrol struktur berupa sesar dan kekar cukup kuat dengan batuan yang relatif keras (Kisman dr., 2009).

Litologi daerah Langkowala tersusun oleh variasi batuan sedimen dan batuan metamorf (Gambar 4.20). Formasi Langkowala

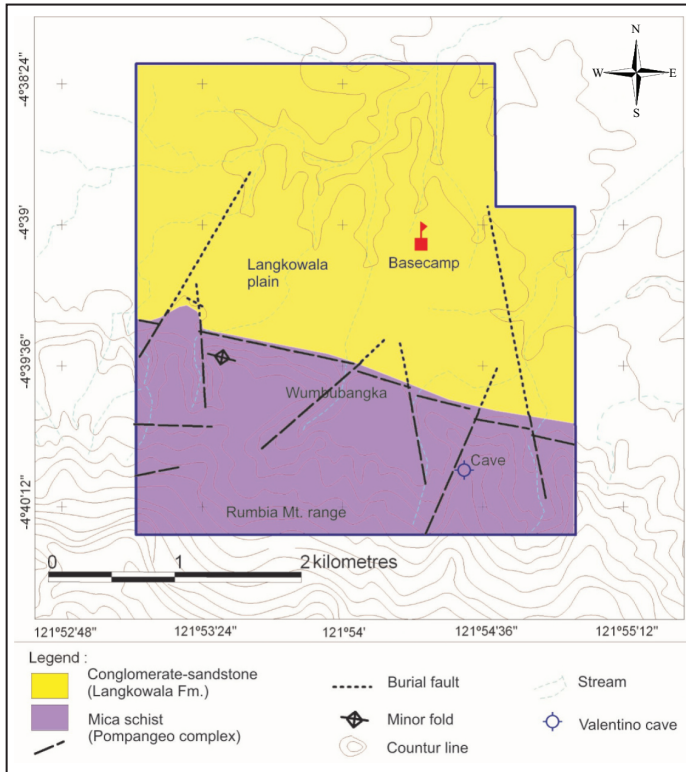


Gambar 4.20. Geologi regional dari daerah Langkolawa yang tersusun oleh Formasi Langkowala (Tml) dan diendapkan secara tidak selaras diatas batuan metamorf berumur Paleozoik Kompleks Pompangoe (Mtpm) di bagian selatan (modifikasi dari Simandjuntak dr., 1993 dan Idrus dr., 2011). Bulatan hitam menunjukkan lokasi endapan emas primer Bombana.

sendiri yang tersusun oleh batuan sedimen konglomerat, batupasir, batuserpih, dan kalkarenit di sebagian tempat (Simandjuntak dr., 1993). Formasi Longkowala merupakan bagian dari Molasse Sulawesi (Sarasin dan Sarasin, 1901 dalam Surono dan Tang, 2009) yang terbentuk secara tidak selaras di atas litologi metasedimen berumur Mesozoik dan batuan metamorf Kompleks Pompangeo. Diatas Formasi Langkowala, secara selaras diendapkan Formasi Emoiko yang tersusun oleh perselingan batugamping-napal-batupasir; dan Formasi Boepinang yang tersusun oleh batulempung pasir, napal pasir, dan batupasir. Formasi Emoiko dan Boepinang tercatat berumur Pliosen.

Kompleks Pompangeo tersusun oleh batuan metamorf dengan struktur foliasi yaitu sekis mika, sekis glaukofan, sekis amfibol, sekis klorit, jasperoidal chert, sekis genesan, marmer, dan meta-batugamping (Simandjuntak dr., 1993). Batuan metasedimen dan metamorf memiliki umur Permian-Karbon dan terdapat di Pegunungan Mendoke dan Rumbia. Sekis mika dan metasedimen tepatnya meta-batupasir dan marmer umumnya dicirikan dengan kehadiran urat kuarsa dengan ketebalan mencapai 2 meter, dan di beberapa tempat mengandung emas. Struktur geologi regional yang berkembang berupa berupa sesar diperkirakan dengan arah barat-timur yang juga paralel dengan arah foliasi dari batuan metamorf yang terbentuk pada daerah tersebut.

Daerah endapan emas Bombana tersusun oleh batuan metamorf dari Kompleks Pompangeo dan batuan sedimen yang termasuk dalam Formasi Langkowala (Gambar 4.21). Batuan metamorf yang dominan yaitu sekis mika, filit, dan metasedimen yang menjadi batuan samping dari urat kuarsa. Pada singkapan di daerah Wumbubangka teramati batuan memiliki arah foliasi secara umum N 300°E/60° (Prihatmoko dr., 2010 dalam Idrus dan Prihatmoko, 2011).



Gambar 4.21. Peta geologi daerah endapan emas Bombana yang terdiri dari batuan metamorf sekis mika dan batuan sedimen konglomerat-batupasir yang diendapkan secara tidak selaras. Urat kuarsa ditemukan di litologi sekis mika (Idrus drr., 2011).

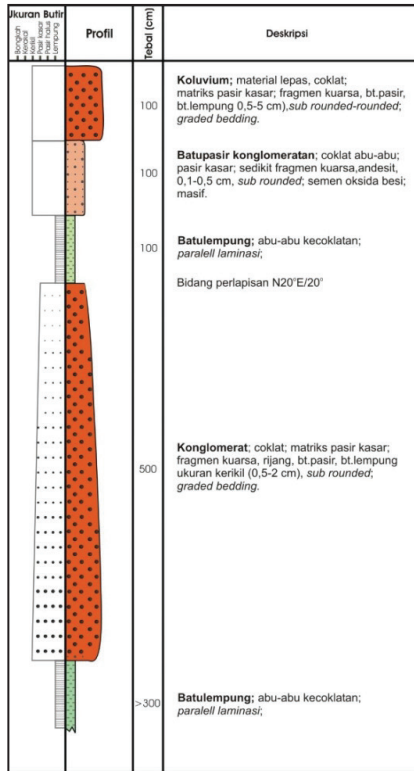
Sekis mika berwarna abu-abu kehijauan dengan struktur foliasi tersusun secara dominan oleh muskovit, klorit, dan kuarsa, dengan aktinolit, albit, epidot, dan mineral opak hadir secara minor (Gambar 4.22). Kumpulan mineral penyusun batuan metamorf tersebut menunjukkan fasies sekis hijau (Yardley, 1989). Dari hasil berbagai penelitian terdahulu, sebagian besar endapan emas tipe orogenik di dunia berasosiasi dengan batuan metamorf yang termasuk fasies sekis hijau (Gebre-Mariam drr., 1995; Groves drr.,

1998). Kuarsa sekunder terbentuk dengan jumlah yang cukup banyak pada batuan menunjukkan bahwa litologi di daerah penelitian telah mengalami proses silisifikasi oleh larutan hidrotermal.

Satuan konglomerat-batupasir merupakan bagian dari



Gambar 4.22. Satuan batuan sekis mika dari Formasi Pompangeo (Kisman drr., 2009).



Gambar 4.23. Profil satuan batuan konglomerat-batupasir dari Formasi Langkowala (Kisman drr., 2009).

Formasi Langkowala berumur Neogen (Sarasin dan Sarasin, 1901). Satuan tersebut tersusun oleh perselingan dan perulangan konglomerat, batupasir konglomeratan, batupasir dan batulempung (Kisman drr., 2011) (Gambar 4.23). Konglomerat berwarna abu-abu kecoklatan dengan matriks pasir kasar memiliki fragmen berukuran 0,5 - 2 cm terdiri dari kuarsa, rijang, batupasir, batulempung berbentuk membulat tanggung dengan struktur *graded bedding* memiliki kedudukan bidang perlapisan N5°E/35°. Batupasir berwarna abu - abu kecoklatan berukuran

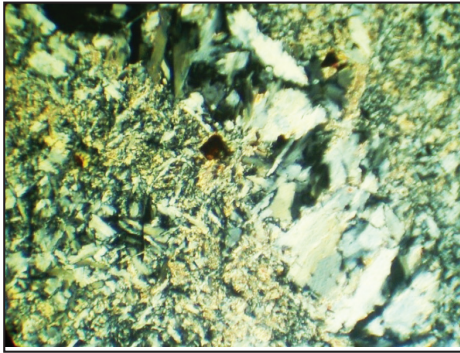
an pasir halus dengan struktur perlapisan sejajar. Batupasir konglomeratan berwarna abu-abu kecoklatan dengan matriks pasir kasar memiliki sedikit fragmen kuarsa dan andesit berukuran kerikil. Batulempung berwarna abu-abu kecoklatan dengan struktur sedimen berupa perlapisan sejajar.

Struktur geologi sulit diamati secara langsung karena jejak - jejak yang ada telah tertutup oleh endapan-endapan yang lebih muda. Berdasar kelurusan morfologi dan pola aliran sungai dapat diinterpretasikan bahwa sesar utama memiliki arah umum Timur - Barat berupa sesar normal yang yang memisahkan satuan morfologi pegunungan dengan perbukitan rendah dan pedataran (Kisman drr., 2009). Sesar tersebut menunjukkan pola sejajar dengan arah foliasi dari batuan metamorf, kemungkinan sebagai pengontrol mineralisasi yang yang membentuk urat - urat kuarsa fase pertama (Idrus drr, 2011; 2012). Sesar berikutnya dengan arah umum Barat Daya - Timur Laut diinterpretasikan sebagai pengontrol pembentukan urat kuarsa pada fase kedua yang memotong arah foliasi (Idrus drr, 2011; 2012).

Alterasi

Batuan samping yang berupa batuan metamorf telah mengalami pelapukan yang intensif namun secara umum mengalami alterasi yang lemah. Zona alterasi yang kuat hanya terbatas di sekitar urat kuarsa. Tipe alterasi hidrotermal yang teridentifikasi adalah silisifikasi, ubahan mineral lempung-serisit-silika, karbonatisasi dan karbonisasi.

Silisifikasi terjadi pada batuan metasedimen dan sekis mika. Alterasi mineral lempung-serisit-silika terbentuk secara terbatas (lebar zona berukuran cm sampai 1 meter) di sekeliling urat kuarsa dan zona struktur geologi (Gambar 4.24) (Kisman drr., 2009; Prihatmoko drr., 2010 dalam Idrus drr., 2011; 2012).



Gambar 4.24. Ubahan alunit-serisit yang disusun oleh mineral lempung alunit, serisit dan sedikit karbonat dan mineral opak. Tampak sebagian alunit mengisi rekahan/ rongga (Kisman drr., 2009).

Alterasi karbonat dicirikan dengan kehadiran uratan kalsit, sedangkan karbonisasi di daerah penelitian ditunjukkan dengan keterdapatan grafit (karbon) yang pada umumnya berwarna hitam meskipun tidak terbentuk melimpah di dalam urat kuarsa atau pada kontak batuan samping teralterasi. Karbonisasi dianggap sebagai salah satu karakteristik

dari tipe alterasi pada batuan metamorf dalam sistem mineralisasi emas tipe orogenik (Idrus drr, 2011; 2012).

Mineralisasi

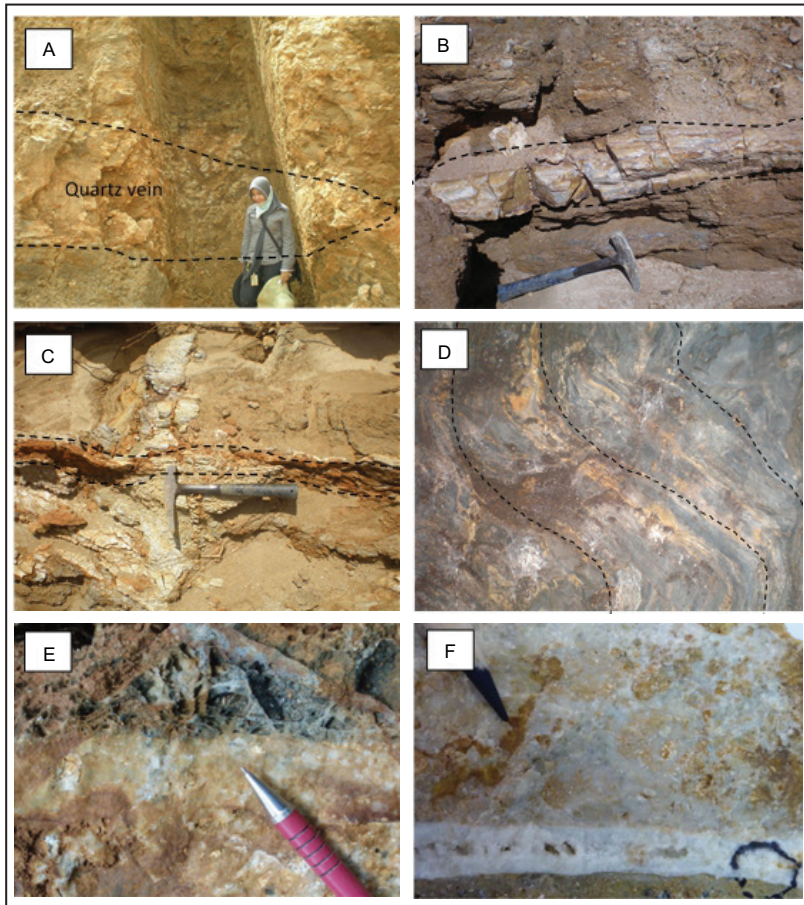
Butiran - butiran emas lepas didapatkan terkonsentrasi melalui proses sekunder di dalam endapan koluvial sepanjang lereng dan pada lembah-lembah terisolasi pegunungan Wumbubangka serta pada endapan aluvial akibat transportasi aliran sungai maupun.

Beberapa conto sedimen sungai aktif di daerah Langkowala mengindikasikan bahwa kadar emas (Au) yang rendah berkisar antara 0,003 hingga 0,037 g/t, dengan rata - rata kadar 0,01 gt/t Au (Kisman drr., 2009; Prihatmoko drr., 2010 dalam Idrus drr, 2011; 2012). Dari conto - conto tersebut, dua conto sedimen sungai aktif menunjukkan kadar yang cukup tinggi yaitu 18 g/t dan 10 g/t Au. Konsentrat hasil pendulangan memiliki kadar 913,5 g/t Au dan mengandung butiran mineral sinabar yang melimpah.

Kelimpahan dari butiran emas pada endapan koluvial menurun seiring dengan bertambahnya jarak dari lereng deretan pegunungan batuan metamorf. Hal tersebut menunjukkan bahwa butiran emas berasal dari hasil rombakan dan transportasi endapan primer pada batuan metamorf. Urat-urat kuarsa mengandung emas ditemukan berasosiasi dengan batuan metamorf sekis mika dan meta-batupasir di daerah Wumbubangka pada bagian sisi utara deretan pegunungan Rumbia.

Setidaknya terdapat 3 fase pembentukan urat kuarsa yang dapat diidentifikasi (Idrus drr, 2011; 2012). Fase pertama merupakan urat kuarsa kristalin masif dengan struktur paralel terhadap foliasi dari sekis mika, filit, dan metasedimen dengan arah orientasi umumnya N 300°E/60° dengan ketebalan 2 cm - 2 m (Gambar 4.25A, B). Pada beberapa lokasi pengamatan urat kuarsa fase pertama ini terbreksikan dan sigmoidal serta dipotong oleh urutan/*stockwork/stringers* kuarsa. Fase kedua dari urat kuarsa terbentuk memotong fase pertama urat kuarsa dan juga foliasi dari batuan metamorf dengan ketebalan mencapai 10 cm (Gambar 4.25C). Urat-urat fase kedua ini relatif terbreksiasi dengan tekstur menyerupai gula (*drusy*) serta berasosiasi dengan urat karbonat bertekstur *pseudomorf bladed* (Gambar 4.25E). Sedangkan fase ketiga dicirikan oleh urat kuarsa-kalsit dengan struktur laminasi yang terdeformasi dengan zona urat bisa mencapai lebar 15 m. Urat ini diinterpretasikan sebagai tahap akhir dari pembentukan urat di daerah penelitian (Gambar 4.25D).

Pada bukit Oggomate, urat kuarsa membentuk zona breksi yang tersusun oleh kuarsa sebagai matriks, dengan tekstur masif hingga kristalin, butiran hingga mosaik, serta fragmen sekis mika dan filit. Pada bukit Roko-Roko urat kuarsa (1 - 30 cm) terbentuk pada batuan induk sekis mika dan metasedimen umumnya bertekstur masif dan kristalin (*drusy texture*) dengan tekstur *pseudomorf bladed*



Gambar 4.25. Karakteristik urat kuarsa pembawa emas. (A). urat kuarsa (fase pertama) terbreksiasi parallel dengan foliasi dari sekis mika ($N 300^{\circ}E/60^{\circ}$); (B). urat kuarsa masif dan kristalin (fase pertama) paralel dengan foliasi; (C). urat kuarsa terdeformasi yang mengalami oksidasi tinggi serta memotong foliasi; (D). urat kuarsa laminasi yang terbentuk di batuan metasedimen; (E). urat kuarsa memotong foliasi dengan karbonat *bladed* pada bagian HW urat (sisi atas); dan (F). Urat kuarsa multifase memotong foliasi di Roko-Roko (terdapat emas yang ditunjukkan dengan lingkaran hitam) (Idrus drr., 2012).

karbonat. Oleh sebab itu, setidaknya terdapat dua tahap lanjutan pembentukan urat (setelah pembentukan urat fase pertama) dapat

teridentifikasi termasuk (1) breksi urat dan (2) uratan kuarsa tahap akhir, 1 - 10 mm, yang umumnya kristalin dan mengandung emas (*native gold*) (Gambar 4.25F) (Idrus drr, 2012).

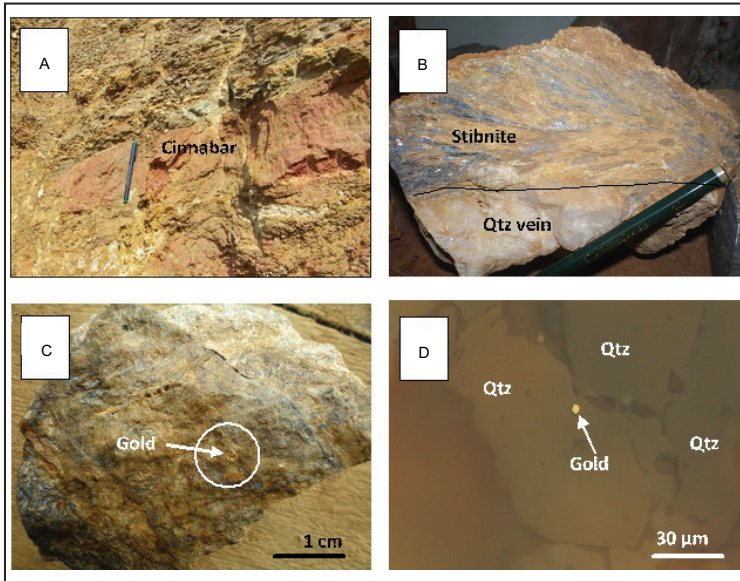
Aktivitas hidrotermal juga menyebabkan pengendapan mineral - mineral bijih secara disseminasi yang teridentifikasi sebagian berupa stibnite, sinabar, magnetit, dan hematit di dalam batuan metamorf tersilisifikasi.

Secara megaskopis dapat dilihat bahwa urat-urat kuarsa mengandung mineral sulfida meskipun dalam jumlah tidak lebih dari 5%. Mineral-mineral sulfida tersebut berupa pirit, kalkopirit, sinabar (HgS), stibnit (Sb_2S_3), tripurhit ($FeSbO_4$), dan arsenopirit ($FeAsS_2$) yang selain berada dalam urat juga sedikit tersebar dalam batuan samping metamorf tersilisifikasi.

Sinabar umumnya dikarakteristikkan berwarna merah muda dan memiliki keterdapatan melimpah di endapan emas mineralisasi primer maupun endapan emas letakan. Pada endapan emas letakan kelimpahan dari mineral sinabar cenderung berbanding lurus dengan kehadiran butiran emas. Di sisi lain, pada mineralisasi primer sinabar umumnya terbentuk sebagai lapisan mineralisasi sepanjang foliasi batuan metamorf (Gambar 4.26A).

Stibnit dan tripurhit termatai mengisi rekahan yang paralel dengan foliasi (Gambar 4.26B) dan terdiseminasi di dalam batuan samping yang mengalami silisifikasi. Secara umum, emas memiliki butir yang sangat halus, namun terkadang emas *native* dapat teramati pada urat kuarsa (Gambar 4.26C). Sinabar dan stibnit ditinjau dari proses pembentukannya berkaitan erat dengan mineralisasi emas. Mineral sulfida tersebut dapat menjadi mineral penunjuk (*pathfinder*) untuk eksplorasi endapan emas orogenik.

Analisis geokimia bijih dilakukan dengan metode AAS (*Atomic Absorption Spectrometry*) mengindikasikan bahwa kadar emas yang terdapat pada sampel memiliki variasi yang sangat be-



Gambar 4.26. Sulfida dianostik berasosiasi dengan mineralisasi emas orogenik Bombana (A) sinabar berwarna *pink* paralel dengan foliasi sekis mika; (B). Stibnit berserat yang terbentuk paralel dengan foliosiasi; (C). emas *native* yang terdapat di berbagai urat kuarsa; dan (D). foto mikroskopi bijih dari *free gold* di urat kuarsa.

sar dan acak yaitu dari di bawah batas terdeteksi (0,005 g/t) hingga 84 g/t (Prihatmoko dr., 2010; Idrus dr., 2012). Pada salah satu sampel urat kuarsa (BVAL-01) yang diambil dari gua alami Valentino di Wumbubangka pada bagian utara pegunungan Rumbia menunjukkan kadar emas yang tinggi yaitu 134 g/t (Tabel 4.2).

Karakteristik larutan hidrotermal

Idrus dr. (2012) melakukan studi mikrotermometer dengan menggunakan LINKAM THMS600 melalui tahap pembekuan dan pemanasan terhadap inklusi fluida dari beberapa conto urat kuarsa di Bombana. Studi tersebut untuk mengetahui karakteristik fluida berupa temperature pelelehan (T_m), temperatur homogeni-

Tabel 4.2. Geokimia dari urat-urat kuarsa dengan batuan induk batuan metamorf di Bombana (Idrus dr., 2012)

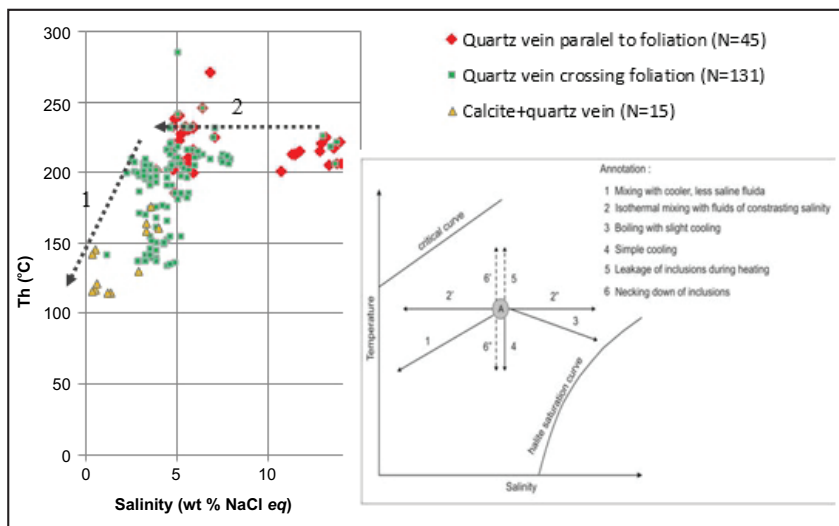
Kode Sampel	Unsur (ppm)							
	Au	Cu	Pb	Zn	Ag	Hg	As	Sb
WB-01-B	0,02	13	34	27	<1	1,59	85	198
WB-02-C1	2,52	23	8	10	<1	0,11	212	76
WB-02-C2	1,06	11	16	11	<1	2,79	177	2030
WB-03	0,94	10	<4	30	<1	0,11	428	212
WB-04	1,31	33	11	47	<1	0,30	727	231
WB-06-A	0,10	9	5	3	<1	0,05	23	7
WB-11-A	0,04	12	5	101	<1	1,58	241	417
WB-11-B	<0,005	<2	6	18	<1	0,10	<1	<1
BVAL-01	134	na	na	na	na	na	na	na

Catatan: na= tidak dianalisis

sasi (Th), salinitas, dan komposisinya. Inklusi fluida diambil dari mineral kuarsa yang ada pada urat-urat termineralisasi.

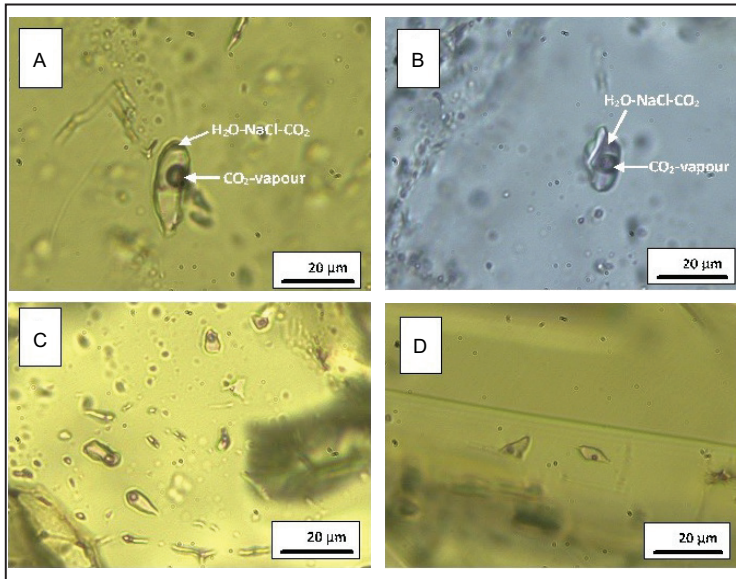
Data menunjukkan temperatur pelelehan dari inklusi fluida pada fase pertama urat kuarsa (paralel dengan foliasi) cenderung terjadi pada temperatur yang lebih rendah yaitu -2,3 to -10 °C (rata-rata -3,2 to -5,9 °C) berkaitan dengan salinitas yang relatif tinggi berkisar antara 5,26 hingga 9,08 wt.% NaCl eq. dibandingkan dengan urat kuarsa yang terbentuk pada fase lain. Temperatur homogenisasi diinterpretasikan bahwa temperatur pembentukan urat kuarsa fase pertama berkisar antara 184,7 hingga 245,3 °C, dan relatif lebih tinggi dibandingkan urat kuarsa yang terbentuk pada fase selanjutnya. Urat kuarsa fase kedua, yang memotong arah foliasi dan secara umum memiliki kadar emas yang lebih tinggi, terbentuk pada temperatur 132,1 - 283,4 °C (rata-rata 157,8 - 208,7 °C) dan salinitas 3,55 - 5,86 wt.% NaCl eq. Urat kuarsa yang terbentuk pada fase paling akhir tersusun dari urat kuarsa+kalsit laminasi terbentuk pada temperatur paling rendah yaitu 114 - 176 °C dan salinitas 0,35 - 4,03 wt.% NaCl eq.

Gambar 4.27 menunjukkan plot antara temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas dari inklusi fluida dari semua urat kuarsa. Pada grafik tersebut dengan jelas menunjukkan bahwa urat kuarsa pada fase pertama terbentuk pada “pencampuran isothermal antara fluida dengan salinitas kontras” dan diinterpretasikan bahwa fase pertama kuarsa dominan berasal dari fluida magmatik hidrotermal yang bercampur dengan fluida metamorfik. Selama proses pencampuran tersebut temperatur berubah sedikit, atau relatif isothermal, namun salinitas berkurang secara signifikan. Urat kuarsa yang terbentuk pada fase selanjutnya diperkirakan terbentuk dari percampuran fluida magmatik dan fluida metamorf, serta terdapat tambahan air meteorik yang lebih dingin dan salinitas lebih rendah. Hal tersebut ditunjukkan dengan penurunan temperatur dan salinitas secara sistematis.



Gambar 4.27. Temperatur homogenisasi (Th) vs. salinitas inklusi fluida dari urat kuarsa tiga fase berbeda pada endapan emas Bombana (model skematik diadaptasi dari Shepherd drr. (1985) dalam Idrus drr. (2012)).

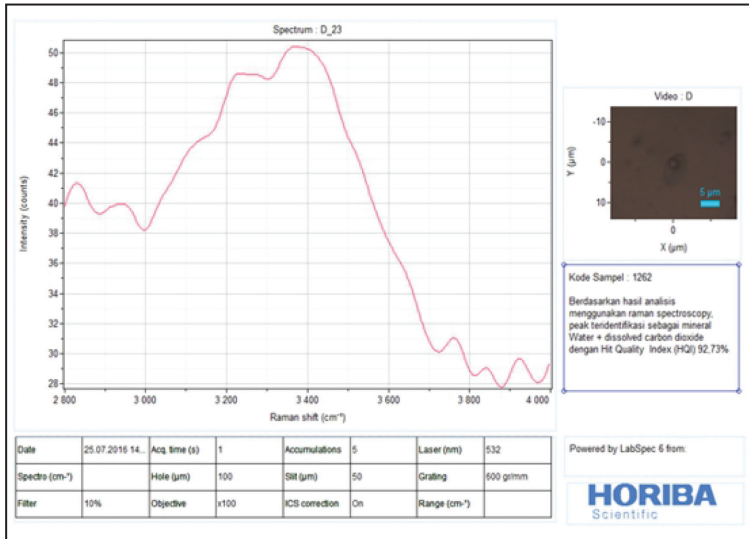
Bukti dari kontribusi dari fluida hidrotermal metamorfik, magmatik, dan air meteorik yang membentuk urat kuarsa direpresentasikan oleh inklusi fluida $H_2O-NaCl-CO_2$ (Gambar 4.28A-D). Meskipun begitu, secara petrografi inklusi fluida dengan karbon jarang teramati dan mungkin terdapat dengan kelimpahan sangat sedikit yaitu maksimal 4% CO_2 . Berdasarkan analisis *raman spectrometry* dapat dibuktikan bahwa terdapat karbon dioksida (CO_2) terlarut pada inklusi fluida primer dengan tingkat keyakinan mencapai 92,73% (Gambar 4.29).



Gambar 4.28. Fotomikro dari inklusi fluida, (A) dan (B). inklusi fluida kaya oleh CO_2 L-V di urat kuarsa; (C). inklusi fluida L-V $H_2O-NaCl\pm(CO_2)$ di urat kuarsa; dan (D). Inklusi fluida L-V $H_2O-NaCl\pm(CO_2)$ terbentuk di kalsit.

Model Genetik Endapan

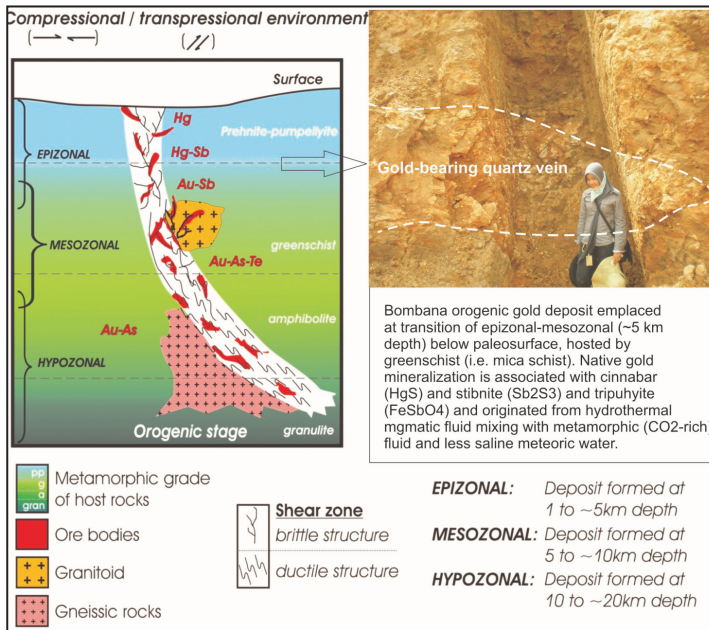
Berdasarkan karakteristik endapan yang telah dijelaskan, diinterpretasikan bahwa endapan emas letakan Langkowala, Bombana berasal dari emas orogenik, yaitu tipe endapan emas yang di-



Gambar 4.29. Analisis *raman spectroscopy* pada inklusi fluida karbon, yang mengandung CO₂ terlarut dengan tingkat keyakinan mencapai 92,73% (Idrus dr., 2012).

karakteristikkan dengan urat kuarsa mengandung emas terbentuk di batuan metamorf, yaitu khususnya sekis hijau (Grooves dr., 1998).

Mineralisasi emas primer ditemukan di Wumbubangka, pada sisi utara deretan pegunungan Rumbia. Berdasarkan pengamatan petrologi, diketahui batuan metamorf termasuk dalam fasies sekis hijau. Fasies batuan metamorf ini juga umumnya yang terdapat di endapan emas orogenik dunia contohnya Gunung Charlotte, Lancefield, dan Golden Mile (Gebre-Mariam dr., 1995; Goldfarb, 2009). Kehadiran mineral penunjuk yaitu sinabar, stibnite, dan tripuhyte secara genesa menunjukkan bahwa emas orogenik pada daerah penelitian terbentuk pada transisi antara epizonal dan mesozonal, ditinjau berdasarkan model konseptual dari endapan emas orogenik (Groves dr., 1998; 2003) (Gambar 4.30).



Gambar 4.30. Endapan emas orogenik Bombana yang diplotkan pada model konseptual endapan emas orogenik dari Groves dr., (1998, 2003) yang terbentuk di kedalaman dangkal pada transisi epizonal dan mesozonal (diperkirakan 5 km di bawah *paleosurface*) (Idrus dr., 2012).

Hal tersebut mengimplikasikan bahwa mineralisasi dapat terbentuk pada kedalaman 5 km di bawah permukaan purba. Sebagai tambahan karakteristik urat/uratan kuarsa memiliki karakteristik yang sesuai dengan tipe endapan emas orogenik yaitu terdeformasi, tersegmentasi, terbreksiasi dan pada beberapa kasus sigmoidal, yang menjadi indikasi utama adanya kondisi *brittle* pada transisi antara epizonal-mesozonal.

Urat kuarsa umumnya bertekstur masif dan kristalin. Meskipun begitu, terdapat tekstur *druzy* dan *pseudomorf bladed* karbonat yang ditemukan pada beberapa bagian (Prihatmoko dr., 2010 dalam Idrus dr., 2012). Meskipun tidak umum, *bladed* karbonat pada urat kuarsa dapat terbentuk jika fluida hidrotermal yang

membentuk endapan mengalami fase yang tepat untuk separasi (Idrus dr., 2012).

Inklusi fluida sangat sedikit mengandung CO₂ dan hanya teramati pada urat kuarsa fase pertama. Sedikitnya kandungan CO₂ tersebut menunjukkan bahwa urat kuarsa pembawa emas di Bombana terbentuk pada kondisi dangkal, sehingga kondisi tekanan tidak ideal untuk terperangkapnya CO₂ pada fluida hidrotermal dan kemungkinan terlepas ke permukaan (Idrus dr., 2012).

Dengan mempertimbangkan karakteristik yang telah didiskusikan, meskipun masih terbuka untuk diskusi lebih lanjut, tipe mineralisasi endapan emas primer dengan batuan induk batuan metamorf di Bombana memenuhi kriteria sebagai tipe endapan orogenik (Groves dr., 1998; 2003), dibandingkan dengan epitermal maupun endapan hidrotermal lain. Oleh sebab itu, studi endapan emas berkaitan dengan metamorfisme di Pegunungan Rumbia dan sekitarnya membuka target dan tantangan baru untuk eksplorasi emas pada daerah tersebut dan daerah lain di Indonesia dengan kondisi geologi yang identik.

4.1.3. Rampi

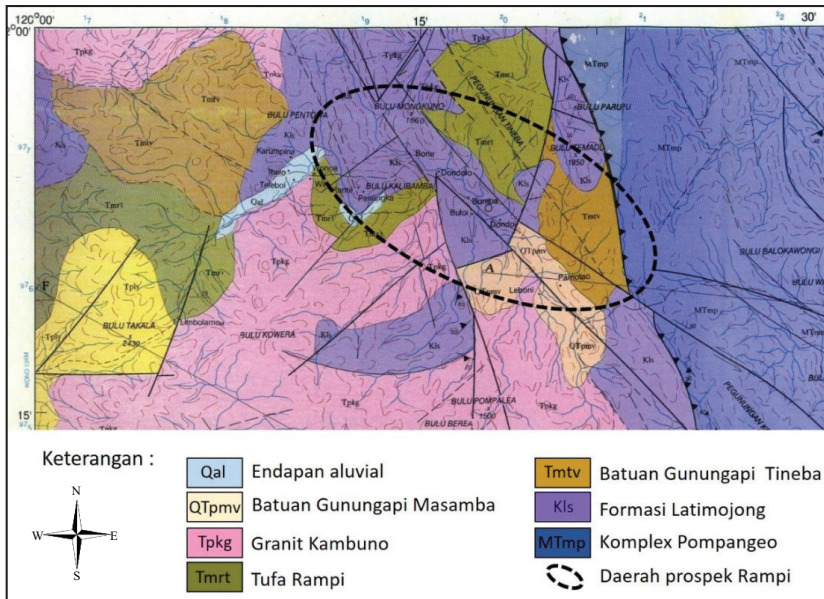
Prospek endapan emas orogenik Rampi berada di daerah Kecamatan Rampi, Kabupaten Luwu Utara, Provinsi Sulawesi Selatan. Perjalanan ke lokasi dapat dicapai dari kota Makassar menuju Masamba (Ibukota Kabupaten Luwu Utara) menggunakan jalan darat selama sekitar 10 jam sejauh ± 325 km. Dari Masamba menuju Rampi ditempuh dengan jalan darat sejauh ± 85 km.

Geologi

Area prospek endapan emas orogenik di Rampi merupakan sebuah plateau yang memanjang dari timur ke barat. Puncak tertinggi

dari pegunungan pada daerah tersebut yaitu Pegunungan Temaduri (2,074 m). Di antara pegunungan tersebut, terdapat sungai yang umumnya mengalir ke Sungai Lariang dan Sungai Toboru. Stratigrafi regional dari daerah penelitian bersumber dari peta geologi lembar Malili (Simandjuntak drr., 1991) (Gambar 4.31).

Secara regional, daerah Rampi tersusun oleh berbagai jenis litologi dari yang paling tua ke yang muda yaitu Kompleks Pompangeo (MTmp), Latimojong (Kls), Granit Kambuno (Tpkg), Formasi Tuff Rampi (Tmrt), Batuan Vulkanik Tineba (Tmtv), dan Alluvium (Qal). Komplex Batuan Metamorf Pompangeo (MTmp) formasi batuan berumur paling tua di daerah penelitian yang tersusun oleh sekis, genes, marmer, serpentinit, dan metakuarsit, basabasak, filit, dan breksi (Simandjuntak drr., 1991).



Gambar 4.31. Peta geologi regional daerah prospek endapan emas orogenik Rampi (Simandjuntak drr., 1991). Area bulat hitam menunjukkan lokasi mineralisasi.

Formasi Latimojong (Kls) tersusun oleh perlapisan batusabak, filit, *wake*, batugamping, kuarsit, dan perselingan antara batulanau dengan konglomerat dan rijang. Granit Kambuno (Tpkg) terdiri dari granit dan granodiorit. Berdasarkan kemiripan litologi dengan granit di peta geologi lembar Pasangkayu, Granit Kambuno diestimasi terbentuk pada 3.35 juta tahun yang lalu (Pliosen).

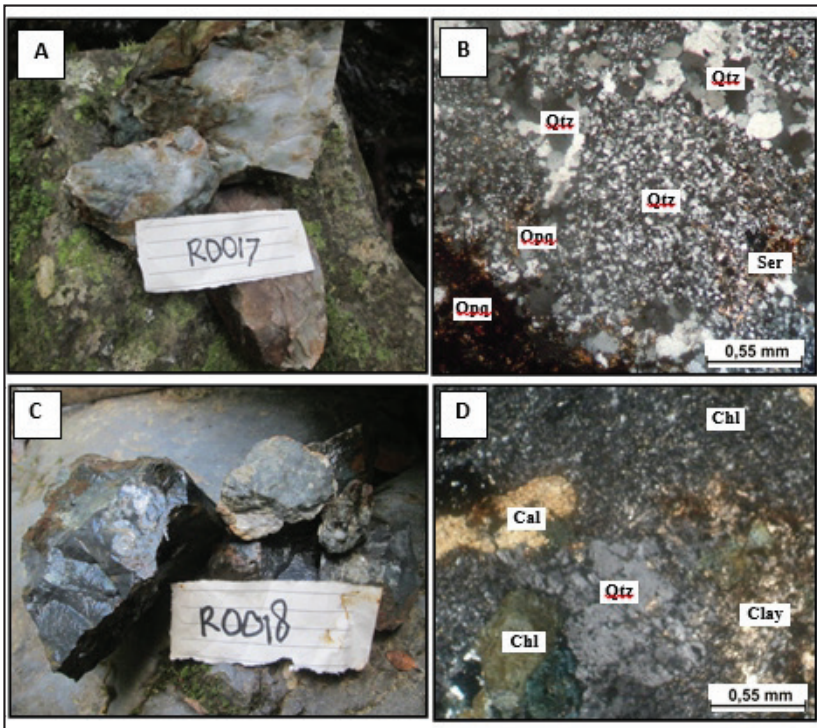
Formasi Tuff Rampi (Tmrt) tersusun oleh batupasir tuffan, *ash* tuff, dan tuff kristal. Formasi ini diendapkan secara tidak selaras di atas Formasi Latimojong dan diendapkan menjari dengan Batuan Vulkanik Tineba (Tmtv). Batuan Vulkanik Tineba tersusun oleh lava andesit hornblende, basalt, latite kuarsa, dan breksi. Formasi ini mengisi plateau yang menyebar ke arah utara Rampi di bagian barat laut peta geologi Malili. Aluvial (Qal) tersusun oleh endapan sungai, rawa, dan pantai.

Daerah prospek Rampi tersusun oleh batuan sedimen atau batuan metasedimen dari Formasi Latimojong (Kls), dan banyak variasi dari batuan vulkanik termasuk tuff, breksi, dan lava andesit dari Formasi Tuff Rampi (Tmrt) dan Formasi Batuan Vulkanik Tineba (Tmtv). Sekis, genes, marmer, serpentinit, metakuarsit, filit dan batu sabak yang termasuk dalam Kompleks Pompangeo (MTmp) tersingkap di bagian timur dari daerah prospek (Idrus dr., 2016).

Mineralisasi emas dan logam dasar ditemukan dalam bentuk urat kuarsa dengan batuan induk batuan metamorf/ batuan sedimen/ batuan metasedimen (Formasi Latimojong), batuan vulkanik (tuff) juga batuan metamorf kompleks Pompangeo kemungkinan menjadi batuan induk. Struktur geologi berupa sesar geser dengan arah dominan barat laut - tenggara, timur laut-barat daya diinterpretasikan menjadi bagian dari sesar mayor Palu-Koro. Sesar geser tersebut diinterpretasikan sebagai struktur geologi utama yang mengontrol pembentukan mineralisasi emas di Rampi (Idrus dr., 2016).

Alterasi

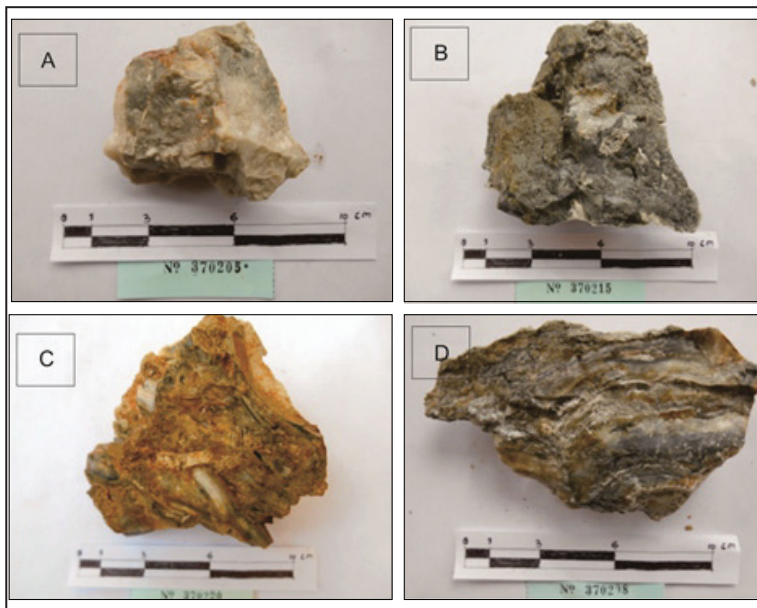
Tipe-tipe alterasi hidrotermal yang berkembang di daerah endapan emas Rampi adalah propilitik yang dicirikan oleh kumpulan mineral sekunder klorit-epidot-kalsit, alterasi argilik yang ditandai oleh mineral-mineral lempung, dan zona silisifikasi yang terdiri dari kuarsa dan mineral-mineral lempung (Gambar 4.32) (Idrus dr., 2016). Zona alterasi argilik dan silisifikasi berasosiasi dengan urat-urat kuarsa yang membawa mineralisasi emas. Meskipun begitu, pada beberapa kasus urat kuarsa juga muncul pada zona alterasi propilitik yang berada pada tepi sistem mineralisasi.



Gambar 4.32. Singkapan batuan dan petrografi dari batuan samping yang teralterasi di Rampi (A) dan (B) batuan tersilisifikasi; (C) dan (D) batuan teralterasi propilitik (Idrus dr., 2016).

Mineralisasi

Dari hasil penelitian Idrus drr. (2016) diketahui bahwa mineralisasi di Rampi dicirikan dengan adanya urat-urat kuarsa yang mengandung emas dan logam lain yang terdiseminasi di batuan samping sekitar urat. Urat kuarsa umumnya tersegmentasi dengan tekstur masif, breksiasi, dan laminasi (Gambar 4.33). Urat kuarsa tersebut dikelilingi oleh batuan samping teralterasi silika-lempung dan silisifikasi.



Gambar 4.33. Tipe dan tekstur urat kuarsa - kalsedon mengandung emas dalam jumlah yang cukup signifikan yang ditemukan di prospek blok Rampi, distrik Luwu Utara. (A). urat kuarsa kalsedonik masif; (B). urat kuarsa terbreksiasi; (C) urat kuarsa yang mengalami breksiasi dan oksidasi (terubah menjadi limonit); dan (D), urat kuarsa kalsedonik laminasi (Idrus, drr., 2016).

Beberapa urat kuarsa terbentuk pada batuan teralterasi propilitik. Urat kuarsa ditemukan pada tambang skala kecil di Sungai Tomonongka dan Gua Salman menunjukkan karakteristik penciri

berupa breksiasi kuat, serta tekstur sisa dari batuan induk tidak dapat teramati karena telah mengalami alterasi pervasif, kuarsa kalsedonik, berbutir halus, berbentuk granular, dan rongga minor yang diisi oleh pirit.

Beberapa urat kuarsa telah terbreksiasi sedangkan kuarsa kalsedonik sebagai fragmen dan mineral lempung sebagai matriks. Mineral bijih utama yang muncul adalah pirit, meskipun kehadirannya $< 1\%$. Mineral sulfida lain seperti arsenopirit dan stibnit hadir dalam ukuran butir sangat halus. Unsur As dan Sb memiliki kadar yang sangat tinggi dalam urat.

Berdasarkan analisis geokimia dari 21 sampel bijih urat/batuan, kadar emas pada urat bervariasi antara 0,01 ppm hingga 3,57 ppm. Kadar emas tertinggi (3,57 ppm Au) terdeteksi pada sampel 062B, dan pada sampel 060B (2,82 ppm Au), sedangkan sampel lain 052B, 053B, 061B, 063B, 064B, 065B, 070B, 074B dan 074B mengandung emas dengan kadar emas berkisar antara 0.53 hingga 0.71 ppm. Sampel lain memiliki kadar emas berkisar 0,01 ppm dan 0,17 ppm atau lebih rendah. Kadar tembaga tertinggi yaitu 127,73 ppm terdapat pada sampel 074B, dan kadar Pb serta Zn tertinggi mencapai 150,70 ppm dan 94,89 ppm yaitu pada sampel 056B (Tabel 4.3).

Sebagai tambahan, berdasarkan analisis AAS dari 9 sampel urat/batuan dari lokasi penambangan tradisional (terowongan sungai Tomonongka dan Salman) menunjukkan kadar emas pada daerah penelitian berkisar antara 0,06 ppm hingga 11 ppm (Tabel 4.3). Kadar emas yang tertinggi terdeteksi yaitu 11 ppm pada sampel 370220, 10 ppm Au pada sampel 370208, dan 9,98 ppm Au pada sampel 370222. Kadar emas terendah yaitu 0,06 ppm terdapat pada sampel 370206. Menariknya kandungan Sb paling tinggi yaitu 270 ppm terkandung dalam sampel 370220 sedangkan As tertinggi yaitu 160 ppm terbentuk pada sampel 370215. Kadar

Tabel 4.3. Analisis unsur emas dan logam lain menggunakan metode AAS pada sampel urat kuarsa dan batuan termineralisasi pada prospek Rampi (Idrus drr., 2016)

No.	Sampel	Au	Ag	Sb	As	Hg	Cu	Zn	Pb
1	052B	0,71	0,05	na	na	na	40,7	53,08	47,89
2	053B	0,71	0,06	na	na	na	10,6	51,83	36,6
3	054B	0,53	0,33	na	na	na	78,68	15,79	56,36
4	055B	0,08	0,12	na	na	na	68,93	14,07	44,3
5	056B	0,1	0,3	na	na	na	43,11	94,89	150,7
6	057B	0,04	0,1	na	na	na	11,41	38,85	50,91
7	058B	0,69	6,12	na	na	na	12,22	85,59	40,19
8	059B	17	0,06	na	na	na	63,73	61,77	35,51
9	060B	2,82	0,07	na	na	na	47,65	66,31	34,08
10	061B	0,71	0,06	na	na	na	9,36	33,22	40,02
11	062B	3,57	0,07	na	na	na	13,61	87,06	36,63
12	063B	0,7	0,06	na	na	na	37,38	53,56	46,15
13	064B	0,69	0,01	na	na	na	45,96	30,76	40,02
14	065B	0,7	0,21	na	na	na	39,94	22,43	34,01
15	066B	0,12	0,08	na	na	na	78,68	80,09	45,88
16	070B	0,7	0,01	na	na	na	14,17	46,9	39,98
17	071B	0,01	0,04	na	na	na	79,07	40,28	33,84
18	072B	0,01	0,01	na	na	na	7,93	21,7	53,2
19	073B	0,01	0,01	na	na	na	4,06	21,34	58,19
20	074B	0,7	0,06	na	na	na	127,73	43,73	47,24
21	370202	0,07	-	79	-	-	na	na	-
22	370204	1	-	-	53	-	na	na	99
23	370205	0,29	-	-	-	-	na	na	-
24	370206	0,06	-	-	72	-	na	na	-
25	370208	10	125	75	80	-	na	na	-
26	370215	2,08	25	64	160	-	na	na	89
27	370220	11	959	270	95	-	na	na	-
28	370221	1,39	-	31	14	-	na	na	71
29	370222	9,98	84	97	56	19	na	na	27

Catatan: na = tidak dianalisis
 - = tidak terdeteksi

Hg hanya terdeteksi pada sampel 370202 (19 ppm). Kadar Cu, Pb, dan Zn relatif rendah berkisar antara 4 - 127 ppm Cu, 27 - 150 ppm Pb, dan 14,7 - 94,9 ppm Zn.

Secara umum, mineralisasi emas pada terowongan Salman dicirikan oleh batuan teralterasi silika-mineral lempung dan teroksidasi lemah dari kuarsa kalsedonik (sebagai fragmen) dan mineral lempung (sebagai matriks). Emas (Au) cenderung berasosiasi kuat

dengan Sb, As, dan Hg, bukan logam dasar yaitu Cu, Pb, Zn. Kandungan emas relatif tinggi dan umumnya bervariasi antara 0.01 hingga 11 ppm. Sebagai tambahan kadar emas yang tinggi terbentuk pada urat kuarsa yang teroksidasi kuat, yang diinterpretasikan terdapat proses pengayaan supergen yang berperan penting.

Karakteristik larutan hidrotermal

Idrus drr. (2016) melakukan analisis mikrotermometri terhadap inklusi fluida dari 5 sampel urat kuarsa/*reefs* yang diambil dari dua tipe urat, dimana hasilnya disajikan pada Tabel 4.4. Data menunjukkan bahwa temperatur pelelehan (T_m) dari inklusi fluida yang terdapat di tipe pertama urat kuarsa berkisar antara $-0,1$ hingga $-0,4^{\circ}\text{C}$ dengan salinitas rendah antara 0,2 hingga 0,8 wt.% NaCl *eq.*, dan temperatur homogenisasi (T_h) berkisar antara 158,4 - 295,1 $^{\circ}\text{C}$.

Tabel 4.4. Rekapitulasi hasil analisis inklusi fluida yang dilakukan pada lima sampel urat kuarsa dari Rampi (Idrus drr., 2016)

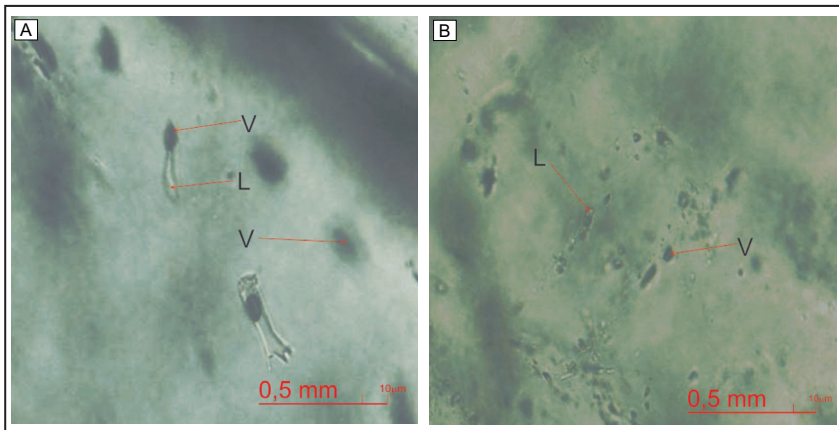
No	Kode Sampel	Jumlah Inklusi	Kisaran		Rata-rata		
			T_m ($^{\circ}\text{C}$)	T_h ($^{\circ}\text{C}$)	T_m ($^{\circ}\text{C}$)	T_h ($^{\circ}\text{C}$)	Salinitas (wt.% NaCl <i>eq.</i>)
1	R0007	8	-0,1 – -0,1	236,6 - 370,3	-0,1	284	0,2
2	R0022	8	-0,1 – -0,2	205,5 - 291	-0,2	244,9	0,3
3	M0008	3	-0,2 – -0,5	145 - 260	-0,3	221,3	0,6
4	M0014	3	-0,4 – -0,5	156 - 162,7	-0,4	158,4	0,8
5	M0092	13	-0,6 - -0,1	250,6 - 290,8	-0,4	276,6	0,5

Nilai salinitas yang rendah ini menunjukkan bahwa fluida hidrotermal telah mengalami pengenceran akibat pencampuran dengan air meteorik sehingga bisa digolongkan fluida salinitas rendah. Rendahnya salinitas diduga karena kuarsa terbentuk pada

lingkungan dangkal di bawah zona pencampuran fluida hidrotermal dan air meteorik.

Studi petrografi mengindikasikan bahwa inklusi fluida di kedua tipe urat kuarsa terdiri dari monofase dan bifase (Idrus drr., 2016). Kehadiran inklusi fluida monofase vapour (V) menunjukkan gejala *boiling*. Kondisi inklusi fluida bifase yang ditemui pada sampel analisis yaitu (L-V), tipe primer dan sekunder (Gambar 4.34).

Karakteristik endapan tersebut menunjukkan bahwa bahwa mineralisasi di Rampi dengan bentuk urat kuarsa ± emas utamanya terbentuk pada batuan metamorf/metasedimen yang menjadi bagian dari Formasi Latimojong dan Kompleks Batuan Metamorf Pompangeo. Urat kuarsa yang mengandung emas umumnya tersegmentasi, beberapa mengalami breksiasi dan berstruktur laminasi, serta tekstur masif. Mineral sulfida jarang ditemukan (<1%), dan hanya pirit yang dapat teridentifikasi, Mineral lain yaitu arsenopirit dan stibnite mungkin terbentuk berukuran sangat



Gambar 4.34. Foto petrografi inklusi fluida; (A-B) inklusi fluida pada daerah penelitian yaitu prospek blok Rampi terdiri dari dua fase yaitu monofase (V) dan bifase (L-V). Kehadiran inklusi fluida monofase *vapour* (V) menunjukkan gejala *boiling*.

halus. Kadar emas pada urat kuarsa sangat acak dengan kadar emas tertinggi yaitu 11 ppm, dengan kandungan As dan Sb tertinggi yaitu 270 ppm dan 160 ppm. Kadar unsur logam dasar (Cu, Pb, Zn) relatif rendah dibandingkan dengan urat kuarsa pembawa emas di endapan epitermal sulfidasi rendah. Temperatur pembentukan urat diinterpretasikan berkisar antara 158,4 - 295,1 °C, dengan salinitas yang rendah yaitu 0,2 - 0,8 wt% NaCl *eq.* yang menunjukkan adanya percampuran dari air meteorik (Idrus drr., 2016).

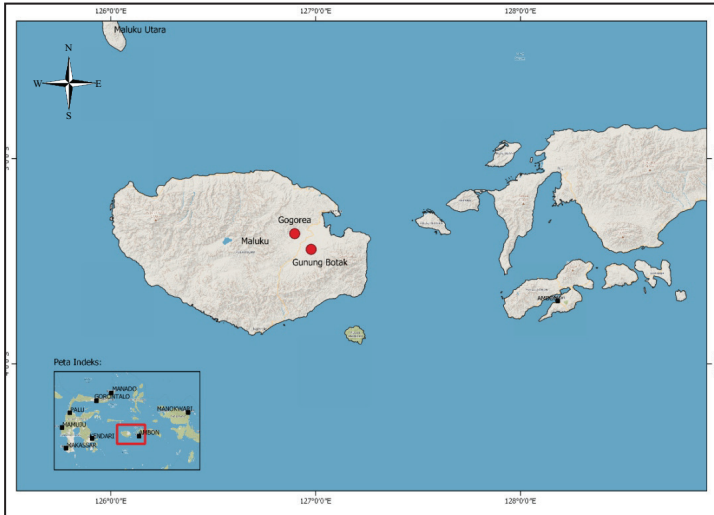
Berdasarkan ciri-ciri yang telah dideskripsikan, urat kuarsa pembawa emas di daerah penelitian memenuhi kriteria dari endapan emas orogenik yang dapat diplotkan pada zona epizonal-mesozonal (Grooves drr., 2003). Pada daerah penelitian ditemukan urat kuarsa pembawa emas (*lode gold*) mengandung emas dengan kadar yang signifikan terbentuk pada *host rock* batuan metasedimen (metamorf).

4.2. Pulau Buru

Prospek endapan emas orogenik di Pulau Buru berada di Gunung Botak dan Gogorea. Kedua area tambang rakyat tersebut masuk dalam wilayah administrasi Dewa Wamsait, Kecamatan Waeapo, Kabupaten Buru, Provinsi Maluku (Gambar 4.35). Penambangan emas oleh rakyat di Pulau Buru dimulai sekitar bulan Januari 2012 yang diawali oleh penemuan *nugget* emas di Gunung Botak dan kemudian diikuti penemuan emas di daerah Gogorea. Pada bulan November 2012 jumlah penambang rakyat / penambang tradisional di Gunung Botak dan di Gogorea masing-masing mencapai 100,000 dan 5,000 orang (Gambar 4.36).

Geologi

Geologi regional dari Pulau Buru ditinjau berdasarkan Peta Geologi lembar Pulau Buru oleh Tjokrosoetro drr., (1993).



Gambar 4.35. Lokasi penambangan emas rakyat di Gunung Botak dan Gogorea, Kecamatan Wacapo, Kabupaten Buru, Provinsi Maluku.



Gambar 4.36. Suasana aktifitas penambangan di (A) Gunung Botak dan (B) Gogorea. Foto diambil tahun 2013.

Secara stratigrafi litologi dari Pulau Buru dari yang paling tua ke muda secara berurutan yaitu Kompleks Wahlua (Pzw), Kompleks Rana (Pzr), Formasi Ghegan (Tg), Formasi Dalam (Td), Formasi Meta (Tm), Formasi Kuma (MTk), Formasi Wakatin (Tmw), Formasi Hotong (Tmh), Formasi Leko (Tpl), dan Aluvial (Qa).

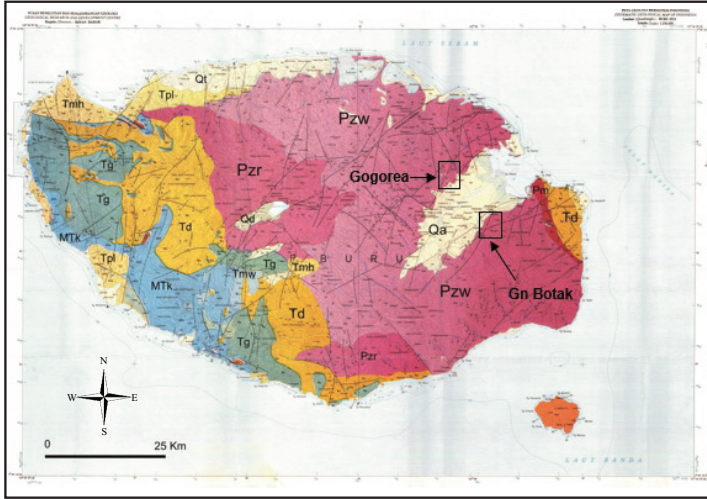
Kompleks Wahlua (Pzw) sebagian besar disusun oleh batuan metamorf derajat menengah antara fasies sekis hijau hingga amfibolit bawah, serta tersusun oleh filit, batusabak, meta-arkose, meta-greywacke, dan marmer. Formasi Ghegan (Tg), Formasi Dalam (Td), Formasi Kuma (MTk), Formasi Wakatin (Tmw), Formasi Hotong (Tmh), Formasi Leko (Tpl) sebagian besar tersusun oleh sedimen klastik dengan kandungan karbon dan tersebar dengan luas pada bagian barat Pulau Buru.

Formasi Mefa dicirikan oleh lava basalt dan tuff, serta kehadiran struktur bantal dan intrusi diabas pada bagian ujung barat Pulau Buru. Batuan Kuarter terbentuk oleh endapan danau di Rana (Qd). Qa tersusun oleh fragmen, kerikil, pasir, lanau dan lempung yang terdistribusi di lembah sungai dan sepanjang sungai. Daerah penelitian termasuk ke dalam Kompleks Batuan Metamorf Wahlua (Gambar 4.37). Kompleks Batuan Metamorf Wahlua memiliki umur Karbon Akhir hingga Perm Awal.

Endapan emas di Pulau Buru terbentuk di batuan metamorf sekis mika dengan umur Karbon hingga Permian yang termasuk ke dalam Kompleks Batuan Metamorf Wahlua (Pzw). Kumpulan mineral muskovit, klorit, dan serisit menunjukkan bahwa sekis mika di Pulau Buru merupakan batuan metamorf fasies sekis hijau.

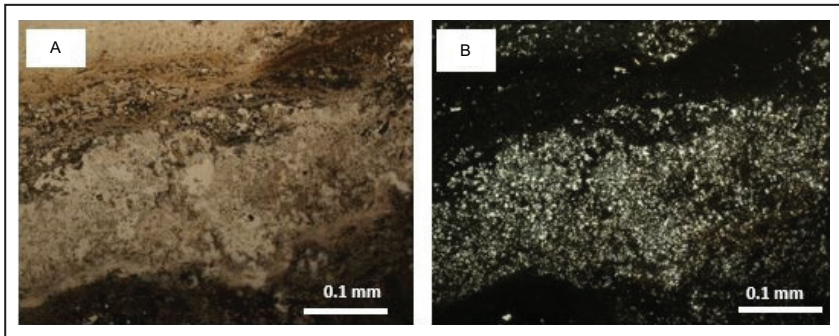
Alterasi

Idrus dr. (2014) mengidentifikasi zona mineralisasi emas di Gunung Botak berkaitan erat dengan sekis mika teralterasi argilik yang menandai zona emas dengan kadar tinggi dengan lebar 100 m dan panjang 1000 m. Jenis mineral lempung yang membentuk zona alterasi argilik tersebut belum dapat diketahui secara pasti. Analisis petrografi juga menunjukkan batuan induk mengalami alterasi propilitik yang dicirikan oleh kumpulan mineral klorit,

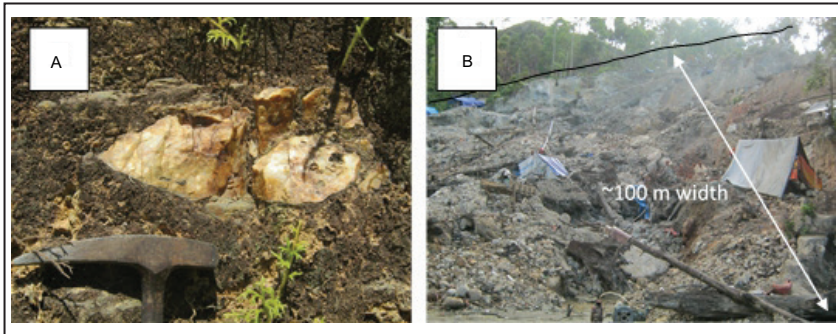


Gambar 4.37. Peta geologi dari Pulau Buru (Tjokrosapoetro dr., 1993). Gunung Botak dan Gogorea disusun oleh Kompleks batuan metamorf Wahlua (Pzw).

kalsit, dan serisit. Karbonisasi juga muncul dengan munculnya serpihan karbon (Gambar 4.38) dan lapisan grafit (Gambar 4.39) yang merupakan tipe alterasi penciri di endapan emas pada sistem hidrotermal metamorfik.



Gambar 4.38. Alterasi karbonisasi batuan/urat kuarsa dalam pengamatan mikroskopi, (A). kuarsa (warna terang) dan *banded* grafit (cokelat) pada nikol sejajar; (B). kuarsa (warna terang) dan *banded* grafit (cokelat) pada nikol bersilang.



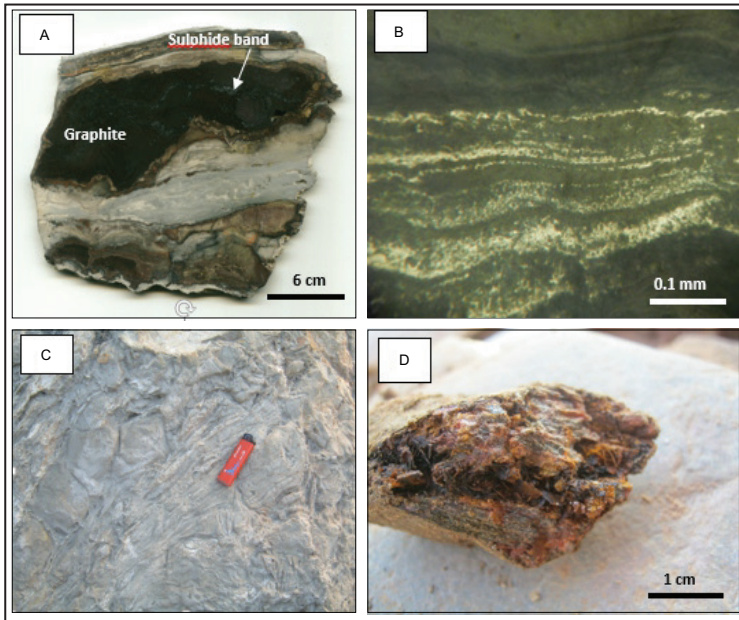
Gambar 4.39. (A). Urat kuarsa tipe pertama dengan struktur penciri sigmoidal; (B). Urat kuarsa tipe kuada di Gunung Botak berasosiasi dengan zona alterasi argilik (lebar ~100 m dan panjang ~1,000 m). Aktivitas penambangan tradisional terkonsentrasi di sepanjang zona mineralisasi (urat kuarsa tipe kedua) (Idrus, drr., 2014).

Mineralisasi

Mineralisasi emas di Pulau Buru terbentuk berupa urat/uratan/*reefs* kuarsa. Terdapat dua tipe urat kuarsa berdasarkan waktu pembentukannya. Yang pertama adalah urat kuarsa yang tersegmentasi, sigmoidal, diskontinu, dan paralel dengan arah foliasi. Pola distribusi dari urat kuarsa utamanya dikontrol oleh orientasi foliasi di daerah penelitian. Urat kuarsa tersebut tersebut memiliki kandungan sulfida yang minim, termineralisasi lemah, kristalin, dan berwarna jernih dan kemungkinan kandungan emas yang rendah. (Gambar 4.39A).

Zona alterasi dan mineralisasi diinterpretasikan paralel dengan foliasi sekis mika dan dikontrol oleh sesar dengan arah dominan Utara-Selatan atau Timur Laut-Barat Daya. Terdapat penambangan tradisional dan berskala kecil yang terpusat sepanjang zona mineralisasi tersebut.

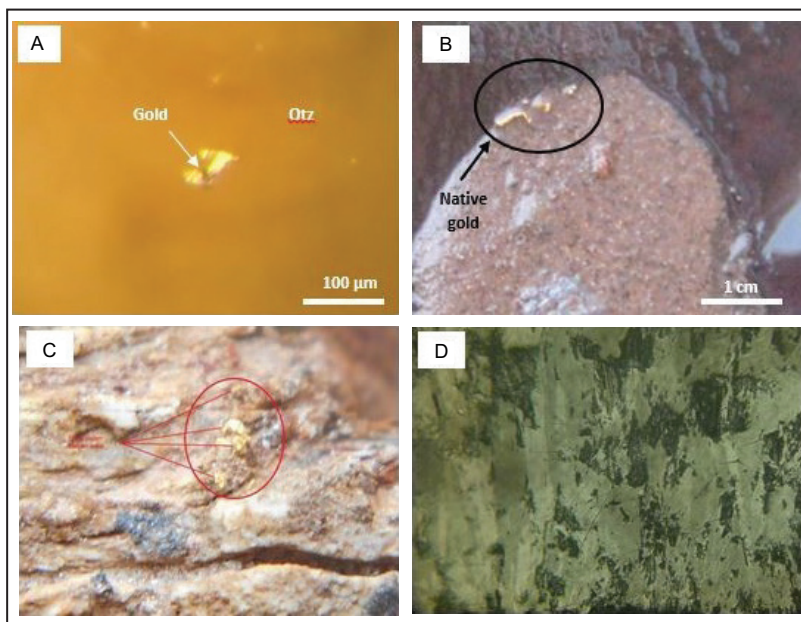
Idrus drr. (2014) mengidentifikasi keberadaan urat kuarsa pembawa emas memiliki ciri tekstur *banded* yaitu *colloform* mengikuti orientasi foliasi dan perlapisan sulfida (Gambar 4.40A dan B)



Gambar 4.40. (A) sampel megaskopis pada urat kuarsa tipe kedua dengan tekstur *banding* (colloform pada urat kuarsa yang searah dengan foliasi), *branding* sulfida grafit; (B). foto mikroskopis dari *banded* grafit (warna gelap), dan *banded* sulfida (warna terang), diidentifikasi sebagai arsenopirit dengan warna putih-abu-abu dan anisotropi kuat; (C). Singkapan urat kuarsa terbreksiasi dan mika tersilisifikasi di Gunung Botak; dan (D). Sampel setangan urat kuarsa yang teroksidasi dengan tekstur menyerupai *bladed* mengindikasikan adanya kondisi *boiling* (Idrus drr., 2014).

dan tekstur breksiasi (Gambar 4.40C). Tekstur menyerupai *bladed* juga teramati namun jarang (Gambar 4.40D) yang menyerupai ciri endapan epitermal. Meskipun jarang ditemukan, tekstur *pseudomorph bladed* karbonat dapat ditemukan di urat/*reef* kuarsa endapan emas orogenik jika fluida hidrotermal yang membentuk endapan bijih memiliki kondisi fase pemisahan yang tepat (Idrus drr., 2014).

Mineralisasi emas di Gunung Botak dicirikan oleh kehadiran pirit, emas murni (*native gold*) (Gambar 4.41A, B, C), pirhotit, dan arsenopirit (Gambar 4.41D) namun sinabar, stibnit, kalkopirit,



Gambar 4.41. (A). Foto kenampakan mikroskopis butiran *native gold* di urat kuarsa; (B). emas murni (*native gold* nugget) hasil *panning* dari urat kuarsa seukuran ibu jari; (C). urat kuarsa mengandung emas pada batuan metamorf sekis; (D). arsenopirit dengan tekstur *banded* dilihat dari sangat dekat.

galena, dan sfalerit sangat jarang (Idrus drr., 2014). Secara umum kehadiran mineral sulfida memang jarang (<3%). Hal tersebut sesuai dengan karakteristik mineralogi pada beberapa endapan emas orogenik di dunia (Groves drr., 1998, 2003). Karakteristik endapan mengidentifikasi endapan emas di Pulau Buru dicirikan oleh urat-urat kuarsa mengandung emas yang terbentuk di batuan metamorf fasies sekis hijau yang mengindikasikan endapan emas orogenik (Grooves drr., 1998; Idrus drr., 2014).

Franklin (2000) telah menganalisis sampel batuan di daerah Waemese, Pulau Buru dan mengindikasikan sampel BSB30Ra mengandung kadar emas yang signifikan yaitu 6 g/t Au; 2,6 g/t As and 5,7 g/t Hg. Sampel lain yaitu BSW30Rd mengandung 0,41 g/t

Au, 1,3 g/t As and 0,3 g/t Hg. Sebagai data tambahan, perhitungan kasar berdasarkan penambangan tradisional di lapangan, kadar emas pada urat/uratan kuarsa tertentu sangat tinggi dengan rata-rata kadar diperkirakan 300 g/t Au. Meskipun begitu, belum terdapat data akurat seberapa banyak emas yang telah ditambang sejak penemuan pada Januari 2012. Ekstraksi emas yang dilakukan menggunakan merkuri (amalgamasi) dan sianida (Idrus dr., 2014).

Larutan hidrotermal

Idrus dr. (2014) melakukan analisis mikrotermometri terhadap 5 sampel urat kuarsa/reefs dari dua tipe pembentukan. Empat sampel mengandung inklusi fluida yang dapat diukur, namun satu sampel (B05VA) terlalu kecil untuk diukur. Rangkuman data mikrotermometer dari fluida inklusi yang dianalisis disajikan pada Tabel 4.5.

Data menunjukkan bahwa T_m dari inklusi fluida yang terdapat di tipe pertama urat kuarsa (kristalin, jernih, termineralisasi rendah dan paralel dengan foliasi) kecenderungan memiliki T_m antara $-0,1$ hingga $-0,3$ °C (rata - rata $-0,22$ °C) yang berarti bahwa salinitas antara 0,18 hingga 0,53 wt.% NaCl *eq.* (rata-rata 0,36 wt.% NaCl *eq.*), relatif lebih rendah dari urat kuarsa yang terbentuk selanjutnya (tipe kedua) yaitu T_m bernilai $-0,2$ hingga $-0,3$ °C (rata - rata $-0,27$ °C) yang menunjukkan tingkat salinitas 0,36 hingga 0,54 wt.% NaCl *eq.*, rata-rata yaitu 0,48 wt.% NaCl *eq.*

Temperatur homogenisasi (T_h) pembentukan urat kuarsa tipe pertama berkisar antara 234 hingga 354 °C yang relative lebih rendah dibanding urat kuarsa tipe kedua yaitu berkisar 321 hingga 400 °C diinterpretasikan sebagai temperatur pembentukan mineralisasi (Idrus dr., 2014).

Tabel 4.5. Data mikrotermometri dari inklusi fluida pada dua tipe urat kuarsa yang berasosiasi dengan mineralisasi emas primer di Pulau Buru (Idrus dr., 2014)

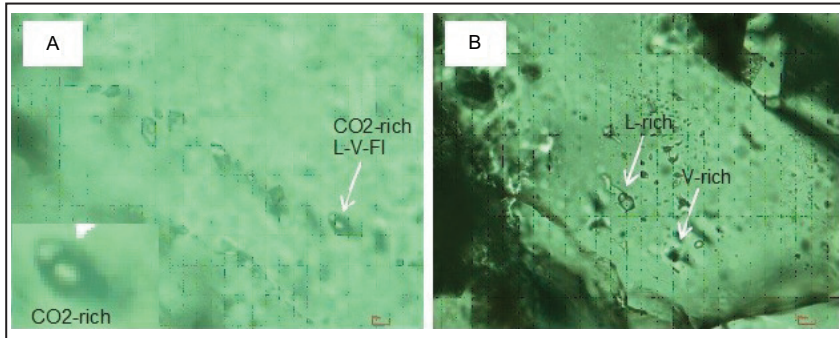
No.	Kode sampel	Tipe urat	M	Tm	Th	Salinitas
1	B01 V	Pertama	1	-0,2	234,7	0,36
			2	-0,2	342,8	0,36
			3	-0,2	239	0,36
			4	-0,2	323,7	0,36
			5	-0,1	354	0,18
			6	-0,2	325,6	0,36
			7	-0,3	338,1	0,53
			8	-0,2	350	0,36
			9	-0,2	300	0,36
2	GK 01	Pertama	1	-0,3	319,5	0,53
			2	-0,3	322,7	0,53
			3	-0,2	285	0,36
			4	-0,2	278	0,36
			5	-0,3	308,6	0,53
			6	-0,2	281,4	0,36
3	B05 V(B)	Kedua	1	-0,3	354	0,53
			2	-0,3	348	0,53
			3	-0,2	389	0,36
			4	-0,2	400	0,36
			5	-0,3	400	0,53
			6	-0,3	400	0,53
			7	-0,3	400	0,53
			8	-0,3	400	0,53
4	GB 01	Kedua	1	-0,3	398	0,53
			2	-0,2	384	0,36
			3	-0,3	372	0,53
			4	-0,3	398	0,53
			5	-0,3	400	0,53
			6	-0,2	331,8	0,36
			7	-0,3	387	0,53
			8	-0,2	349,7	0,36
			9	-0,3	400	0,53
			10	-0,2	325,8	0,36
			11	-0,2	332,5	0,36
			12	-0,3	361,2	0,53
			13	-0,3	349,7	0,53
			14	-0,3	321,3	0,53

Notes:

M = nomor pengukuran, Tm = Temperatur pelelehan (°C),

Th = Temperatur homogenisasi (°C) and salinitas (wt.% NaCl eq.).

Studi petrografi mengindikasikan bahwa inklusi fluida di kedua tipe urat kuarsa terdiri dari 4 fase yaitu *L-rich*, *V-rich*, *L-V-rich* dan *L1-L2-V (CO₂)-rich* (Gambar 4.42A). Sebagai tambahan, sampel B05VB dikarakteristikan oleh inklusi *V-rich* dan *L-rich*



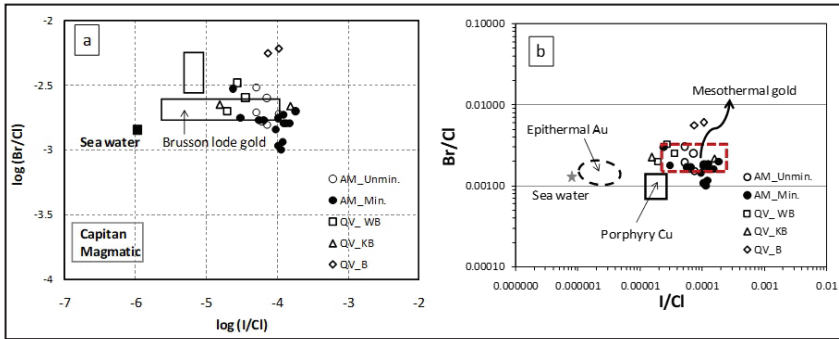
Gambar 4.42. Foto petrografi inklusi fluida; (A) Inklusi fluida karbonik (kaya akan CO₂) dan (B) inklusi fluida kaya akan Liquid (L) dan kaya akan *Vapour* (V) pada urat kuarsa dari Gunung Botak, Pulau Buru. Inklusi karbonik mengindikasikan bahwa fluida metamorfisme berpengaruh pada pembentukan mineralisasi emas, dimana kelimpahan dari monofase *L-rich* dan *V-rich* yang tinggi merupakan indikasi penting dari kondisi *boiling* (Idrus dr., 2014).

(Gambar 4.42B) yang dapat mengimplikasikan kondisi mendidih dengan temperatur mencapai 400 °C. Sampel tersebut diambil dari lokasi penambangan tradisional di Gunung Botak.

Hasil analisis *crush-leach* pada inklusi fluida menunjukkan bahwa kimia fluida halogen (plot Br/Cl vs. I/Cl) tidak identik dengan fluida magmatik atau epitermal, namun cenderung mirip dengan fluida di endapan-endapan emas mesotermal (Gambar 4.43).

Fluida hidrotermal yang membentuk mineralisasi dicirikan dengan fluida kaya akan CO₂ dengan temperatur menengah yaitu 300 - 400 °C (kisaran temperatur mesotermal) dan umumnya salinitas rendah (0,36 hingga 0,54 wt.% NaCl *eq.*), yang menunjukkan bahwa fluida metamorfik yang membentuk endapan emas di Pulau Buru (Idrus dr., 2014).

Berdasarkan pengamatan parameter tersebut mineralisasi emas pada Pulau Buru termasuk dalam endapan emas ‘mesotermal’ atau endapan emas tipe orogenik (Groves dr., 1998, 2003).



Gambar 4.43. Analisis *crush-leach* dari kandungan halogen (rasio I/Cl dan Br/Cr) dari inklusi fluida menunjukkan fluida yang membentuk mineralisasi tidak identik dengan fluida magmatik (A), epitermal (dominan air meteorik) dan porfiri Cu (B), tetapi cenderung mirip dengan endapan emas tipe fluida mesothermal (Idrus dr., 2014).

Meskipun begitu, studi lebih lanjut dari parameter genetik dari endapan misalnya rasio mineralogi (sulfida dan gangue) secara mendetil, unsur logam dasar, unsur *pathfinder*, ciri-ciri khusus, yang sangat diperlukan untuk memahami genesa dari endapan emas di Pulau Buru secara lebih baik.

5

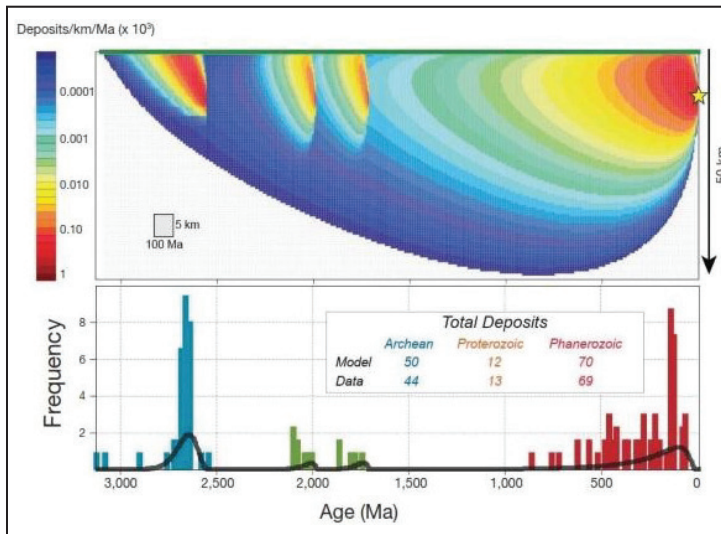
BAB 5 EKSPLOKASI ENDAPAN EMAS OROGENIK DI INDONESIA

5.1. Daerah Target Eksplorasi

Sabuk batuan metamorf terbentuk sebagai akibat dari proses orogenesis penunjaman yang membentuk zona akresi atau akibat tumbukan kolisi oleh proses penipisan dan/atau penebalan kerak benua. Batuan pembawa mineralisasi yang utama dari endapan emas tipe orogenik adalah batuan metamorf fasies sekis hijau, namun beberapa endapan juga terbentuk di dalam fasies sub-sekis hijau samapi fasies granulit bagian bawah. Emas umumnya terbentuk berasosiasi dengan urat kuarsa ± karbonat atau tersebar dalam batuan metasedimen (Phillips dan Groves, 1983; Böhlke, 1988; Mikucki, 1998).

Batuan asal pembawa mineralisasi emas orogenik dari umur Archean adalah batuan vulkanik atau batuan intrusi, sedangkan yang berumur Paleoproterozoikum hingga Tersier merupakan batuan sedimen yang terbentuk dalam tektonik busur, busur belakang, atau prisma akresi (Groves dr., 2003).

Model distribusi endapan emas tipe orogenik yang dilakukan oleh Wilkinson dan Kesler (2010) menunjukkan bahwa konsentrasi area endapan yang terbentuk pada sabuk batuan metamorf berumur Phanerozoikum lebih tinggi dibanding pada sabuk-sabuk batuan metamorf berumur Proterozoikum dan Arkean (Gambar 5.1). Hal ini menunjukkan bahwa batuan-batuan metamorf di In-

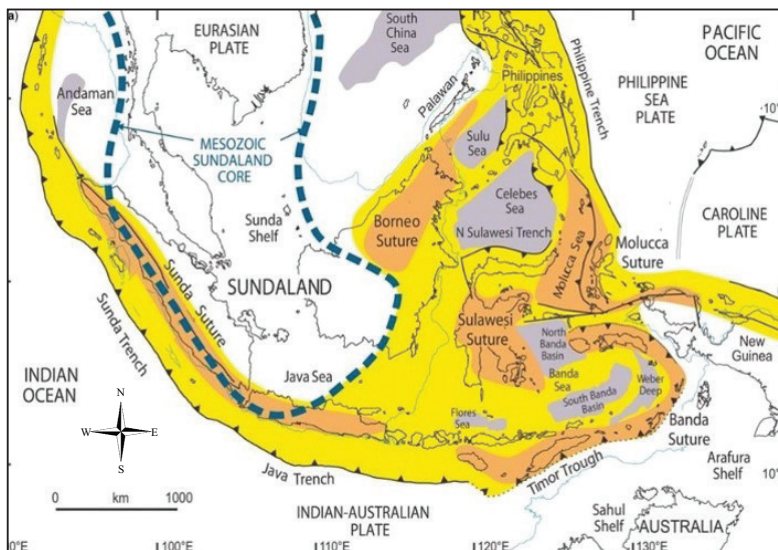


Gambar 5.1. Model distribusi dalam ruang kedalaman-waktu dari endapan emas orogenik (Wilkinson dan Kesler, 2010).

donesia yang hampir kesemuanya berumur Phanerozoikum merupakan daerah target eksplorasi yang menjanjikan.

Sebaran zona akresi di Indonesia bisa diidentifikasi dari keberadaan zona-zona batas lempeng konvergen atau yang dikenal sebagai zona suture yang merupakan bagian dari sabuk orogenesis (Gambar 5.2). Proses orogenesis di Indonesia tersusun oleh inti kontinental Sundaland yang di kelilingi oleh beberapa segmen atau sutur yang berbeda beda yaitu Sunda, Borneo, Sulawesi, Banda, dan Maluku (Hall dan Wilson, 2000; Hall, 2009).

Penunjaman dari lempeng benua Hindia di bagian selatan dan barat laut membentuk suture Sunda yang merupakan batas lempeng relatif sempit memanjang dari Sumatera melewati Jawa sampai Sulawesi bagian barat. Zona akresi dari proses orogenesis ini secara fisiografi berada di bawah laut bagian selatan Pulau Sumatera dan Jawa sehingga tidak tersingkap di permukaan



Gambar 5.2. Orogenesa akresi Asia Tenggara. Zona batas lempeng konvergen (*suture zone*) di dalam jalur orogenesis ditampilkan dalam warna orange (Hall, 2009).

(Schluter dr., 2002). Suture Borneo berada pada inti *Sundaland* yang muncul pada batas wilayah administratif negara Indonesia dan Malaysia. Subduksi terjadi selama Eosen dan Oligosen serta dilanjutkan dengan kolisi antara kerak benua pada Miosen Awal.

Distribusi batuan metamorf produk orogenesis lebih banyak tersingkap di bagian timur Indonesia yang berpotensi juga membawa endapan emas orogenik. Batuan-batuan tersebut merupakan batuan metasedimen berumur Paleozoikum hingga Kenozoikum terrangkum di dalam Tabel 5.1.

Dalam skala regional, peluang penemuan endapan - endapan emas tipe orogenik di bagian timur Indonesia kemungkinan sangat bagus. Beberapa batuan metamorf fasies sekis hijau yang berasal dari batuan sedimen laut teridentifikasi di beberapa daerah di Pulau Sulawesi, Banggai, Buru, Seram, Timor dan Papua.

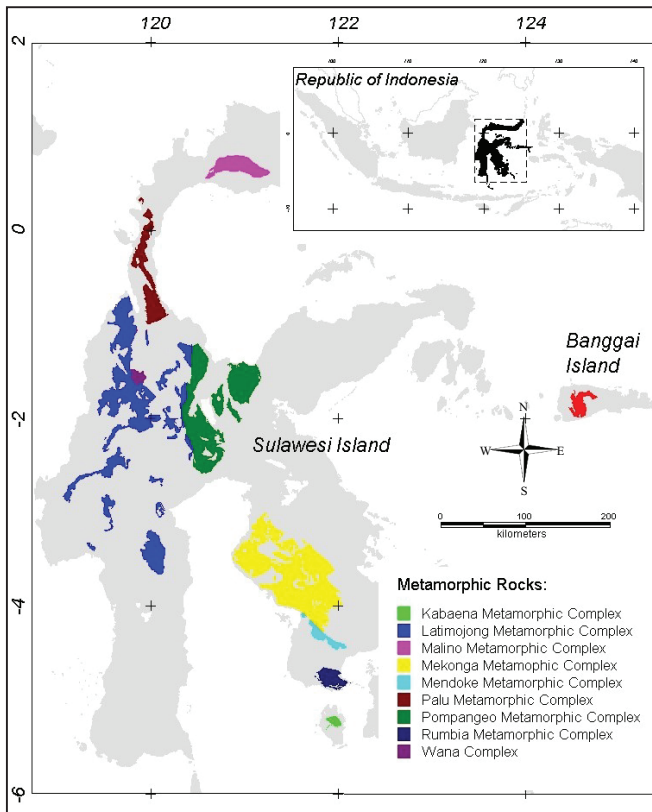
Tabel 5.1. Distribusi batuan metamorf di Indonesia bagian timur

Pulau	Busur Tektonik	Batuan Metamorf			Batuan Asal		Endapan Emas	
		Formasi	Litologi	Fasies Metamorf	Umur metamorfisme	Litologi		Umur
Sulawesi	West Sulawesi Plutono-Volcanic Arc	Latimojong Formation	Schists, gneisses, phyllites	Greenschist	Cenozoic (Miocene)	Flysch sediments	Mesozoic (Late Cretaceous)	Awak Mas
		Malino Metamorphic Complex	Phyllites, mica schist, gneisses	Greenschist	Cenozoic (Miocene)	Turbidite sediments, granitoid	Paleozoic (Devonian - Early Carboniferous)	
		Palu Metamorphic Complex	Biotite schists, gneisses	Greenschist to amphibolite	Cenozoic (Late Oligocene - mid- Miocene)	Pelitic or psammitic sediments, granitoid	Mesozoic (Cretaceous- Paleogene)	Poboaya
		Wana Metamorphic Complex	Mica schists, gneisses	Greenschist	Cenozoic	Marine Sediments	Mesozoic (Triassic)	
		Pompangoe Complex	Schists, phyllites	Greenschist	Mesozoic (Cretaceous)	Shallow marine sediments		
		Mengkoka Metamorphic Complex	Schists	Greenschist	Mesozoic (Cretaceous)	Marine Sediments		
		Mendoke	Schists	Greenschist	Mesozoic (Cretaceous)	Marine Sediments		
		Rumbia Metamorphic Complex	Schists	Greenschist	Mesozoic (Cretaceous)	Marine Sediments		Bombana
		Kabaena Metamorphic Complex	Schists	Greenschist	Mesozoic (Cretaceous)	Marine Sediments		

Tabel 5.1. Distribusi batuan metamorf di Indonesia bagian timur (lanjutan)

Pulau	Batuan Metamorf			Batuan Asal		Endapan Emas
	Busur Tektonik	Formasi	Facies Metamorf	Umur metamorfisme	Litologi	
Bangkai	Bangkai-Sula Block	Bangkai-Sula metamorphic	Greenschist	Paleozoic (Carboniferous)	Sediments	Paleozoic (Carboniferous)
Buton	Buton-Tukang Besi Block	Lakansai Formation	Greenschist		Pelitic sediments	Paleozoic
Buru		Wahlua Complex	Greenschist to graphitic phyllites amphibolite		Flysch sediments	Paleozoic (Carboniferous - Perm)
Seram		Rana Complex	Greenschist		Flysch sediments	Paleozoic (Perm)
		Saku Formation	Sub-greenschist			Paleozoic (Triassic)
		Tehoru Formation	Schists, phyllites, slates			Paleozoic (Permian-Trias)
Timor	Banda Arc	Taumasa Complex	Schists, gneisses, phyllites			Paleozoic (Permian)
		Kobipoto Complex	Schists, gneisses			Paleozoic (Permian)
Papua		Mutis	Intermediate to high grade		Volcano-sedimentary rocks	Mesozoic (pre-Cretaceous)
	Central Papua Metamorphic Belt	Lolotoi	Intermediate to high grade		Volcano-sedimentary rocks	Mesozoic (pre-Cretaceous)
		Derewo Metamorphic	Phyllite		Deep marine sediments	Cenozoic (Jurassic - Cretaceous)

Sebagai tambahan terhadap Kompleks Metamorf Latimojong dimana prospek Awak Mas berada, beberapa batuan metamorf yang layak menjadi batuan sampling pembawa mineralisasi tersebar di Busur Plutono-Vulkanik Sulawesi Barat, Busur metamorf Sulawesi Tengah, Blok Banggai-Sula dan Blok Buton Tukang Besi dalam berbagai variasi umur (Gambar 5.3). Batuan - batuan metamorf tersebut didominasi oleh fasies sekis hijau.



Gambar 5.3. Sebaran batuan metamorf di daerah Sulawesi dan sekitarnya. Kompilasi dari Sumadirdja dr. (1973); Djuri dr. (1998); Simandjuntak dr. (1997); Sukido dr. (1993); Simandjuntak dr. (1993a,b); Rusmana dr. (1993a,b); Simandjuntak dr. (1991a,b), dan Sikumbang dr. (1995) dalam Ernowo (2017).

Kompleks Batuan Metamorf Malino yang terletak di bagian utara Busur Plutono-Vulkanik Sulawesi Barat dicirikan oleh litologi sekis mika, gneis dan filit (Ratman drr., 1976; van Leeuwen drr., 2007). Batuan - batuan metamorf tersebut mewakili batuan asal endapan turbidit berumur Paleozoikum (Devon - Karbon Awal) dan batuan-batuan granitoid yang bermetamorfosis selama Kenozoikum (Oligosen Akhir - Miosen Tengah).

Pada bentuk memanjang dari “leher” Pulau Sulawesi terendapkan Kompleks Metamorf Palu berupa batuan metamorf dari fasies sekis hijau sampai amfibolit yang tersusun oleh batuan sekis biotit, amfibolit, dan gneis berumur Kenozoikum (Miosen - Pliosen Tengah) yang berasal dari sedimen-sedimen *pelitic* atau *psammitic* dan granitoid berumur Kapur - Paleogen (Sukamto, 1975; Ratman drr., 1976; van Leeuwen drr., 2016). Kompleks batuan metamorf ini terpotong oleh sesar normal dan sesar mendatar fase *brittle* (Watkinson, 2011; Hennig drr., 2014) dan *shear zone* utama sudut landai fase *brittle-ductile* (van Leeuwen drr., 2015). Endapan emas epitermal sulfide rendah (*low sulhidation*) di Po-boya terbentuk pada *shear zone* tersebut (Wajdi drr., 2011). Di sepanjang kedua sisi Sesar Palu-Koro terdapat Kompleks Metamorf Wana yang tersusun oleh sekis berumur Trias (Sukido drr., 1993).

Kompleks Sekis Pompangeo (*Pomangeo Schist Complex*) merupakan komponen utama dari Sabuk Batuan Metamorf Sulawesi Tengah yang membentang dari utara ke selatan. Kompleks batuan metamorf ini terletak di sekitar Pegunungan Pompangeo yang terletak di sebelah timur dari lembah Sesar Palu-Koro. Kompleks batuan metamorf ini disusun oleh sekis dan filit sebagai produk metamorfisme selama Kapur Tengah dan diterobos oleh batuan granitoid berumur Miosen - Pliosen (Simandjuntak drr., 1991; Parkinson, 1998; Parkinson drr., 1998). Batuan asal dari batu-

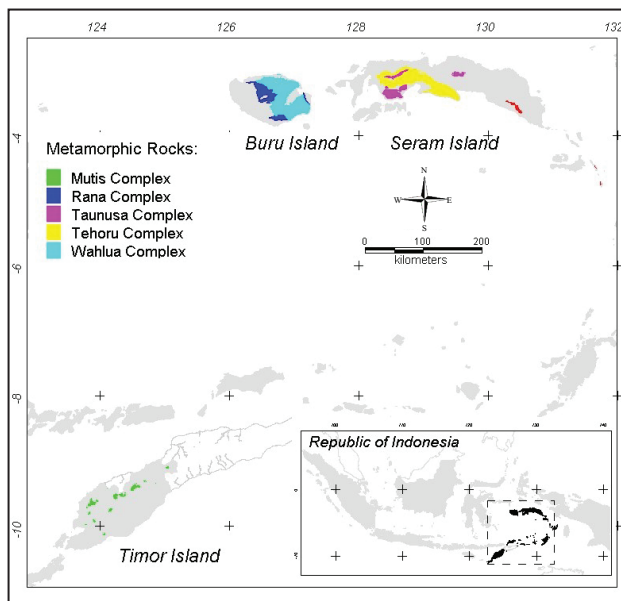
aan-batuan metamorf di kompleks tersebut adalah batuan - batuan sedimen laut dangkal atau sedimen tepi benua (Parkinson, 1996, 1998).

Kompleks batuan metamorf Mengkoka, Mendoke, Rumbia dan Kabaena tersusun secara dominan oleh batuan sekis dari fasies sekis hijau tersingkap di bagian lengan tenggara Pulau Sulawesi berkorelasi dengan Kompleks Sekis Pompangeo (Helmers dr., 1989; Parkinson, 1998; Parkinson dr., 1998). Mineralisasi emas orogenik yang terbentuk pada batuan sekis Kompleks Metamorf Rumbia diasumsikan sebagai sumber endapan emas placer yang ditemukan di Bombana (Idrus dr., 2011, 2016).

Singkapan kecil batuan metamorf ditemukan di Pulau Buton yaitu dari Formasi Lakansai yang berumur paleozoikum dengan batuan penyusun filit yang berasal dari protolit batuan sedimen pelitik (Smith dan Silver, 1991; Milsom, 2000). Di Blok Banggai-Sula batuan metamorf yang ditemukan adalah batuan metamorf derajat rendah berumur Karbon yang tersusun oleh sekis dan gneis, yang diterobos oleh granitoid berumur Permo-Trias yang berasosiasi dengan batuan vulkanik (Garrard dr., 1988; Sukanto, 1975; Rudyawan dan Hall, 2012).

Busur Banda juga menyimpan banyak batuan metamorf sebagai litologi penyusunnya. Batuan metamorf ditemukan di Busur Banda bagian dalam yaitu di Kepulauan Buru, Seram dan Timor (Gambar 5.4). Dua kompleks batuan metamorf terdapat di Pulau Buru, yaitu Kompleks Rana dan Wahlua. Kedua kompleks batuan metamorf tersebut berasal dari protolit berupa batuan sedimen tipe *flysch* (Tjokrosapetro dan Budhitrisna, 1982; Milsom, 2000).

Kompleks Wahlua berumur Paleozoikum tersusun oleh batuan metamorf fasies sekis hijau sampai fasies amfibolit yang merupakan batuan dasar yang ditemukan di Pulau Buru. Sementara itu batuan metamorf Kompleks Rana berumur Perm dengan komposisi



Gambar 5.4. Distribusi batuan metamorf pada busur tektonik Banda hasil kompilasi dari Tjokrosapoetro dr. (1993a; 1993b; 1993c) dalam Ernowo (2017).

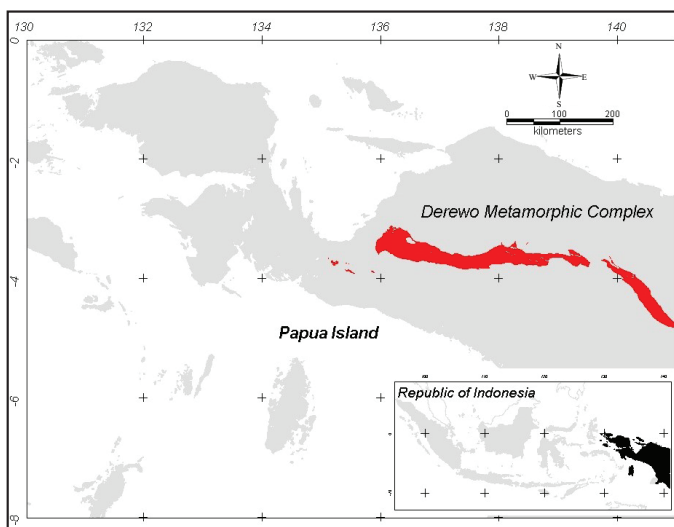
batuan panyusun metamorf fasies sekis hijau menutupi kompleks Wahlua. Kedua kompleks batuan metamorf tersebut tersusun oleh batuan - batuan yang berpotensi untuk menjadi batuan sampling pembawa mineralisasi seperti filit grafit dan sekis.

Di Pulau Seram yang secara tektonik juga masih bagian dari Busur Banda terdapat 3 kompleks batuan metamorf. Kompleks Kobipoto berumur Paleozoikum (pra-Perm) tersusun oleh batuan metamorf derajat tinggi berupa sekis dan gneiss (Audley-Charles dr., 1979; Milsom, 2000). Dalam urutan Perm ke Trias diendapkan Formasi Taunusa dan Tehoru yang secara bertahap mengalami peningkatan derajat metamorfisme dari lemah sampai sedang.

Di Pulau Timor kemunculan batuan metamorf diwakili oleh Kompleks Lolotoi dan Mutis yang berumur pra-Kapur. Kompleks ini mengandung batuan metamorf derajat rendah hingga tinggi

yang berasal dari protolith batuan sedimen asal vulkanik (Audley-Charles 1968; Barber dr., 1977; Audley-Charles dr., 1979; Milsom, 2000).

Batuan metamorf yang paling memiliki potensi keterdapatan endapan emas orogenik di Papua terdapat di Kompleks Metamorf Derewo (Gambar 5.5). Kompleks batuan ini merupakan kompleks metamorf terbesar di Papua dan membentang kurang lebih sepanjang 550 km di sepanjang sisi utara Pegunungan Tengah Papua (Warren dan Cloos, 2007). Kompleks Metamorf Derewo ini tersusun oleh bervariasi batuan metamorf terdiri dari sekis mika mengandung grafit, sekis mika dan filit (Dow dr., 1988; Nash, 1993). Protolit dari batuan-batuan metamorf tersebut adalah batuan sedimen laut dalam dari Formasi Kembelangan yang berumur Yura-Kapur (Warren dan Cloos, 2007).



Gambar 5.5. Distribusi batuan metamorf Kompleks Derewon di Papua bagian barat, kompilasi dari Panggabean dr. (1995); Harahap dan Noya (1995); Harahap dr. (1990); Koswara (1995), dan Sidarto dan Hartono (1995) dalam Ernowo (2017).

Sebagian besar endapan emas tipe orogenik terbentuk selama kejadian deformasi yang berkembang, biasanya 20 hingga 100 m.y. setelah pengendapan batuan pembawa berupa batuan volkano-sedimen (Groves dr., 2000). Tubuh bijih atau mineralisasi endapan pada umumnya dikontrol oleh struktur sesar pada *shear zone* (Sibson dr., 1988).

5.2. Metode Eksplorasi

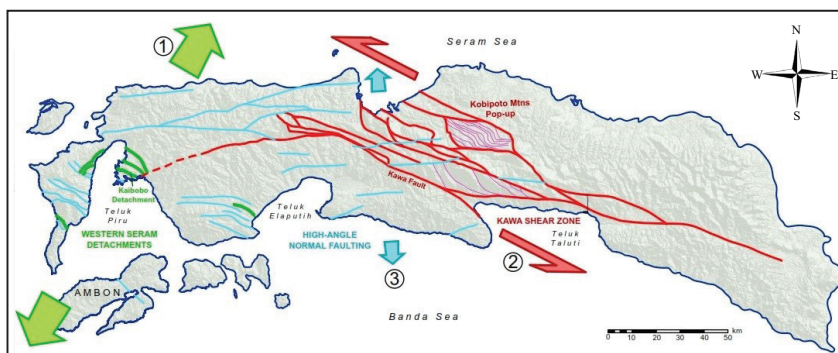
Dalam beberapa dekade kegiatan eksplorasi emas di Indonesia difokuskan pada endapan primer yang terkait dengan proses hidrotermal magmatik yaitu jenis endapan epitermal, porfiri dan skarn. Target penyelidikan berkaitan dengan distribusi sabbuk magmatik. Hal tersebut terjadi karena banyak tersebarnya endapan - endapan hidrotermal magmatik dan belum berkembangnya pemahaman mineralisasi emas orogenik di Indonesia. Beberapa endapan emas orogenik di Indonesia yang dibahas dalam Bab 4 menjelaskan mineralisasi-mineralisasi emas tersebut terkait dengan proses hidrotermal metamorfik. Penyelidikan struktur geologi pada batuan induk metamorf yang menguntungkan dan eksplorasi geokimia regional mutlak diperlukan untuk menargetkan wilayah prospek baru untuk mineralisasi emas orogenik.

Untuk menemukan endapan-endapan emas orogenik tersebut di Indonesia, perlu dilakukan langkah-langkah atau tahapan di dalam kegiatan penyelidikannya. Karena endapan emas orogenik bersifat epigenetik, struktur adalah kontrol urutan pertama pada distribusi endapan. Jadi, studi geologi tektonik dan struktural diperlukan untuk menggambarkan patahan skala kerak orde pertama dan zona geser pada skala regional, dengan tindak lanjut dari struktur orde kedua dan ketiga dalam skala yang lebih rinci.

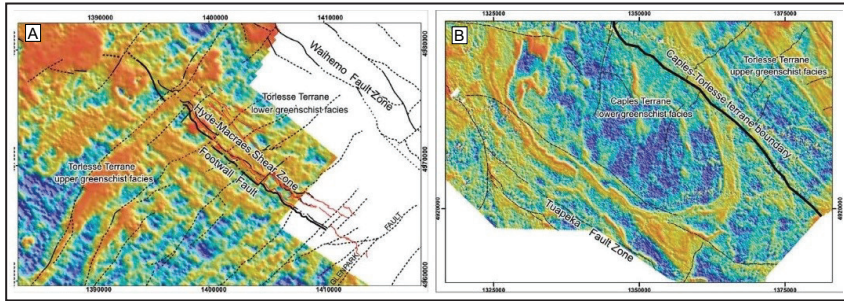
Sebagai contoh adalah tektonik dan indikasi struktur geologi yang berkembang di Pulau Seram (Gambar 5.6). *Shear zone* Kawa merupakan sesar utama yang memiliki arah tenggara-barat daya (Pownall dr., 2013). Sesar utama tersebut diikuti oleh pertumbuhan sesar-sesar orde berikutnya yang sangat berpotensi mengontrol terbentuknya endapan emas didukung oleh keberadaan batuan-batuan metamorf dari fasies sekis hijau yang dikenal sangat potensial menjadi batuan pembawa mineralisasi.

Penginderaan jauh dan survei geofisika dapat membantu mengidentifikasi berbagai tatanan struktur dan anomali logam. Sebagai contoh dari data geofisika airborne dengan membandingkan respon magnetic dan resistivitas di Macraes dan Hyde-Macraes Shear Zone (McKenzie dan Craw, 2017). Peta resistivitas dan konduktivitas yang dihasilkan dari pengolahan data geofisika dapat mengidentifikasi fabric batuan metamorf yang dominan dan batas-batas domain struktur regional (Gambar 5.7).

Eksplorasi geokimia dengan pengambilan sampel sedimen aliran dan analisis kimia untuk menggambarkan daerah anomali emas, latar belakang konsentrasi emas dan distribusi unsur-unsur



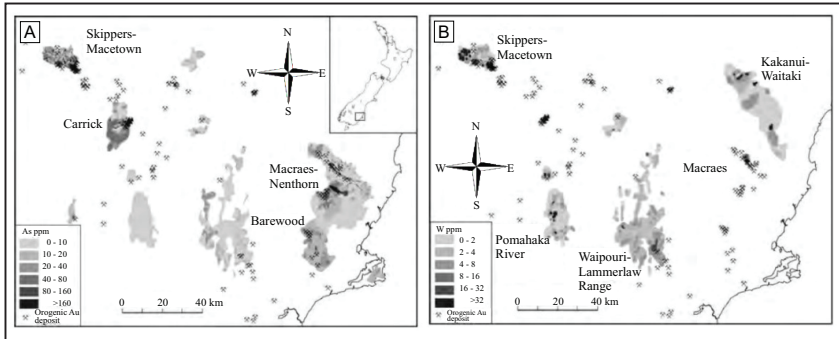
Gambar 5.6. Struktur geologi yang berkembang di Pulau Seram menunjukkan adanya shear zone yang diikuti oleh sesar-sesar orde berikutnya (Pownall dr., 2013).



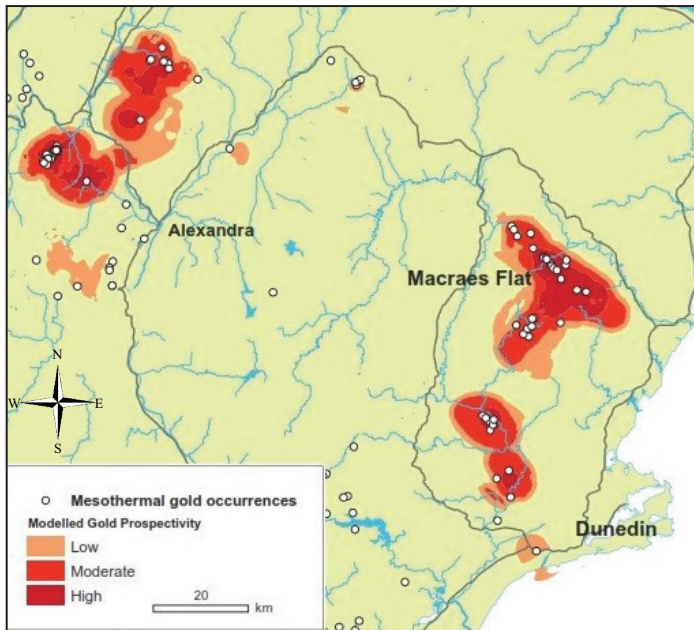
Gambar 5.7. Peta konduktifitas yang dihasilkan dari sinyal EM 8200 Hz (McKenzie dan Craw, 2017). (A) *Hyde-Macraes Shear Zone* berarah barat daya yang ditandai dengan nilai konduktivitas tinggi dengan sesar-sesar berarah timur laut. (B) Respon konduktifitas di batas barat daya *Otago Schist* dimana *Caples-Torlesse* menandai transisi dari kelurusan struktur dan fasies sekis hijau bagian atas dan sekis hijau bagian bawah.

jejak pemandu seperti Hg dan Sb (epizone), As dan Te (mesozone). Sebagai contoh endapan emas daerah Otago, New Zealand (Christie dan Carver, 2009) didapatkan endapan emas berasosiasi dengan sebaran unsur As dan W (Gambar 5.8).

Pemetaan prospektifitas mineral berbasis GIS berdasarkan struktur geologi, litologi, geokimia, dan geofisika terkini yang dilengkapi dengan indikasi mineralisasi emas, kemudian dihitung dengan pendekatan empiris dan konseptual akan membantu untuk menentukan hubungan spasial antara parameter dalam data peta dan deposit emas. Dengan contoh lokasi yang sama di Macraes. Partington dr. (2006) membuat peta prospektivitas endapan emas orogenik (Gambar 5.9). Korelasi data spasial dari beberapa model prospektifitas memberikan indeks keterdapatn endapan. Model prospektifitas regional ini memberikan potensi daerah yang direkomendasikan menjadi target penyelidikan lebih lanjut. Metode ini memiliki manfaat yang jelas dalam hal pemilihan lokasi untuk dieksplorasi dan penetapan prioritas untuk wilayah target eksplorasi di dalamnya.



Gambar 5.8. Sebaran unsur As dan W dalam sedimen sungai aktif yang berasosiasi dengan keberadaan endapan emas orogenik di daerah Otago, New Zealand (Christie dan Carver, 2009).



Gambar 5.9. Peta prospektivitas emas orogenik di daerah Macraes (Partington dr., 2006).

Pemetaan geologi dan perubahan mendetail dengan mempertimbangkan adanya albitisasi, karbonatisasi, dan sulfidasi. Dalam beberapa kasus, metasedimen yang mengandung grafit juga berpotensi untuk mineralisasi emas.

Studi terhadap inklusi fluida pembawa mineralisasi meliputi beberapa analisis diantaranya mikrotermometri, komposisi halogen dan isotop sangat diperlukan untuk mengidentifikasi karakteristik larutan hidrotermal yang mampu mengangkut, meremobilisasi dan mengendapkan emas.

6

BAB 6 PENUTUP

Emas merupakan unsur logam yang penggunaannya sudah dikenal sejak jaman Mesir kuno sebagai perhiasan. Dalam perkembangan peradaban manusia emas dipergunakan sebagai sebagai nilai tukar atau mata uang dalam bentuk koin cetak, dan di era modern dipergunakan untuk bahan teknologi, perbankan dan investasi. Karena kelangkaan dan didalam pencariannya memerlukan upaya yang tidak mudah, maka emas memiliki nilai ekonomis yang sangat tinggi. Meskipun fluktuatif, secara umum perkembangan harganya menunjukkan kecenderungan yang terus meningkat.

Secara geologi terdapat beberapa tipe endapan emas, salah satu di antaranya yang dikenal sebagai endapan emas tipe orogenik. Emas tipe orogenik menempati urutan ke dua dalam keterdapatan dan jumlah produksinya di dunia. Endapan ini secara regional terbentuk akibat dari proses orogenesis dalam tiga periode sejarah geologi mulai Arkean, Paleoproterozoikum sampai Panerozoikum. Batuan pembawa mineralisasi berupa batuan vulkano-plutonik (*greenstone*), magmatik, metasedimen dan batuan metamorf yang berasal dari sedimen klastik. Mineralisasi terjadi sebagai hasil dari proses devolatilisasi fluida metamorfik yang kemungkinan juga ada pencampuran dari fluida magmatik intrusi dalam.

Di Indonesia, upaya penyelidikan dan penelitian endapan emas tipe orogenik baru dimulai pada dekade terakhir. Beberapa endapan yang terkonfirmasi sebagai endapan emas tipe orogenik adalah Awak Mas, Bombana, Rampi, dan Pulau Buru. Eksplorasi dalam tahap lanjut di Awak Mas oleh perusahaan sudah menghasilkan sumberdaya dan cadangan emas yang cukup untuk dilanjutkan ke dalam tahap eksploitasi. Sementara endapan - endapan lain masih dalam tahap penyelidikan awal.

Kondisi geologi Indonesia tersusun oleh subduksi antara beberapa lempeng tektonik dan membentuk sabuk - sabuk orogenesis yang diikuti pembentukan batuan metamorf regional. Proses tersebut berpeluang diikuti oleh adanya mineralisasi emas. Batuan metamorf regional yang banyak tersebar di wilayah bagian timur Indonesia menjadi target untuk eksplorasi endapan emas tipe orogenik.

Studi literatur terhadap penelitian - penelitian geologi terdahulu akan sangat membantu di dalam melokalisir daerah target dalam kesesuaian dengan konsep mineralisasinya. Metode geologi, geokimia dan geofisika dibantu dengan aplikasi sistem informasi geografis akan mempercepat upaya - upaya eksplorasi untuk menemukan endapan - endapan emas tipe orogenik di Indonesia.

DAFTAR PUSTAKA

- Al Hakim, A. Y., Melcher, F., Prochaska, W., Bakker, R., dan Rantitsch, G., 2018. Formation of epizonal gold mineralization within the Latimojong Metamorphic Complex, Sulawesi, Indonesia: Evidence from mineralogy, fluid inclusions and Raman spectroscopy. *Ore Geology reviews*, 97, h. 88-108. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.05.001
- Archibald, N.J., Power, W.L., Ketelaar, P.B., Utley, D.C., Panizza, N., dan Nichols, S.N., 1996. Geology of the Awak Mas prospect area, south central Sulawesi, Indonesia. Fractal Graphics for PT Masmindo Eka Sakti. 24 h.
- Augustin J. dan Gaboury D., 2017. Paleoproterozoic plumerelated basaltic rocks in the Mana gold district in Western Burkina Faso, West Africa: implications for exploration and the source of gold in orogenic deposits. *Journal Africa Earth Science*, 129. h. 17-30. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2016.12.007
- Battles, D.A. dan Barton, M.D., 1995. Arc-related sodic hydrothermal alteration in the western United States. *The Geological Society of America*, 23 (10), h. 913-916. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023<0913:ARSHAI>2.3.CO;2
- Bergman, S.C., Coffield, D.Q., Talbot, J.P., Garrard, R.A., 1996. Tertiary tectonic and magmatic evolution of western Sulawesi and the Makassar Strait, Indonesia: evidence for a Miocene continent-continent collision. In: Tectonic evolution of Southeast Asia (ed. Hall, R. dan Blundell, D. J.), *Geology Society of*

London Special Publication, 106 (1), h. 391-429. DOI: 10.1144/GSL.SP.1996.106.01.25

Bierlein F.P, Pisarevsky S. 2008. Plume-related oceanic plateaus as a potential source of gold mineralization. *The Society of Economic Geologist*, 103 (2), h. 425-430. DOI: 10.2113/gsecon-geo.103.2.425

Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., Kuehn, C.A., 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems, in Berger, B.R. dan Bethke, P.M. (ed): *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 2 (5), h. 73-79. DOI: 10.5382/Rev.02.05

Bodnar, R.J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., dan Steele-MacInnis, M., 2014. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore deposits, in *Treatise on Geochemistry, Treatise on Geochemistry (Second Edition)*, h. 119-142, DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0

Boiron, M.C., Cathelineau, M., Bank, D.A., Fourcade, S., dan Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition, *Chemical Geology*, 194 (1-3), h. 119-141. DOI: 10.1016/S0009-2541(02)00274-7

Bohlke, J. K., 1982. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins. *US Geological Survey Open-File Report*, 795, h. 70-76.

Bortnikov, N.S., 2006. Geochemistry and Origin of the Ore-Forming Fluids in Hydrothermal-Magmatic Systems in Tectonically Active Zones. *Geology of Ore Deposits*, 48, h. 1-22. DOI: 10.1134/S1075701506010016

Bucher, K. dan Grapes, R. 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Chapter: Metamorphic Grade. Heidelberg, Springer. h. 119-187. DOI: 10.1007/978-3-540-74169-5_4

- Cai, P., Xu, R., Zheng, X., Yin, Y., Chen, X., Fan, X., dan Ma, C., 2019. Fluid Inclusion and H-O-S-Pb Isotope Geochemistry of the Yuka Orogenic Gold Deposit, Northern Qaidam, China. *Geofluids*, h. 1-17. DOI: 10.1155/2019/6912519
- Carlile, J.C., Digidowirogo, S., Darius, K., 1990. Geological setting, characteristics and regional exploration for gold in the volcanic arcs of North Sulawesi, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 35 (1-3), h. 105-140. DOI: 10.1016/0375-6742(90)90037-B
- Carlile, J. C. dan Mitchell, A.H.G., 1994. Magmatic arcs and associated gold and copper mineralization in Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 50 (1-3), h. 91-142. DOI: 10.1016/0375-6742(94)90022-1
- Cave, B.J. 2016. *Source of scheelite in the turbidite-hosted orogenic au deposits of Otago, New Zealand: an integrated metamorphic source model explaining the presence or absence of scheelite in turbidite-hosted orogenic au deposits. Dissertation.* University of Tasmania.
- Chauvet, A. 2019. Structural control of ore deposits: The role of pre-existing structures on the formation of mineralised vein systems. *Minerals*, 9 (1), 56h. DOI: 10.3390/min9010056
- Chi, G. dan Guha, J., 2011. Microstructural analysis of a subhorizontal gold-quartz vein deposit at Donalds, Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for hydrodynamic regime and fluid-structural relationship. *Geoscience Frontiers*, 2 (4), h. 529-538. DOI: 10.1016/j.gsf.2011.07.004
- Connolly, J.A.D., 2010. The mechanics of metamorphic fluid expulsion. *Element*, 6, h. 165-172.
- Connors, K.A., Noble, D.C., Bussey, S.D., dan Weiss, S.I., 1993. Initial gold contents of silicic volcanic rocks: bearing on the

- behavior of gold in magmatic systems. *Geology*, 21 (10), h. 937-940. DOI: 10.1130/0091-7613(1993)021<0937:IGCOSV>2.3.CO;2
- Cox, S.F., 2005. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. *In*: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P., (eds). *Economic geology 100th anniversary volume 1905-2005. Society of Economic Geologists*, h. 39-75. DOI: 10.5382/AV100.04
- Cox, S.F., 2016. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implications for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes - An invited paper. *Society of Economic Geologists*, 111, h. 559--587. DOI: 10.2113/econgeo.111.3.559
- Cox, S.F., Wall, V.J., Etheridge, M.A., dan Potter, T.F., 1991. Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits - examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews*, 6 (5), h. 391-423. DOI: 10.1016/0169-1368(91)90038-9
- Craw, D. dan MacKenzie, D., 2016. *Macraes orogenic gold deposit (New Zealand): origin and development of a world class gold mine*. Springer. h. 1-127. DOI: 10.1007/978-3-319-35158-2_1
- Djuri, Sudjatmiko, S., Bachri, Sukido, H.W., 1998. *Geological Map of The Majene and The Western Part of Palopo Sheets, Sulawesi, Scale 1: 250,000*. Geological Research and Development Centre, Indonesia.
- Dong, G., Morrison, G., dan Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *The Society of Economic Geologists*, 90 (6), h. 1841-1856. DOI: 10.2113/gsecongeo.90.6.1841

- Dressel, B. C., Chauvet, A., Trzaskos, B., Biondi, J. C., Bruguier, O., Monié, P., Villanova, S.N., dan Newton, J. B., 2018. The Passa Três lode gold deposit (Paraná State, Brazil): An example of structurally-controlled mineralisation formed during magmatic-hydrothermal transition and hosted within granite. *Ore Geology Reviews*, 102, h. 701-727. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.09.007
- Elburg, M. dan Foden, J. 1998: Temporal changes in arc magma geochemistry Northern Sulawesi Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 163 (1-4), h. 381-398. DOI: 10.1016/S0012-821X(98)00143-5
- Elmer, F.L., White, R.W. dan Powell, R., 2006. Devolatilization of metabasic rocks during greenschist-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, h. 497-513. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2006.00650.x
- Engström, A., 2013. *Metal Mobility during metamorphism and formation of orogenic gold deposits: Insights from the Dalradian of Scotland*, Unpublished Master Thesis, Stockholm University, 68h.
- Ernowo, 2017. Hydrothermal alteration and gold mineralization of the Awak Mas deposit, Sulawesi Island, Indonesia. Dissertation, RWTH Aachen University.
- Ernowo, E., Meyer, F.M., dan Idrus, A., 2019. Hydrothermal alteration and gold mineralization of the Awak Mas metasedimentary rock-hosted gold deposit, Sulawesi, Indonesia. *Ore Geology Reviews*, 113. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.103083
- Ernowo, E., Meyer, F.M., Idrus, A., Widyanarko, H., dan Endrasari, N.L., 2016. An update of key characteristics of Awak Mas mesothermal gold deposit, Sulawesi Island, Indonesia. *MGEI Annual Meeting*, h. 4-6.

- Evans, A.M., 1993. *Ore Geology and Industrial Mineral: an introduction*, 3rd Edition, John Wiley & Sons. Blackwell Scientific Publication, London.
- Evans K.A., Powell, R., dan Holland, T.J.B., 2010. Internally consistent data for sulphur-bearing phases and application to the construction of pseudosections for mafic greenschistfacies rocks in Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al-SiO₂-CO₂-O-S-H₂O. *Journal of Metamorphic Geology*, 28 (6), h. 667-687. DOI: 0.1111/j.1525-1314.2010.00890.x
- Frezzotti, M.L., Tecce, F., Casagli, A., 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, h. 1-20. DOI: 10.1016/j.gexplo.2011.09.009
- Frimmel, H.E., 2008. Earth's continental crustal gold endowment. *Earth and Planetary Science Letters*, 267 (1-2), h. 45-55. DOI: 10.1016/j.epsl.2007.11.022
- Fu, B., Kendrick, M.A., Fairmaid, A.M., Phillips, D., Wilson, C.J.L., Mernagh, T.P., 2012. New constraints on fluid sources in orogenic gold deposits Victoria Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 163, h. 427-447. DOI: 10.1007/s00410-011-0678-4
- Fyfe, W.S., Price, N.J., dan Thompson, A.B., 1978. Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, Amsterdam, 383h.
- Gaboury, D., 2019. Parameters for the formation of orogenic gold deposits. *Applied Earth Science*, 128 (3), h. 124-133. DOI: 10.1080/25726838.2019.1583310
- Gaboury D, Carrier, A., Crevier, M., Pelletier, C., dan Sketchley, D.A., 2001. Predictive distribution of fault-fill and extensional veins; example from the Sigma gold mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology*, 96 (6) h. 1397-1405. DOI: 10.2113/gsecongeo.96.6.1397

- Gebre-Mariam, D.I.M., Groves, N.J., McNaughton, E.J., Mikuciki, dan Vearncombe, J.R., 1993. Archaean Au-Ag mineralisation at Racetrack, near Kalgoorlie, Western Australia: a high crustal-level expression of the Archaean composite lode-gold system, *Mineralium Deposita*, 28, h. 375-387. DOI: 10.1007/BF02431597
- Gebre-Mariam, D.I.M., Hagemann, S.G., dan Groves, D.I., 1995. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, 30, h. 408-410. DOI: 10.1007/BF00202283
- Gisolf, 1919. Lawsonite and epidote in schists of the Latimojong Mountains, Celebes (In Dutch). *Ovegedrukt uit de Handlingen van het XVLE Nederlandsch Nataur-en Geneeskunding Congres Leiden*.
- Gleeson, S., 2003. Bulk analyses of electrolytes in fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D., (Eds.) Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. *Mineralogical Association of Canada, Short Course*, 32, h. 233-247. DOI: 10.1007/s00126-004-0411-6
- Goldstein, R.H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55 (1-4), h. 159-193. DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00044-X
- Goldstein, R.H. dan Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *The Society for Sedimentary Geology, Short course*, 31, 139h. DOI: 10.2110/scn.94.31
- Goldfarb, R.J., dan Groves, D.I., 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, h. 2-26. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.07.011.
- Goldfarb, R.J., Meighan, C., Meinert, L., dan Wilson, F.H., 2016. Alaska: Mineral Deposits and Metallogeny, In: Boyd, R., Bjerk-

- gård, T., Nordah, B., dan Schiellerup, H., Mineral Resources in the Arctic, Geological Survey of Norway, h. 15-77
- Goldfarb, R. J., Groves, D. I., dan Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore geology reviews*, 18 (1-2), h. 1-75. DOI: 10.1016/S0169-1368(01)00016-6
- Goldfarb, R., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart, C. J., dan Gosselin, P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Society of Economic Geologists*, 100th Anniversary Volume, h. 407-450. DOI: 10.5382/AV100.14
- Goldfarb, R.J., dan Groves, D.I., 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, h. 2-26. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.07.011
- Goodwin, N.R.J., Burgess, R., Craw, D., Teagle, D.A.H., Ballentine, C.J., 2017. Noble gases fingerprint a metasedimentary fluid source in the Macraes orogenic gold deposit, New Zealand. *Mineralium Deposita*, 52, h. 197-209. DOI: 10.1007/s00126-016-0648-x
- Groves, D.I., 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineral Deposits*, 28, h. 366-374. DOI: 0.1007/BF02431596
- Groves, D., Condie, K.C., Goldfarb, R.J., Hronsky, J.M.A., dan Vielreicher, R. (2005). Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100 (2), h. 203-224. DOI: 10.2113/gsecongeo.100.2.203
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, D.I.M., Hagemann, S.G., dan Robert, F., 1998. Orogenic gold deposit: A proposed classification in the context or their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Review*, 13

- (1-5), h. 7-27. DOI: 10.1016/S0169-1368(97)00012-7
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Knox-Robinson, C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G.Y., dan Holyland, P., 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 17 (1-2), h. 1-38. DOI: 10.1016/S0169-1368(00)00002-0
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., dan Hart, C.J.R., 2003. Gold deposits in Metamorphic Belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98, h. 1-29. DOI: 10.2113/gsecongeo.98.1.1
- Groves, D.I., Phillips, G.N., Ho, S.E., dan Houston, S.M., 1985. The nature, genesis and regional controls of gold mineralization in Archaean greenstone belts of the Western Australian Shield; a brief review. *South African Journal of Geology*, 88, h. 135-48.
- Groves, D.I., Santosh, M., Goldfarb, R.J., dan Zhang, L., 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, 9 (4), h. 1163-1177. DOI: 10.1016/j.gsf.2018.01.006
- Groves, D.I., Santosh, M., dan Zhang, L., 2020. A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach. *Geoscience Frontiers*, 11, h. 719-738. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.12.007
- Guilbert, J.M. dan Park Jr, C.F., 1986. *The geology of ore deposits*. W.H. Freeman and Co.
- Günther, D., Aude'tat, A., Frischknecht, R., dan Heinrich, C.A., 1998. Quantitative analysis of major, minor and trace elements in fluid inclusions using laser ablation-inductively coupled plas-

- ma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 13, h. 263-270. DOI: 10.1039/A707372K
- Hagemann, S.G., Groves, D.I., Ridley, J.R., Vearncome, J.R., 1992. The Archaean lode-gold deposits at Wiluna, Western Australia. High level brittle-style mineralisation in a strike-slip regime. *Economic Geology*, 87, h. 1022-1053.
- Hagemann, S.G. dan Cassidy, K.F., 2000. Archaen orogenic lode gold deposits, *Reviews in Economic Geology: Gold in 2000*, 13, h. 9-68. DOI: 10.5382/Rev.13.01
- Hall, R. 1996. Reconstructing Cenozoic SE Asia. In: Hall, R. dan Blundell, D.J. (Ed.), Tectonic Evolution of SE Asia. *Geological Society of London Special Publication*, 106 (1), h. 153-184. DOI: 10.1144/GSL.SP.1996.106.01.11
- Hall, R. 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific, computer based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20 (4), h. 353-434. DOI: 10.1016/S1367-9120(01)00069-4
- Hall, R. 2014. Indonesian Tectonics: Subduction, Extension, Provenance and more. *38th Proceeding of Indonesian Petroleum Association*.
- Hall, R. dan Wilson, M.E.J, 2000. Neogene sutures in eastern Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18 h. 781-808. DOI: 10.1016/S1367-9120(00)00040-7
- Hamilton, W. 1979. Tectonics of the Indonesian region. *USGS Professional Paper*, 1078. 345h. DOI: 10.3133/pp1078
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 58, h. 820-829 DOI: 10.1306/212f8e77-2b24-11d7-8648000102c1865d
- <https://nusantararesources.com>(diunduh 5 Desember 2020)

- Idrus, A., Mansur, S., Ahmad, R., dan Mahdi, A., 2016. Occurrences and Characteristics of Gold Mineralization in Rampi Block Prospect, North Luwu Regency, South Sulawesi Province, Indonesia. *Journal of Applied Geology*, 1 (2), h. 63-70. DOI: 10.22146/jag.26962
- Idrus, A., Nur, I., Warmada, I.W., dan Fadlin, F., 2011. Metamorphic rock-hosted orogenic gold deposit type as a source of Langkowala placer gold, Bombana, Southeast Sulawesi. *Indonesian Journal on Geoscience*, 6 (1), h. 43-49. DOI: 10.17014/ijog.v6i1.114
- Idrus, A., Prihatmoko, S., Hartono, H.G., Idrus, F., Ernowo, Franklin, Moetamar, dan Setiawan, I., 2014. Some key features and possible origin of the metamorphic rock-hosted gold mineralization in Buru Island, Indonesia. *Indonesian Journal on Geoscience*, 1, h. 9-19. DOI: 10.17014/ijog.v1i1.172
- Idrus, A., Safruddim, dan Anastasia, D.T., 2015. Ore Mineralization, Alteration and Mineralizing Hydrothermal Fluid Characteristics of the Awak Mas Mesothermal Gold Deposit, South Sulawesi, Indonesia.
- Jezek P.A., Whitford D.J., dan Gill, J.B., 1981. Geochemistry of recent lavas from the Sangihe-Sulawesi arc, Indonesia. In: *The Geology and Tectonics of Eastern Indonesia Special Publication 2*, Barber, A.J. dan Wiryosujono, S., (ed.). h. 383-389.
- Kebede, T., Koeberl, C., dan Koller, F., 1999. Geology, geochemistry and petrogenesis of intrusive rocks of the Wallagga area, western Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 29 (4), h. 715-734. DOI: 10.1016/S0899-5362(99)00126-8
- Kerrick R., 1988. Archean gold: Relation to granulite formation or felsic intrusions? *Geology*, 17 (11), h. 1011-1015. DOI: 10.1130/0091-7613(1989)017<1011:AGRTGF>2.3.CO;2

- Kisman, 2009. Prospeksi Endapan Emas Di Kabupaten Bombana, Provinsi Sulawesi Tenggara. Badan Geologi.
- Lambeck, A., Mernagh, T.P., dan Wyborn, L., 2011. Are iron-rich sedimentary rocks the key to the spike in orogenic gold mineralization in the Paleoproterozoic? *Economic Geology*, 106 (3), h. 321-330. DOI: 10.2113/econgeo.106.3.321
- Large, R.R., Maslennikov, V.V., Robert, F., Danyushevsky, L.V., dan Chang, Z., 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia. *Economic Geology*, 102, h. 1233-1267. DOI: 10.2113/gsecongeo.102.7.1233
- Large, R.R., Bull, S.W., dan Maslennikov, V.V., 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Economic Geology*, 106 (3), h. 331-358. DOI: 10.2113/econgeo.106.3.331
- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Mefre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., dan Thomas, H., 2009. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Economic Geology*, 104 (5), h. 635-668. DOI: 10.2113/gsecongeo.104.5.635
- Large, R., Thomas, H., Craw, D., Henne, A., dan Henderson, S., 2012. Diagenetic pyrite as a source for metals in orogenic gold deposits, Otago Schist, *New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 55, h. 137-149. DOI: 10.1080/00288306.2012.682282
- Lawrence, D. M., Treloar, P. J., Rankin, A. H., Harbidge, P., dan Holliday, J., 2013. The geology and mineralogy of the Loulo mining district, Mali, West Africa: Evidence for two distinct

- styles of orogenic gold mineralization. *Economic Geology*, 108 (2), h. 199-227. DOI: 10.2113/econgeo.108.2.199
- van Leeuwen, T.M. dan Pieters, P.E., 2012. *Mineral deposits of Sulawesi*. Geological Agency of Indonesia, Indonesia.
- Lindgren, W., 1933. *Mineral Deposits*. McGraw-Hill.
- Loucks, R.R., 2000. Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. *American Journal of Science*, 300, h. 23-59. DOI: 10.2475/ajs.300.1.23
- McCuaig, T. C. dan Kerrich, R., 1998. P—T—t—deformation—fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12 (6), h. 381-453. DOI: 10.1016/S0169-1368(98)80002-4
- Meyer, C., 1981. Ore-forming processes in geologic history. *Economic Geology, 75th Anniversary Volume*, 227 (4693), h. 6-41.
- Meyer, M. dan Saager, R., 1985. The gold content of some Archean rocks and their possible relationship to epigenetic gold-quartz vein deposits. *Mineralium Deposita*, 20, h. 284-289. DOI: 10.1007/BF00204288
- Mikucki, E.J., 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review: *Ore Geology Reviews*, 13 (1-5), h. 307-321. DOI: 10.1016/S0169-1368(97)00025-5
- Misra, K., 2012. *Understanding mineral deposits, Volume I*. Springer-Science+Business Media. 845h.
- Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R.C., dan Cotton, J., 1995. Back-arc basin origin for the East Sulawesi Ophiolite (eastern Indonesia). *Geology*, 23 (9), h. 851-854. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023<0851:BABOFT>2.3.CO;2
- Morrison, G.W., Rose, W.J., dan Subhash, J., 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in

- gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, 6 (4), h. 333-364.
DOI: 10.1016/0169-1368(91)90009-V
- Obruchev, V., 1934. *Ore Deposits*, 2nd Edition. Novosibirsk, 596 pp.
- Pigram, C.J. dan Panggabean, H. 1984. Rifting of northern margin of the Australian continent and the origin of some microcontinents in eastern Indonesia. *Tectonophysics*, 107, h. 331-353.
DOI: 10.1016/0040-1951(84)90257-9
- Parkinson, C.D., 1998. An outline of the petrology, structure and age of the Pompangano Schist Complex of central Sulawesi, Indonesia. *The Island Arc*, 7, h. 231-245. DOI: 10.1046/j.1440-1738.1998.00171.x
- Partington, G. A., Williams, P. J., 2000. Proterozoic lode gold and (iron)-copper-gold deposits: A comparison of Australian and global examples, *SEG Reviews*, 13, h. 69-101. DOI: 10.5382/Rev.13.02
- Pitcairn, I.K., Teagle, D.A., Craw, D., Olivo, G.R., Kerrich, R., dan Brewer, T.S., 2006. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Economic Geology*, 101 (8), h. 1525-1546. DOI: 10.2113/gsecongeo.101.8.1525
- Pitcairn I.K., Craw, D., dan Teagle, D.A.H., 2015. Metabasalts as sources of metals in orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 50, h. 373-390. DOI: 10.2113/gsecongeo.101.8.1525
- Phillips, G.N. dan Groves, D.I., 1983. The nature of Archaean gold bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, 30, h. 25-39. DOI: 10.1080/00167618308729234
- Phillips, G.N., dan Powell, R., 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Met-*

- amorphous geology*, 28 (6), h. 689-718. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2010.00887.x
- Querubin, C.D. dan Waters, S., 2012. Geology and mineralization of Awak Mas: A sedimentary hosted gold deposit, South Sulawesi, Indonesia. *Majalah Geologi Indonesia*, 27, h. 69-85.
- Ridley, J.R. dan Diamond, L.W., 2000. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models. In: Hagemann S.G. dan Brown P. (Ed.), *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists*, 13, h. 146-162. DOI: 10.5382/Rev.13.04
- Robert, F., Poulsen, K. H., dan Dubé, B., 1997. Gold deposits and their geological classification. In *Proceedings of exploration*, 97, h. 209-220.
- Roberts, R. G., 1988. Archaean lode gold deposit, Ore Deposit Models reprint series 3, h. 1-19.
- Rock, N.M.S. dan Groves, D.I., 1988a. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? *Geology*, 16, h. 538-541. DOI: 10.1130/0091-7613(1988)016<0538:CL-RTGC>2.3.CO;2
- Rock, N.M.S. dan Groves, D.I., 1988b. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? *Nature*, 332, h. 253-255. DOI: 10.1038/332253a0
- Sarasin, P. dan Sarasin, S., 1901. *Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes*. Wiesbaden, Deutschland.
- Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J., dan Reed, M.H., 2014. Geochemistry of Hydrothermal Gold Deposits. *Treatise on Geochemistry*, 2nd Edition, 11, h. 383-424, DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7.

- Schaubs, P.M. dan Wilson, C.J., 2002. The relative roles of folding and faulting in controlling gold mineralization along the Deborah Anticline, Bendigo, Victoria, Australia. *Economic Geology*, 97 (2), h. 351-370. DOI: 10.2113/gsecongeo.97.2.351
- Seward, T.M., 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37 (3), h. 379-399. DOI: 10.1016/0016-7037(73)90207-X
- Shanks, W.C., 2014. Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits. *Treatise on geochemistry*, (Second Edition), Reference module in earth systems and environmental sciences, 13, h. 59-85, DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01103-7
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., dan Alderton, D.H., 1985. A practical guide for fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow
- Sheppard, S.M.F., 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. *Physics and Chemistry of the Earth*, 13-14, h. 419-445. DOI: 10.1016/0079-1946(81)90021-5
- Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15 (8), h. 701-704. DOI: 10.1130/0091-7613(1987)15<701:ERAAMA>2.0.CO;2
- Sibson, R.H., Robert, F., dan Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16, h. 551-555. DOI: 10.1130/0091-7613(1988)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2
- Simandjuntak, T.O., 1986. Sedimentology and tectonics of the collision complex in the East Arm of Sulawesi, Indonesia. Ph.D. Thesis, RHBNC University of London. 374h.
- Simandjuntak, T.O. dan Barber, A.J. 1996: Contrasting tectonic styles in the Neogene orogenic belts of Indonesia. In: Hall, R. dan Blundell, D.J. (Ed.). Tectonic Evolution of SE Asia. *Geo-*

- logical Society of London Special Publication*, 106 (1), h. 185-201. DOI: 10.1144/GSL.SP.1996.106.01.12
- Simanjuntak, T.O., Surono, dan Sukido, 1993. *Peta Geologi Lembar Kolaka, Sulawesi, skala 1 : 250.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Silver, E.A., Joyodiwiryo, Y., dan McCaffrey, R., 1978. Gravity result and emplacement geometry of Sulawesi ultramafic belt, Indonesia. *Geology*, 6, h. 527-531. DOI: 10.1130/0091-7613(1978)6<527:GRAEGO>2.0.CO;2
- Smith, R.B. dan Silver, E.A. 1991: Geology of a Miocene collision Complex Buton, eastern Indonesia. *Geology Society of America Bulletin*, 103, h. 660-678. DOI: 10.1130/0016-7606(1991)103<0660:GOAMCC>2.3.CO;2
- Socquet, A., Simons, W., Vigny, C., McCaffrey, R., Subarya, C., Sarsito, D., Ambrosius, B dan Spakman, W., 2006. Microblock rotations and fault coupling in SE Asia triple junction (Sulawesi, Indonesia) from GPS and earthquake slip vector data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111 (B8). DOI: 10.1029/2005JB003963
- Sukamto, R., 1975. Perkembangan tektonik di Sulawesi dan daerah sekitarnya, suatu sintesis perkembangan berdasarkan tektonik lempeng. *Geologi Indonesia*, 2, h. 1-13.
- Surono, S., dan Tang, H.A., 2009. Kemungkinan Keterdapatan Endapan Emas Primer di Kabupaten Bombana, Sulawesi Tenggara. *Jurnal Teknologi Mineral dan Batubara*, 5 (4), 163-170.
- Taylor, B.E., 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: Kyser, T.K., (ed.), Short course, 13. *Mineralogical Association of Canada short course handbook*, h. 337-445.
- Thomas, H.V., Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V., Berry, R.F., Fraser, R., Froud, S., dan Moye, R.. 2011. Pyrite and

- pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis. *Economic Geology*, 106 (1), h. 1-31. DOI: 10.2113/econgeo.106.1.1
- Tjokrosapoetro, S., Budhitrisna, T., dan Rusmana, E., 1993a. *Geological Map of The Buru Quadrangle, Maluku, Scale 1:250,000*. Geological Research and Development Centre, Indonesia.
- Tomkins, A.G., 2010. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (11), h. 3246-3259. DOI: 10.1016/j.gca.2010.03.003
- Tomkins, A.G., 2013. On the source of orogenic gold. *Geology*, 41, h. 1255-1256. DOI: 10.1130/focus122013.1
- Toulmin, P. dan Barton, P.B., 1964. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, h. 641-671. DOI: 10.1016/0016-7037(64)90083-3
- Tuba, G., Kontak, D.J., Zajacz, Z., dan Petrus, J.A., 2019. Bulk microanalysis of assemblages of small fluid inclusions by LA-ICP-MS: Methodology and application to orogenic gold systems. *Chemical Geology*, 529. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.119326
- Tuakia, M.Z., Takahashi, R., dan Imai, A., 2019. Geological and Geochemical Characteristics of Gold Mineralization in the Salu Bulu Prospect, Sulawesi, Indonesia. *Resource Geology*, 69 (2), h. 176-192. DOI: 10.1111/rge.12193
- Villeneuve, M., Gunawan, W., Cornee, J.J., Vidal, O., 2002. Geology of the central Sulawesi belt (eastern Indonesia), constraints for geodynamic models. *International Journal of Earth Sciences*, 91, h. 524-537. DOI: 0.1007/s005310100228
- Vearncombe, J.R., 1993. Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archaean gold-

- vein deposits. *Ore Geology Reviews*, 8 (5), h. 407-424. DOI: 10.1016/0169-1368(93)90036-X
- Vearncombe, J.R. dan Zelic, M., 2015. Structural paradigms for gold: do they help us find and mine? *Applied Earth Science*, 124, h. 2-19. DOI: 10.1179/1743275815Y.0000000-0003
- Warkisa, G., Asrat, A., Omitogun, A., Oljira, T., 2020. Petrogenetic and geochemical characterization of gold mineralization hosting syenites in Tulu Kapi, western Ethiopia. *Unpublished Thesis* at Pan African University Life and Earth Science Institute, University of Ibadan, Nigeria.
- Webber, A.P., Roberts, S., Taylor, R.N., dan Pitcairn, I.K., 2013. Golden plumes: Substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction. *Geology*, 41, h. 87-90. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2021.104145
- White, L.T., Hall, R., Armstrong, R.A., Barber, A.J., Fadel, M.D., Baxter, A., Wakita, K., Manning, C., dan Soesiloh, J., 2017. The geological history of the Latimojong region of western Sulawesi, Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, 138, h. 72-91. DOI: 10.1016/j.jseas.2017.02.005
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55 (1-4), h. 229-272. DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00047-5
- Wilkinson, B.H. dan Kesler, S.E., 2010. Tectonic-diffusion estimate of orogenic gold resources. *Economic Geology*, 105 (7), h. 1321-1334. DOI: 10.2113/econgeo.105.7.1321
- Williams-Jones, A.E., Bowell, R.J., Migdisov, A.A., 2009. Gold in solution. *Elements*. 5, h. 281-287. DOI: 10.2113/gselements.5.5.281
- Winkler, H., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th edition, Springer-Verlag.

- Winter, Y.D., 2001, Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 697h.
www.goldprice.org (diunduh 25 Oktober 2020).
www.gold.org (diunduh 25 Oktober 2020).
- Xue, Y., Campbell, I.H., Ireland, T.R., Holden, P., dan Armstrong, R., 2013. No mass- independent sulfur isotope fractionation in auriferous fluids supports a magmatic origin for Archean gold deposits. *Geology*, 41, h. 791-794. DOI: 10.1130/G34186.1
- Yardley, B.W.D., 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific & Technical, Essex, 247h.
- Yardley, B.W.D. dan Graham, J.T., 2002. The origin of salinity in metamorphic rocks. *Geofluids*, 2, h. 249-256.
- Yardley, W.D. dan Cleverley, J.S., 2015. The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. *In: Jenkin, G.R.T., Lusty, P.A.J., McDonald, I., Smith, M.P., Boyce, A.J., Wilkinson, J.J., (eds.). Ore deposits in an evolving earth, Geological Society Special Publications*, 393, h. 17-134. DOI: 10.1144/SP393.5
- Zhong, R., Brugger, J., Tomkins, A.G., Chen, Y., dan Li, W., 2015. Fate of gold and base metals during metamorphic devolatilization of a pelite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171, h. 338-352. DOI: 10.1016/j.gca.2015.09.013

BIODATA PENULIS

Ernowo, lahir di Magelang - Jawa Tengah, 6 Agustus 1972. Pada tahun 1996 menyelesaikan Program Sarjana, Jurusan Teknik Geologi di Fakultas Teknologi Mineral, Universitas Pembangunan Nasional “Veteran” Yogyakarta. Program Magister diselesaikan di Program Studi Teknik Geologi, Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta pada tahun 2004. Pendidikan akademik terakhir adalah Program Doktor (Dr.rer.nat.) di *Institute of Applied Mineralogy and Economic Geology, RWTH Aachen University*, Jerman yang diselesaikan pada tahun 2017.



Karir profesional dimulai pada tahun 1996 sebagai geologist eksplorasi emas di PT. Meratus Sumber Mas (*Pelsart Group*), Kalimantan Selatan. Pada tahun 1999 merintis pendirian Perusahaan Daerah Pertambangan Bahan Galian Golongan “C” di Kabupaten Magelang, dan memegang posisi Direktur Utama pada tahun 2004. Pada Tahun 2006 sampai sekarang menjadi peneliti bidang sumber daya mineral di Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral. Pengalaman profesional tersebut terutama dalam studi genesa dan keahlian eksplorasi berbagai jenis dan tipe endapan mineral logam baik primer maupun sekunder.

Saat ini juga aktif sebagai dosen tamu di Politeknik Energi dan Pertambangan, Bandung dan menjadi reviewer pada beberapa jur-

nal bereputasi seperti *Indonesia Journal on Geoscience* (IJOG), *Indonesian Journal of Economic Geology* (IJEG) dan beberapa jurnal lainnya. Selain itu juga menjadi pengurus aktif Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI), Masyarakat Geologi Ekonomi Indonesia (MGEI), serta menjadi anggota *Society for Geology Applied to Mineral Deposits* (SGA).

Konferensi ilmiah internasional yang dihadiri sebagai pembicara diantaranya yang diselenggarakan oleh SGA di Nancy- Perancis (2015), Glasgow-Skotlandia (2019) dan International Geological Congress, Cape Town (2016) serta beberapa seminar yang diselenggarakan oleh beberapa universitas di Jerman.

BIODATA PENULIS

Arifudin Idrus, lahir di Bima, NTB, 20 Februari 1971. Pada tahun 1990 - 1995 ia menempuh Program Sarjana pada Jurusan Teknik Geologi FT-UNHAS. Program Magister ditempuhnya pada Prodi Rekayasa Pertambangan ITB (1996-1998) dengan beasiswa URGE. Sejak tahun 1998 sampai sekarang sebagai dosen tetap pada Departemen Teknik



Geologi FT-UGM. Atas beasiswa penuh dari Pemerintah Jerman (DAAD) ia melanjutkan Program Doktor di bidang geologi ekonomi pada Institute of Mineralogy and Economic Geology, RWTH Aachen University, Jerman (2001 - 2005). Saat sekarang ia sebagai Lektor Kepala (*Associate Professor*) di bidang geologi ekonomi, dan sebagai koordinator dosen pengampu matakuliah Geologi Sumberdaya Mineral. Pada tahun 2019, ia pun diwisuda sebagai Insinyur Profesional (Ir.) di UGM dan lulus ujian kompetensi sebagai IPU (Insinyur Profesional Utama) dari PII (Persatuan Insinyur Indonesia). Ia pun aktif membimbing dan telah meluluskan banyak sarjana dan master, serta membimbing dan meluluskan 16 doktor.

Riset-riset dan publikasi ilmiahnya difokuskan pada bidang geologi sumberdaya mineral terutama endapan bijih hidrotermal, dan geometalurgi. Ia sering menjadi pembicara pada berbagai konferensi level nasional dan internasional, serta aktif menjalin

kerjasama riset dengan peneliti internasional (misalnya Jerman, Austria, Brunei Darussalam dan Jepang). Ia pun aktif sebagai reviewer pada beberapa jurnal bereputasi seperti Indonesia Journal on Geoscience, Environmental Forensic, Resource Geology, Lithos, dan sebagainya. Sekarang pun ia ditunjuk sebagai *Editor-in-Chief* Indonesian Journal of Economic Geology (IJEG).

Selain sering menjadi tenaga ahli di bidang eksplorasi, FS dan AMDAL di beberapa perusahaan pertambangan, ia pun sebagai evaluator ahli pada DESDM dan DLH Provinsi Jawa Timur dan Jawa Tengah. Saat sekarang, ia diamanahkan sebagai Sekretaris Jenderal MGEI (Masyarakat Geologi Ekonomi Indonesia) dan *Elected SGA (Society for Geology Applied to Mineral Deposits) Council Member*.

Sudah beberapa dekade, kegiatan eksplorasi emas di Indonesia difokuskan pada tipe endapan yang terkait dengan proses hidrotermal magmatik seperti epitermal, skarn dan porfiri. Hal ini dapat dipahami karena Indonesia merupakan salah satu negara penghasil emas dunia, bahkan terbesar di Asia Tenggara yang diproduksi dari tipe endapan di atas. Namun demikian, beberapa tahun terakhir ini ditemukan butiran emas letakan (*placer*) seperti di Bombana (Sulawesi Tenggara), Gunung Botak (Pulau Buru), Awak Mas (Kabupaten Luwu, Sulawesi Selatan) dan terakhir di Tamilow (Pulau Seram), yang kesemuanya bila ditelusuri berasosiasi dan bersumber dari endapan emas primer pada batuan metamorf dan batuan metasedimen. Penelitian yang sudah dan sedang dilakukan pada beberapa lokasi di atas menunjukkan bahwa karakteristik endapan emas primer tersebut sangat sesuai dengan tipe endapan emas orogenik. Secara global, endapan emas orogenik merupakan tipe endapan penyuplai emas terbesar kedua. Di Indonesia, tipe endapan emas ini belum banyak dikenal, walaupun secara geologi keberadaannya diyakini cukup potensial terutama di Indonesia bagian timur dan beberapa lokasi di Indonesia bagian barat. Buku ini merupakan buku pertama berbahasa Indonesia yang menguraikan secara komprehensif mengenai sistem mineralisasi dan karakteristik endapan emas orogenik, uraian geologi dan karakteristik beberapa endapan emas orogenik di Indonesia yang terkonfirmasi dari hasil penelitian, serta daerah target dan metoda eksplorasinya.



Badan Geologi
Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral

