

**GEOKIMIA SERPENTINISASI,ULTRAMAFIK DAN POTENSI
SUMBERDAYA MINERAL DI
SULAWESI SELATAN – SULAWESI TENGGARA
(*HASIL PENELITIAN DISERTASI*)**

ADI TONGGIROH

SINOPSIS

Sejauh ini batuan ultramafik hanya dikenal sebagai bagian dari mekanisme tektonik dan sumberdaya mineral nikel laterit. Padahal ada banyak sumberdaya mineral yang terkandung didalamnya, apakah sebagai endapan primer maupun endapan residual. Memang hanya endapan nikel laterit yang dikenal oleh sebagian pemerhati ilmu kebumih bahkan sampai masyarakat umum. Ini ada benarnya, karena saat ini potensi nikel laterit diproduksi semaksimal mungkin guna memenuhi produksi dunia. Maka benar pula bila masyarakat pemilik lahan untuk ditambang hanya mengenal nikel laterit.

Inilah yang menjadi alasan bagi saya untuk merangkum kembali hasil penelitian utamanya hasil penelitian disertasi yang diwujudkan dalam buku ini. Garis besar isi buku ini untuk memudahkan bagi masyarakat luas mengenal lebih banyak sumberdaya mineral logam maupun non logam yang terkandung di dalam batuan ultramafik.

KATA PENGANTAR

Puji syukur kami panjatkan kehadiran Tuhan Yang Maha Esa karena dengan rahmat, karunia, serta taufik dan hidayah-Nya kami dapat menyelesaikan buku tentang Serpentinisasi, Ultramafik dan Sumberdaya Mineral ini dengan baik meskipun masih banyak kekurangan didalamnya.

Penulis menyampaikan rasa terima kasih dengan setulus-tulusnya dengan segala harapan, keterbukaan dan kritik agar kemudian dapat kami revisi kembali menuju kesempurnaan buku ini.

Kami mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada setiap pihak yang telah mendukung dan ikut berkontribusi dalam proses penyelesaian yang sekarang ini telah kami tuntaskan.

Makassar, 10 November 2019

Penulis

BAB 1

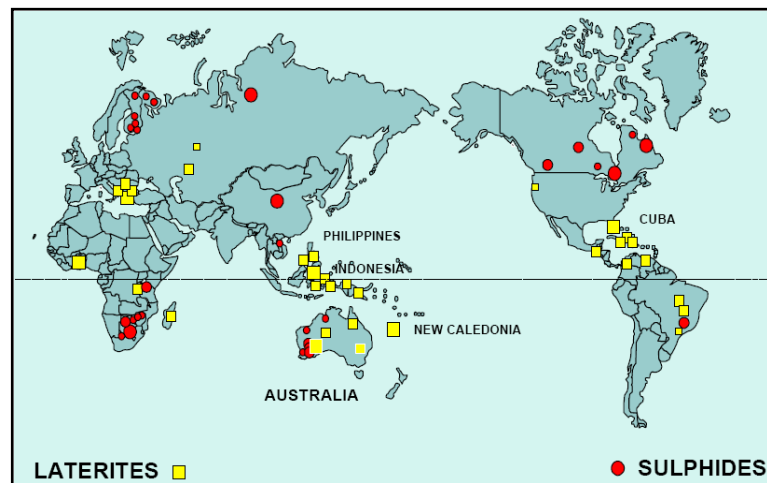
PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

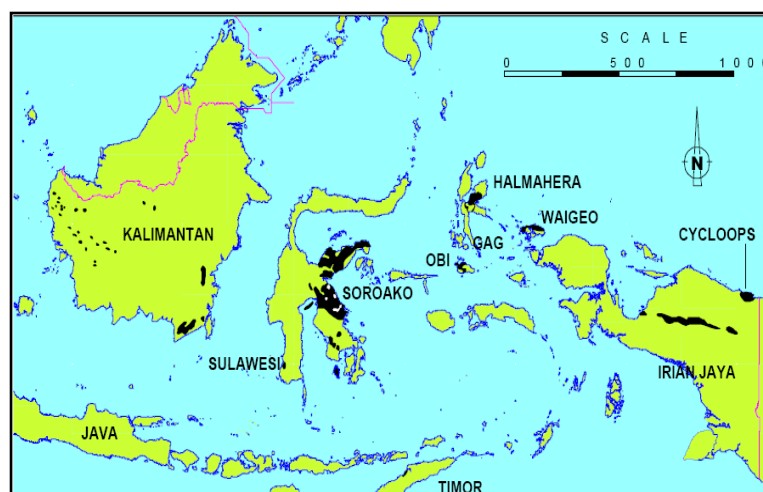
Batuan ultramafik adalah batuan beku yang mengandung mineral primer berkomposisi ferromagnesia lebih besar 45% dan nikel lebih kecil 0,3%. Mineral ferromagnesia adalah mineral olivin (Mg_2SiO_4 ; Fe_2SiO_4), piroksen ($CaSiO_3$; $MgSiO_3$; $FeSiO_3$), hornblende, mika dan biotit. Batuan ultramafik yang di jumpai di Daerah Sorowako (Provinsi Sulawesi Selatan) membentuk residu endapan nikel laterit. Menurut Golightly (1979), Elias (2002), Kadarusman et al (2004), bahwa batuan ultramafik di Sorowako memiliki kesamaan komposisi kimia dengan sebaran batuan ultramafik yang dijumpai di Provinsi Sulawesi Tenggara (Daerah Pomalaa), Provinsi Kalimantan, Provinsi Papua, Negara Kaledonia Baru (New Caledonia) dan Negara Filipina (Gambar 1.1 dan 1.2).

Letak batuan ultramafik dalam susunan vertikal pada lapisan bumi terdapat di lapisan kerak samudera (oceanic crust). Akibat proses geologi, menyebabkan batuan ultramafik tersingkap dipermukaan bumi. Proses ini merubah komposisi mineral primer ferromagnesia yang terdapat dalam batuan ultramafik dan membentuk batuan ultramafik terserpentinisasi (Herzberg, 1995; Xue et al, 2006; Kadarusman, 2004).

Batuan ultramafik terserpentinisasi yang tersingkap di permukaan bumi kemudian mengalami proses laterisasi dan terbentuk endapan residu yang disebut endapan laterit. Proses laterisasi disertai pengkayaan (*supergent enrichment*) terhadap senyawa silika, hidroksida dan oksida logam lainnya termasuk nikel oksida yang meningkat kadarnya dari 0,3% sampai <2% (Boldt, 1967).



Gambar 1.1. Sebaran endapan nikel laterit di dunia (Elias, 2002)



Gambar 1.2. Sebaran endapan nikel laterit di Indonesia (Elias, 2002)

Ultramafik erat kaitannya dengan mekanisme pergerakan lempeng. Olehnya para ahli memfokuskan membahas ultramafik dalam sub ilmu petrologi, yaitu batuan ofiolit. Kata ofiolit, berasal dari bahasa Yunani- Ophio = ular, Lite = batu. Batuan ofiolit umumnya berwarna hijau yang identic dengan warna ular, dalam istilah lain disebut sebagai spillite dan serpentinites. Istilah ophiolite pada awalnya digunakan oleh Alexandre Brongniart untuk kumpulan batu hijau (serpentinite, diabase) di Pegunungan Alpen. Steinmann kemudian memodifikasi penggunaannya untuk memasukkan serpentinite, lava bantal dan rijang. Ini dikenal sebagai trinitas steinmann dan sekali lagi didasarkan pada kejadian di Pegunungan Alpen. Istilah ini sedikit digunakan di daerah lain sampai akhir 1950-an hingga awal 1960-an, dengan pengakuan bahwa kumpulan ini menyediakan analog untuk kerak oceanic dan proses pemekaran dasar samudera.

Analogi praktis sering dikemukakan bahwa membicarakan ofiolit relevan dengan batuan ultrabasa. Namun tidak sesederhana itu, karena banyak definisi mekanisme yang harus diuraikan tentang penempatan lapisan bumi, tumbukan lempeng, metamorfisme dan tatanan vertikal jenis batuan. Ofiolit bukan hanya terdiri dari satu jenis batuan, namun secara vertikal tersusun dari berbagai macam batuan, disebut kelompok batuan ofiolit. Melalui mekanismenya jelaslah bahwa ofiolit tidak hanya membahas ultrabasa. Sangat luas uraiannya tergantung dari sudut mana fokus pembahasan apakah tentang tektonik, tentang metamorfisme maupun sumberdaya mineral.

Hasi penelitian Tonggiroh (2010), bahwa serpentinisasi menghasilkan mineral silika dengan kadar tinggi yang dapat digunakan pada tahapan peleburan logam nikel.

Sehubungan dengan kebutuhan dan perkembangan teknologi yang semakin pesat, maka potensi endapan nikel laterit dan logam lainnya mengalami pergeseran eksplorasi. Dominansi endapan nikel laterit menimbulkan alternative sumberdaya mineral logam lainnya, misalnya logam unsur tanah jarang (REE, *Rare Earth Element*). REE adalah kelompok unsur yang mengandung satu atau lebih elemen, yang termasuk dalam kelompok 17 elemen kimia yang disebut *Rare Earth Element*, yang terdiri atas skandium, itrium dan 15 unsur lantanida (lantanum, serium, praseodimium, neodimium, prometium, samarium, europium, gadolinium, terbium, disprosium, holmium, erbium, tulium, iterbium, dan lutetium).

Buku ini terdiri atas empat bagian.

Bagian Pertama membahas definisi ofiolit.

Bagian Kedua membahas mineralogi laterit

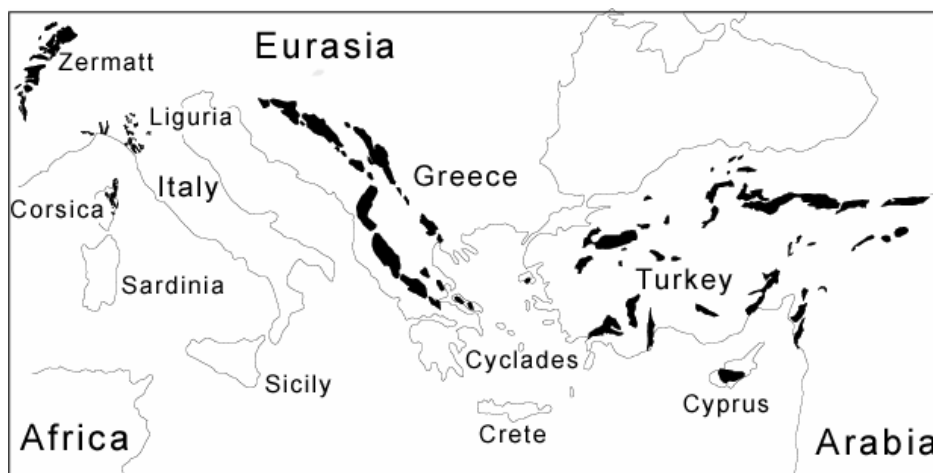
Bagian Ketiga tentang sumberdaya mineral serta ciri-ciri khususnya.

Bagian Keempat tentang eksplorasi sumberdaya mineral

BAB 2 PETROLOGI ULTRAMAFIK

2.1 Ofiolit

Sebagian besar para ahli, membagi ophiolite menjadi dua kelompok, yaitu : Tethyan dan Cordilleran (Gambar 2.1). Ophiolit Tethyan adalah karakteristik dari yang terjadi di Laut Mediterania bagian timur area, misalnya: Troodos di Siprus dan Semail di Oman, yang terdiri dari seri batuan yang relatif lengkap sesuai dengan kumpulan ophiolite klasik yang telah ditempatkan ke benua pasif kurang lebih utuh. Ophiolit Cordilleran adalah karakteristik dari yang terjadi di sabuk gunung di Amerika Utara bagian barat. Ophiolit ini terletak pada kompleks akresi zona subduksi (kompleks subduksi) dan tidak memiliki hubungan dengan margin kontinental pasif. Ini termasuk Coast Range ophiolite of California, the Josephine ophiolite Mountains Klamath (California, Orogen), dan ophiolit di Andes selatan Amerika Selatan. Terlepas dari perbedaan mereka dalam mode penempatan, kedua jenis ophiolit secara eksklusif berasal dari Zona Supra-Subduksi (SSZ).



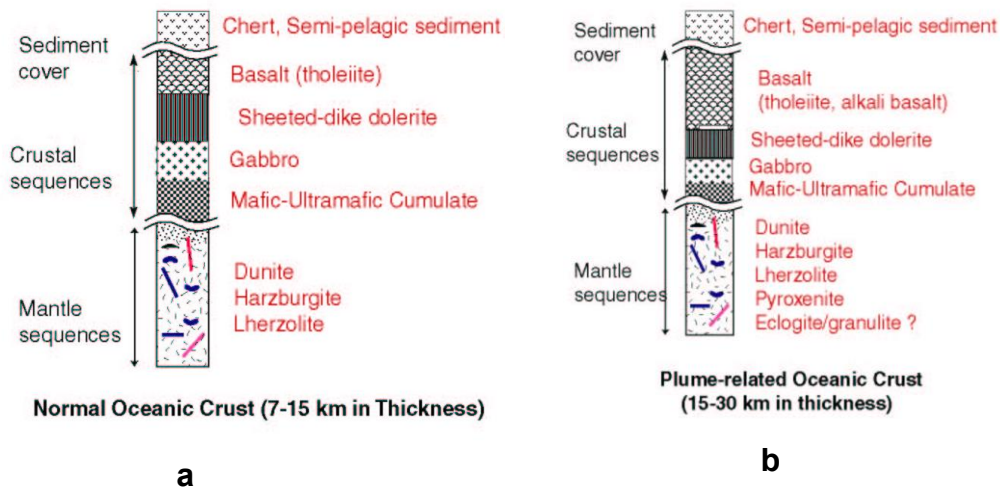
Gambar 2.1 Sebaran ofiolit Tethyan dan Cordilleran (Kadarusman,2004).

2.2 Defenisi

Inti pemahaman pembahasan ofiolit adalah : (1) Bagaimana *tectonic setting* terbentuknya ofiolit, apakah pada *mid-oceanic ridge*; *oceanic plateau*; *marginal basin*; *back-arc basin*; *forearc basin* (2) Bagaimana pengaruh densitas *oceanic mantle* dan penempatan batuan *continental crust* atau *island arc*.

Klasifikasi ofiolit cukup kontroversi dimana perubahan klasik menjadi teori modern semakin berkembang. Awalnya ofiolit digolongkan ke urutan pertama sebagai tipe yang terkait subduksi dan tidak terkait subduksi. Alasannya bahwa pembentukannya tidak terpengaruh oleh magmatik sebagai akibat proses subduksi termasuk tipe ofiolit *continental margin*, *mid-ocean ridge* dan *plume*. Konferensi penrose merupakan pembahasan tentang pembentukan ofiolit yang dapat mewakili unsur petrologi, geokimia, tektonik dan struktur- tipe Tethyan dan Cordilleran.

Gambar 2.2, stratigrafi ofiolit lengkap atau hampir lengkap yang didefenisikan konferensi Penrose tahun 1972 pada tipe Tethyan dan Cordilleran. Kedua tipe ini serupa dalam hal itu memiliki kemiripan relatif secara struktural ditandai oleh hadirnya komposisi lava sona suprasubduksi yang penempatannya berbeda di atas sona subduksi.



Gambar 2.2 Sekuen ofiolit (a) Thetyan (b) Cordilleran (Coleman,1977:Ehlers dan Blatt,1982)

Ofiolit adalah hasil mekanisme tektonik lempeng pada pembentukan sabuk pegunungan dan cekungan samudera, alasannya bahwa tersingkapnya ofiolit masih dikaitkan dengan struktur geologi patahan berskala besar dan pembentukan orogenesis. Pendapat lainnya bahwa ofiolit sebagai fragmen fosil *oceanic lithosphere* dimana dijumpainya pegunungan yang terbentuk pada *continents* atau *island arcs*.

Inilah teori yang dikembangkan oleh Gass (1990) dengan mendefinisikan ofiolit sebagai fragmen fosil kerak samudera yang berkembang pada paleo-pusat pemekaran samudera. Contohnya : ofiolit Troodos di Cyprus, pada penelitian lain ofiolit trodos juga merupakan bukti bahwa ofiolit berhubungan dengan *multiple magma chamber*.

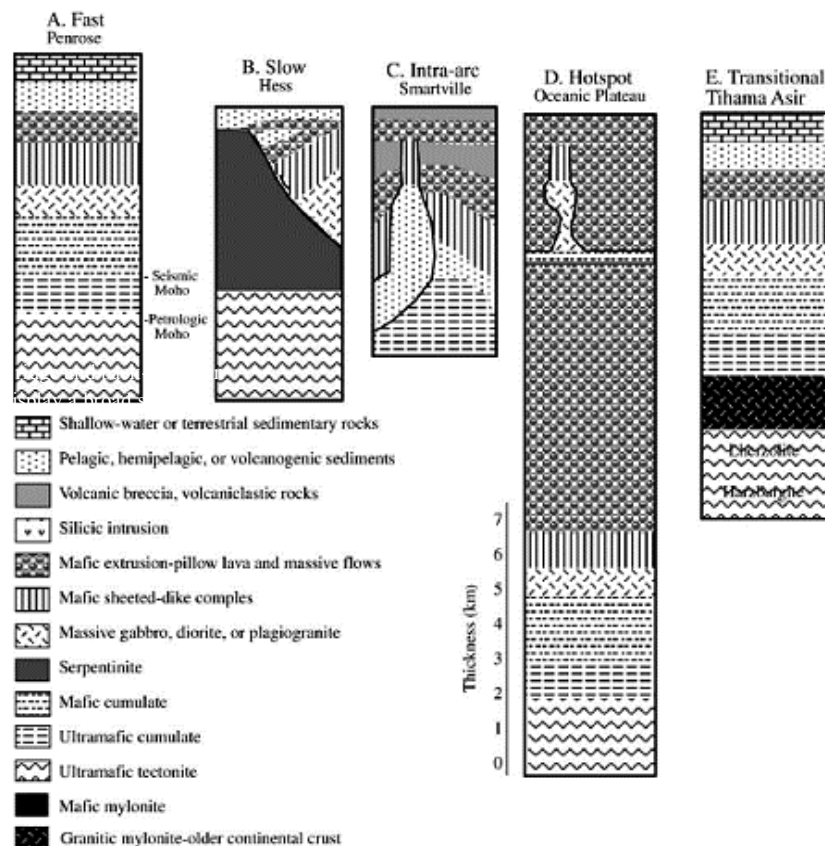
Istilah "ofiolit" ditafsirkan pada batuan mafik-ultramafik (Gambar 2.3) sebagai kelompok batuan kerak samudera atau pemekaran samudera (*mid ocean ridge*). Bergerak menunjam maupun menyungkup (*subduksi obduksi*) pada *continental margin*, gerak obduksi menyebabkan tersingkap didaratan kemudian mengalami metamorfisme dan alterasi hidrotermal. Teori klasik ini dikenal sebagai ofiolit tipe penrose (1960 – 1970).

Tipe penrose dicirikan pada batuan ultrabasa memiliki ketebalan biasanya 5-15 km tebal yang pada lapisan bawah terdapat batuan harzburgit (*olivin + orthopyroxene*) – diperkirakan tebal harzburgit lebih dari 10 km. Contohnya ofiolit Semail di Oman, Teluk Pulau ofiolit di Newfoundland, lherzolite (*olivin + clinopyroxene + orthopyroxene*).

Pendapat modern bahwa pembentukan pegunungan pada pusat pemekaran *mid-ocean ridge* dan *back-arc basin* akan mengontrol sumber magma, ini pula menjadi alasan para ahli bahwa ada perbedaan pembentukan ofiolit secara cepat maupun lambat pada pusat pemekaran, contohnya pada ofiolit tipe alpin sebagai *basement rock* antartik.

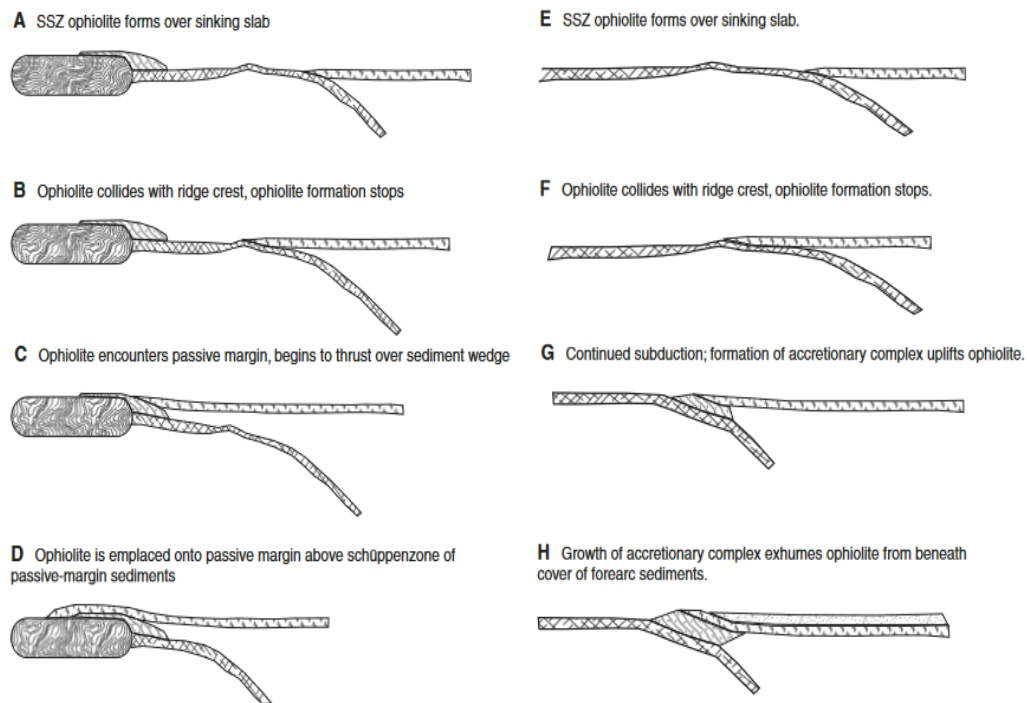
Proses geodinamik pada mekanisme penempatan ofiolit kemungkinan sebagai interaksi *continental margins* pada kompleks lempeng litosfer. Mekanisme lainnya disebabkan oleh proses geotektonik *oceanic lithosphere* yang berasal mantel bagian bawah melalui subduksi sehingga kerak samudera berada di atas kontinen atau *island arcs margin*. Berdasarkan hasil penelitian pada ketebalan, umur geologi, ukuran dan keadaan termal litosfer samudera yang akan ditempatinya termasuk karakteristik geokimia ternyata

menggambarkan penempatan lempeng *oceanic* terhadap *continental*. Beberapa contoh subduksi litosfer-samudera, sebagai berikut : (1)margin benua, Liguria (Italia); mid-ocean ridge, Pulau Macquarie (Selandia Baru – Samudra Selatan); (2) zona suprasubduksi, Oman; busur vulkanik, Magnitogorsk, Ural.



Gambar 2.3 Profil kerak samudera dan tipe opiolit (Kusky, 2004; Moores, 2002). (A) Susunan lengkap opiolit berdasarkan “Penrose Conference definition” (Anonymous, 1972), umumnya terbentuk pada magma pemekaran samudera. (B) Pengaruh Patahan, susunan opiolit tidak lengkap ciri karakteristik pemekaran samudera tipe opiolit “Hess-type” (Hess’s,1962) dicirikan oleh terbentuknya peridotit serpentinisasi dari kerak samudera (C) Profil vertikal sekuen opiolit dari busur vulkanik yang berkembang di kerak samudera disebut tipe ofiolit “Smartville” ditemukan di Smartville Complex, northwest Sierra Nevada, California (Dilek *et al.*, 1998). (D) Kemungkinan terbentuknya ofiolit berbentuk paparan samudera dari kerak samudera(E) Tipe opiolit transisi dari kerak samudera, dijumpai di Tihama Daerah Asir, Arab Saudi.

Berkembangnya penelitian tentang ofiolit sebagai sona supra-subduksi (SSZ) mendapat perhatian khusus dengan alasan adanya geodinamik onvergensi pada intra samudera dan tersingkapnya litosfer diatas sona subduksi. SSZ dianggap cukup mewakili karakteristik pada ofiolit Mid-Ocean-Ridge-Basalt (MORB) sabuk orogenik (Gambar 2.4).



Gambar 2.4 Mekanisme ofiolit (Metcalf and Shervais,2008)

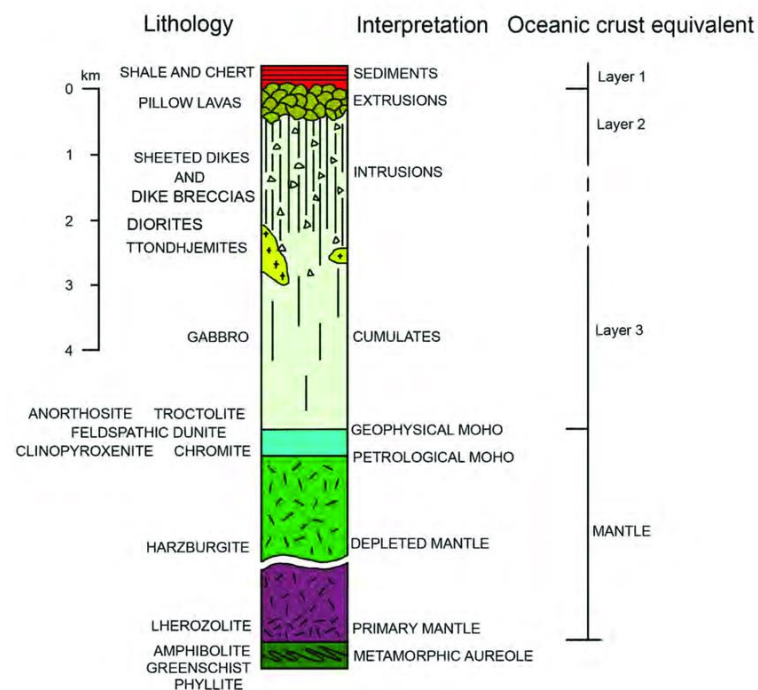
Dalam obyek struktur, tektonik, dan fitur magmatiknya, ophiolit SSZ dapat diklasifikasikan dalam dua jenis utama : (1) "Kompleks Tethyan" (seperti yang ada pada sabuk Albanide-Hellenide), yang sebagian besar terdiri dari susunan kompleks vulkanik, plutonik dan mantel dengan ciri afinitas magmatic *Island Arc Tholeiitic* (IAT). Ophiolit tipe Tethyan adalah karakteristik dari yang

terjadi di wilayah laut Mediterania timur, misalnya Troodos di Siprus dan di Timur Tengah seperti Semail di Oman, yang terdiri dari seri batuan yang relatif lengkap yang sesuai dengan kumpulan ophiolit klasik dan yang telah ditempatkan ke margin benua pasif kurang lebih utuh (Tethys adalah nama yang diberikan kepada laut kuno yang pernah memisahkan Eropa dan Afrika),(2) "Kompleks Cordilleran" (termasuk ophiolit sirk-Karibia dari Guatemala, Kuba, dan Venezuela), sebagian besar diwakili oleh bagian-bagian yang terpotong-potong dari urutan busur vulkanik, plutonik dan pada lapisan bawahnya dijumpai urutan magmatik tholeiitik ke Calc-Alkaline (IAC) bersifat asam. Ophiolit tipe Cordilleran adalah karakteristik dari yang terjadi di sabuk gunung di Amerika Utara bagian barat ("Cordillera" atau tulang punggung benua). Tipe ini terletak pada kompleks akresi zona subduksi (kompleks subduksi) dan tidak memiliki hubungan dengan margin kontinen pasif. Termasuk ophiolit Coast Range of California, ophiolit Josephine dari Pegunungan Klamath (California, Oregon) dan ophiolit di Andes selatan Amerika Selatan. Meskipun perbedaan dalam mode penempatan, kedua jenis ophiolite secara eksklusif berasal dari SSZ dan berhubungan dengan ciri batuan subduksi termasuk metamorf dan secara tektonik ditempatkan atau disandingkan dengan margin benua.

2.3 Litologi Ophiolit

Ophiolite adalah urutan kompleks batuan beku yang terdiri dari bagian atas anggota basal, bagian tengah anggota gabro dan bagian bawah anggota peridotit (Gambar 2.5). Beberapa kompleks besar memiliki ketebalan

lebih dari 10 km, lebar 100 km, dan panjang 500 km. Batuan ofiolit bukan hanya terdiri dari satu jenis batuan, namun secara vertikal tersusun dari berbagai macam batuan, disebut pula kelompok ofiolit.



Gambar 2.5 Sekuen ofiolit Troodos (Greensmith,1994;Ian West & Joanna West,2007)

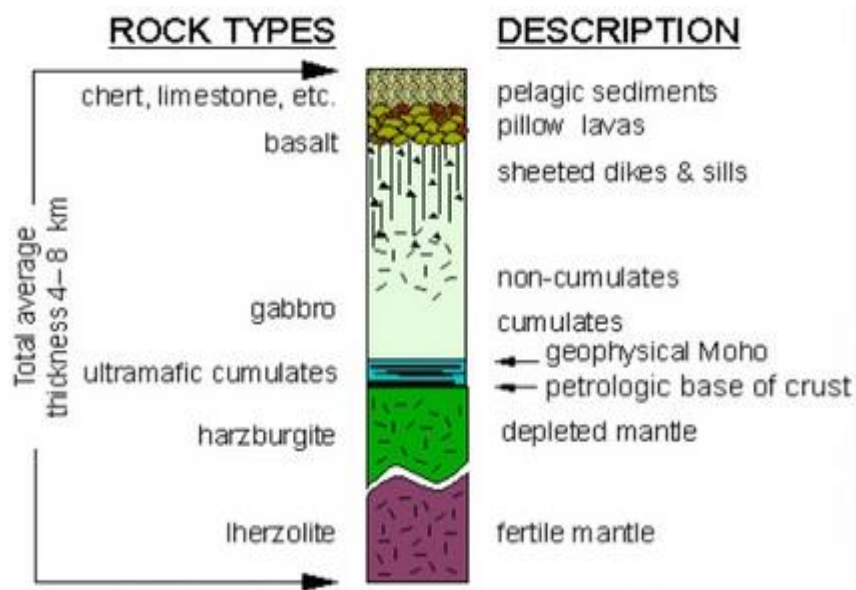
Perbedaan komposisi kimia dan mineral terdapat pada pembentukan divergen ofiolit lempeng mid-oceanic ridges (MOR) dan konvergen lempeng supra-subduction zones (SSZ) (Gambar 2.6). Peridotit mantel ofiolitik adalah residu hasil ekstraksi lelehan basaltik melalui proses peleburan parsial dalam mantel. Meskipun peridotit mantel primer kemungkinan batuanannya adalah

lherzolit dengan melimpahnya klinopyroxene. Semakin tinggi suhu peleburan parsial menyebabkan perubahan lherzolit (MOR) menjadi harzburgit (SSZ) yang miskin-bahkan tanpa klinopiroksen.

Petrologic Type of Ophiolite	Liguria (Poroshiri)	Yakuno	Papua (Horokanai)
Basaltic Volcanics and dikes	Alkali Basalt MORB	MORB Arc Tholeiite	Arc Tholeiite Boninite
Mafic-Ultramafic Cumulates	↑ Cpx PI Ol	↑ Opx, PI Cpx Ol	↑ Cpx, PI Opx Ol
Residual Mantle Peridotite	Lherzolite	Cpx-bearing Harzburgite	Cpx-free Harzburgite
	————— <i>degree of mantle melting</i> —————→		
Examples	Alps Trinity Bay of Islands	Oman Vourinos Troodos	Adamsfield Gora Krasnaya

Gambar 2.6 Klasifikasi petrologi (Ishiwatari,2003)

Tekstur kumulatif ofiolit seperti wehrlite hingga harzburgit, menunjukkan variasi sistematis dalam urutan kristalisasi mineral yang sesuai dengan keragaman petrologi mantel peridotit (Gambar 2.7). Meningkatnya lelehan mantel menyebabkan kristalisasi plagioklas, kelompok mineral olivin menjadi klinopiroksen menjadi ortopiroksen.



Gambar 2.7 Stratigrafi ofiolit konferensi Penrose 1972 (Coleman,1977;Ehlers dan Blatt,1982)

2.4 Ofiolit Sulawesi

Batuan ofiolit di Indonesia bagian barat (Jawa, Sumatera, Kalimantan) yang berumur Kapur Awal dipercaya sebagai dudukan lantai samudera hingga terjadinya akresi sepanjang marginal paparan sunda mengarah tenggara. (Hutchison,1975;Hamilton,1979 dalam Kadarusman.A., *et al*,2004).

Sedangkan ofiolit di bagian timur Indonesia (Sulawesi, Halmahera dan Papua) berumur Miosen sampai Kapur Awal-Kapur Akhir kemungkinannya berasal dari pecahan sirkum Pasifik berumur Panerozoik dalam bentuk sabuk multi ofiolit (Isozaki., *et al*,1990; Ishiwara,1994 dalam Kadarusman.A.,*et al*,2004).

Menurut Kadarusman (2004), batuan ultrabasa daerah Sorowako, merupakan batuan ofiolit yang disebabkan pergerakan kompleks tiga lempeng (Eurasia, Indo-Australia, Pasifik) dan terjadi pada Akhir Mesozoik dan Tersiar Awal. Akibat pergerakan lempeng tersebut, sebaran batuan ofiolit daerah Sorowako sangat luas, utamanya pada bagian sisi timur Pulau Sulawesi, sehingga para peneliti terdahulu (Monnier., *et al* ,1995; Bergman., *et al* 1996; Parkinson,1998; Kadarusman.A, 2004, 2005) menamakan *East Sulawesi Ophiolit* (ESO).(lihat gambar 3).

Menurut Melcher., *et al* (1996), batuan ultrabasa, dapat sebagai batuan himpunan ofiolit atau terjadi akibat perubahan tektonik bagian atas dan bagian bawah dari kerak samudera (*oceanic crust*).

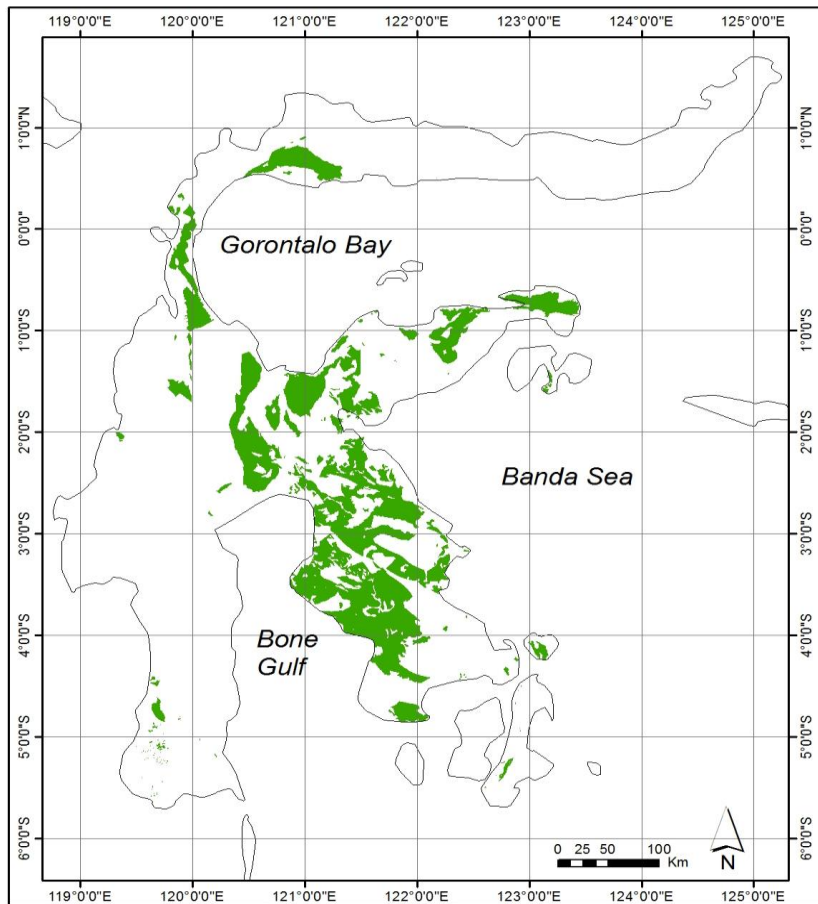
Secara petrologi, ofiolit adalah batuan *oceanic* yang tersingkap di permukaan bumi akibat pergerakan lempeng (*subduction*) *oceanic crust* terhadap lempeng *continental crust*. Pergerakan lempeng tersebut membentuk pola sabuk ofiolit (*ophiolit belt*), namun juga menghasilkan anggota himpunan batuan ofiolit yang tidak lengkap (*dismembered*). Sebagai anggota himpunan batuan ofiolit, batuan ultrabasa berasosiasi dengan batuan basal, gabro, dunit, harzburgit, lherzolit.

Pandangan vulkanisme pada tetonik Pulau Sulawesi dan sekitarnya dikenal sebagai salah satu dari beberapa kompleks aktif margin di dalam ilmu geologi dan struktur, menjadi kontroversi dengan munculnya singkapan ofiolit yang bersentuhan dengan berbagai variasi batuan dan umur geologi. Ofiolit yang terdiri dari batuan ultrabasa dan ultramafik dikenal sebagai *basement rock* Pulau

Sulawesi. Dikenal pula dengan dengan istilah ESO (*East Ophiolite Sulawesi*) (Gambar 2.8), penamaan yang diberikan oleh para ahli dengan alasan mendasar, Sebaran di bagian timur Pulau Sulawesi sangat luas. Tersingkapnya batuan ofiolit di permukaan bumi, sangat menarik untuk dipelajari, baik dari aspek batuan dasar maupun keterdapatan sumberdaya mineral. Mekanisme tersingkapnya batuan ofiolit di belahan dunia termasuk Sulawesi, memang menimbulkan beberapa teori. Bagaimana menjelaskan batuan yang terletak jauh di bawah permukaan bumi pada lempeng kerak samudera (*oceanic crust*), dapat tersingkap di bagian lempeng kerak bumi (*continental crust*).

Menurut Kadarusman *et al* (2004), tersingkapnya batuan ultramafik di Sorowako diakibatkan proses geologi yaitu pergerakan obduksi lempeng bumi yang membentuk sebaran batuan ultramafik di Pulau Sulawesi bagian Timur. Penelitian pada batuan ultramafik di Daerah Sorowako dilakukan oleh Golightly (1979, 1981); Kadarusman *et al* (2004), menyimpulkan bahwa batuan ultramafik sorowako terdiri dari jenis peridotit, dunit, harzburgit, piroksenit, serpentinit dan lherzolit. Batuan ini sebagian mengalami serpentinisasi dengan kandungan mineral serpentin yang bervariasi dan umumnya terdapat dibagian timur Sorowako.

Pengamatan mikroskopis pada mineral olivin dan piroksen yang terdapat dalam batuan ultramafik memperlihatkan berubahnya bentuk struktur dan teksturnya. Perubahan ini mencirikan bahwa seiring waktu geologi, batuan ultramafik sebelum tersingkap di permukaan bumi terlebih dahulu mendapat tekanan dan temperatur atau deformasi (Sukamto dan Simanjuntak, 1981).



Gambar 2.8 Sebaran ofiolit Pulau Sulawesi

2.5 Batuan Ultrabasa

Batuan ultrabasa merupakan batuan yang kaya mineral basa (mineral ferromagnesia) dengan komposisi utama batuanya adalah mineral olivin ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$), piroksen (Ca-Mg-Fe silikat), hornblende ($(\text{Ca,Na})_2\text{-}3(\text{Mg,Fe,Al})_5\text{-}$ $\text{Si}_6(\text{Si,Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), mika dan biotit $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{Al,Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ sehingga batuan ultrabasa memiliki indeks warna $> 70\%$ gelap dan sebagian besar berasal dari plutonik. Komposisi kimia penyusun batuan ultrabasa adalah sebagai berikut : SiO_2 (38% sampai 45%), MgO (30% sampai 45%), $^*\text{Fe}_2\text{O}_3$ dan $^*\text{FeO}$ (7%

sampai 10 %), Al_2O_3 (0,3% sampai 5,0 %), Cr_2O_3 (0,2% sampai 1,0 %), NiO (0,2% sampai 0,3 %), CaO (0,01% sampai 0,02 %), MnO (0,10% sampai 0,30 %), NaO (0,00% sampai 1,00 %), H_2O (10% sampai 14 %). * total Fe diekspresikan dalam Fe_2O_3 dan FeO.

Hall.A (1989) , batuan ultrabasa terdiri dari beberapa jenis, yang terbentuk dari kristalisasi magma ultrabasa, misalnya basal, andesit, nephelin atau komatit. Batuan-batuan tersebut di kelompokkan dalam batuan ‘tipe Alpin’. Selain batuan tersebut, dalam tipe Alpin juga dijumpai batuan ultrabasa peridotit yang terbentuk dari pembentukan pegunungan Alpin yang diinterpretasikan akibat tektonik dan intrusi magma. Batuan ultrabasa peridotit umumnya dijumpai akibat pergerakan kerak bumi (patahan bumi), deformasi batuan dan terjadinya serpentinisasi. Batuan ultrabasa peridotit merupakan segmen lempeng *oceanic crust* atau *oceanic crust* dan *mantle* atau *sub-continental mantle*.

Berdasarkan komposisi kimianya, batuan ultrabasa terdiri atas beberapa batuan, yaitu : batuan peridotit, batuan dunit, batuan lherzolit, batuan harzburgit dan batuan serpentinit. Perbedaan jenis batuan tersebut dibedakan atas persentase komposisi mineral olivin, ortopiroksen dan klinopiroksen.

Pendapat Akerman (2003), pembentukan mineral (mineralisasi) pada batuan ultrabasa, didasarkan pada anomali seri pembentukan kristal (kristalisasi) dari mineral olivin-orthopiroksen-plagioklas-clinopiroksen.

Klasifikasi batuan ultramafik berdasarkan kandungan mineral olivin, piroksen dan hornblende :

- **Dunit**

Menurut Williams (1954), bahwa dunit merupakan batuan yang hampir murni olivin (90 - 100 %). Sedangkan Waheed (2002), menyatakan bahwa dunit memiliki komposisi mineral hampir seluruhnya adalah monomineralik olivin (umumnya magnesia olivin), mineral asesorisnya meliputi : kromit, magnetit, ilmenit, dan spinel.

Pembentukan dunit berlangsung pada kondisi padat atau hampir padat (pada temperatur yang tinggi) dalam larutan magma, dan sebelum mendingin pada temperatur tersebut, batuan tersebut siap bersatu membentuk massa olivin anedral yang saling mengikat (Williams, 1954).

Terbentuknya batuan yang terdiri dari olivin murni (dunit) misalnya, membuktikan bahwa larutan magma (*liquid*) berkomposisi olivin memisah dari larutan yang lain (Wilson, 1989).

- **Peridotit**

Peridotit biasanya membentuk suatu kelompok batuan ultrabasa yang disebut ofiolit, umumnya membentuk tekstur kumulus yang terdiri atas harzburgit, lertzolit, wehrilit, dan dunit. Peridotit tersusun atas mineral – mineral bertekstur holokristalin dengan ukuran medium – kasar dan berbentuk anedral. Komposisinya terdiri dari mineral olivin dan mineral piroksin. Mineral sekundernya (asesoris) terdiri dari : plagioklas, hornblende, biotit, dan garnet (Williams, 1954) (Gambar 2.9).

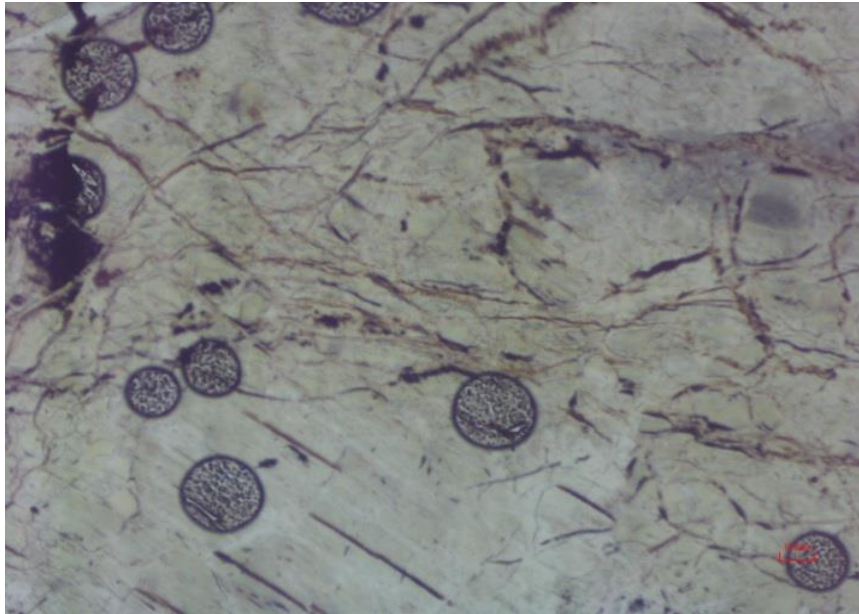


Gambar 2.9 Photomicrograph batuan peridotit warna absorpsi coklat dengan warna interferensi maksimum hijau kehitaman, tekstur kristalinitas holokristalin, granularitas faneritik, subhedral – anhedral, inequigranular. Mineral : plagioklas (bitownit), piroksin, mineral opak, serpentin, ukuran mineral 0,02 – 1,8 mm. Indeks warna 90 (Foto pribadi).

Salah satu batuan peridotit yang dikelompokkan berdasarkan mineral mafik, yaitu piroksen peridotit. Berdasarkan dari tipe piroksen, maka piroksen peridotit dapat diklasifikasikan menjadi 3 yaitu :

1. Wehrlit : Tersusun oleh olivin dan klinopiroksen
2. Lherzolit : Tersusun oleh olivin, orthopiroksen dan klinopiroksen
3. Harzburgit : Tersusun oleh olivin dan orthopiroksen (Gambar 2.10).

Komposisi batuan lherzolit dan harzburgit berdasarkan kandungan mineral olivin berkisar 40-90% dan kandungan unsur Al yang mencirikan kondisi tekanan.

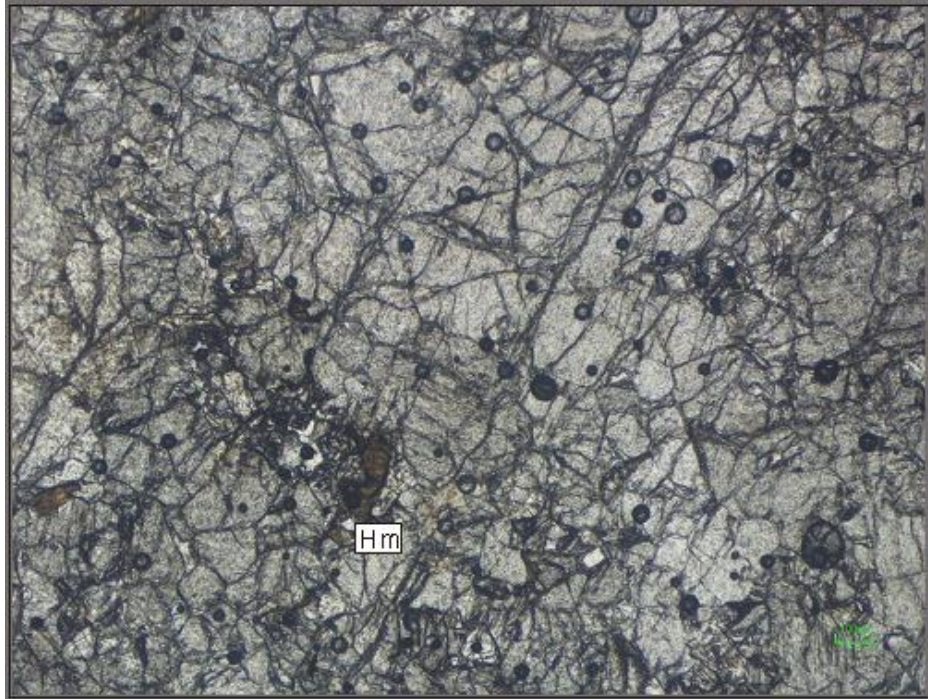


Gambar 2.10 Photomicrograph Harzburgite Terserpentinisasi. Warna absorpsi abu-abu, interferensi abu-abu kehitaman, tekstur kristalinitas holokristalin, granularitas faneritik, relasi equigranular, bentuk euhedral-subhedral, mineral : ortopiroksin, serpentin, opak (Foto pribadi)

- **Piroksenit**

Piroksenit termasuk monomineral yang seluruhnya mengandung mineral piroksen. batuan – batuan piroksenit selanjutnya diklasifikasikan ke dalam orthorombik piroksen atau monoklin piroksen (Gambar 2.11) :

1. Orthopiroksenit (orthorombik) : bronzitit
2. Klinopiroksenit (monoklin) : diopsidit, diallagit



Gambar 2.11 Photomicrograph (// sejajar) sayatan clinopyroxene yang memperlihatkan olivin (Ol) dan hematit (Hm).(Foto pribadi)

- **Hornblendit**

Hornblendit adalah monomineral yang seluruhnya mengandung mineral hornblende.

- **Serpentinit**

Kelompok mineral serpentin memiliki senyawa $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ dijumpai melimpah pada batuan peridotit yang mengalami kestabilan temperatur dan tekanan (metaperidotit) (Chernosky et al,1988;O'Hanley et al,1989 dalam Albino GV,1995) (Gambar 2.12).

Kestabilan Unsur Al, sangat penting pada analisis temperatur tinggi dan perubahan komposisi serpentin pada batuan ultrabasa. Dalam analisis melalui XRD dan elektron mikropob digunakan untuk mengetahui mineral sekundernya, karakteristik optik dan morfologinya. (Albino GV,1995). Serpentin merupakan batuan hasil alterasi hidrotermal dari batuan ultrabasa, dimana mineral – mineral olivin dan piroksin jika teralterasi akan membentuk grup mineral serpentin > 50 % (Williams.,*et al*, 1954).

Menurut Hess (1965) dalam Ringwood (1975), kerak serpentin dapat dihasilkan dari mantel oleh hidrasi dari mantel ultrabasa (mantel peridotit dan dunit) di bawah punggung tengah samudera (*Mid Ocean Ridge*) pada suhu < 500°C, kemudian terbawa keluar melalui migrasi litosfer.

Menurut Waheed (2002), bahwa serpentinisasi pada olivin memerlukan : penambahan air, pelepasan magnesia atau penambahan silika, pelepasan besi (Mg, Fe) pada olivin, konversi pelepasan besi dari bentuk ferrous (Fe^{2+}) ke ferri (Fe^{3+}) ke bentuk magnetit.

Mineral serpentin berwarna hijau sampai hijau tua, memperlihatkan struktur retak (*fractures*) dan bersama mineral silika mengisi rongga batuan. Mengandung magnesium lebih dari 35 % dan besi lebih kecil 10 %. Sering disebut serpentin potholit atau *saprolite rock*.

Serpentinisasi dari olivin dan orthorombic piroksen dari peridotit menghasilkan serpentin, utamanya kristalisasi jaringannya dari antigorit sesudah olivin dan bastite pseudomorf dari piroksen (Cagatay.A.,*et al*,1981).

Serpentinisasi adalah pengaruh tekanan ($P < 5$ kbar), air dan temperatur ($T > 25^{\circ}\text{C} - 35^{\circ}\text{C}$) pada batuan peridotit (Martin, Fyfe, 1970 *vide* Dmitriev, L.V., *et al*, 1974). Selanjutnya menurut Bergman., *et al*, (1986), dalam O'Hanley, David S, Offler Robin (1992), serpentinisasi terbagi atas dua yaitu :

- (1) mengandung antigorit, dimana group mineral serpentin akan stabil diatas suhu 260°C pada sistem MSH ($\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$), dengan dasar inilah maka pembentukan chrysotil = antigorit + brucite ;
- (2) alterasi menyebabkan pembentukan serpentin yang protolith dan menghasilkan mineral tremolite, mineral chlorite, mineral talc dan antigorite (*tremolite assemblage*) atau (tremolit + chlorite = antigorit).

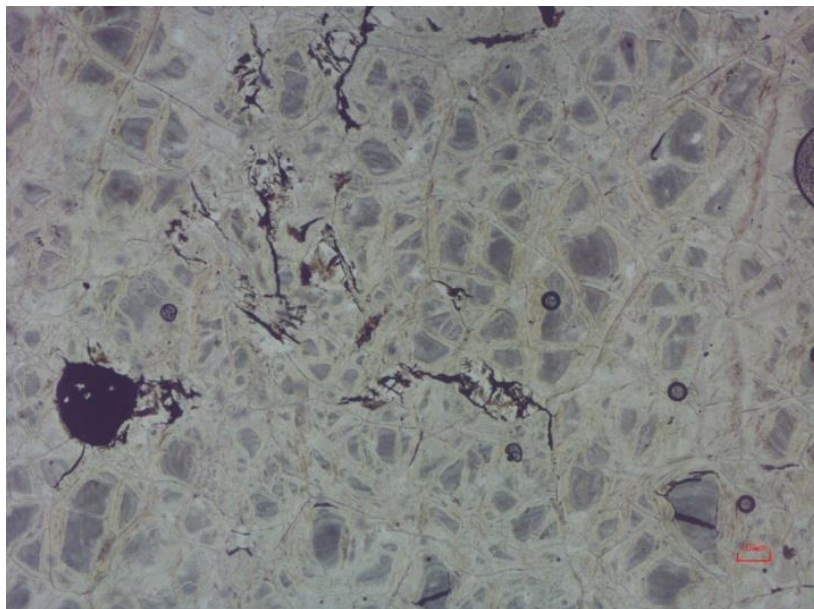
Ubahan tremolit (assemblage tremolit) adalah hasil dari kurangnya hidrasi pada serpentinisasi (O'Hanley, 1992).

Serpentinisasi adalah karakterisasi predominans dari lizardit atau antigorit pada alterasi assemblage. Ini menghasilkan bagian-bagian harzburgit yang terserpentinisasi mengandung lizardite \pm brucite ($\text{Mg}(\text{OH})_2$) dengan tekstur rim dengan olivin bertekstur pusat. Inilah disebut tahapan kedua serpentinisasi atau disebut rekristalisasi serpentin (O'Hanley, 1992).

Menurut Bostock, M.G., *et al* (2002), hidrasi pada batuan peridotit (dominasi batuan mantel terdiri dari olivin, orthopiroksen, clinopiroksen dan Cr-spinel) akan stabil dengan varietas mineral hidrous (serpentin). Kestabilan ini tergantung pada temperatur, tekanan, dominasi mineral khususnya kandungan SiO_2 . Proses pengkayaan mineral serpentin, atau hidrasi pada peridotit

menyebabkan penambahan mineral hidrous seperti amphibole, brucite, chlorite dan talk. Sedangkan mineral antigorit adalah mineral utama serpentin, terbentuk dibawah suhu metamorfisme dan akan stabil pada suhu 620 -720°C, kedalaman 30 sampai 150 km.

Menurut Xue Anser Li Zheng, Ty Aeolus Lee Cin (2006), mekanisme pembentukan serpentinisasi pada batuan peridotit yang berasal dari lapisan oceanik litosfer terbagi atas empat kejadian, yaitu : (A) infiltrasi airlaut pada oceanik litosfer melalui rekahan oceanik (in situ);(B) pelapukan pada lingkungan laut dari peridotit (proses ex-situ) ; (C) infiltrasi airlaut menyebabkan slab subduksi pada peridotit (in situ) dan (D) dehidrasi dari subduksi (in situ).



Gambar 2.12 Photomicrograph Serpentinite. warna absorpsi abu-abu, interferensi abu-abu kehitaman, struktur *granulose*, tekstur umum granoblastik. Tekstur khusus yaitu *mesh*. Ukuran mineral 0,25 mm – 0,5 mm. mineral serpentin dan opaq.(Foto pribadi).

2.3 Mineralogi Laterit

Umumnya mineralogi dari profil nikel laterit dapat dipisahkan antara bagian bawah yaitu protolit dari peridotit, dunit, dan perubahan serpentinisasi primer dari batuan ini sebagai sumber nikel dalam pembentukan endapan supergen atau endapan supergen regolit. Mineral utama dari batuan ultramafik adalah olivine, piroksen, dan hasil alterasi erpentin dan klorit.

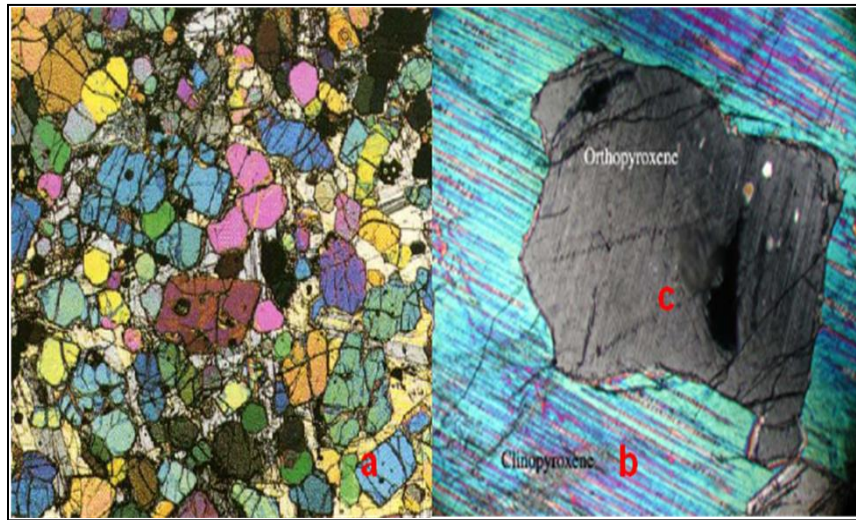
Konstituen utama dari batuan ini adalah olivin (dengan jumlah piroksen yang bervariasi) dan produk alterasi yang meliputi serpentin dan klorit. Sesudah terbentuk lapisan paling bawah yaitu protolit maka di atas terbentuk lapisan saprolit yang terdiri dari sisa-sisa protolith dan lizardite, goethite, magnetite, maghemite, chromite, dan silikat kaya Mg dan Ni kaya hidrat. Selanjutnya pada bagian atas saprolit adalah lapisan transisi yaitu lapisan yang kaya akan mineral lempung atau tanah lempung. Kemudian diatas lapisan transisi terbentuk lapisan limonit dengan ciri mineral : goethite, maghemite, hematite, gibbsite, dan Mn-oxyhydroxides, seperti lithiophorite dan asbolan. Di bagian paling atas profil laterit adalah besi atau tutup besi kaya hematit dan goetit.

2.3.1 Mineral Olivin dan Piroksen dalam Batuan Ultramafik

Mineral olivin dan piroksen merupakan mineral utama (primary minerals) penyusun batuan ultramafik. Berdasarkan sifat kimia, mineral olivin adalah kelompok mineral silika yang mengandung unsur Fe dan Mg, berbentuk isomorf dan berwarna hijau pucat atau kecoklatan. Warna hijau pucat dicirikan oleh kandungan silika dan magnesium, warna kecoklatan dicirikan oleh

kandungan besi. Mineral olivin terdiri dari mineral fosterit (Mg_2SiO_4) dan fayalit (Fe_2SiO_4). Berdasarkan sifat optik (petrografis) mineral olivin berwarna kuning pucat sampai kuning tua dan jenis mineralnya dicirikan oleh indeks refraksi. Mineral fosterit memiliki indeks refraksi positif (85° sampai 90°) dan mineral fayalit memiliki indeks refraksi negatif (47° sampai 54°), (Williams et al, 1954; Wilson, 1989). Mineral fayalit mempunyai titik lebur 1205°C dan mineral fosterit titik leburnya 1890°C . Mineral fayalit yang terubah dicirikan oleh fluktuasi kadar besi dalam batuan ultramafik. Kandungan Mg pada mineral fosterit berperan menggantikan unsur Ni dalam batuan ultramafik (Deer et al, 1995).

Menurut Deer *et al* (1995), berdasarkan sifat kimia, mineral piroksen adalah kelompok mineral silika yang berwarna coklat muda, mengandung unsur Ca, Fe dan Mg. Kelompok mineral piroksen terdiri dari sub kelompok mineral klinopiroksen (CaMgSiO_3 ; CaFeSiO_3) dan sub kelompok mineral ortopiroksen (MgSiO_3 ; FeSiO_3). Sub kelompok mineral klinopiroksen terdiri dari mineral diopsid dan augit. Sub kelompok mineral ortopiroksen terdiri dari mineral enstatit dan mineral ferosilit. Berdasarkan sifat optik (petrografis), mineral ortopiroksen dan klinopiroksen dibedakan berdasarkan bias rangkap dan indeks refraksi. Mineral ortopiroksen berwarna abu-abu sampai kecoklatan, relief tinggi, belahan paralel, memiliki bias rangkap lemah ($0,007$ sampai $0,020$), indeks refraksi negatif (50° sampai 132°). Mineral klinopiroksen berwarna hijau muda sampai hijau tua, bias rangkap sedang dan mineral fayalit memiliki indeks refraksi positif (25° sampai 70°) (Gambar 2.13).



Gambar 2.13 Kenampakan mikroskopis (a) mineral olivin, mineral piroksen : (b) klinopiroksen, (c) ortopiroksen (Deer *et al*, 1995).

2.3.2 Serpentinisasi

Mekanisme geologi pada pergerakan batuan ultramafik dari kerak samudera ke permukaan bumi, akan disertai dengan perubahan temperatur dan tekanan. Perubahan ini menyebabkan batuan ultramafik berubah yang dicirikan oleh berubahnya mineral olivin dan piroksen atau disebut proses alterasi (Melcher *et al*, 2002).

Mineral olivin yang berubah dan membentuk mineral serpentin disebut proses serpentinisasi (Gambar 2.14). Batuan ultramafik yang mengandung mineral serpentin hasil perubahan mineral olivin disebut batuan ultramafik terserpentinisasi. Proses serpentinisasi terjadi karena perubahan pada mineral olivin akibat pengaruh tekanan ($P < 5$ Kilobar), air dan temperatur ($T > 250$ °C sampai 350 °C) (Martin, 1970; dalam Dmitriev *et al*, 1974; Shervais *et al*, 2005).

Menurut Wicks dan Whittaker (1977), Golightly (1979; 1981), Wicks dan O'Hanley (1988), Osborne (1996), Butt *et al* (2003), proses serpentinisasi dicirikan oleh perubahan mineral olivin, piroksen dan menghasilkan bentuk tekstur, struktur pada mineral serpentin. Bentuk tekstur dan struktur ini dipengaruhi oleh kandungan silika dan magnesium hidroksida dalam batuan ultramafik.

Batuan ultramafik terserpentinisasi yang tersingkap dipermukaan bumi selanjutnya akan mengalami proses laterisasi dan membentuk endapan laterit atau tanah laterit. Tanah laterit yang telah mengalami pengayaan nikel disebut endapan nikel laterit dan mengandung kadar nikel $<2\%$. Sumberdaya mineral endapan nikel laterit hanya dikenal satu tipe sumber batuan ultramafik, yaitu batuan ultramafik terserpentinisasi (Boldt, 1967; Golightly, 1979; Elias, 2002).



Gambar 2.14 Ultramafik serpentinisasi, dengan kenampakan permukaan silika, Lokasi Baubau-Sulawesi Tenggara (Foto Pribadi).

Menurut Wicks dan Whittaker (1975), Cagatay *et al* (1981), serpentinisasi adalah proses berubahnya batuan ultramafik oleh tekanan, temperatur dan air. Penelitian terhadap serpentinisasi meliputi dua aspek utama, yaitu serpentinisasi yang berhubungan dengan aktifitas senyawa H₂O dan terbentuknya mineral (Gambar 2.15). Perubahan mineral olivin dan piroksen diketahui berdasarkan sifat mikroskopis yang menghasilkan kristalisasi mineral berbentuk struktur jaring (*net structure*). Kristalisasi mineral yang terbentuk dari perubahan mineral olivin adalah kelompok mineral serpentin yang terdiri dari : mineral antigorit, mineral krisotil dan mineral lizardit. Mineral olivin yang berubah membentuk mineral antigorit dicirikan dengan tekstur bastit. Mineral piroksen yang berubah membentuk mineral antigorit dicirikan oleh tekstur bastit *pseudomorph*.



Gambar 2.15 Kenampakan lapangan serpentinisasi dipengaruhi oleh air, Lokasi Sorowako (Foto Pribadi).

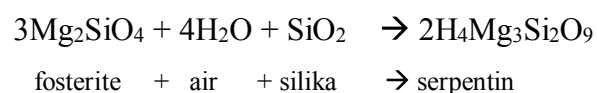
Proses serpentinisasi diawali dengan infiltrasi air dari permukaan hingga rongga batuan ultramafik. Aktifitas air berinteraksi dengan silika dan magnesium oksida yang dicirikan oleh perubahan kadar MgO, SiO₂, dan H₂O. Perubahan kadar MgO dan SiO₂ merupakan indikasi oleh terbentuknya mineral brusit (Mg(OH)₂) dan mineral antigorit ((Mg₃Si₂O₅(OH)₄). Proses serpentinisasi ini disebut serpentinisasi hidrasi (Dmitriev *et al*, 1974; Bostock *et al*, 2002).

Penelitian dengan menggunakan metode X-Ray microbeam camera dan X-Ray Fluorescence dilakukan oleh Nelson (2004), Wicks dan Whittaker (1977) yang dimodifikasi oleh Wicks dan O'Hanley (1988), pada sampel batuan ultramafik peridotit. Penelitian ini dimaksudkan untuk mengetahui terbentuknya mineral antigorit hasil alterasi mineral olivin.

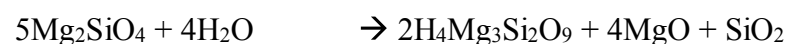
Mineral olivin yang tidak berubah seluruhnya dan masih memperlihatkan bentuk mineralnya dalam proses serpentinisasi disebut deserpentinisasi. Secara mikroskopis ciri deserpentinisasi memperlihatkan mineral antigorit dan mineral fosterit (Dungan, 1979b).

Proses serpentinisasi disebabkan oleh perubahan mineral olivin yang dipengaruhi oleh air, silika dan magnesium oksida. Berdasarkan hipotesa tersebut, proses serpentinisasi dibagi menjadi 3 (Waheed, 2004), yaitu :

1. Serpentinisasi karena pengaruh air dan silika pada olivin



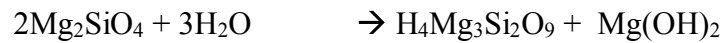
2. Serpentinisasi dan pembentukan magnesium oksida dan silika



fosterite + air → serpentin

3. Serpentinisasi pada terbentuknya mineral Brusit $Mg(OH)_2$)

karena pengaruh air.



fosterite + air → serpentin + brusit

O'Hanley (1993), melakukan penelitian pada batuan ultramafik harzburgit terserpentinisasi dan menyatakan bahwa proses serpentinisasi diketahui berdasarkan karakteristik mikroskopis yang diperlihatkan oleh mineral lizardit ($Mg_3Si_2O_5(OH)_4$) atau antigorit ($(Mg_3Si_2O_5(OH)_4)$). Batuan ultramafik harzburgit yang terserpentinisasi umumnya dijumpai mineral lizardit dan mineral brusit. Mineral lizardit dan mineral brusit memperlihatkan ciri mikroskopis tekstur rim (*rim texture*) dan tekstur pusat (*cone texture*). Tekstur rim (*rim texture*) dan tekstur pusat (*cone texture*) merupakan ciri tahapan serpentinisasi. Perbedaan tekstur rim dan tekstur pusat didasarkan pada letak mineral sumber yang berubah pada pengamatan mikroskop (Wicks dan Whittaker, 1977).

Serpentinisasi pada batuan ultramafik peridotit terjadi pada suhu ($75\text{ }^\circ\text{C} \pm 50\text{ }^\circ\text{C}$) dan ciri utamanya adalah terbentuknya mineral lizardit. Serpentinisasi pada suhu tersebut dipengaruhi oleh infiltrasi air dan mineral olivin berubah lebih awal kemudian mineral piroksen (Ikin dan Harmon, 1983).

Proses serpentinisasi ditandai dengan berubahnya komposisi kimia dari mineral olivin dan piroksen. Menurut Dungan (1979b), perubahan olivin dalam proses serpentinisasi adalah sama dan bertahap. Tahap pertama, olivin berubah

membentuk mineral lizardit ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) kemudian krisotil ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), serpentinit ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$). Tahap selanjutnya membentuk mineral antigorit ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ dan $\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$). Evans *et al* (1976) dalam Dungan (1979b), melakukan studi sifat kimia proses serpentinisasi dengan menggunakan metode SEM pada mineral olivin. Hasil penelitian tersebut, diketahui bahwa mineral olivin berubah membentuk mineral antigorit.

Penelitian dengan metode petrografi pada mineral serpentinit dilakukan oleh Cressey (1974), yang bertujuan untuk mendeskripsi tekstur mineral serpentinit, olivin dan piroksen. Tekstur mineral serpentinit yang dijumpai disebabkan oleh pengaruh air dalam rongga batuan ultramafik.

Tekstur mineral serpentinit akan berbentuk tidak beraturan atau tekstur pseudomorf. Tekstur ini menggambarkan terjadinya pergantian Si dan Mg yang umumnya dijumpai pada belahan dan retakan (*fractures*) mineral dalam batuan ultramafik terserpentinisasi. Bentuk belahan dan retakan mineral dapat digunakan untuk menganalisis tahapan pelapukannya (Whittaker, 1977; dalam Ikin *et al*, 1983).

Proses serpentinisasi yang disebabkan berubahnya kelompok mineral piroksen dapat dibedakan dari jenis mineral klinopiroksen dan ortopiroksen. Mineral klinopiroksen akan membentuk mineral diopsid ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) dan mineral ortopiroksen membentuk mineral enstatit ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) (Morandi dan Felice, 1979).

Menurut Deer *et al* (1995), mineral fayalit (Fe_2SiO_4) pada titik lebur 1205 °C membentuk mineral silika (SiO_2), besi oksida (FeO) dan geotit

(FeO.OH). Mineral goetit pada proses serpentinisasi akan membentuk mineral hematit (FeO dan α -Fe₂O₃) dan mineral magemit (γ -Fe₂O₃).

Mineral olivin dan piroksen yang berubah secara bersamaan dalam proses serpentinisasi, umumnya dipengaruhi oleh suasana asam-basa, pengaruh temperatur dan tekanan (O'Hanley dan Offler, 1992).

Penelitian pada ubahan mineral piroksen yaitu pada jenis mineral enstatit (Mg₂Si₂O₆) dan diopsid (CaMgSi₂O₆) telah dilakukan oleh Colin *et al* (1990), dengan metode SEM pada batuan ultramafik. Disimpulkan bahwa serpentinisasi disebabkan oleh perubahan mineral piroksen menghasilkan mineral serpentin.

Menurut Golightly dan Aranbica (1979), hasil ubahan piroksen menjadi serpentin dicirikan oleh berubahnya komposisi serpentin yaitu berkurangnya kandungan senyawa Al₂O₃ dan Cr₂O₃. Pengamatan dengan menggunakan metode petrografi dan sinar-X menyimpulkan bahwa serpentinisasi hanya terjadi pada jenis batuan dunit dan harzburgit. Pengamatan petrografi pada batuan dunit, memperlihatkan kenampakan mikroskopis struktur mineral serpentin berbentuk jaring urat (*veints*) dan saling berpotongan. Apabila kenampakan mikroskopis, tidak dijumpai urat-urat serpentin yang menerus maka diindikasikan telah terjadi lebih dari dua kali tahapan serpentinisasi. Salah satu tahapan yang dimaksud adalah terubahnya mineral serpentin menjadi mineral krisotil dan mineral lizardit. Umumnya urat serpentin yang tidak menerus dijumpai berbentuk lapisan yang tidak beraturan yang mencirikan kehadiran oksida besi (Rodgers, 1978).

Penelitian yang dilakukan oleh Rodgers (1978), mengungkapkan bahwa untuk perubahan mineral serpentin menjadi krisotil dan lizardit dalam batuan ultramafik belum diketahui indikatornya. Namun hal ini diinterpretasikan bahwa ubahan mineral serpentin yang mengandung besi berasal dari mineral olivin. Mineral lizardit mengandung lebih dari 4 % Fe_2O_3 , mineral krisotil mengandung lebih kurang 1% Fe_2O_3 (Page,1968 dalam Rodgers, 1974).

Steele (1981), melakukan penelitian dengan metode SEM untuk mengetahui perpindahan Si, Mg dan Fe pada mineral olivin dan piroksen. Gambar 7 menunjukkan mineral olivin (fosterit) dan piroksen (enstatit) mempunyai konsentrasi atom yang terdiri dari Mg^+ , Fe^+ dan Si^+ yang diplot dalam $\text{mg} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$. Nilai atom Si konstan pada intensitas $\text{SI}=40 > \text{Mg}$ ($\text{SI} = 10$) $> \text{Fe}$ ($\text{SI} = 5$) dan perpindahan terjadi pada Si dan Mg. Hasil penelitian diketahui bahwa perpindahan ion Si dan Mg dicirikan oleh terbentunya ion sekunder (SI).

Secara petrografis, mineral serpentin memiliki tekstur *pseudomorf* sampai tekstur kaca (*glass texture*) yang mencirikan ubahan mineral olivin menjadi mineral antigorit dan membentuk mineral serpentin. Pengamatan dengan SEM, disimpulkan bahwa serpentinisasi memiliki tiga tahapan ubahan, yaitu : (1) ubahan olivin menjadi lizardit, (2) ubahan lizardit menjadi antigorit yang diikuti oleh kehadiran mineral krisotil dan (3) ubahan mineral besi (Albino, 1995).

Menurut Wicks dan Whittaker (1977), Albino (1995), tahapan serpentinisasi dapat diuraikan berdasarkan model triplot kimia magnesium

oksida. Magnesium oksida yang terkandung dalam mineral mineral krisotil diakibatkan penurunan temperatur dan pengaruh air pada proses serpentinisasi.

2.3.4 Ultramafik dan Serpentinisasi

Untuk menentukan jenis batuan ultramafic sebagai *bedrock* dilakukan analisis kimia, yang kemudian akan mendapatkan komposisi dan persentase kimia pada setiap hole bor. Dalam pemboran lapisan endapan nikel laterit, akan terhenti apabila telah mencapai batuan ultramafik. Maka sampel batuan ultramafic ditinjau dari aspek kimianya.

Dunite tersusun oleh lebih dari 90% mineral olivine dan sebagian kecil mineral piroxen, sedangkan Harzburgite tersusun atas olivine dan orthopiroxen, kemudian Lherzolite tersusun atas olivine, orthopiroxen dan clinopiroxen. Jadi semakin besar unsur Ca maka kemungkinan besar litologinya adalah Lherzolite, sebab Lherzolite merupakan batuan yang tersusun atas mineral olivine, orthopiroxen dan klinopiroxen yang banyak mengandung unsur Ca. Dunite yang tersusun atas 90% olivin dan sebagian kecil piroxen mempunyai kandungan unsur Ca yang paling sedikit, sama sekali absen. Harzburgite mempunyai persentase Ca dibawah Lherzolite, karena Harzburgite tersusun atas olivine dan orthopiroxen.

Beberapa data kimia dalam bentuk unsur minor, dirubah menjadi unsur major. Sehingga data unsur Ca, sehingga unsur Ca tersebut terlebih dahulu dikonversikan atau dirubah menjadi CaO (Calcium Oxides). Salah satu metode kimia yang digunakan yaitu merubah logam menjadi oksida, dengan

mengalikan faktornya atau unsurnya sedangkan untuk merubah kedalam logam dengan membagi faktor atau unsurnya. Hal ini didasarkan pada sifat unsur oksida sebagai media pada lingkungan tanah dimana oksigen yang larut dalam air hujan dan air tanah. Kondisi oksidasi hanya berlangsung dan terjadi pada permukaan air tanah, sedangkan bagian bawah muka air tanah merupakan lingkungan reduksi. Oksidasi dan reduksi merupakan proses yang membentuk mineral-mineral oksida sebagai akibat reaksi antara mineral dengan oksigen.

Pola perubahan mineral adalah determinasi pada unsur, senyawa dari komposisi mineral yang akan dibuat atau dihasilkan (Levinson, 1974). Unsur dan senyawa yang terdapat dalam mineral adalah gambaran dari karakteristik hubungan geokimia. Berdasarkan hubungan geokimia kadar silika dan oksida logam, digunakan model kurva triplot yang menggambarkan perubahan mineral olivin, piroksen dan serpentin. Pola perubahan mineral yang diperoleh dari gambaran model kurva triplot pada batuan ultramafik dan proses serpentinisasi (Nelson, 2004), adalah sebagai berikut :

1. Model SiO, MgO, H₂O

Miyashiro *et al* (1969), Coats dan Buchan (1979), melakukan penelitian dengan menggunakan data oksida : CaO, MgO, SiO₂, H₂O, CO₂ pada kurva triplot untuk menginterpretasi alterasi mineral olivin yang membentuk mineral serpentin. Berdasarkan data oksida logam dari mineral olivin, klipiroksen dan ortopiroksen, maka model kurva triplot yang dihasilkan adalah MCS (MgO, CaO, SiO₂) dan SMH (SiO, MgO, H₂O). Evans *et al* (1976) dalam Dungan (1979a),

melakukan penelitian dengan menggunakan data oksida logam : CaO, MgO, SiO₂, H₂O, CO₂ dari mineral olivin dan serpentin. Hasil penelitian ini berupa model kurva triplot MSH (MgO, SiO₂, H₂O).

2. Model SiO₂, FeO, MgO

Jenner (1983), Albino (1995), melakukan penelitian menggunakan data CaO, FeO, MgO, SiO₂ pada model kurva triplot CFM (CaO, FeO, MgO) dan SFM (SiO₂, FeO, MgO) untuk menginterpretasi alterasi mineral piroksen di batuan ultramafik. Hasil penelitian diketahui bahwa alterasi mineral piroksen yang didasarkan pada unsur Mg dengan temperatur (985 °C ± 109 °C). Venturelli *et al* (1997), melakukan penelitian dengan menggunakan model kurva CAH (CaO, Al₂O₃, TiO₂) dan ATH (Al₂O₃, TiO₂, H₂SO₄) bertujuan untuk mengetahui hubungan batuan ultramafik dan sifat asam basa tanah laterit.

3. Model FeO, MgO , H₂O

Dmitriev *et al* (1974), melakukan penelitian untuk mengetahui perubahan silika (SiO₂), magnesium oksida (MgO) pada alterasi mineral serpentin. Disimpulkan bahwa dengan menggunakan model MSH (MgO, SiO₂, H₂O) dapat dijelaskan proses serpentinisasi pada mineral serpentin yang membentuk mineral brunit (Mg(OH)₂) dan antigorit ((Mg₃Si₂O₅(OH)₄) di batuan ultramafik peridotit. Wicks dan Whittaker (1977), Wicks dan Whittaker (1970) dalam

Moeskops, (1977), yang dimodifikasi oleh Wicks dan O'Hanley (1988), menggunakan model kurva MSH ($\text{MgO}, \text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$) pada sampel batuan peridotit. Penelitian tersebut bertujuan untuk mengetahui perubahan mineral olivin yang membentuk mineral antigorit dalam proses serpentinisasi.

- **Batuan ultramafik terserpentinisasi**

Batuan ultramafik terserpentinisasi memperlihatkan perubahan warna dari abu-abu gelap sampai abu-abu terang, mudah hancur, permukaan licin dan dijumpai mineral garnierite, kuarsa (SiO_2), serpentin ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$; $\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), brusit ($\text{Mg}(\text{OH})_2$) dan talk ($\text{Mg}_6[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4$). Sebaran batuan ultramafik terserpentinisasi menunjukkan jenis warna yang berbeda yaitu : hijau tua, hijau muda, hijau kecoklatan, putih keabu-abuan, putih kecoklatan dan abu-abu (Gambar 2.16). Warna tersebut merupakan ciri perubahan pada mineral olivin yang membentuk besi oksida, magnesium oksida, mineral serpentin, kuarsa (SiO_2), krisotil dan mineral brusit ($\text{Mg}(\text{OH})_2$) (Gambar 2.17). Mineral olivin mengalami perubahan akan membentuk mineral oksida dan brusit yang terjadi akibat pengaruh struktur geologi (Mumpton dan Thompson, 1968; O'Hanley, 1993).



Gambar 2.16 Kenampakan lapangan batuan ultramafik terserpentinisasi, Lokasi Sorowako (Foto pribadi)



Gambar 2.17 Kenampakan lapangan mineral olivin yang mengalami perubahan, Lokasi : Sorowako (Foto pribadi)

Uraian lengkap deskripsi mikrokopis mineral olivin, piroksen dan mineral yang terbentuk dari hasil perubahannya disajikan pada lampiran 4. Deskripsi mikrokopis pada 14 sampel sayatan tipis (AT-1 sampai dengan AT-14), diketahui persentase rata mineral olivin dan piroksen yang belum berubah adalah $\geq 50\%$. Berdasarkan persentase kandungan olivin dan piroksen yang terdiri dari : olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, maka penamaan mikroskopis batuan ultramafik adalah harzburgit (Hall, 1989). Mineral olivin memperlihatkan warna abu-abu sampai kekuningan, bentuk mineral subhedral sampai anhedral dan dijumpai mineral magnetit dalam sebaran tidak beraturan. Perubahan warna ini menunjukkan bahwa mineral olivin dan piroksen telah mengalami perubahan membentuk kelompok mineral serpentin. Analisis persentase pada perubahan warna ini, diketahui sebesar 25% sampai 50% dan kelompok mineral serpentin 50% sampai 75%.

Berdasarkan persentase mineral serpentin maka terdapat 3 jenis terserpentinisasi, yaitu:

- a. Terserpentinisasi kuat.** Pengamatan sayatan tipis pada sampel AT-1, AT-2, AT-3, AT-4, AT-6, AT-7, AT-13 dan AT-14, memperlihatkan warna kecoklatan, ukuran butir ≤ 2 mm, mineral olivin dan ortopiroksen terlapukan sebagian dan bagian lainnya mengalami alterasi (Gambar 2.18). Mineral olivin dan piroksen mengalami perubahan membentuk kelompok mineral serpentin, yaitu serpentin dengan persentase 55% sampai 75%. Mineral olivin yang telah berubah berbentuk tidak beraturan dan membentuk mineral krisotil. Mineral piroksen mengalami perubahan membentuk mineral brusit,

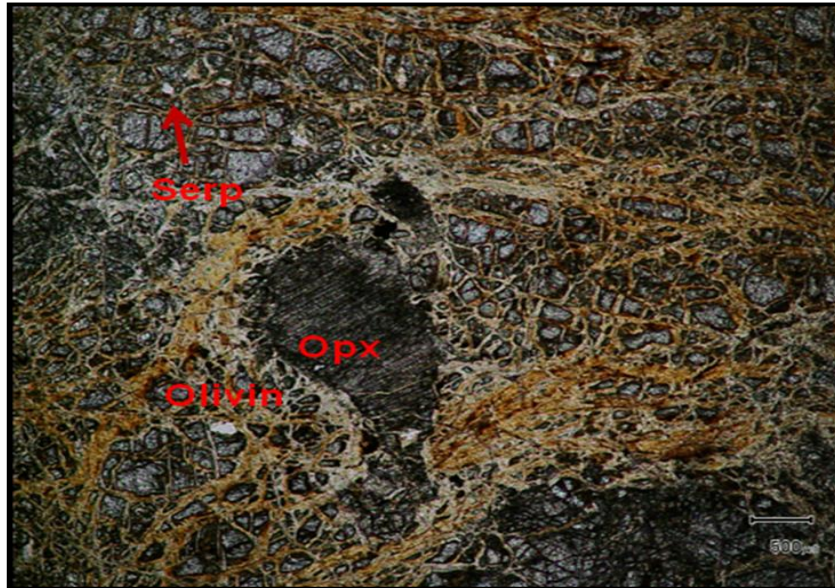
mineral magnetit. Terbentuknya mineral krisotil menandai keluarnya senyawa silika dari mineral olivin jenis fosterit. Dijumpainya mineral magnetit merupakan indikasi perubahan yang terjadi pada mineral piroksen akan membentuk senyawa logam hidrous. Pengaruh air yang sangat kuat berasal dari pergerakan batuan ultramafik ke permukaan bumi. Kondisi ini terjadi dalam suasana asam basa yang membentuk mineral silika dan magnetit (Irifune *et al*, 1996).



Gambar 2.18 Kenampakan mikroskopis batuan ultramafik terserpentinisasi kuat. (Foto pribadi).

- b. Terserpentinisasi sedang.** Pengamatan sayatan tipis pada AT-8, AT-10, AT-11, AT-12, memperlihatkan warna kuning kecoklatan dengan ukuran butir ≤ 2 mm. Ciri warna ini menandakan adanya mineral olivin dan ortopiroksen berubah dalam tahapan berbeda. Perbedaan tahapan perubahan

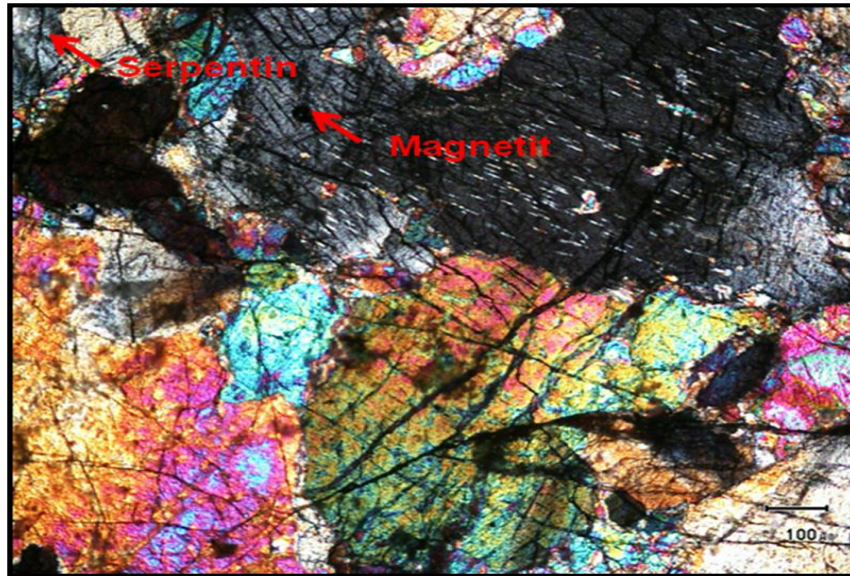
ini disebabkan karena olivin mengalami perubahan tanpa proses pelapukan. Mineral piroksen mengalami proses pelapukan dan tak seluruhnya mengalami perubahan. Perubahan mineral olivin dan piroksen yang membentuk kelompok mineral serpentin sebesar 35% sampai 50%. Kelompok mineral serpentin yang terbentuk adalah mineral talk dan mineral antigorit. Pengamatan mikroskopis pada mineral olivin, diketahui bahwa mineral yang berubah berasal dari jenis fosterit dan membentuk mineral antigorit. Mineral piroksen yang mengalami pelapukan berasal dari jenis enstatit dan membentuk mineral talk (Gambar 2.19). Perbedaan proses serpentinisasi yang terjadi pada mineral olivin dan piroksen, bahwa resistensi mineral piroksen lebih kecil dibanding olivin akibat pengaruh air. Perbedaan ini menunjukkan indikasi, bahwa proses serpentinisasi pada mineral olivin menyebabkan silika membentuk mineral antigorit dan mineral piroksen membentuk mineral talk yang dicirikan oleh unsur Mg. Hal ini menguatkan anggapan bahwa ada perbedaan proses serpentinisasi terhadap unsur Si dan Mg dari mineral olivin dan piroksen yang dipengaruhi oleh H₂O (Jenner dan Green, 1983).



Gambar 2.19 Kenampakan mikroskopis batuan ultramafik terserpentinisasi sedang. (Foto Pribadi).

- c. **Terserpentinisasi lemah.** Pengamatan pada sayatan tipis AT-5 dan AT-9, memperlihatkan warna kuning kecoklatan sampai kuning terang dan abu-abu coklat sampai abu-abu kehitaman, ukuran butir ≥ 2 mm. Warna tersebut merupakan ciri perubahan mineral olivin dan piroksen yang membentuk mineral talk, magnetit dan serpentin. (Gambar 2.20). Persentase kelompok mineral serpentin $\leq 15\%$ dijumpai bersama mineral magnetit menunjukkan adanya perbedaan pengaruh silika dan oksida logam dalam proses serpentinisasi. Perbedaan ini diindikasikan bahwa proses serpentinisasi memasuki tahapan akhir yaitu berkurangnya pengaruh air, tekanan dan temperatur. Berkurangnya pengaruh air, tekanan dan temperatur dicirikan

oleh mineral serpentin yang berasosiasi dengan oksida logam (Morandi dan Felice, 1979).

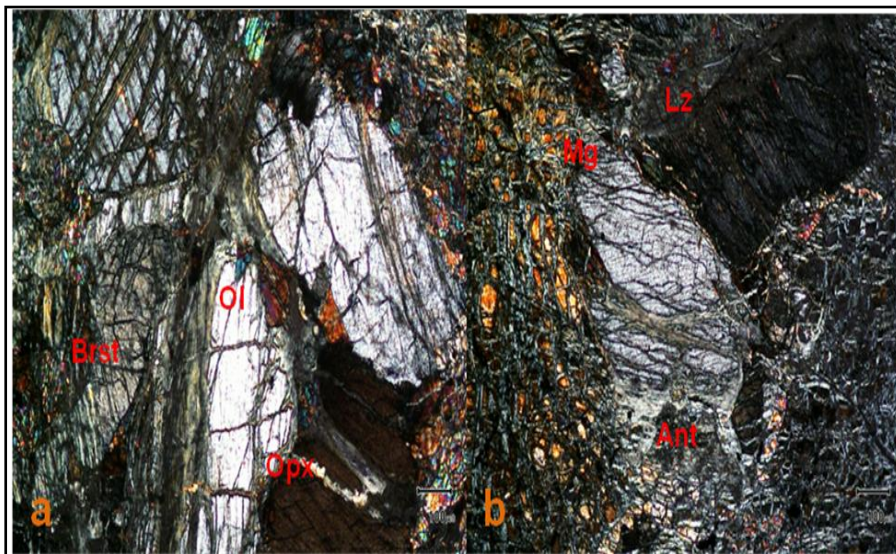


Gambar 2.20 Kenampakan mikroskopis batuan ultramafik terserpentinisasi lemah. (Foto Pribadi).

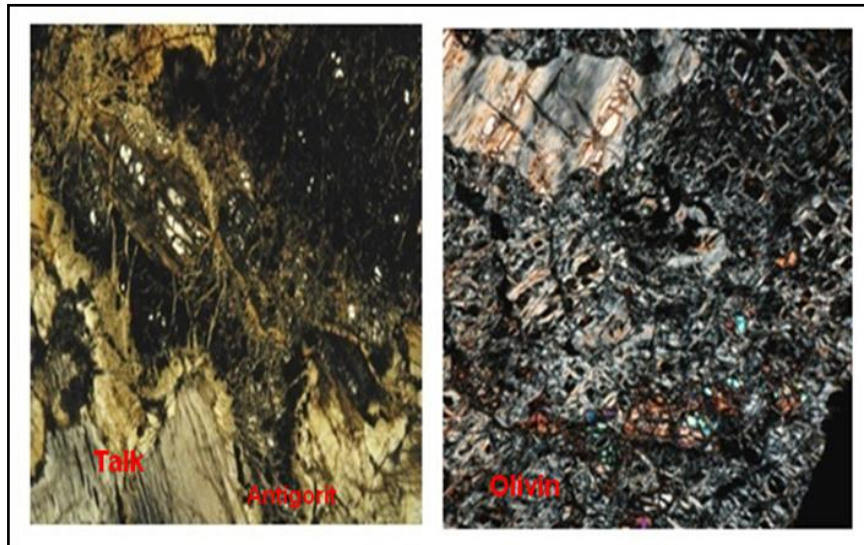
2.3.5 Pengamatan Mikroskopis pada Tekstur, Struktur dan Terserpentinisasi

Pengamatan mikroskopis terhadap posisi mineral olivin dan ortopiroksen menunjukkan adanya sisi kedua mineral tersebut yang tidak mengalami serpentinisasi. Sisi mineral olivin dan ortopiroksen yang tidak mengalami serpentinisasi menunjukkan posisi saling memotong. Posisi ini merupakan ciri jenis serpentinisasi sedang. Pengamatan pada bentuk mineral olivin dan ortopiroksen yang telah mengalami perubahan menunjukkan tekstur dan struktur yang berbeda terhadap mineral yang terbentuk yaitu mineral serpentin, antigorit,

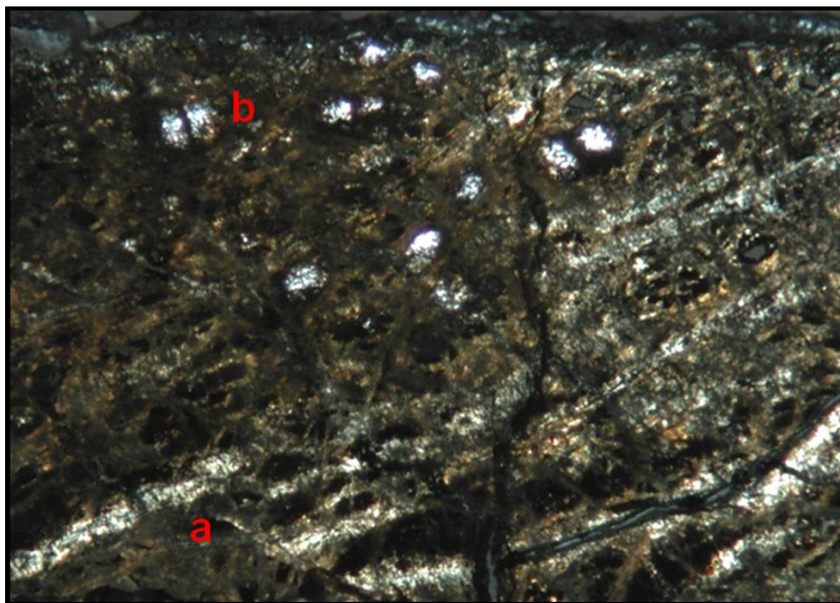
magnetit dan brusit. Gambar 2.21, menunjukkan hubungan mineral olivin dan mineral piroksen dari jenis ortopiroksen terhadap mineral hasil ubahannya yaitu mineral serpentin, antigorit, lizardit, brusit. Mineral ubahan ini akan membentuk tekstur *mesh* dan tekstur bastit. Tekstur *mesh* dicirikan oleh mineral olivin yang berubah membentuk mineral antigorit. Tekstur bastit dicirikan oleh bentuk mineral ortopiroksen yang tidak beraturan dan berubah membentuk mineral brusit. Gambar 2.22 menunjukkan tektur mesh yang disebabkan oleh mineral olivin berubah membentuk mineral antigorit dan talk. Gambar 2.23, menunjukkan struktur nodul mineral serpentin dan struktur rekahan yang terisi oleh mineral kuarsa atau struktur *quartz veint*.



Gambar 2.21 (a) Tekstur bastit pada ortopiroksen (Opx),brusit(Brst)(b)tektur mesh pada olivin (Ol) dan antigorit (Ant), Lizardit (Lz), magnetit (Mg)(Foto pribadi).



Gambar 2.22. (kiri) menunjukkan terbentuknya talk dan antigorit, (kanan) kenampakan tekstur mesh. (Foto pribadi).



Gambar 2.23 (a) urat kuarsa, (b) nodul serpentin dalam rekahan batuan (AT - 6) (Foto Pribadi).

Serpentinisasi pada ultramafic umumnya dipengaruhi oleh faktor struktur batuan. Struktur yang berkembang akan menyebabkan batuan mengalami rekahan-rekahan berupa kekar maupun urat-urat. Batuan yang terserpentinisasi memiliki resistensi yang lebih kecil terhadap pelapukan daripada batuan yang tidak terserpentinisasi. Mineral serpentin yang banyak terkandung dalam batuan yang terserpentinisasi mengandung air, dimana air dan silika yang lebih banyak dari mineral olivin akan membantu menseserpentinisasi olivin selama proses serpentinisasi berlangsung. Sehingga proses pelapukan lebih intensif pada batuan disebabkan oleh fluida yang dihasilkan dari air hujan maupun muka air tanah memudahkan infiltrasi melalui rekahan batuan.

Tingkat serpentinisasi tidak mempengaruhi kenaikan kadar nikel pada endapan nikel laterit, hal ini disebabkan oleh perbedaan proses serpentinisasi dan proses pengayaan nikel. Bahwa serpentine hasil alterasi hidrothermal sedangkan pengayaan nikel dengan proses laterisasi

Sedangkan derajat serpentinisasi dipengaruhi oleh jenis batuan dasar. hal Bahwa batuan dasar dunite mendominasi terbentuknya serpentinisasi dan menghasilkan derajat sangat tinggi dengan alasan lebih cepat proses kimia terjadi ketika mengalami alterasi hidrothermal dibandingkan dengan jenis batuan ultramafik lainnya, misalnya hazburgite dan lherzolute.

Morfologi dan topografi suatu daerah memiliki peranan besar dalam pengkayaan supergen endapan nikel laterit. Pada daerah dengan kelerengan curam, air akan mengalir ke daerah yang lebih rendah sehingga sedikit volume penetrasi pada batuan.

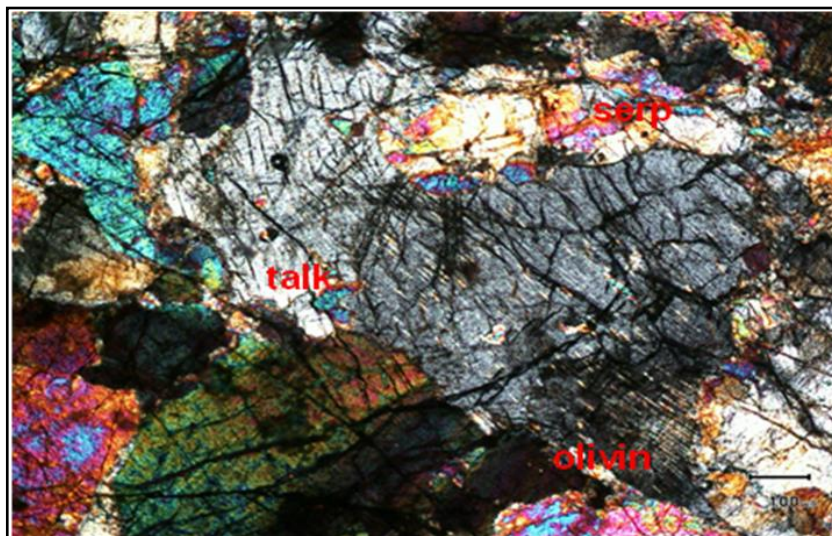
2.3.6 Batuan ultramafik tak serpentinisasi

Batuan ultramafik tak terserpentinisasi menunjukkan perubahan warna dari abu-abu kecoklatan, coklat tua dan hijau pucat. Perubahan warna ini juga disertai dengan perubahan struktur batuan yaitu rekahan batuan dengan ketebalan $\leq 0,5$ cm yang terisi oleh mineral olivin dan geotit. (Gambar 2.24). Mineral olivin menunjukkan tidak mengalami perubahan yang ditandai dengan bentuk kristal yang utuh. Mineral geotit berasal dari hasil pelapukan mineral piroksen dan mengisi rekahan batuan (fractures) (Mumpton dan Thompson, 1968; O'Hanley, 1993).



Gambar 2.24 Kenampakan lapangan batuan ultramafik tak terserpentinisasi. (Foto pribadi)

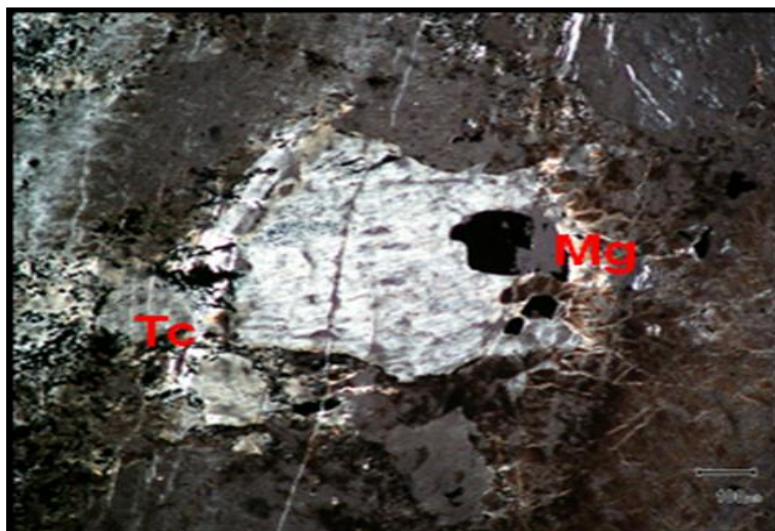
Pengamatan mikroskopis pada sayatan tipis terhadap 6 sampel (AT-15 sampai AT-20), memperlihatkan persentase kandungan olivin rata 80% dan piroksen rata 20%, maka penamaan mikroskopis batuan ultramafik adalah harzburgit (Hall, 1989). Mineral olivin berwarna kuning pucat dan piroksen berwarna abu-abu muda, kehijauan, kecoklatan. Mineral piroksen dari jenis ortopiroksen dan klinopiroksen yang mengalami perubahan dan membentuk mineral talk, krisotil serpentin. Gambar 2.25, menunjukkan mineral olivin mengalami perubahan dan membentuk mineral talk ($Mg_6[Si_8O_{20}](OH)_4$). Dijumpainya mineral talk merupakan kesamaan perubahan yang terjadi pada mineral olivin dan piroksen. Disamping itu, dijumpainya mineral serpentin dan krisotil merupakan perbedaan perubahan mineral olivin dan piroksen. Kesamaan dan perbedaan ini menguatkan anggapan bahwa hubungan Unsur Mg dan Si yang dijumpai pada mineral talk dan serpentin terjadi dalam suasana basa yaitu silika dalam batuan ultramafik (Cerny, 1968).



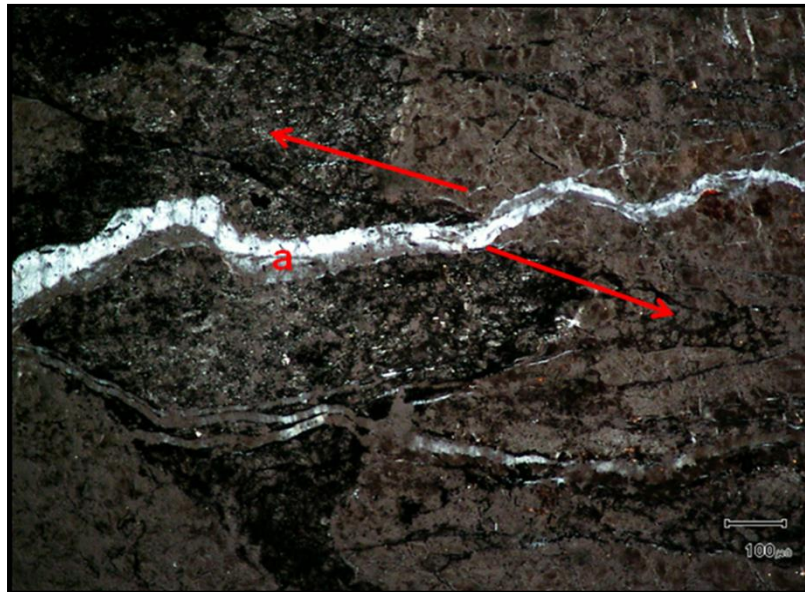
Gambar 2.25 Kenampakan mikroskopis batuan ultramafik tak terserpentinisasi. (Foto pribadi).

2.3.7 Pengamatan Mikroskopis pada Tekstur, Struktur dan Tak Terserpentinisasi

Pengamatan mikroskopis pada mineral olivin dan piroksen menunjukkan terdapat perbedaan perubahan. Perubahan pada mineral olivin disebabkan oleh pelapukan yang dicirikan oleh mineral lempung yang mengisi struktur batuan. Mineral piroksen menunjukkan perubahan sebagian sehingga masih memperlihatkan bentuk kristalnya. Gambar 2.26 menunjukkan mineral piroksen mengalami perubahan pada sisi luar dan membentuk mineral magnetit, talk, krisotil. Perbedaan perubahan itu diduga merupakan ciri jenis batuan ultramafik tak terserpentinisasi dan disebabkan oleh struktur batuan ultramafik. Gambar 2.27 menunjukkan struktur urat kuarsa (*quartz veint*) yang memotong mineral piroksen. Yang disebabkan oleh silika berfluktuasi dalam batuan ultramafik tak terserpentinisasi. Alasan ini diperkuat oleh Golightly (1981) bahwa batuan ultramafik tak terserpentinisasi memiliki struktur batuan yang kompak dan umumnya tidak memperlihatkan perubahan mineral.



Gambar 2.26 Kenampakan mikroskopis tekstur bastit, talk (Tc), magnetit (Mg). (Foto Pribadi).



Gambar 2.27 (a) Struktur urat kuarsa yang memotong piroksen. (Foto Pribadi).

2.4 Mobilitas Geokimia Unsur pada batuan ultramafik

Mobilitas adalah kemampuan suatu unsur untuk terdispersi ke dalam matrik material lain disekitarnya. Mobilitas mempengaruhi respon unsur terhadap proses dispersi. Faktor utama yang mempengaruhi mobilitas geokimia adalah stabilitas kimiawi unsur. Mobilitas dari suatu elemen atau unsur yang dijumpai pada batuan mafik dan ultrabasa dapat diklasifikasikan sebagai berikut :

- **Elemen yang bersifat sangat larut dan sangat *mobile***

Mudah hilang dalam profil pelapukan dan sangat larut dalam aliran air tanah (sedikit asam), misal : Mg, Si, Ca, Na.

- **Elemen yang bersifat tidak larut dan tidak *mobile***

Tidak dapat larut dalam air tanah, sebagian besar unsur – unturnya merupakan penyusun dari residu tanah (*residual soil*), misal : Fe^{3+} (*ferric*), Co, Al, Cr.

- **Elemen dengan daya larut yang terbatas dan mobilitas terbatas**

Sebagian elemen yang larut dalam air tanah yang bersifat asam, misal : Ni, Fe^{2+} (*ferrous*).

Perbedaan ini disebabkan kondisi kimia lingkungan sekitar dapat mempengaruhi mobilitas relatif suatu unsur. Sementara dalam proses dekomposisi berkaitan erat dengan mobilitas ion penyusunnya yang dipengaruhi oleh faktor - faktor sebagai berikut : pH (derajat keasaman) dan Eh (potensial redoks), dimana Eh cenderung akan semakin turun jika pH semakin naik, sehingga oksidasi akan meningkat keasaman.

Kelarutan partikel - partikel sangat dipengaruhi oleh pH. Contoh Ni pada kondisi oksidasi dengan pH 5 sampai pH 8 memiliki mobilitas kecil, Ni pada kondisi ini memiliki nilai Eh yang kecil, sehingga mobilitasnya berkurang sebagai akibat adanya reaksi antara larutan pembawa Ni yang masih bersifat asam (yang berasal dari atau dekat permukaan) dengan tanah dan batuan yang bersifat basa.

Sedangkan pada kondisi dengan $\text{pH} < 4$ (pH asam), Ni akan memiliki mobilitas menengah, Ni pada kondisi ini memiliki EH

yang besar sehingga larut pada kondisi asam. Ion *ferrous* (Fe^{2+}) berada dan terkonsentrasi dibawah kondisi reduksi dan pada pH 8 - 8,5, ion tersebut akan larut, sedangkan ion *ferric* (Fe^{3+}) berada di bawah kondisi oksidasi. Ion *ferric* tidak dapat larut sampai pH tereduksi menjadi 2,5 (Waheed, 2008).

Secara umum kondisi lingkungan sekitar dapat dibagi menjadi lingkungan oksidasi dengan pH 5 - 8, lingkungan oksidasi dengan pH < 4 dan lingkungan reduksi. Perbedaan kondisi lingkungan inilah yang nantinya akan menyebabkan perbedaan ketersediaan ion Fe pada reaksi tersebut.

2.5 Kimia Nikel Laterit

Nikel laterit merupakan salah satu logam yang terdapat dalam lapisan litosfer bumi. Logam nikel ini akan meningkat kadarnya setelah melalui proses geologi dan geokimia pada batuan ultrabasa. Batuan ultrabasa merupakan batuan dasar lapisan bumi (*crustal depth*) yang terdiri dari batuan peridotite, dunit dimana batuan tersebut mengandung mineral olivin $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ dan mineral serpentin $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$.

Nikel dan kobal dapat terbentuk dari hasil pelapukan batuan secara vertikal dan umumnya mengisi rongga batuan terserpentinisasi. Nikel dan kobal dapat memiliki kadar yang sama dalam suatu profil laterit, namun umumnya berbentuk konkresi bercampur mineral lempung atau dalam bentuk mengisi rongga berbentuk radial berasosiasi dengan kristal silika. Sedangkan kobal

dijumpai dalam mineral asbolane yang bercampur dengan sedikit mineral mangan. Mineral asbolane, asbolan, asbolite atau wad, berwarna hitam pada rekahan batuan (*fractures*), berbentuk kristal simetri hexagonal, kekerasan 6 dalam skala mohs, hanya dapat dilihat dengan menggunakan handlens, kadang berasosiasi dengan mineral chromit dan goethite atau terjadi sebagai saling tumbuh bersama Fe oksida dan hidroksida.

Kobal atau nikel yang mengandung asboline memiliki formula $(\text{Co}, \text{Ni})_{1-x} \text{MnO}_2)_{2-y+2x} \cdot \text{nH}_2\text{O}$. Proses substitusi akibat penetras air tanah menyebabkan efek kimia perubahan komposisi Co, Ni, Mn. Secara stokiometri perbandingan Ni : Co adalah 1 : 1 sampai 1 : 10. Mineral asbolite di Sorowako memiliki komposisi 2,5 % sampai 5,8 % Co atau perbandingan rata-rata pada lapisan limonit Co : Ni = 3,31 : 1. Ini masih rendah bila dibandingkan dengan tambang di Nkamouna (Kongo Selatan, Afrika) yaitu 6,3 sampai 19,5% CoO atau 3,2% sampai 7,2%.

Mineral lempung jenis kaolin sebagai hasil pelapukan akan dijumpai melimpah pada endapan nikel laterit yang rata-rata kadarnya sampai 9 %.

Sehingga kehadiran kaolin bukan mencirikan pengayaan kobal. Mineral lempung smektit kaya akan magnesia-alumina namun kuantitasnya kecil. Selain itu juga terdapat mineral gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$), yang berasal dari ultramafik (Evans, 1979). Perbandingan Ni : Co = 2 : 3 termasuk kecil disebabkan kehadiran mineral ferralite.

Ni dalam batuan ultrabasa terutama terdapat dalam mineral mafik. Umumnya proporsinya : Olivin > Orthopiroksen > Klinopiroksen. Kromit dan

magnetit mungkin juga berisi lebih sedikit Ni. Di dalam mineral mafik, nikel terutama terdapat dalam jaringan mineral olivin yang terbentuk pada proses kristalisasi awal. Menurut Waheed (2002), masuknya Ni ke dalam struktur mineral olivin melalui perilaku magmatik. Olivin dapat mengandung 0,4 % NiO dan 0,322 % Ni. Olivin (mineral yang terbentuk pada temperatur tinggi) sangat tidak stabil di bawah kondisi atmosfer, sehingga saat terjadi pelapukan akan melepaskan ion Ni yang terdapat dalam ikatan atomnya.

Unsur logam Ni dan Co sebagai penyusun magma basa hadir dalam kristal olivin dan enstatit karena adanya kesamaan jari – jari ion (Ni = 0,78 Å dan Co = 0,82 Å) dengan jari – jari Mg dan Fe sehingga Ni dan Co dapat bertukar (*replacement process*) dengan Mg dan Fe pada jaringan mineral asli. Ni dan Co menjadi bagian yang tak terpisahkan dalam batuan ultrabasa, dimana dalam keadaan segar mengandung Ni sebesar 0,1 sampai 0,3 %.

Umumnya hidroksidasi dari beberapa unsur kimia dijumpai berasosiasi dengan lingkungan laterit. Ion - ion yang dilepaskan selama proses hidrolisis dari mineral - mineral mafik, ditetapkan sebagai hidroksida. Pada hidrosilikat nikel (mineral garnierit), nikel menggantikan atom Mg dalam mineral serpentinit, talk dan klorit. Anggota nikel murni tidak muncul secara alami dan kebanyakan garnierit berisi (Ni, Mg) sebagai pengganti Mg (Waheed, 2008).

Istilah *garnierite* telah digunakan sebagai suatu istilah yang meliputi seluruh bentuk hidrous nikel magnesium silikat. Faust (1966) dalam Waheed (2008), menyatakan bahwa kebanyakan garnierit terkait dengan talk dan serpentinit. Kato (1961) dalam Waheed (2008), bahwa garnierit yang ditemukan

di New Caledonia, merupakan struktur yang serupa dengan serpentin, talk dan klorit. Sedangkan Springer (1974) dalam Waheed (2008), mengusulkan tentang definisi garnierit sebagai “ nikel magnesium hidrosilikat”, dengan atau tanpa berisi alumina, melalui *X – Ray Diffraction* menunjukkan bentuk khas serpentin, talk, sepiolit, klorit, vermiculit atau campuran/gabungan semuanya.

Bentuk mineral garnierit mempunyai anggota : wilemsite (Ni talk) $[3\text{NiO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}]$, pimelit (Ni kerolit) $[\text{Ni}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ dan nepouit (Ni serpentin) $[\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$ dan sebagainya. Garnierit terjadi dengan mengisi rekahan - rekahan yang ada. Warna garnierit mencakup dari hijau (terang dan gelap) kekuning - kuning, biru terang - gelap. Variasi yang kaya hijau berisi lebih banyak nikel.

Menurut Smith (1981), laterit merupakan produk akhir dari pelapukan dan dalam hal ini dibedakan oleh kehadiran dari Fe (besi) pada bagian atas dan lapisan kaya Al (aluminium) dan bersifat keras dan oksidasi terjadi di atas lapisan kaya silika.

Endapan nikel laterit merupakan endapan hasil proses pelapukan lateritik batuan induk ultrabasa (peridotit, dunit dan serpentin) yang mengandung Ni dengan kadar tinggi, agen pelapukan tersebut berupa air hujan, suhu, kelembaban, topografi, dan lain-lain. Umumnya pembentukan endapan nikel laterit terjadi pada daerah tropis atau sub-tropis, Contoh : Indonesia, Kaledonia Baru, Orogen (Anonim, 1985).

Air permukaan yang mengandung CO_2 dari atmosfer dan terkayakan kembali oleh material – material organik di permukaan meresap ke bawah

permukaan tanah sampai pada zona pelindian, dimana fluktuasi air tanah berlangsung . Akibat fluktuasi ini air tanah yang kaya CO₂ akan kontak dengan zona saprolit yang masih mengandung batuan asal dan melarutkan mineral – mineral yang tidak stabil seperti olivin / serpentin dan piroksen. Mg, Si dan Ni akan larut dan terbawa sesuai dengan aliran air tanah dan akan memberikan mineral – mineral baru pada proses pengendapan kembali.

Boldt (1967), menyatakan bahwa proses pelapukan dimulai pada batuan ultrabasa (peridotit, dunit, serpentinit), dimana batuan ini banyak mengandung mineral olivin, magnesium silikat dan besi silikat, yang pada umumnya mengandung 0,30 % nikel. Batuan tersebut sangat mudah dipengaruhi oleh pelapukan lateritik. Air tanah yang kaya CO₂ berasal dari udara luar dan tumbuh – tumbuhan, akan menghancurkan olivin.

Selanjutnya terjadi penguraian olivin, magnesium, besi, nikel dan silika ke dalam larutan, cenderung untuk membentuk suspensi koloid dari partikel – partikel silika yang submikroskopis. Di dalam larutan, besi akan bersenyawa dengan oksida dan mengendapa sebagai ferri hidroksida. Akhirnya endapan ini akan menghilangkan air dengan membentuk mineral – mineral seperti karat, yaitu hematit dan kobalt dalam jumlah kecil. Jadi, besi oksida mengendap dekat dengan permukaan tanah.

Pelapukan adalah proses perubahan fisik dan kimia pada batuan atau mineral yang berlangsung di atau dekat permukaan bumi (Waheed, 2008). Sedangkan Pearce et al (1981), menyatakan bahwa ketika batuan terangkat ke

permukaan akibat proses tektonik, batuan secara perlahan-lahan akan pecah (retak).

Retakan pada batuan inilah yang merupakan akses yang baik untuk terjadinya proses pelapukan. Pelapukan disebabkan oleh kontak batuan dengan air, udara dan organisme.

Menurut Pearl (1988), terdapat 2 macam pelapukan, yaitu : pelapukan mekanis dan pelapukan kimia. Walaupun kenyataannya di alam, kedua proses pelapukan tersebut sering terjadi bersama – sama.

2.6 Geotermobarometri

Dalam analisis geotermobarometri pada genesis serpentinisasi didasarkan pola tektoniknya., sehingga dapat diketahui pada zona lempeng subduksi bagian atas maupun bagian bawah. Menurut Smith.D., Roden.M.F (1981), batuan peridotit memiliki dua mineral (spinel peridotit) indikator pada suhu dan tekanan, yaitu mineral magnetit ($Mg, Fe, Mn, Al, Cr, Ti, O_4$) dan mineral berbentuk xenolit (Mg, Fe, Al, Fe, Cr, O_4). Kedua mineral tersebut bersama-sama larut dengan mineral olivine ($Fe_{0.85}$), orthopyroksen ($3.5\% Al_2O_3$) dan klinopyroksen yang diindikasikan sebagai kesamaan suhu pembentukan dibawah $700^\circ C$, namun mineral olivine-magnetit memiliki temperatur sangat tinggi.

Berdasarkan petrografi, tekstur dan komposisi batuan peridotit sangat menentukan fase pembentukan batuan dan ubahan kimia mineraloginya. Dalam pengamatan petrografi dan mineralogi akan diketahui komposisi olivin, orthopyroksen, klinopyroksen dan ciri mineral sekunder (*trace element*)

Pada mineral olivine yang merupakan indikasi kelompok mineral magnesian dimana penentuan nilai gethermometer pada mineral orthopiroksen didasarkan pada persentase CaO dan Al₂O₃ untuk mineral berkomposisi Cr, Fe, Ni, Al.

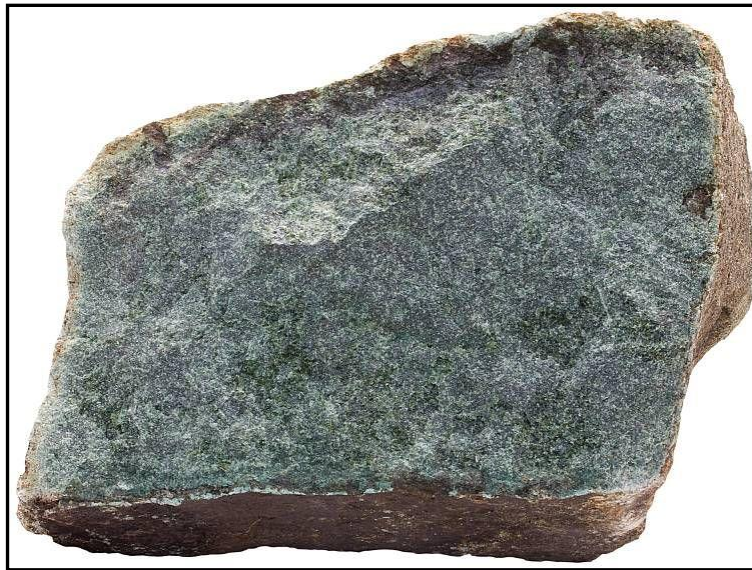
2.7 Komatite

Meskipun masih kontroversi, namun defenisi sederhana tentang komatit adalah batuan vulkanik ultramafic (Gambar 2.28). Digunakan batas komposisi magnesium oksida yaitu MgO 18% sebagai pemisah batuan vulkanik magnesian seperti pikrit, ankaramit atau basal magnesian. Istilah basalt komatitik diterapkan pada batuan vulkanik yang mengandung magnesium oksida (MgO <18%) dan sifat petrologi, tekstur dan geokimia.

Komatiite adalah batuan vulkanik ultramafik, mengandung magnesia tinggi, tekstur spinifex yang berasal dari pendinginan cepat oleh lelehan silikat yang diperkaya olivin dan silikat Mg-Fe lainnya. Komatiites hanya terjadi di terranes Archean. Suhu lelehan komatiitik mencapai 1400 ° C dan bahkan lebih dari suhu tersebut. Meskipun suhunya cukup tinggi namun tidak terbentuk seketika karena karena gradien termal yang lebih rendah di litosfer dan mantel. Komatiite terjadi di kraton tua Afrika Selatan di sekitar sungai Komati, dari mana batu itu digambarkan untuk pertama kalinya. Tersingkap pula di provinsi Ontario, Kanada, di semenanjung Kamchatka, Rusia, di Australia dan Columbia.

Mineral-mineral utama terdiri dari : Forsterite olivine (Fo \geq 90), Ca-Cr pyroxene yang merupakan asal mula terbentuknya fenocryst porphyric dengan

struktur berbentuk kerangka dan menyerupai jarum, Ca-plagioclase ($An \geq 85$) adalah fase dasar bersama dengan massadasar gelas. Asesoris mineralnya Chromite. Mineral aksesori Chromite. (<http://www.atlas-hornin.sk/en/record/54/komatiite>)



Gambar 2.28 Sampel komatiite
(<https://www.pinterest.com/pin/385480049340877552/>)

Meskipun tipologi dan klasifikasi komatiites telah diperdebatkan secara terminologis, komatiites secara petrologi didefinisikan sebagai batuan vulkanik ekstrusif ultramafik, yang berasal dari magma yang mengandung magnesian tinggi. Kandungan MgO komatiite melebihi 18% wt, lebih besar bila dibandingkan dengan MgO pada batuan ultramafik yaitu : 10% sampai 15%.

Diklasifikasikan dalam dua kelompok, berdasarkan komposisi MgO, yaitu : komatiites basaltik (MgO = 18% sampai 24%) dan komatiites peridotitik

(MgO > 24%). Komatiites juga dibedakan dari batuan yang kaya magnesium lainnya, seperti picrites, dengan memiliki tekstur spinifex (setelah rumput runcing Australia - Triodia spinifex), ditandai dengan susunan yang spektakuler dari kristal kerangka, platy dan belahan olivin subparallel atau acak yang menyebar di atas massadasar gelas (<https://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/komatiite.php>)

BAB 3

SUMBERDAYA MINERAL

3.1 Sumberdaya Mineral

Beberapa istilah yang umum digunakan dalam eksplorasi sumberdaya mineral :

Mineral Occurrence : Indikasi mineralisasi yang nilai ekonomisnya memungkinkan dilakukan lanjutan tahapan eksplorasi.

Mineral Deposit : Akumulasi sumberdaya mineral termasuk batuan oleh proses geologi.

Mineral Resource : Sumberdaya mineral dengan keyakinan faktor geologi dapat dilanjutkan tahapan eksplorasinya.

Mineral Reserve : Sumberdaya mineral yang didukung oleh data ukuran, bentuk, sebaran, kuantitas dan kualitasnya dan bernilai ekonomis.

3.2 Endapan Mineral Pada Batuan Ultramafik

Endapan mineral mineral logam dan non logam yang terkandung atau bersumber dari batuan ultramafik terbentuk oleh proses geologi yang berhubungan tektonisme, kontak batuan dan residual. Seperti halnya kelompok mineral lainnya yang memiliki ciri fisik tertentu. Maka terdapat pula pada kelompok mineral laterit yaitu mineral yang terbentuk dari hasil pelapukan iklim lembab sampai tropis yang bersumber dari batuan mafik sampai

ultramafic. Contohnya : Goethite, Hematite, Kaolinite, Quartz ± Bauxite dan mineral lempung lainnya (Haldar,2016).

Penelitian yang terus dilakukan pada batuan mafik - ultramafik ternyata cukup banyak ditemukan jenis endapan bijih dan mineralisasi. Mineral logam yang dominan selain nikel laterit, seperti : vanadic-titanomagnetite, tembaga-nikel, kromit, magnetit, PGE, kobalt, emas, magnesium, apatit, berlian, asbes, vermiculite, batu permata, dan batu giok.

Olivin adalah mineral yang sangat rentan dengan alterasi dan pelapukan. Oleh karena itu dunit sebagai batuan yang dominan disusun oleh olivine ketika mengalami alterasi membentuk endapan mineral serpentin, talk, vermiculit, klorit atau antofilik. Pembentukan endapan mineral ini umumnya dijumpai pada kontak batuan, rekahan, adanya urat pegmatit maupun urat kuarsa yang memotong dunit. Mineral lain yang berasosiasi dengan dunit seperti : magnetit, aktinolit, phlogopite, garnierite, magnesite, corundum, spinel, antigorite, limonite, chalcedony, sepiolite dan tourmaline.

3.2.1 Nikel Laterit

Pelapukan pada batuan ultrabasa (serpentin) menyebabkan perubahan reduksi pada mineral magnesia (MgO), silika (SiO₂) dan mineral-mineral *soluble* lainnya. Secara vertikal, proses pelarutan ini menghasilkan mineral oksida seperti goethite (H₂Fe₂O₄), limonite (H₆Fe₄O₉) dan lempung nontronite. Mineral goethite dalam mineral lempung lainnya tidak larut sehingga menyatu bersama mineral besi, aluminium, kobal dan kromium. Hasil proses tersebut secara

horizontal membentuk lapisan utama yang tidak mengalami perubahan komposisi kimia (*unaltered*), yaitu lapisan batuan dasar (*bedrock*), lapisan saprolit dan lapisan limonit dan nontronite dan lapisan penutup (*caprock*). Menurut Golightly (1973), Burger (1996b), perkembangan lapisan nikel laterit sangat tergantung pada kondisi geokimia pelapukan secara vertikal.

Penelitian tentang batuan ultrabasa dan kaitannya dengan tipe endapan nikel laterit di Sorowako, umumnya berorientasi pada aspek penambangan. Barnard dan Harju (1972), melakukan penelitian tentang perilaku unsur Ni, Fe, Co dan SiO₂ hubungannya dengan sebaran batuan ultramafik. Fisher dan Dutton (1980), melakukan penelitian tentang, lokasi-lokasi penambangan berdasarkan kisaran kadar Nikel dan besi (Ni/Fe).

Waheed (1972), melakukan penelitian geologi dan geokimia endapan nikel laterit Sorowako yang bertujuan untuk mengetahui rasio Ni,Fe,MgO,SiO₂. Kemudian Waheed (1977), melakukan penelitian sebaran endapan nikel laterit Sorowako yang dipengaruhi oleh struktur geologi regional yang dikenal dengan sebutan Matano Fault.

Pada tahun 1979, 1981, Golightly, melakukan penelitian tentang geologi dan genesa endapan nikel laterit Sorowako berdasarkan faktor-faktor pelapukan, kandungan Ni, Co, Fe, Mg, Ca, Mn, Na dan Si. Hasil penelitian Golightly (1979,1981) dituangkan dalam peta sebaran tipe *east* dan tipe *west* endapan nikel laterit Sorowako. Penelitian geokimia pada aspek penambangan dan pemurnian mineral laterit juga dilakukan oleh Osborne dan Waraspati (1986) dan Osborne

(1981). Selanjutnya penelitian tentang karakteristik batuan ofiolit Sulawesi Timur-Indonesia dilakukan oleh Ade Kadarusman, dkk (2004).

Penelitian yang telah dilakukan para ahli, tentunya menjadi acuan untuk melakukan penelitian pada karakteristik sifat fisik dan sifat kimia batuan ultrabasa, tipe *east* dan tipe *west* endapan nikel laterit di Sorowako.

Menurut Boldt (1967), bahwa inti bumi mengandung lebih kurang 3% nikel, kemudian zona mantel bumi yang mempunyai ketebalan sampai 2.898 km mempunyai kandungan nikel antara 0,1 – 0,3 % (Anonim, 1985). Unsur Ni terdapat dalam mineral olivin, piroksen, ilmenit, magnetit (Brown dan Wager, 1967) serta mineral *serpentine nickeliferous* yang merupakan derivatif dari olivin $(\text{Mg, Fe, Ni})_2\text{SiO}_4$ karena proses hidrothermal .

Menurut Schellman (1981), de Olivera., *et al* (1992) *vide* Gleeson.S.A., *et al*, 2003, Nikel laterit akan lebih berkembang pada kompleks ofiolit phanerozoik dengan endapan berumur Cretaceous sampai miosen yang terakresi. Kompleksitas kejadian ini dipengaruhi oleh patahan dan rekahan batuan dan akibat pengangkatan sehingga membentuk relief dengan intensitas air tanah. Proses pengayaan batuan ultrabasa menjadi endapan nikel laterit umumnya hanya menghasilkan satu tipe endapan nikel laterit, seperti di New Caledonia dan Guatemala.

Berdasarkan fluktuatif umum kadar nikel laterit, menurut Wopfner H dan Schwarzbach (1976), kadar Ni adalah 0,9% sampai 1.5% dan kadar besi adalah 45% sampai 55% atau kadar rata-rata adalah Ni 1.5% dan kadar rata-rata rata-rata Fe 30%.

Menurut Elias M (2002), kadar Ni berkisar 0.8% sampai 3% atau kadar Fe adalah 25% sampai 50%. Perbedaan kadar nikel dan logam lainnya, sangat dipengaruhi oleh sifat kimia dan sifat fisik dari batuan ultrabasa. Kehadiran batuan ultrabasa pada suatu daerah tidak berarti ditemukannya endapan nikel laterit. Namun keberadaan endapan nikel laterit didasarkan pada sebaran batuan ultrabasa.

Secara umum, endapan nikel laterit memiliki tiga lapisan, dimulai dari lapisan paling bawah yaitu : lapisan paling bawah (bed rock), lapisan kaya akan nikel (saprolit), lapisan atas kaya akan Fe (limonit) dan tanah penutup (*overburden*). Sedangkan tipe *east* dan tipe *west* endapan nikel Sorowako terdiri dari empat lapisan, dimulai dari lapisan paling bawah yaitu : lapisan paling bawah (bed rock), lapisan kaya akan Ni (saprolit), lapisan tengah (*intermediat*), lapisan atas kaya akan Fe (limonit) dan tanah penutup (*overburden*).

Menurut Golightly (1978), Osborne (1996), pada tipe *east* memiliki rasio silika magnesia relatif lebih tinggi (1,4 % sampai 2,0%) dan tipe *west* memiliki rasio silika magnesia (2,2% sampai 2,6%). Sedangkan pada kandungan nikel, memperlihatkan perbedaan yang cukup signifikan, yaitu tipe *west* memiliki kadar Ni adalah 1,6% sampai 2,5%, tipe *east* memiliki kadar Ni relatif rendah (1,6% sampai 1,9%).

Uraian hubungan batuan ultrabasa sebagai anggota himpunan batuan ofiolit, batuan ultrabasa sebagai bedrock dan tipe endapan nikel Sorowako merupakan fenomena geokimia yang sangat menarik untuk diteliti. Selain itu, komunikasi tertulis dan lisan dengan peneliti terdahulu juga menjadi acuan

untuk menambah khasanah penelitian geokimia pada endapan nikel laterit Sorowako.

Dasar pengertian kata “laterit” = merah, coklat, kecoklatan, oksida, susunan bata. Laterit adalah tanah berwarna merah atau coklat kemerahan atau coklat tua. Telah menjabarkan cara mendeskripsi yang menimbulkan kekeliruan namun dianggap sepele, yaitu tanah berwarna merah. Sederhananya kata laterit adalah perubahan batuan menjadi tanah (soil) maka anggapan bahwa tanah berwarna merah adalah laterit.

Endapan nikel laterit merupakan endapan hasil proses pelapukan laterisasi batuan induk ultramafik (peridotit, dunit dan serpentinit) yang mengandung Ni dengan kadar tinggi, agen pelapukan tersebut berupa air hujan, suhu, kelembaban, topografi, dan lain-lain. Umumnya pembentukan endapan nikel laterit terjadi pada daerah tropis atau sub-tropis.

Deskripsi utama yang sangat perlu dipahami terdapat pada batuan dan iklim. Setiap batuan beku memiliki komposisi kimia besi yang secara bertahap berproses menjadi tanah berkomposisi unsur besi. Dan Negara-negara yang beriklim sub tropis sampai tropis memiliki sirkulasi curah hujan dan temperatur cukup stabil yang menimbulkan reaksi kimia unsur besi pada tanah, hasilnya tanah berwarna merah atau tanah oksida.

Tinjauan pada aspek hasil akhir pelapukan batuan merupakan mekanisme terbentuknya tanah, juga digunakan pada fisik berwarna kemerahan hingga kuning dengan kandungan nitrogen, fosfor, kalium, kapur, dan magnesium yang lebih rendah sedangkan kandungan besi, aluminium, titanium, dan oksida

mangan berkisar antara 90% sampai 100%, disebut tanah laterit. Perbedaan tanah oksida dan tanah laterit terletak pada proses pengayaan dan proses pelapukan.

A. Pelapukan

Telah banyak pustaka yang membahas tentang faktor pelapukan batuan dan produk tanah. Kedua faktor ini memiliki variasi hubungan fisika kimia bervariasi sehingga yang menjadi pertimbangan adalah tipe pelapukan dan tingkat pelapukan, yaitu bagaimana produk sekunder yang terbentuk dan pada tingkat pelapukan mineralnya. Disini faktor eksternal berperan penting karena perbedaan iklim, topografi, drainase, asosiasi mineral, porositas batuan dan struktur batuan.

Pelapukan adalah proses disintegrasi fisik dan dekomposisi kimia material batuan yang ada di permukaan atau dekat permukaan bumi dan disertai pembentukan tanah, dan sedimentasi (Levinson, 1974). Laterisasi adalah proses pencucian pada mineral yang mudah larut dan silika yang membentuk lapisan tanah laterit pada lingkungan yang bersifat asam, hangat dan lembab (Boldt, 1967; Golightly, 1979, 1981). Hasil pencucian mineral akan membentuk pengkayaan unsur seperti Ca, Na, Mg, K, Si, Mn, Co, Ni, Al, Cr dan Fe. Unsur Ca, Na, K, Mg dan Si adalah kelompok unsur yang keluar (*mobile*), Unsur yang menetap (*non mobile*) adalah Al, Fe, Cr, Ti, Mn dan Co, Unsur Ni termasuk unsur *semi mobile* selama proses laterisasi. Unsur ini akan mengendap membentuk senyawa oksida pada setiap lapisan tanah laterit (Boldt, 1967; Darijanto, 1992). Fluktuasi kadar MgO dan H₂O di tanah laterit lapisan limonit

dan lapisan saprolit mencirikan perbedaan pengaruh air dalam laterisasi (Coats dan Buchan, 1979).

Pelapukan kimia pada batuan ultramafik dipengaruhi oleh sirkulasi air tanah terutama yang relatif bersifat asam. Air tanah ini akan menyebabkan terjadinya penguraian magnesium, nikel, besi, serpentin, silika pada mineral olivin, piroksen dan membentuk larutan yang kaya akan unsur-unsur tersebut (Gambar 8). Berdasarkan pengaruh air, proses pelapukan kimia yang berhubungan dengan laterisasi terdiri dari 5 jenis (Darijanto, 1992; Waheed, 2008), yaitu :

- a. **Pelarutan (*Solution*)** adalah tahap awal dari proses pelapukan kimia.

Proses ini terjadi akibat aliran air baik di permukaan atau dalam batuan dan mempengaruhi unsur-unsur terlarut dari perubahan kristal mineral. Unsur-unsur ini kemudian larut dan terbawa oleh air tanah. Proses kimia pelarutan dicirikan oleh senyawa CO₂ yang terdapat dalam tanah laterit.

Ketika pelapukan kimia berlanjut, hal ini menjadi lebih penting karena semua unsur akan terurai dari mineral – mineral utamanya yang pindah (hilang) dari lingkungan dimana proses larutan terjadi.

Menurut Manning.C.E.,(2004), Proses tekanan dan temperatur menyebabkan ionisasi H₂O terjadi dan sangat tergantung pada densitasnya (1,2-1,4 gr/cm³) sehingga terbentuk mineral-mineral silika (SiO₂) Alkali (Al₂O₃) dan berkurangnya kestabilan ion-ion hidrasi.

Bahwa pelapukan kimiawi batuan - batuan mafik *nickeliferous* seperti peridotit, akan melepaskan nikel yang terjebak dalam mineral olivin yang kemudian diendapkan kembali sebagai mineral - mineral seperti garnierit atau nikel magnesium silikat.

Proses kimia yang umumnya berlangsung pada pelapukan batuan ultrabasa adalah hidrolisis dan oksidasi. Hidrolisis merupakan tipe dari reaksi kimia antara mineral dan air selanjutnya menghasilkan suatu kelebihan ion H^+ atau OH^- di dalam larutan (Krauskopf dan Bird, 1995).

Pada tabel 3.1, memperlihatkan mineral-mineral oksida yang terdapat dalam batuan ultrabasa yang menjadi acuan studi endapan nikel laterit

Tabel 3.1 Mineral-mineral oksida dalam batuan ultrabasa

Mineral Name	Formula	Representation by oxides
Fosterite olivine	M_2SiO_4	$2MgO.SiO_2$
Fayalite olivine	Fe_2SiO_4	$FeO.SiO_2$
Enstatite/Bronzite	$MgSiO_3$	$MgO.SiO_2$
Serpentine	$H_4Mg_3Si_2O_9$	$3MgO.2SiO_2.2H_2O$
Talc	$H_2Mg_3(SiO_3)_4$	$2MgO.4SiO_2.H_2O$
Magnetite	Fe_3O_4	$FeO.Fe_2O_3$
Hematite	Fe_2O_3	Fe_2O_3
Gothite	$H_2Fe_2O_4$	$Fe_2O_3.H_2O$
Limonite	$H_6Fe_4O_9$	$2Fe_2O_3.3H_2O$
Chromite	$FeCr_2O_4$	$FeO.Cr_2O_3$

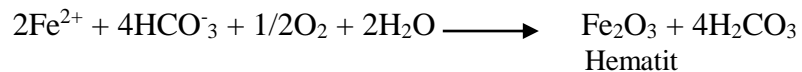
Menurut Krauskopf dan Bird (1995), proses hidrolisis adalah proses primer pada pelapukan silikat. Reaksi hidrolisis pada olivin adalah :



Olivin

Keterangan : A = (Mg, Fe)

Proses oksidasi terjadi pada kation Fe^{2+} mengalami oksidasi dan menghasilkan oksidasi besi dengan reaksi (Krauskopf dan Bird, 1995) :



Hematit (Fe_2O_3) yang terbentuk kemudian mengalami hidrasi, reaksi penambahan air pada mineral (Krauskopf dan Bird, 1995), sehingga oksidasi besi ini berubah menjadi oksidasi besi terhidrasi yang merupakan penyusun utama limonit ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$) dan geotit ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$) (Waheed, 2008).

Endapan Ni-laterit berdasarkan komposisi bijih dibedakan menjadi 2 macam (Anonim, 1985), yaitu : *nickelliferous iron laterite* dan *nickel-silicate laterites*. *Nickelliferous iron laterite* (bijih nikel oksida) dicirikan oleh kandungan besi yang tinggi (45-55%) dan Ni antara 0,9 sampai 1,5%. Dengan Ni dalam ikatan kimia mineral geothit dan limonit.

Tipe lainnya adalah *nickel-silicate laterites* (nikel silikat) kandungan besinya mencapai 30 %, silika dioksida lebih dari 30% dan kandungan nikelnya mencapai 1,5%. Unsur Ni tersebut terkandung dalam grup mineral garnierit, geothit. Disebut nikel silikat karena nikel terdapat sebagai hidrosilikat garnierit. Sedangkan menurut Guilbert dan Parkchetalat (1986), bahwa *nickel silicate laterite* mengacu pada penempatan ion nikel dalam lapisan silikat, dimana pada tipe ini mengandung Ni antara 0,8% sampai 1,5 %.

Proses laterisasi adalah proses pencucian pada mineral yang mudah larut dan silika dari profil laterit pada lingkungan yang bersifat asam, hangat dan lembab serta membentuk konsentrasi endapan hasil pengkayaan proses laterisasi pada unsur Fe, Cr, Al, Ni dan Co.

Proses pelapukan dan pencucian yang terjadi, akan menyebabkan unsur Fe, Cr, Al, Ni dan Co terkayakan di zona limonit dan terikat sebagai mineral – mineral oksida / hidroksida, seperti limonit, hematit, geotit dan sebagainya. Selanjutnya pada proses pelapukan lebih lanjut magnesium (Mg), Silika (Si), dan Nikel (Ni) akan tertinggal di dalam larutan selama air masih bersifat asam . Tetapi jika dinetralisasi karena adanya reaksi dengan batuan dan tanah, maka zat – zat tersebut akan cenderung mengendap sebagai mineral hidrosilikat (*Ni-magnesium*

hidrosilicate) yang disebut mineral garnierit $[(\text{Ni},\text{Mg})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$ atau mineral pembawa Ni (Boldt, 1967).

- b. **Oksidasi (*Oxidation*)** adalah proses kimia yang dicirikan oleh warna batuan dan tanah menjadi coklat, merah, coklat kekuningan akibat terbentuknya besi oksida, besi hidroksida atau ion *ferrous* yang mudah larut dalam suasana basa dan membentuk ion *ferric* (Tabel 3.2).
- c. **Hidrolisis (*Hydrolysis*)** adalah proses kimia oleh mineral yang mengalami pelapukan kimia yang dicirikan oleh oksigen (O_2), karbondioksida (CO_2), air tanah dan unsur-unsur asam tidak larut yang memasuki mineral batuan dan menempati struktur kristalnya.
- d. **Hidrasi (*Hydration*)** adalah proses kimia penyerapan molekul-molekul air oleh mineral, sehingga membentuk mineral *hidrous* ion hidroksil (OH) yang berasal dari oksida. Kehadiran ion hidroksil (OH), banyaknya oksidasi dihasilkan melalui penguraian mineral kemudian diubah menjadi hidroksida. Sedangkan Ollier (1969), menyatakan bahwa hidrasi, merupakan proses penyerapan molekul-molekul air oleh mineral, sehingga membentuk mineral hidrous. Contoh : hematit menjadi limonit. Selain itu terbentuk pula oksida yang disebabkan terurainya komposisi mineral dan membentuk hidroksida. Reaksi ini terjadi akibat air tanah dan ion hidroksil yang

membentuk mineral baru, misalnya serpetin dengan unsur Mg atau $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$.

Tabel 3.2 Kelompok mineral-mineral oksida

Bonding	Formula	Names
Univalent metal	H₂O	Water
	K₂O	Potassium oxide
	Na₂O	Sodium oxide
	Cu₂O	Cuprous oxide
Civalent metal	MgO	Magnesia
	MnO	Manganous oxide
	NiO	Nickel oxide
	CoO	Cobalt oxide
	CaO	Calcium oxide
	CuO	Cupric oxide
	FeO	Iron protoxide (ferrous iron)
	ZnO	Zinc oxide
Trivalent metal	Cr₂O₃	Ahrome
	Al₂O₃	Alumina
	Fe₂O₃	Iron sesquioxide (ferric iron)
Tetravalent metal	SiO₂	Silica
	CO₂	Carbon dioxide
	MnO₂	Mngannic oxide (pyrolusite)
	SO₂	Sulphur oxide
	TiO₂	Titanium oxide
Pentavalen metal	P₂O₅	Phosporous oxide

- e. **Desilisikasi** adalah suatu proses perombakan atau penguraian silika dari batuan ultramafic (Gambar 3.1).



Gambar 3.1 Desilisifikasi pada breksi peridotit (Foto pribadi)

Kemudian pertimbangan alasan bagaimana morfologi sekunder dan struktur internal pada mineral berubah ditinjau dari aspek mineralogy dan fisika kimia. Dalam ukuran micron jenis produk sekunder dan kecepatan rekritisasi sekunder berperan mengubah struktur internal. Akibatnya terjadi perubahan komposisi unsur sebelum dan sesudah pelapukan, perubahan sudut kristal dan perubahan belahan mineral. Sebagai contoh : silikat adalah mineral pembentuk tanah yang paling melimpah selain bersumber dari kerak bumi (sekitar 90%) juga memiliki banyak variasi struktur Kristal.

Pelapukan adalah proses disintegrasi fisik dan dekomposisi kimia material batuan yang ada di permukaan atau dekat permukaan bumi. Proses pelapukan diikuti oleh pembentukan *soil*, erosi, transportasi dan sedimentasi.

Tingkat pelapukan mineral dalam batuan ultrabasa disamping tergantung pada struktur dan komposisi batuan (Gambar 3.2), juga tergantung pada :

1. Ukuran kristal
2. Bentuk kristal.
3. Kesempurnaan kristal.
4. Akses agen pelapukan dan perombakan produk pelapukan

Pelapukan mekanis umumnya disebabkan oleh perubahan suhu yang kontras, tekanan, penetrasi akar tanaman. Pelapukan mekanis atau disebut juga disintegrasi batuan masing-masing mempunyai kesamaan yaitu merubah ukuran batuan atau partikel batuan menjadi semakin kecil, sehingga luas permukaan batuan yang mengalami kontak dengan agen-agen proses lateritisasi menjadi semakin luas.

Beberapa faktor yang mempengaruhi pelapukan kimia, yaitu : (1) Kestabilan mineral, (2) Kondisi pH (asam atau basa), (3) Energi potensial (Eh), (4) Ukuran butir dan rekahan, (5) Laju dari proses pencucian, (6) Iklim, (7) Waktu geologi, (8) Topografi, (9) Peran muka airtanah, (10) Komposisi batuan ultramafik (11) Kestabilan mineral (Golightly, 1981).



Gambar 3.2 Sampel tanah laterit dan batuan yang memperlihatkan hasil pelapukan kimia dan fisika

Batuan ultramafik yang telah lapuk akan mengalami proses pelepasan unsur oleh air dan dipengaruhi mobilitasnya. Sifat mobilitas unsur dalam batuan ultramafik (Golightly, 1981; Darijanto, 1992), adalah sebagai berikut :

- a. Elemen yang bersifat sangat larut dan sangat *mobile*. Mudah hilang dalam profil pelapukan dan sangat larut dalam aliran air tanah (sedikit asam), seperti : Mg, Si, Ca, Na.
- b. Elemen yang bersifat tidak larut dan mudah keluar (*non mobile*).
- c. Tidak dapat larut dalam airtanah, sebagian besar unsur-unsurnya merupakan penyusun dari residu tanah (*residual soil*), seperti : Fe³⁺ (*ferric*), Co, Al, Cr.
- d. Elemen dengan daya larut yang terbatas dan mobilitas terbatas sebagian larut dalam air tanah yang bersifat asam, seperti : Ni, Fe²⁺ (*ferrous*).

Mineral olivin yang mengalami perubahan akibat temperatur dan tekanan akan membentuk mineral serpentin, nikel dan besi. Unsur nikel masuk ke dalam struktur mineral olivin terjadi pada perubahan suasana asam basa dalam magma. Perubahan ini diikuti oleh penurunan suhu magma yang kemudian membeku membentuk batuan ultramafik. Proses pelapukan yang terjadi pada batuan ultramafik ikut mempengaruhi sifat kimia mineral olivin. Mineral olivin yang terkandung dalam batuan ultramafik lebih dahulu mengalami pelapukan dibanding mineral lainnya seperti piroksen, hornblende dan biotit. Proses ini menyebabkan mineral olivin akan melepaskan ion nikel (Boldt, 1967; Golightly, 1981).

Pelapukan kimiawi batuan ultramafik akan melepaskan silika, nikel dan besi yang mengendap kembali dalam proses laterisasi membentuk mineral garnierit (Ni₃Si₂O₅(OH)₄ dan Mg₃Si₂O₅(OH)₄) (Chetalat, 1967; dalam Zingg,

1993). Pelapukan secara kimia pada batuan ultramafik menyebabkan terjadinya proses penguraian olivin menjadi magnesium, besi, nikel dan silika dalam larutan asam dan cenderung membentuk suspensi koloid dari silika. Di dalam larutan, besi (Fe) akan bersenyawa dengan oksida dan mengendap sebagai ferri hidroksida, $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Pelapukan tersebut menyebabkan reduksi pada mineral magnesia (MgO), silika (SiO_2), mineral geotit ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) dan mineral *soluble* lainnya (Darijanto, 1992).

Proses pelapukan mengubah sifat kimia dan fisika mineral olivin dan piroksen dan membentuk mineral. Proses ini menarik para ahli, utamanya untuk mengetahui mineral asal dan proses pergantian unsur (*replacement*) dalam batuan ultramafik. Beberapa metode kimia telah diterapkan oleh para ahli, diantaranya penelitian dengan menggunakan metode SEM (*Scanning Electron Microprobe*) yang dilakukan oleh Colin *et al* (1990), pada batuan ultramafik terserpentinisasi. Metode ini umumnya digunakan untuk mengetahui indikator pelapukan dan mineral ubahan dalam batuan ultramafik.

Pengamatan dengan metode SEM, dapat diketahui perbedaan tekstur pada mineral olivin dan piroksen dalam batuan ultramafik. Pada mineral olivin memperlihatkan tekstur mineral serpentin yang mencerminkan kondisi deformasi. Pengamatan pada mineral piroksen, diperlihatkan adanya tahapan ubahan serpentin dalam kondisi pelarutan unsur. Salah satu mineral yang dapat dijadikan pedoman dalam tahap pelarutan mineral piroksen adalah kehadiran mineral geotit. Mineral geotit memperlihatkan tekstur melembar dan berorientasi melingkar (*ross texture*) yang diikuti oleh tekstur serpentin *pseudomorf* (Berner

dan Schott, 1982 dalam Colin *et al*, 1990). penggunaan metode petrografi dan SEM pada mineral oksida dan hidroksida dapat menjelaskan orientasi alterasi yang dihasilkan dari pelapukan. Proses ini disebut pelarutan dan represipitasi (Wicks, 1979).

Proses pelapukan batuan ultramafik selanjutnya mengalami proses laterisasi (*leaching*). Proses ini menyebabkan terbentuknya lapisan tanah laterit yang kaya dengan unsur Fe dan Ni. Lapisan tanah laterit yang mengandung logam nikel disebut endapan nikel laterit (Golightly, 1981).

Proses laterisasi diawali oleh air permukaan yang mengandung CO₂ dari atmosfer dan terkayakan kembali oleh material organik. Air kemudian meresap ke bawah permukaan tanah dan berhenti pada lapisan kedap air yang masih terdapat fragmen dari hasil pelapukan batuan ultramafik. Fragmen batuan ultramafik mengandung unsur Fe, Mg, Si, Ni yang berasal dari mineral olivin, serpentin, piroksen akan larut bersama air. Air akan berfluktuasi dan mengendap membentuk endapan besi yang bersenyawa dengan oksida akan terakumulasi dekat permukaan tanah atau membentuk tanah laterit lapisan limonit. Unsur Mg, Si, Ni akan tetap tertinggal di dalam larutan dan bergerak turun selama suplai air yang masuk ke dalam tanah terus berlangsung. Air yang meresap melewati lapisan kedap air akan berfluktuasi dan membentuk zona pelindian (*leaching*). Zona pelindian atau zona pengkayaan mineral dicirikan oleh fluktuasi ini air tanah yang kaya CO₂ dan mengandung Mg, Si, Ni akan kontak dengan batuan ultramafik. Kontak air tanah dan batuan ultramafik akan melarutkan mineral-mineral yang tidak stabil seperti olivin, serpentin dan

piroksen. Pelarutan menyebabkan unsur-unsur yang terkandung dalam mineral olivin, serpentin, piroksen seperti Mg, Si, Ni akan larut dan terbawa mengikuti aliran air tanah. Unsur Mg, Si, Ni akan membentuk mineral-mineral baru dan mengendap kembali membentuk tanah laterit lapisan saprolit. Suplai air tanah lambat laun akan terhenti dan membentuk zona air bila tidak dapat menembus batuan ultramafik (Golightly, 1979; Boldt, 1976). Secara vertikal proses laterisasi membentuk tiga lapisan yang dimulai dari lapisan paling bawah yaitu : batuan ultramafik (batuan dasar), lapisan saprolit dan lapisan limonit. Lapisan limonit dicirikan dengan tanah laterit yang kadar besi oksida meningkat sebesar 5%, berwarna coklat, kuning kecoklatan, coklat kemerahan, terdapat mineral oksida dan mineral hidroksida seperti limonit, hematit, geotit. Lapisan saprolit dicirikan dengan tanah laterit yang kadar nikel oksida meningkat sebesar 0,3%, berwarna abu-abu kecoklatan, terdapat fragmen batuan ultramafik dan mineral garnierit $[(\text{Ni},\text{Mg})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$ atau mineral pembawa Ni. Fluktuasi kadar nikel oksida pada lapisan saprolit disebabkan dengan kehadiran unsur Mg, Si dan Ni akan tertinggal di dalam larutan dalam suasana asam (Golightly, 1979; Boldt, 1976; Elias, 2002). Penelitian terhadap mineral geotit untuk mengetahui proses laterisasi dan terbentuknya tanah laterit lapisan limonit. Infiltrasi air terjadi pada permukaan tanah dan mengendap bersama senyawa hidroksida dan oksida (Barnes *et al*, 1969; Nahon dan Colin, 1982 dalam Venturelli, 1997) (Gambar 3.3).



Gambar 3.3 Profil vertikal hasil proses pelapukan dan laterisasi batuan ultramafic.Lokasi Sorowako (Foto pribadi) .

B. Mobilitas Geokimia pada batuan ultramafik

Mobilitas adalah kemampuan suatu unsur untuk terdispersi ke dalam matrik material lain disekitarnya. Mobilitas mempengaruhi respon unsur

terhadap proses dispersi. Faktor utama yang mempengaruhi mobilitas geokimia adalah stabilitas kimiawi unsur.

Mobilitas dari suatu unsur yang dijumpai pada batuan mafik dan ultramafik dapat diklasifikasikan sebagai berikut :

- Elemen yang bersifat sangat larut dan sangat mobile

Mudah hilang dalam profil pelapukan dan sangat larut dalam aliran air tanah (sedikit asam), seperti : Mg, Si, Ca, Na

- Elemen yang bersifat tidak larut dan tidak mobile

Tidak dapat larut dalam airtanah, sebagian besar unsur-unsurnya merupakan penyusun dari residu tanah (*residual soil*), seperti : Fe^{3+} (*ferric*), Co, Al, Cr.

- Elemen dengan daya larut yang terbatas dan mobilitas terbatas

Sebagian larut dalam airtanah yang bersifat asam, seperti : Ni, Fe^{2+} (*ferrous*).

Proses pelapukan dimulai pada batuan ultramafik (peridotit, dunit, serpentinit), dimana batuan ini banyak mengandung mineral olivin, piroksen, magnesium silikat dan besi silikat, yang pada umumnya mengandung 0,30 % nikel. Batuan tersebut sangat mudah dipengaruhi oleh pelapukan lateritik.

Laterisasi adalah proses pencucian pada mineral yang mudah larut dan silika pada lingkungan bersifat asam dan lembab. Membentuk konsentrasi endapan pada unsur Fe, Cr, Al, Ni dan Co.

Air permukaan yang mengandung CO₂ dari atmosfer dan terkayakan kembali oleh material – material organik di permukaan meresap ke bawah permukaan tanah sampai pada zona pelindian, dimana fluktuasi air tanah berlangsung. Akibat fluktuasi ini air tanah yang kaya CO₂ akan kontak dengan zona saprolit yang masih mengandung batuan asal dan melarutkan mineral – mineral yang tidak stabil seperti olivin / serpentin dan piroksen. Mg, Si dan Ni akan larut dan terbawa sesuai dengan aliran air tanah dan akan memberikan mineral – mineral baru pada proses pengendapan kembali. Endapan besi yang bersenyawa dengan oksida akan terakumulasi dekat dengan permukaan tanah, sedangkan magnesium, nikel dan silika akan tetap tertinggal di dalam larutan dan bergerak turun selama suplai air yang masuk ke dalam tanah terus berlangsung. Rangkaian proses ini merupakan proses pelapukan dan pelindihan/*leaching*.

Pada proses pelapukan lebih lanjut magnesium (Mg), Silika (Si), dan Nikel (Ni) akan tertinggal di dalam larutan selama air masih bersifat asam. Tetapi jika dinetralkan karena adanya reaksi dengan batuan dan tanah, maka zat – zat tersebut akan cenderung mengendap sebagai mineral hidrosilikat (*Ni-magnesium hidrosilikate*) yang disebut mineral garnierit [(Ni,Mg)₆Si₄O₁₀(OH)₈] atau mineral pembawa Ni.

Adanya suplai air dan saluran untuk turunnya air, dalam hal berupa kekar, maka Ni yang terbawa oleh air turun ke bawah, lambat laun akan terkumpul di zona air sudah tidak dapat turun lagi dan tidak dapat menembus batuan dasar(*bedrock*). Ikatan dari Ni yang berasosiasi dengan Mg, SiO dan H

akan membentuk mineral garnierit dengan rumus kimia $(\text{Ni, Mg}) \text{Si}_4\text{O}_5(\text{OH})_4$. Apabila proses ini berlangsung terus menerus, maka yang akan terjadi adalah proses pengkayaan supergen/*supergen enrichment*. Sona pengkayaan supergen ini terbentuk di sona Saprolit. Dalam satu penampang vertikal profil laterit dapat juga terbentuk sona pengkayaan yang lebih dari satu, hal tersebut dapat terjadi karena muka air tanah yang selalu berubah-ubah, terutama tergantung dari perubahan musim.

Di bawah sona pengkayaan supergen terdapat sona mineralisasi primer yang tidak terpengaruh oleh proses oksidasi maupun pelindihan, yang sering disebut sebagai sona batuan dasar (*bed rock*). Biasanya berupa batuan ultramafik seperti Peridotit atau Dunit.

C. Profil Endapan Nikel Laterit

Profil laterit dapat dibagi menjadi beberapa sona. Profil nikel laterit tersebut dideskripsikan dan diterangkan oleh daya larut mineral dan kondisi aliran air tanah.

1. Lapisan Tanah Penutup (*Overburden*)

Lapisan ini terletak di bagian atas permukaan, lunak dan berwarna coklat kemerahan hingga gelap dengan kadar air antara 25% sampai 35%, kadar nikel maksimal 1,3% dan di permukaan atas dijumpai lapisan *iron capping*. Lapisan ini mempunyai ketebalan berkisar antara 1 – 12 meter., merupakan kumpulan massa goethite dan limonite. *Iron capping*

mempunyai kadar besi yang tinggi tapi kadar nikel yang rendah. Terkadang terdapat mineral-mineral hematite, *chromiferous*.

2. Lapisan Limonit berkadar menengah (*Medium Grade Limonit*)

Lapisan ini terletak di bawah lapisan tanah penutup *Finegrained*, merah-coklat atau kuning, agak lunak, berkadar air antara 30% - 40%, kadar nikel 1,5%, Fe 44%, MgO 3%, SiO₂%, lapisan kaya besi dari limonit soil menyelimuti seluruh area dengan ketebalan rata-rata 3 meter. Lapisan ini tipis pada lereng yang terjal, dan setempat hilang karena erosi. Sebagian dari nikel pada sona ini hadir di dalam mineral *manganese oxide*, *lithiophorite*. Terkadang terdapat mineral talc, tremolite, *chromiferous*, Quartz, gbsite, maghemite. Limonite di daerah *west block (unserpentinized)* umumnya mempunyai nikel lebih tinggi di bandingkan dengan limonite di daerah *East block (Serpentinized)*. Limonit dibedakan menjadi 2, yaitu : *Red limonit* yang biasa disebut hematit dan *Yellow limonit* yang disebut goethit . Biasanya pada goetit nikel berasosiasi dengan Fe dan mengganti unsur Fe sehingga pada sona limonit terjadi pengayaan unsur Ni.

3. Lapisan Bijih (*Saprolit*)

Merupakan lapisan bijih (ore zone), mengandung banyak fragmen batuan dasar yang teralterasi sehingga mineral penyusunnya, tekstur dan struktur batuan induk dapat dengan mudah dikenali. Saprolit urat (vein) garnierit, yang merupakan koloid nikeliferous serpentine banyak dijumpai.

Kecendrungan kimianya, yaitu mempunyai kandungan Ni yang paling tinggi. Ketebalan berkisar antara 2 - 14 meter.

Derajat serpentinisasi batuan asal laterit akan mempengaruhi pembentukan lapisan saprolit, dimana batuan induk yang sedikit terserpentinisasi akan memberikan zona saprolit dengan inti batuan sisa yang keras, pengisian celah oleh mineral garnierit, kalsedon - nikel dan kuarsa, sedangkan serpentin akan menghasilkan zona saprolit yang relatif homogen dengan sedikit kuarsa atau garnierit.

Lapisan ini merupakan hasil pelapukan batuan peridotit, berwarna kuning kecoklatan agak kemerahan, terletak di bagian bawah dari lapisan limonite berkadar menengah, dengan ketebalan rata-rata 7 meter. Campuran dari sisa-sisa batuan, butiran halus limonite, saprolitic rims, *vein* dari endapan garnierit, *nickeliferous quartz*, mangan dan pada beberapa kasus terdapat *silica boxwork*, bentukan dari suatu zona transisi dari limonite ke bedrock. Terkadang terdapat mineral kuarsa yang mengisi rekahan, mineral-mineral primer yang terlapukan, chlorite. Garnierit dilapangan biasanya diidentifikasi sebagai *colloidal talc* dengan lebih atau kurang *nickeliferous serpentin*. Struktur dan tekstur batuan asal masih terlihat. Lapisan ini terdapat bersama batuan yang keras atau rapuh dan sebagian saprolite. Kadar Ni = 1,85%, Fe = 16%,

MgO = 25%, SiO₂ = 35%. Lapisan ini merupakan lapisan yang bernilai ekonomis untuk ditambang sebagai bijih.

4. Lapisan Batuan Dasar (*Bed Rock*)

Batuan induk berada pada bagian paling bawah dari profil laterit. Tersusun atas bongkah lebih besar dari 75 cm dan blok batuan dasar dan secara umum sudah tidak mengandung mineral ekonomis lagi. Zona ini terfrakturisasi kuat, kadang - kadang membuka, terisi oleh mineral garnierit dan silika. Frakturisasi ini diperkirakan menjadi penyebab muncul atau adanya *root zone of weathering* (zona akar – akar pelapukan), yaitu *high grade Ni*, akan tetapi posisinya tersembunyi. Batuan induk umumnya berupa peridotit, dunit, serpentin.

Bagian terbawah dari profil laterit Lapisan ini merupakan batuan peridotit sesar yang tidak atau belum mengalami pelapukan . Blok peridotit (batuan dasar) dan secara umum sudah tidak mengandung mineral ekonomis lagi (kadar logam sudah mendekati atau sama dengan batuan dasar). Berwarna kuning pucat sampai abu-abu kehijauan. Sona ini terfrakturisasi kuat, kadang membuka, terisi oleh mineral garnierit dan silika. Frakturisasi ini diperkirakan menjadi penyebab adanya *root zone* yaitu sona *high grade Ni*, akan tetapi posisinya tersembunyi.

Ketebalan dari masing-masing lapisan tidak merata, tergantung dari morfologi dan relief, umumnya endapan laterit terakumulasi banyak pada bagian bawah bukit dengan relief yang landai. Sedang relief yang terjal endapan

semakin menipis, di samping adanya kecenderungan akumulasi mineral yang berkadar tinggi dijumpai pada sona-sona retakan, sona sesar dan rekahan pada batuan.

Menurut Golightly (1979), endapan nikel laterit Sorowako terbentuk dari proses laterisasi pada batuan ultramafik terserpentinisasi dan tak terserpentinisasi. Bagian timur Sorowako dijumpai batuan ultramafik yang terserpentinisasi dan bagian barat Sorowako dijumpai batuan ultramafik tak terserpentinisasi. . Batuan ultramafik terserpentinisasi dicirikan oleh kadar SiO_2 (20% sampai 30%), nikel oksida $\geq 0,7\%$, kandungan mineral serpentin $\geq 5\%$. Batuan ultramafik tak terserpentinisasi dicirikan oleh kadar SiO_2 (30% sampai 40%), nikel oksida $< 0\%$, kandungan mineral serpentin $< 5\%$. Perbedaan konsentrasi silika pada batuan ultramafik terserpentinisasi dan batuan ultramafik tak terserpentinisasi. Menurut Butt *et al* (2003), batuan ultramafik tak terserpentinisasi jarang dijumpai di dunia dan hanya terdapat di bagian barat Sorowako.

Menurut Osborne dan Waraspati (1986), profil endapan nikel laterit Sorowako terbagi dalam 4 gradasi, yaitu : iron capping, limonite layer, Silica Boxwork dan saprolit.

Berikut ini akan diuraikan profil endapan nikel laterit Sorowako menurut Osborne dan Waraspati (1986), sebagai berikut :

1. **Iron Capping** : merah tua, merupakan kumpulan massa *Goethite dan Limonite*. *Iron capping* mempunyai kadar besi yang tinggi tapi kadar

nikel yang rendah. Terkadang terdapat mineral-mineral *hematite*, *chromiferous*.

2. **Limonite Layer** : *Fine grained*, merah-coklat atau kuning, lapisan kaya besi dari limonit soil menyelimuti seluruh area. Lapisan ini tipis pada lereng yang terjal, dan setempat hilang karena erosi. Sebagian dari nikel pada zona ini hadir di dalam mineral *manganese oxide*, *lithiophorite*. Terkadang terdapat mineral *talca*, *tremolite*, *chromiferous*, *Quartz*, *gibbsite*, *maghemite*. *Limonite* di daerah *west block* (*unserpentinized*) umumnya mempunyai nikel lebih tinggi di bandingkan dengan limonit di daerah *East block* (*Serpentinized*).
3. **Silica Boxwork** : Putih–orange *chert*, *quartz*, mengisi sepanjang *fractured* dan sebagian menggantikan zona terluar dari *unserpentine* fragmen peridotit, sebagian mengawetkan struktur dan tekstur dari batuan asal. Terkadang terdapat mineral opak, *magnesite*. Akumulasi dari *garnierite-pimelite* di dalam *boxwork* mungkin berasal dari nikel ore yang kaya silika. Zona *boxwork* jarang terdapat pada *bedrock* yang *serpentinized*.
4. **Saprolite** : Campuran dari sisa-sisa batuan, butiran halus *limonite*, *saprolitic rims*, *vein* dari endapan *garnierit*, *nickeliferous quartz*, *mangan* dan pada beberapa kasus terdapat *silica boxwork*, bentukan dari suatu zona transisi dari limonit ke *bedrock*. Terkadang terdapat mineral *quartz* yang mengisi

5. **Rekahan**, mineral-mineral primer yang terlapukan, *chlorite*. Garnierit dilapangan biasanya diidentifikasi sebagai colloidal talc dengan lebih atau kurang *nickeliferous* serpentin. Struktur dan tekstur batuan asal masih terlihat.
6. **Bedrock** : Bagian terbawah dari profil laterit. Tersusun atas bongkah lebih besar dari 75 cm dan blok peridotit (batuan dasar) dan secara umum sudah tidak mengandung mineral ekonomis lagi (kadar logam sudah mendekati atau sama dengan batuan dasar). Zona ini terfrakturisasi kuat, kadang membuka, terisi oleh mineral garnierit dan silika. Frakturisasi ini diperkirakan menjadi penyebab adanya *root zone* yaitu zona *high grade* Ni, akan tetapi posisinya tersembunyi.

C. Perbedaan Tipe Timur dan Tipe Barat Endapan Nikel Laterit

Menurut Golightly (1979), tipe barat dan tipe timur endapan nikel laterit Sorowako memiliki karakteristik kadar yang berbeda. Berikut ini akan diuraikan perbedaan karakteristik endapan nikel laterit menurut tipenya :

▪ Tipe Barat

1. Secara umum merupakan batuan peridotit yang tidak terserpentinisasi dengan bentuk morfologi yang relatif lebih terjal dibandingkan blok timur (karena pengaruh struktur yang kuat), banyak dijumpai bongkah-bongkah segar peridotit (*boulder*) sisa proses pelapukan sehingga *recovery* menjadi kecil. Umumnya *boulder* dilapisi oleh zona pelapukan

tipis dibagian luarnya. Daerah Barat (*West*) banyak mengandung urat-urat kuarsa yang sulit dikontrol pola penyebarannya.

2. Kadar nikel tinggi dari daerah timur berkisar antara 1,6–2,5 % Ni. Rasio silika magnesium relatif tinggi ($> 2,3$).

- **Tipe Timur**

1. Batuan dasar dari tipe ini umumnya adalah serpentin peridotit, lherzolit, dengan derajat serpentin yang bervariasi. Pada daerah ini tidak banyak mengandung endapan nikel yang kadar tinggi (*high grade*) kecuali pada jebakan struktur dengan perkembangan lokal *garnierite*. Jarang di jumpai bongkah-bongkah peridotit (Gambar 3.4).
2. Kandungan nikel biasa tinggi pada material batumannya, akibat pengaruh proses serpentinisasi.

Perbedaan tipe barat dan tipe timur endapan nikel laterit di Sorowako, dijumpai pula suatu zona transisi yang mana tipe ini lebih mengarah pada tipe barat



Gambar 3.4 Singkapan laterisasi tipe timur.Lokasi : Sorowako
(Foto pribadi)

3.2.2 Besi Laterit

Proses genesa nikel laterit, juga menghasilkan mineral laterit seperti besi laterit, mangan laterit, kobal laterit. Besi laterit disebut pula cebakan endapan

residua atau endapan sekunder besi yang bersumber dari batuan peridotit. Intensitas proses pelapukan menghasilkan bongkahan bijih besi hematite atau goetit yang berukuran kerikil – kerakal (foto 3.5).

Perbedaannya besi laterit pada senyawa alumina yang berasosiasi dengan besi dan terkonsentrasi dalam lapisan limonit. Beberapa mineral yang masuk dalam besi laterit sebagai berikut :

- Goethit ($\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$),
- Hematite (Fe_2O_3) yang relatif tinggi,
- Gibbsite ($\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 3\text{H}_2\text{O}$),
- Clinoclore ($5\text{MgO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 3\text{SiO}_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$)
- Mineral-mineral hydrous silicates lainnya (mineral lempung). Bijih besi dapat terbentuk secara primer maupun sekunder.



Gambar 3.5 Endapan besi laterit. Lokasi : Sorowako (foto pribadi)

3.2.3 Kromit dan Magnetit

Mineral utama untuk penyusun kromium adalah kromit, memiliki variasi nama dengan rumus kimia ($\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$): bijih chrome, chrome-ironstone, atau bijih besi chrome, di mana dalam proses kimia unsur besi dan kromium digantikan oleh magnesium dan aluminium. Sehingga apabila kandungan bijih besi diatas 3 persen maka kromium disebut bijih besi kromifer.

Penurunan magma mafik dan ultramafic merupakan awal pengendapan Kristal kromit yang selanjutnya terjadi akumulasi larutan magma oleh gravitasi atau injeksi larutan. Magma yang terus menerus menurun suhunya kemudian membeku membentuk endapan magma primer kromit podiform dan kromit stratiform.

Endapan kromit stratiform membentuk lapisan yang luas bisa mencapai puluhan kilometer, secara kompleks bertahap bertingkat, ketebalannya sangat seragam. Endapan kromit podiform berbentuk bulat polong atau lensa yang tidak teratur dalam batuan peridotit, utamanya dunite. Sebarannya sangat tergantung luasan sabuk ofiolit dan ukuran lensanya sangat variatif dengan kadar juga bervariasi. Pelapukan endapan stratiform dan podiform menghasilkan detrital chromite di pasir alluvial dan pantai.

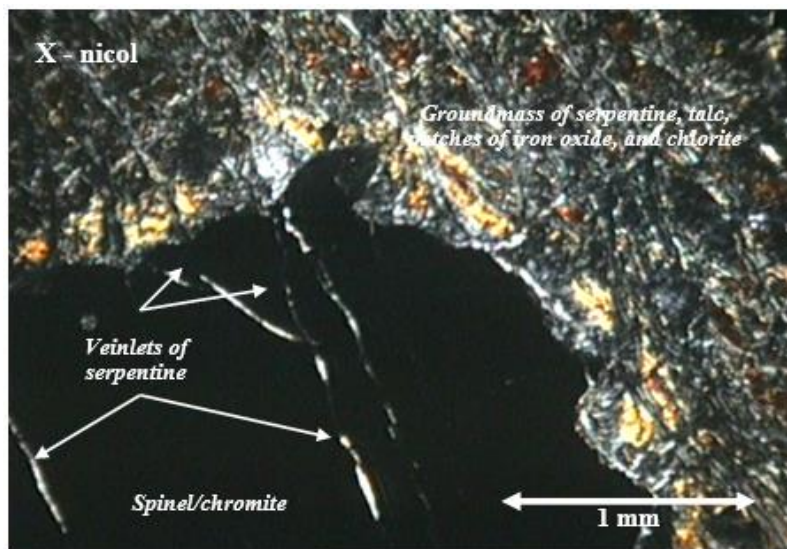
Kromit (FeCr_2O_3) terbentuk dari kristalisasi magma basa pada temperatur tinggi. Kelompok mineral oksida oktahedral diumpai pada batuan peridotit, harzburgit, dunit dan serpentinit sebagai bijih kromium (Gambar 3.6).



Gambar 3.6 Lensa kromit, lokasi Sorowako (Foto pribadi)

Tipe cebakan kromit terbagi atas cebakan primer (stratiform dan podiform) dan cebakan sekunder sebagai bijih laterit dan plaser. Kromit berstruktur stratiform terbentuk akibat proses kristalisasi pada ruang magma, dimana cebakannya merupakan lapisan lateral tipis homogen serta memperlihatkan butir kromit. Ketebalannya beberapa millimeter sampai ukuran meter berselang seling dengan lapisan silika. Lapisan silika ini dimpai pada batuan mafik sampai ultramafik, seperti endapan kromit di Bushveld Complex, Afrika Selatan.

Cebakan podiform kromit dicirikan berbentuk lensa berukuran variatif, umumnya kaya akan aluminium pada batuan dunit. Contoh endapan kromit podiform : Troodos Complex (Cyprus), Semile (Oman), Barru (Sulawesi Selatan) (Gambar 3.7).



Gambar 3.7 Photomicrograph sampel kromit podiform. Lokasi Sorowako (Foto pribadi).

Umumnya sebaran kromit *disseminated ore*, lapisan, fragmen podiform (Foto 3.8) dan lensa (Gambar 3.9) dijumpai pada batuan ultramafik terserpentinisasi yang juga terdapat mineral alterasi seperti : kammeririt ($H_3Mg_5Al_2Si_3O_8$) dan penninit $(Mg_3Al_2Si_3O_{10})(OH)_6$.



Gambar 3.8 Kromit podiform, lokasi Sorowako (Foto pribadi)



Gambar 3.9 Lensa kromit, lokasi Buu Palakka Barru (Foto pribadi)

Uji laboratorium sampel (SL-01, SL-02, SL-03, SL-04) ultramafik di morfologi pegunungan Palakka dan morfologi pegunungan Lasitae (Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan) yang dilakukan pada Analisis XRF (X-Ray Fluorescence) Laboratorium dari Tekmira, Bandung (Tabel 3.1).

Tabel 3.1 Hasil Analisis Laboratorium dari Tekmira, Bandung

Sampel	Cr₂O₃(ppm)	Fe₂O₃(%)	MnO(%)	SiO₂(%)	Al₂O₃(%)
SL-01	2780	6,66	0,10	41,57	0,65
SL-02	1340	13,61	0,06	39,74	1,31
SL-03	955	4,22	0,11	42,73	1,01
SL-04	925	5,75	0,12	42,47	0,81

Uji sampel ultramafik yang diperoleh pada sona struktur geologi daerah Kamara, Palaka, Lasitae, Kalumasa menunjukkan rata-rata kadar Cr₂O₃ adalah 21,675% (Tabel 3.2). Konsentrasi kromit dipengaruhi oleh inklusi unsur-unsur lain dan hadirnya mineral alterasi pada kontak batuan dasit dan diorit dengan batuan ultramafik.

Tabel 3.2 Hasil Analisis Laboratorium analisa instrument Pusat Penelitian Metalurgi LIPI di Serpong

Sampel	Cr ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO ₂ (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)
Kamara	24,0	25,4	0,682	5,982	19,8
Palakka	21,7	22,6	0,587	10,467	22,2
Lasitae	20,4	24,0	0,648	10,654	20,7
Kalumasa	20,6	23,4	0,537	10,855	20,8

Sumber : Purawiard (2008)

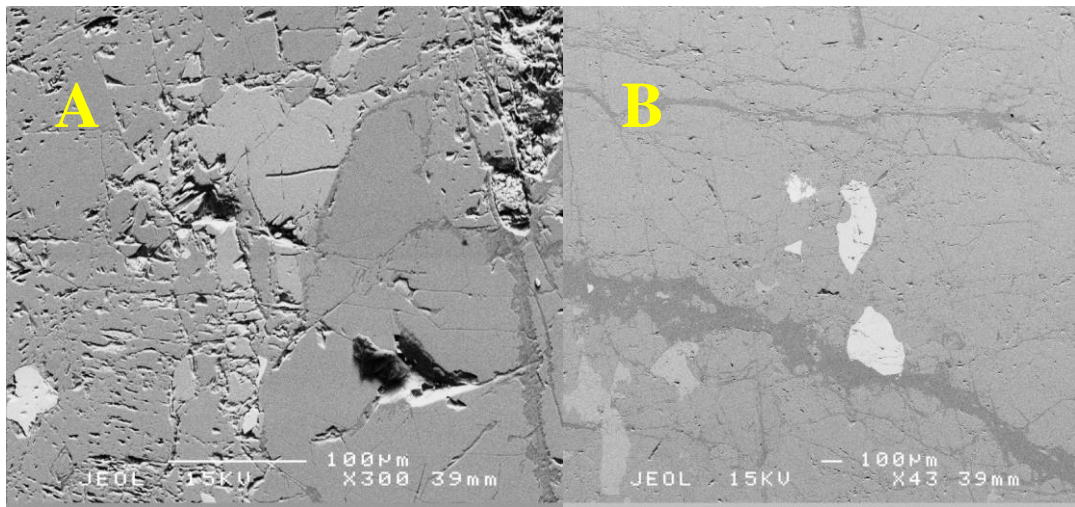
Chromite adalah satu-satunya bijih kromium bernilai komersial, kelompok mineral spinel dengan rumus kimia (FeCr₂O₄). Substitusi kimia bermula dari magnesium yang menggantikan besi dan aluminium, kemudian aluminium dapat menggantikan kromium. Oleh sebab itu kromit memiliki rumus kimia cukup kompleks yaitu : (Fe, Mg) O (Cr, Al, Fe) ₂O₃. Kromit murni mengandung chromium sebesar 67,9% Cr₂O₃ , meskipun jarang dijumpai di alam komposisi kromit mengandung lebih dari 50% Cr₂O₃. Bijih dan konsentrat kromit umumnya dipasarkan dinilai berdasarkan kandungan Cr₂O₃ .Batuan ultramafik memiliki konsentrasi kromium yang tinggi,biasanya sekitar 1000 Ppm sampai 3000 ppm, dibandingkan dengan rata-rata kelimpahan kerak bumi sekitar 100 ppm.

Beberapa variatas mineral chromates yang mengandung unsur Pb, sebagai berikut :

- Crocoite atau crocoisite (PbCrO₄)
- Phoenicochroite atau melanochroite atau phoenicite (3PbO.2CrO₃)
- Beresowite atau beresovite (6PbO.3CrO₃.CO₂)
- Vauquelinite dan laxmannite (2(Pb,Cu)CrO₄.(Pb,Cu)₃(PO₄)₂)

- Tarapacaite (K_2CrO_4), bercampur dengan sodium dan garam potassium
- Jossaite mengandung chromates lead dan zinc; dietzeite, bercampur iodate dan chromate dan calcium.
- Daubreeite ($FeCr_2S_4$)
- Redingtonite, a hydrated chromic sulphate;
- Chromite ($FeO.Cr_2O_3$)
- Magnochromite (Mg,Fe) $O.Cr_2O_3$
- Chromitite, (Fe,Al) $_2O_3.2Cr_2O_3$.

Beberapa sampel batuan ultramafik dari Kabupaten Luwu Timu Sulawesi Selatan dianalisis dengan SEM (Scanning Electron Microphobe) JEOL 6400 menunjukkan kehadiran mineral kromit berasosiasi terhadap perubahan mineral diopsid, enstatit (gambar 3.10a) dan magnesium hidrosida (gambar 3.10b). Kenampakan mikroskopis juga menunjukkan bahwa dalam serpentinisasi hidrasi terjadi replace mineral silika dan magnesium hidroksida. Hal merupakan indikasi bahwa pengaruh air dapat berasal dari batuan non ultramafik pada aktifitas tektonik terhadap batuan ultramafik.



Gambar 3.10 Kromit pada batuan harzburgit. (a) Perubahan mineralisasi
(b) Magnesium. (Foto pribadi)

3.2.4 Kobal dan Nikel Laterit

Golightly (1979,1981) membagi endapan laterit Ni-Co berdasarkan profil pelapukan dan karakteristik mineraloginya. Karakteristik pelapukan dibagi berdasarkan iklim kering dan iklim basah sampai kering, sedang mineraloginya bergantung pada produk dari proses laterisasi.

Alterasi dan Pelapukan adalah proses utama dalam pembentukan endapan laterit Ni-Co. Fase awal dimulai pada pelapukan protolit ultramafic sampai serpentinisasi yang kemudian mengkonsentrasikan Ni-Co. Sedangkan

tahap proses akhir terasuk cukup rumit karena pelapukan tergantung pada mineralogi batuan ultramafik, Eh dan pH, sirkulasi air, paleogeomorfologi dan iklim.

Endapan Ni-Co terbentuk dari pelapukan kimiawi batuan ultramafik yang melepas unsur-unsur yang paling larut (Mg, kalsium (Ca), dan silikon (Si)) dan mengkonsentrasikan unsur-unsur yang paling larut (besi (Fe), Ni, mangan (Mn), Co, seng, (Zn), itrium (Y), kromium (Cr), aluminium (Al), titanium (Ti), zirkonium (Zr), dan tembaga (Cu). Selanjutnya pelapukan mekanis pada batuan ultramafic disebabkan oleh kuantitas rekahan, patahan yang menimbulkan luasan permukaan pelapukan menjadi pelapukan kimia (Gambar 3.11).

Endapan laterit nikel-kobal (Ni-Co) terbentuk oleh proses pengayaan (supergene) Ni ± Co yang terbentuk dari intensitas kimia dan pelapukan mekanis batuan induk ultramafik. Beberapa klasifikasi endapan memasukkan dalam endapan regolith, sutau endapan dengan ciri pembentukannya ada suhu 260 atau pada garis ekuator. Umumnya endapan ini terbentuk pada lingkungan tektonik dalam margin kontinental aktif dan *stable cratonic settings*.

Rata-rata umur pembentukan profil endapan Ni-Co laterit memerlukan waktu satu juta tahun. Berdasarkan pengayaan kadar nikel, terdapat tiga jenis sub tipe endapan Ni-Co, yaitu :

1. Ni-Co, magnesium hidro (Mg)-silikat
2. Ni-Co, smectite
3. Ni-Co, oksida

Mineral ini terbentuk di sonasi pelapukan yang dimulai dengan pembentukan dengan protolith sebagai alas endapan, kemudian lapisan saprolite, selanjutnya sona transisi smectite. Sona smectite hanya terbentuk bila suplai air mulai berkurang dan selanjutnya terbentuk lapisan limonit dimana pada lapisan atas limonit kaya akan unsur besi.



Gambar 3.11 Mineralisasi Ni-Co pada batuan ultramafic, (tanda spidol). Lokasi Sorowako (Foto pribadi).

Mineral kobal (Co) memiliki kesamaan sifat kimia dengan nikel (Ni) sehingga dalam pembahasan mineral kobal selalu berpasangan dalam uraian genesanya (Co ± Ni Laterite). Disebabkan kemiripan pembentukan dari pegayaan supergene melalui proses intensif kimiawi dan mekanis dari batuan ultramafik.

Terdapat tiga alasan dalam membedakan tipe endapan kobal nikel laterit, yaitu :

1. Berdasarkan mineralogi dominan dari Ni, yang terdiri dari silikat hidrat magnesium (Mg), smektit, dan oksida
2. Berdasarkan lapisan saprolit, dimana mineral smectite berperan sebagai media transportasi kobal sampai pada lapisan limonit.
3. Berdasarkan Ni-hidrate yang kaya akan komposisi kimia Mg-silikat dan umumnya kobal meningkat dengan ciri kehadiran mineral goethite.

3.2.5 Platinum Group Elements (PGE).

Sebagai kelompok Platinum Group Elements (PGE), didalamnya terdapat beberapa mineral yang sangat penting yang bersumber dari batuan yang sama, yaitu : mineralisasi Platinum Group of Metals (PGMs) –nikel-kromium. Pengetahuan geologi pada ultramafic sebagai produk magma atau lava plutonik dan mafik vulkanik. Umumnya terbentuk pada batuan ultramafic berumur zaman Archaean-Proterozoik-Mesozoikum.

Sebagian besar endapan PGE bernilai ekonomis memiliki hubungan dengan mineralisasi endapan sulfide, karenanya beberapa tipe endapan dikategorikan sebagai endapan sulfida Ni-Cu-PGE. Dengan ciri yang berbeda apakah memiliki kandungan sulfide rendah namun kandungan PGE meningkat

ataukan nikel sulfida yang meningkat. Kesemuanya bersumber dari batuan mafik dan ultramafik, dan beberapa tipe endapan PGE, sebagai berikut “

- Tipe endapan “reefs”, membentuk membaji mengandung sulfide rendah (Contoh : the Merensky Reef, South Africa; the J-M Reef of the Stillwater Complex, USA; The Great Dyke, Zimbabwe)
- Tipe pengayaan sulfide PGE dalam intrusi mafik dan ultramafik (Contoh : Munnis Munnis, Australia; River Valley and East Bull Lake Intrusions, Canada)
- Lensa stratiform massive sampai diseminasi Ni-Cu (PGE) sulfide. Terbentuk oleh batuan komatiitik (Contoh : Kambalda, Australia; Cape Smith Fold Belt, Kanada)
- Stratabound zones of disseminated Ni-(Cu-PGE) sulfides within komatiitic rocks (Contoh : Mount Keith, Australia).
Sill Subvolkanik kontak dengan batuan kontinen sekuen mafik vulkanik (Contoh : Noril'sk, Russia; and possibly the Thompson Nickel Belt, Canada)

Pemahaman geokimia diperlukan karena sistem kristalisasi disertai dengan penurunan suhu magma seperti halnya Seri Bowen Reaksi. Sistem kristalisasinya berupa mafik sebagai host meliputi gabbro-norite-anorthosite, ultramafik (dunit-peridotit-piroksenit-serpentin-kromitit-komatiit), ophiolit, dan laterit.

Secara Geokimia hubungan PGE dengan endapan laterit terjadi ketika defisiensi antara senyawa utama dan elemen jejak.

Seperti halnya kelompok mineral lainnya yang memiliki ciri fisik tertentu. Maka terdapat pula pada kelompok mineral laterit yaitu mineral yang terbentuk dari hasil pelapukan iklim lembab sampai tropis yang bersumber dari batuan mafik sampai ultramafic. Contohnya : Goethite, Hematite, Kaolinite, Quartz ± Bauxite dan mineral lempung lainnya (Haldar,2016).

Unsur-unsur kelompok platinum (PGE) seperti platinum, paladium, rodium, rutenium, iridium dan osmium. Sebagian besar endapan PGE di dunia terbentuk dari terkonsentrasi pada endapan bijih magmatik, yang terbentuk selama pendinginan dan kristalisasi magma. Jika magma mafik menjadi ultramafik menjadi jenuh dalam belerang, cairan sulfida yang tidak bercampur akan terpisah dari magma silikat dan membentuk gumpalan yang secara alami konsentrat logam seperti tembaga, nikel, dan PGE.

Saat magma mendingin, sulfida yang diperkaya PGE gumpalan menumpuk dan mengkristal untuk membentuk deposit mineral PGE. Kebanyakan tembaga-nikel-PGE magmatik endapan ditemukan dengan batuan vulkanik dan plutonik yang terbentuk di mana sejumlah besar magma mafik bergerak dari mantel Bumi ke kerak bumi. Erosi batuan yang diperkaya PGE dan konsentrasi fisik partikel mineral berat, oleh aksi air yang bergerak, dapat menghasilkan endapan placer yang diperkaya PGE.

Mineral serpentin memiliki varietas unsur dan senyawa yang terdiri dari antigorit, krisotil, brusit dan klorit. Varietas tersebut tersusun atas senyawa

magnesia dan silika. Kedua senyawa tersebut pada proses alterasi mineral serpentin akan memproduksi magnesium karbonat ($MgCO_3$) dan fraksi halus silica (SiO_2). Terbentuknya senyawa karbonat dijumpai dalam batuan ultramafik, tentunya mempengaruhi unsur yang berikatan ion maupun kovalen. Menurut Fontana (2006) salah satu senyawa yang mudah dipengaruhi oleh hasil alterasi mineral serpentin adalah platinum group element (PGE). Platinum group element (PGE) terdiri dari unsur Ru, Rh, Pd, Os, Ir, dan Pt. Unsur tersebut adalah logam ekonomis dan sangat dibutuhkan oleh negara-negara industri, seperti Jepang, Jerman, USA dan China. Logam-logam ini banyak digunakan untuk perhiasan, katalis industri baja, industri kimia, industri perminyakan, industri otomotif yang semakin meningkat kebutuhannya.

Terubahnya mineral serpentin dan terbentuknya senyawa karbondioksida dalam proses alterasi, tentunya sangat menarik untuk diteliti. Hal ini diperkuat, bahwa Platinum Group Element (PGE) dan mineral serpentin terdapat dalam batuan ultramafik. Mengingat sebaran batuan ultramafik di Pulau Sulawesi cukup luas dan Indonesia belum termasuk sebagai negara produsen mineral serpentin dan PGE dibanding negara produsen seperti Rusia (14%), USA (2%), Afrika Selatan (82%) (Chevalier, 2005a).

3.2.6 Titanomagnetite,

Endapan titanium sebagian besar berbentuk mineral titanogit dan magnetit titaniferous dengan kadar rendah sekitar 2% sampai 9%. Titanium

meningkat pada lapisan saprolit sehingga memerlukan ekstraksi menyerupai endapan laterit.

3.2.7 REE (Rare Earth Elements)

Elemen tanah jarang, atau REE (Rare Earth Elements) masuk dalam kelompok unsur kimia disebut lantanida. Logam ini biasa dipadukan dengan titanium sehingga membentuk logam ringan berkekuatan tinggi, tahan karat. Karena sangat pentingnya logam ini, maka di Amerika Serikat memasukkan dalam golongan mineral strategis dan kritis. Genesa REE berhubungan dengan intrusi, alterasi dan mineralisasi sphalerite. Dimana viskositas mantel pada magma yang mengalir di midcontinent mempengaruhi dinamika mantel sehingga terjadi peleburan fraksinasi dan metasomatisme karbonat.

3.2.8 Nikel-Tembaga

Endapan nikel – tembaga merupakan hasil diferensiasi membentuk lapisan gabbro dan lensa ultramafik. Dimana hasil diferensiasi pada lensa ultramafik tersebut terbentuk pyroxenite atau anorthosite.

3.2.9 Magnesite

Endapan magnesit umumnya ditemukan berbentuk urat dan stockwork bersifat massif dan berbutir halus. Pada ofiolit, lapisan endapan magnesit

berasosiasi dengan dolomit yang kemungkinan menjelaskan endapan magnesit data ditinjau dari epigenetic dan singenetik.

Endapan magneist juga dikenal sebagai endapan magnesit (cryptocrystalline) dengan dua tipe yaitu: (1) Genesa magnesit dikontrol oleh tektonik batuan ultramafik (2) Genesa magnesit dalam endapan lakustrin klastik kontak dengan batuan kompleks ophiolite.

3.2.10 Asbes

Endapan asbestos umumnya berhubungan dengan metaperidotite dan tubuh batuan metapyroxenite, sehingga diantara endapan asbestos juga terdapat mineral sekis klorit, serpentinite, soapstone, atau ubahan ultramafik. Asbes sebagai mineral bernilai komersial umumnya mencirikan sifat fisik berbentuk berserat dari antofilik, mineral amphibole, yang memiliki serat pendek dan hanya sedikit fleksibel dan low tensile strength.

Endapan asbes dominan disusun oleh anthophyllite dan memiliki ciri utama : (1) cross-fiber veins (2) slip-fiber veins dan (3) endapan mass-fiber.

3.2.11 Korundum

Endapan korundum umumnya ditemukan berhubungan dengan zona ubahan atau zona alterasi yang terdapat di sepanjang margin endapan peridotit atau piroksenit atau sepanjang rekahan batuan. Hanya apabila ultramafic mengalami kontak dengan batuan granit atau urat pegmatit, oleh karena itu

korundum dijumpai berasosiasi dengan amfibolit dan pada batuan felsic gneiss atau sekis.

3.2.12 Batu permata

Olivin juga merupakan mineral yang dibuat sebagai batu permata. Memiliki warna kuning-hijau ke hijau dan sangat populer di perhiasan. Peridot berfungsi sebagai batu kelahiran untuk bulan Agustus. Warna yang paling dihargai adalah hijau zaitun gelap dan hijau limau terang. Spesimen ini dari mineral forsterite karena fayalite yang kaya zat besi biasanya berwarna kecoklatan.

BAB 4

ESKPLORASI ENDAPAN LATERIT

4.1 Model Eksplorasi

Model eksplorasi merupakan prosedur eksplorasi yang dilakukan berdasarkan : tipe endapan, metode eksplorasi dan hasil eksplorasi yang diharapkan. Dalam model eksplorasi, hal yang sangat menarik perbedaan tipe endapan yang dieksplorasi tetapi mempunyai makna filosofis eksplorasi, seperti yang dimaksud oleh Bally (1966) tentang penemuan gajah. Grasberg saat ditemukan diumpamakan sebagai bagian ekor gajah. Dalam uraian tahapan eksplorasi, digunakan tahapan eksplorasi yang telah diterapkan di endapan nikel laterit Sorowako (Gambar 4.1) yang endapannya diumpamakan sebagai badan gajah yang ditemukan.



Gambar 4.1 Wilayah eksplorasi di Sorowako (foto pribadi)

4.2 Model Eskplorasi

Pada tahapan eksplorasi pendahuluan dimulai dengan menggunakan data-data foro udara yang kala itu masih sedererhana tingkat ketelitiannya. Sehingga lebih banyak menggunakan pengetahuan lapangan seorang geologi (Gambar 4.2). Studi pendahuluan yang dilakukan diperoleh dengan latar belakang penanganan endapan nikel laterit Sorowako yang telah lebih dahulu dilakukan pada masa Pemerintahan Jepang dan Belanda.

Eskplorasi detail langsung dilakukan dengan tahapan pemboran, yang hasilnya membedakan tipe ndapan nikel laterit ; west dan east. ini kemungkinan didasarkan olegh keterdapan endapan nikel laterit yang terhampar dipermukaan.

Feasibility studi dilakukan dengan melibatkan beberapa kontraktor dalam membangun infra struktur lokasi penambangan. Eskplorasi yang dilakukan sekarang adalah mengembangkan cadangan-cadangan prospek yang pernah dilakukan pada eksplorasi pertama. Pengembangan daerah-daerah yang termasuk dalam satu konsesi akan berbeda tahapan yang dilakukan karena menyangkut data-data yang telah ada.

Model eksplorasi sekarang didasarkan atas profesionalisme kerja geologis eksplorasi, sehingga seorang geologis diharapkan dapat melakukan kerja eksplorasi maupun kerja mining geologist. Ini tentunya membutuhkan pengalaman explorer endapan logam karena tujuannnya bukan lagi mencari daerah prospek tetapi bagaimana mengembangkan daerah prospek.



Gambar 4.2 Tahapan eksplorasi nikel laterit (foto pribadi)

4.2.1 Survey

Tim survey mempunyai tugas untuk melakukan pengukuran dan penentuan titik patok di lapangan. Titik yang telah diukur diberi patok dengan pita merah yang merupakan tanda letak titik rencana pengeboran. Pita tersebut bertuliskan nomor *grid* yang terdiri dari nomor *sheet* dan *line*. Pengukuran tim survey ini akan menghasilkan secara detail dan tepat kondisi koordinat X, Y, dan Z pada titik tersebut (Gambar 4.3).



Gambar 4.3 Hasil survei lokasi dipasangi patok pembatas (foto pribadi)

4.2.2 Ground Magnetik

Kegiatan magnetik dilakukan untuk mencari secara sistematis penyebaran endapan nikel laterit yang berasal dari bed rock low serpentinisasi dan high serpentinisasi.

Alat yang digunakan adalah GEM 19 Proton Magnetometer yang sifatnya praktis. Jenis alat ini dihubungkan langsung dengan Global Positioning System (GPS) dimana data-data akan dicatat langsung pada saat operator mengoperasikannya.

GEM 19 Proton Magnetometer akan selalu berada dalam radius base station, yang berguna pada saat memulai pengambilan data dan mengakhiri pengambilan data akan dikoreksi secara langsung.

Setiap dua detik alat ini akan mengakurasi data setiap satu meter, artinya pada saat memasuki meter berikutnya data terkoreksi telah terekam. Karena alat ini sangat sensitive sampai 0.01 nT dan nilai absolut akurasi adalah 0.2 nT.

4.2.3 Drilling

Pemboran bertujuan untuk memberikan informasi geologi yang akan digunakan untuk tujuan-tujuan interpretasi. Dimana akan digunakan sebagai dasar dalam pengambilan keputusan dan segala resikonya.

Sebelum pemboran dilakukan beberapa tahapan-tahapan dalam eksplorasi (Peters, 1987), meliputi :

- a. Orientasi
- b. Reconnaissance
- c. Target Area Investigation
- d. Target testing
- e. Evaluation
- f. Mining
- g. Imminent Depletion

Untuk bagian-bagian bor akan dibahas dalam materi pengenalan alat bor. Tetapi perlu diketahui bahwa dalam pemboran (*diamond drill*) fungsi geologis harus mengenal semua alat-alat bor dan fungsi-fungsinya (Gambar 4.4).

Tahapan Pemboran eksplorasi PT. Ino bertujuan untuk menentukan titik-titik dari suatu daerah yang mempunyai kandungan nikel, serta mengestimasi

besar cadangan *ore* yang terkandung. Berdasarkan fungsinya, PT. Inco melakukan program pengeboran terdiri dari *Exploration Drilling* dan *Development Drilling*.



Gambar 4.4 Peralatan bor (foto pribadi)

Program pemboran ini dilakukan berdasarkan *planning* yang telah dibuat yang meliputi penyiapan lokasi, posisi pengeboran dan menentukan jumlah *hole*.

Secara sistematis fungsi pengeboran yang direncanakan sebelumnya :

- a. Pemboran Eksplorasi (*Exploration Drilling*), yaitu pemboran awal dengan jarak 400m x 400 m, 200m x 200m, dan 100m x 100m pada titik bor yang telah dipersiapkan oleh pihak survey. Pihak survey memberikan informasi mengenai koordinat East, North, serta Elevasi.
- b. Pemboran Development (*Development Drilling*), yaitu pemboran detail yang dilakukan dengan jarak 25m x 25m. Pemboran ini dilakukan setelah

diketahui adanya indikasi ore yang produktif setelah dilakukan pemboran eksplorasi dilakukan untuk mendapatkan data yang lebih akurat mengenai ketebalan, kadar % Ni, serta besarnya cadangan.

Pemboran di atas dimaksudkan untuk mendapatkan gambaran secara umum mengenai kandungan ore dari suatu daerah, termasuk profile dari titik yang dibor. Sampel yang diambil dari hasil pemboran ini akan dianalisa % kandungan Ni, Co, Fe, SiO₂, dan MgO. Kemudian data ini akan dianalisa lebih lanjut berdasarkan *Cut of Grade* yang berlaku, jika terdapat indikasi ore, maka daerah itu akan ditambang, dan jika tidak terdapat indikasi ore, daerah tersebut akan ditinggalkan.

4.2.4 Auger Drill

Auger Drill merupakan suatu sistem pemboran yang menggunakan mata bor tajam yang disambung dengan pipa bor berulir/spiral yang panjangnya sekitar 1,5 meter. Sistem ini hanya dapat mengambil material tanah/laterit yang menempel pada ulir stand bor (Gambar 4.5). Keunggulan dari pemboran jenis ini adalah mempunyai kemampuan yang cepat dalam melakukan pemboran yaitu sekitar 40 meter per shift, juga biaya yang dibutuhkan lebih kecil. Sedangkan kelemahan dari sistem auger ini adalah mata bor tidak mampu menembus batuan yang keras (boulder maupun bed rock) dan sukar ditarik ke permukaan jika material yang dibor merupakan lempung, serta kemungkinan terjadinya dilusi sangat besar.

A. Prosedur kerja sistem auger, sebagai berikut:

- Perencanaan di Meja (Desk Study)
- Menentukan titik - titik pengeboran auger diatas peta
- Menentukan batas-batas pengeboran auger
- Menentukan jalan menuju lokasi pengeboran

B. Pelaksanaan di lapangan

- a. Memasang patok yang mewakili titik-titik auger dan patok jalan
- b. Membuat jalan dengan menggunakan dozer
- c. Membuat landasan/pad
- d. Mobile drill diletakkan pada patok bor.
- e. Apabila mobile drill tidak dapat menempati posisi patok bor, posisi patok bor tersebut dapat dipindahkan. Geologis PT Inco memberi toleransi ≥ 5 meter dari titik semula.
- f. Melakukan persiapan perlengkapan alat, safety, sesuai dengan prosedur kerja.
- g. Melakukan pemboran, kedudukan pipa bor harus vertikal.
- h. Data yang diperoleh per meter diangkat ke permukaan, dilakukan percampuran dengan kwartir, hingga diperoleh sampel sekitar 2 kg yang mewakili 1 meter.
- i. Sampel pada meteran awal, pada pemboran development tidak diambil apabila diyakini masih merupakan top soil. Foreman menentukan sample

check untuk dilakukan analisis secepatnya (urgent) sehingga apabila sample check menunjukkan kadar lebih dari 1,29 segera dilakukan pengambilan sebanyak 2 – 3 meter sampel pada meteran di atasnya.

- j. Masing-masing sampel per meter tersebut diberikan nomor sampel.
- k. Pemboran berhenti apabila mata bor sudah tidak mampu menembus material yang keras (boulder atau blue zone), atau mencapai muka air tanah yang menyebabkan sampel tidak dapat naik.
- l. Sampel yang komplit dalam satu lubang bor dikirim beserta catatan pengeboran dan dikirim ke *sample house* kemudian Proc-tech.



Gambar 4.5 Pengambilan sampel dengan auger drill, lokasi Pulau Kabaena Sulawesi Tenggara (foto pribadi)

4.2.5 Coring Drill

Diamond core drill (Tabel 4.1) didesain untuk tahap eksplorasi mineral (logam) dan termasuk mahal, karena selain alatnya sangat mahal memerlukan beberapa persyaratan, yaitu :

- Transport
- Air
- Power
- Pads
- Teknik khusus

Tabel 4.1 Ukuran diameter inti bor

Size Code	Core Diameter (mm)	Hole Diameter (mm)
XR	18.3	30
EX	21.4	36
EXT	23.8	36
AX	29.4	47
AXT	32.5	47
BX	42.1	59
NX	54.8	75

Dari tabel diatas dapat diketahui bahwa ; X adalah series dari core barrels yang merupakan standar pemboran. Untuk EX, AX dan BX adalah label umum.

Geologis untuk bertanggung jawab pada tahap pemboran. Ini sangat penting karena menyangkut hasil pemboran dan lancarnya proses pemboran. Oleh sebab itu tugas seorang geologis selain pengetahuan akan mineral juga memerlukan pengetahuan manajemen pemboran sehingga hasil yang didapat bisa maksimal terutama informasi geologi.

4.2.6 Pemboran Nikel Laterit

Program pemboran tergantung jenis data apa yang akan menjadi acuan bagi geologis untuk mendapatkan informasi-informasi lain selain informasi geologi.

Penggunaan pemboran sistem *coring* untuk endapan nikel laterit dimaksudkan untuk mendapatkan conto tanah atau batuan dengan hasil optimal, sehingga kondisi bawah permukaan tanah secara maksimal dapat dideskripsi.

Prosedur kerja untuk sistem pemboran *coring*, dasar perencanaannya tetap mengacu pada penjelasan bor auger. yaitu:

A. Perencanaan di Meja (Desk Study)

- a. Titik-titik dipeta diwakili oleh patok-patok di lapangan, oleh PT.Inco dilakukan oleh tim survey
- b. Pembuatan jalan dengan menggunakan dozer menuju titik patok yang telah dibuat dan pembuatan landasan/pad.
- c. Mobile drill menempati posisi siap bor pada titik bor tersebut (kedudukan mobile drill diusahakan horizontal, dan kedudukan pipa vertikal)
- d. Untuk pemasok air digunakan Water truck, pada kondisi sulit air perlu penanganan khusus.
- e. Lakukan pemeriksaan alat, safety sesuai prosedur yang berlaku.
- f. *Driller* mengisi keterangan-keterangan yang ada dalam *Core Loss Form* yang meliputi tanggal dimulainya pemboran, nomor *hole*, nomor *sheet*, *deposite* (nama tempat pengeboran), serta *crew* yang memulai pengeboran.

- g. Melakukan pengeboran sebaik mungkin agar dapat mengurangi terjadinya *core loss* (kehilangan sampel)
- h. Sampel diambil permeter
- i. Semua sampel yang terambil dari meteran awal hingga akhir dimasukkan kedalam core box dan tiap-tiap meter tersebut diberi keterangan berdasarkan meteran berapa material tersebut terambil.
- j. Jika terjadi kehilangan sampel (loss) diberi keterangan pada *Core Loss Form* dengan cara memberi tanda silang sesuai dengan posisi terjadinya loss.
- k. Biasanya pada lapisan yang diperkirakan merupakan Medium Grade Limonite (MGL), apabila dilakukan pengeboran satu meter, material yang terambil lebih dari satu meter, disebabkan oleh sifat material tersebut yang mengembang. Sampel yang lebih tersebut ditumpuk di atas core box sesuai dengan meteran berapa diambil.
- l. Pengeboran dihentikan apabila telah menembus batuan yang merupakan *bed rock* sedalam 2 – 3 meter. Pengeboran juga dapat dihentikan apabila telah melampaui kedalaman 40 meter meskipun belum mendapatkan *bed rock*.

Driller memberi keterangan *Finish* pada meteran terakhir dari *Core Loss Form*, serta menuliskan keterangan *crew* yang menyelesaikan pengeboran.

Coring yang terambil berada dalam *inner tube* yang diangkat dan dikeluarkan dengan menggunakan tekanan air, panjang sampel yang biasanya terambil 1 (satu) meter (Gambar 4.6).

Keunggulan dari sistem bor ini adalah mampu menembus batuan atau material keras serta kemungkinan terjadinya dilusi sangat kecil. Kelemahannya

adalah waktu yang diperlukan lebih lama (Standar Geologis PT.Inco = 5 meter per shift) dan biaya yang dibutuhkan lebih mahal, serta membutuhkan air dalam pengeboran.



Gambar 4.6 Sampel core

4.2.7 Test Pit

Tespit pertama yang terdalam digunakan di Indonesia dilakukan oleh Van Bemmelen ketika melakukan eksplorasi endapan timah di Pulau Bangka dengan kedalaman lebih kurang lima puluh meter.

Dalam eksplorasi pendahuluan pada endapan logam, tespit digunakan apabila tidak ditemukan batuan dasar. Pekerjaan tes pit memerlukan pengetahuan keteknikan, yaitu menyangkut tentang luasan atau bentuk geometrinya.

Geologis menggunakan test Pit untuk mendapatkan gambaran yang lengkap tentang profil laterite dari suatu daerah. Fungsi yang terpenting adalah mengetahui keberadaan ore dalam fraksi – fraksi yang telah ditetapkan. Artinya pembagian penyebaran ore dalam fraksi akan memudahkan untuk tahapan penambangan.

Beberapa standar perusahaan mempunyai ukuran Test Pit yang dibuat yaitu : 1.25M x 1.50 M, dengan jarak 1.50 m Timur - Barat dan 1.25 m Utara – Selatan. Dalam pembuatan test pit, memerlukan satu tim kerja yang terdiri dari lima tenaga kerja (satu leader) dan dikontrol langsung oleh geologis. Standar kerja pembuatan Test Pit selalu didasarkan atas keselamatan kerja dan jangkauan kedalaman.

Beberapa tahapan yang dilakukan dalam pembuatan tes pit, akan diuraikan sebagai berikut :

- A. Lokasi Tes pit
- B. Pemasangan Kakitiga Penyangga
- C. Teknik Penggalian dan Pemasangan dinding
- D. Pengambilan data (record data)
- E. Sampling dan penomoran
- F. Selesainya pit

A. Lokasi Tes pit

Sebelum kelapangan lokasi tes pit telah ditentukan oleh geologis kemudian dilanjutkan di lapangan oleh petugas PT Inco yang berwenang. Di lapangan no lokasi (no sheet) harus disertakan dalam laporan dan sesuai dengan nomor bendera survey. Lokasi tes pit dibersihkan dari benda-benda berbahaya dan dapat mengganggu jalannya pembuatan dan pengambilan data.

B. Pemasangan Kakitiga Penyangga

Kakitiga penyangga dapat terbuat dari besi atau kayu yang ketiga sisinya diberi penghalang tapi diberi sedikit ruang untuk lintasan barang atau pun keluar masuknya *leader*. Perlengkapan seluruhnya setiap personal memiliki helm pengaman, sabuk pengaman, sarung tangan, masker, keranjang, sample tiket, kantong sample, tali tambang dan katrol (Gambar 4.7).



Gambar 4.7 Pengambilan sampel dengan metode tespit (foto pribadi)

C. Teknik Penggalian dan Pemasangan Dinding

Untuk menghindari terjadinya longsor, dinding papan harus dipasang setelah penggalian belum melebihi 2,5 meter.

D. Pengambilan Data (Record Data)

Pemisahan antara Overburden (limonit) dan ore (saprolit) harus betul-betul sesuai dengan data lapangan. Geologis menggunakan prosedur yang langsung berhubungan klasifikasi penambangan sehingga memerlukan tanggung jawab yang besar dalam hal penanganan sample (Gambar 4.8).

Beberapa prosedur yang dilakukan dan bersifat matematis dalam penggolongan sample adalah sebagai berikut :

1. Penggalian dilakukan meter per meter
2. Setiap selesai 1 meter penggalian informasikan ke Geologist atau asisten geologis.
3. Pengambilan material dengan mempergunakan keranjang
4. Sampel yang diambil tiap meter dipreparasi
5. Setiap sampel yang akan dikirim ke Trommel harus diberi label baik di dalam maupun diluar kantong . Pemberian label meliputi No Pit/kedalaman,/jenis material (ob,-6,+6)/ nomor dari jumlah karung/ total berat (kg). Contoh : Pit no 111012 / 5 – 6 m/ ob / 1 – 2kr / 100 kg. Label di dalam karung harus dikover plastik sehingga nomor tidak hilang dan mudah diidentifikasi oleh penerima sampel

6. Pit dinyatakan finish, setelah ada persetujuan Geologist atau yang diberi wewenang
7. Setelah Pit dinyatakan Finish, ambil kira-kira seberat 2-3 Kg batuan dasar pit untuk dijadikan sample bottom dan dikoleksi di sample house (Oleh sift koordinator).

Dalam preparasi sampel, terdapat perbedaan perlakuan untuk daerah yang merupakan over burden dan daerah saprolite. Untuk daerah over burden dilakukan preparasi dengan prosedur sebagai berikut:

- a. Volume tiap keranjang yang keempat ditimbang untuk mewakili berat keranjang pertama sampai keranjang keempat.
- b. Tiap keranjang diambil sample sebanyak 0.25 Kg (Kira-kira 1/8 keranjang), dikumpulkan lalu kwartir, dengan menghasilkan 2 Kg untuk sample kadar dan 2 Kg untuk sample H₂O.
- c. Sampel dibawa ke sample house untuk di preparasi (administrasi sampel)

Untuk daerah saprolite, material yang mempunyai ukuran +6” dilakukan preparasi dengan prosedur sebagai berikut:

- a. Volume tiap keranjang ditimbang
- b. Identifikasi material +6 yang ada apakah batu tersebut akan pecah menjadi fraksi -6 atau tetap sebagai +6 -18 (tingkat kerapuhan atau kekompakkannya)
- c. Timbang seluruh berat fraksi +6 setiap meternya.

- d. Sampel seberat 300 – 350 kg yang mewakili dibawa ke trommel untuk preparasi selanjutnya. Menghasilkan 2 kg sample kadar dan 2 kg sample H₂O.
- e. Prosedur diatas dilakukan setiap meter penggalian.

Sedangkan untuk material yang mempunyai ukuran -6, -3, -1, dipreparasi dengan langkah-langkah sebagai berikut:

1. Material -6” di dalam tiap meter penggalian ditimbang dan dikumpulkan terpisah dengan “ material +6
2. Material -6” di kwartir hingga kira-kira tinggal 1/8 bagian dan kirim ke trommel.
3. Tiap meter Saprolite beratnya diperkirakan 2600 Kg.
4. (1/8 x 2600 Kg = 325 Kg untuk di trommel)
5. Hasil trommel - 6”, - 3”, - 1”
6. Material - 6” di Crusher dan di Kwartir, sampai menghasilkan 2 Kg sample kadar dan 2 Kg sample H₂O.
7. Material - 3” di Crusher dan di Kwartir, sampai menghasilkan 2 Kg sample kadar dan 2 Kg sample H₂O.
8. Material - 1” di Crusher dan di Kwartir, sampai menghasilkan 2 Kg Sample kadar dan 2 Kg sample H₂O.

Profil pit yang sempurna adalah bila pit sudah lengkap sampai bedrock (batuan dasar) dimana material halus sudah tidak ada (sedikit) dan dominan material +6.

Catatan : *Water problem* sering menjadi hambatan dalam proses pengambilan sample, oleh sebab itu geologis selalu mengontrol jalannya kemajuan testpit.



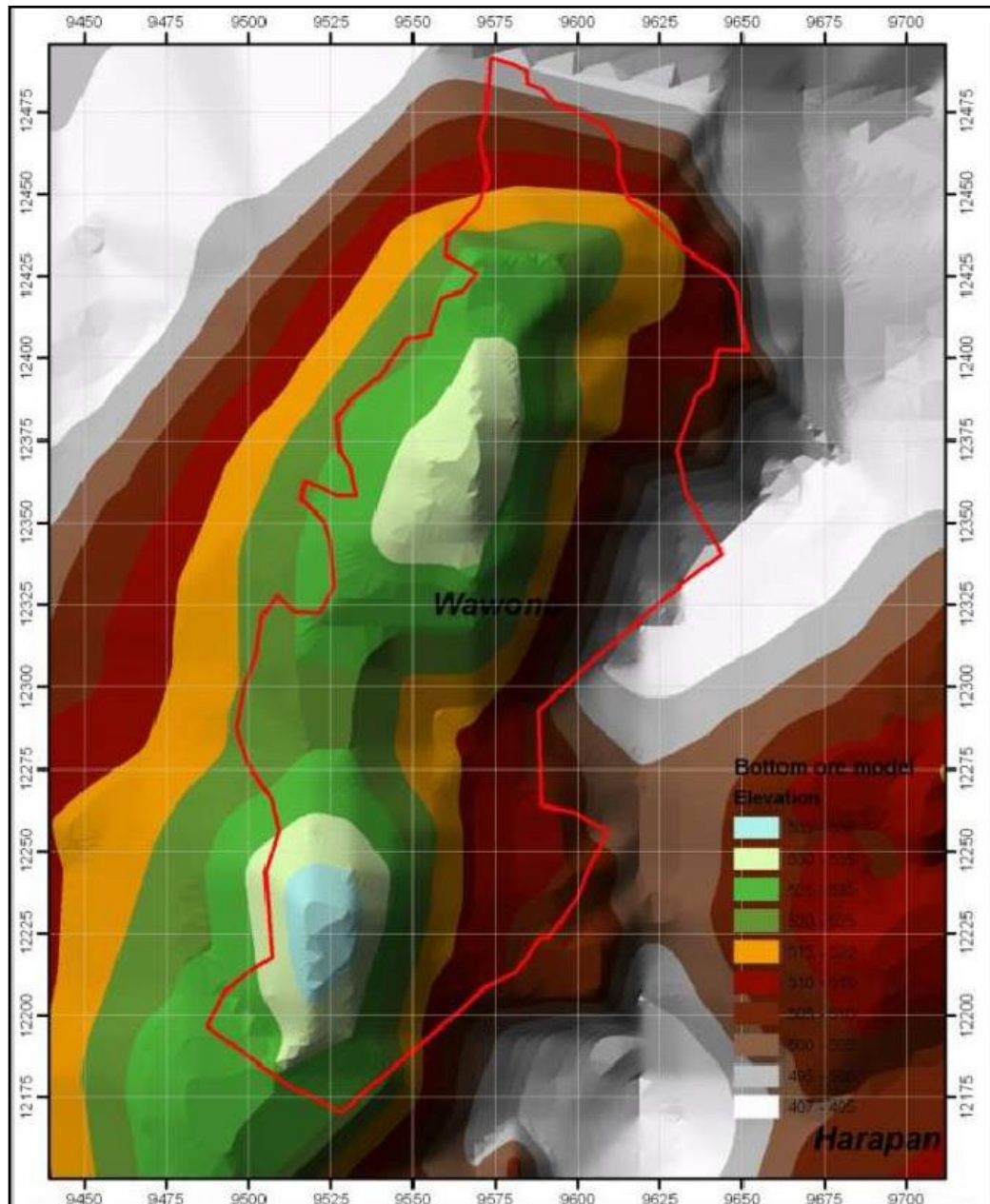
Gambar 4.8 Preparasi sampel (foto pribadi)

4.2.8 Geological Mapping

Bagian ini mempunyai tujuan memetakan singkapan-singkapan batuan pada suatu daerah termasuk daerah purna tambang, untuk memberikan batas-batas pada peta tentang sumber nikel dan cadangan ore (Gambar 4.9).

Peta geologi yang dibuat mencakup batas-batas batuan antara East Block dengan West Block, serta memetakan unsur-unsur struktur sebagai hasil dari interpretasi foto udara maupun tinjauan langsung di lapangan.

Peranan dalam pemetaan geologi adalah untuk menghubungkan penggunaan peta geologi dalam pemodelan *ore body*.



Gambar 4.9 Hasil pemetaan bijih laterit (foto pribadi)

4.2.9 Sample House

Sample House ini merupakan tempat penyimpanan *pulp inventory* dari Proctech dan tempat untuk mempersiapkan sampel coring, auger, dan test pit sebelum dianalisa di Proctech (Gambar 4.10).

A. Penanganan Sampel Laterit

Tugas utama dari Sample House ini adalah:

- a. Mencek ulang serta melakukan pendataan sample auger drill dan test pit .
Hal ini berguna untuk mengantisipasi kemungkinan kehilangan sampel.
- b. Melakukan preparasi terhadap sampel coring drill
- c. Melakukan preparasi sampel silika
- d. Menyimpan secara teratur pulp dari Proctech, agar mempermudah dalam analisa ulang jika sewaktu-waktu dibutuhkan.

Prosedur dalam preparasi sampel coring adalah sebagai berikut:

- a. Pastikan bahwa sampel coring dalam core box lengkap sesuai dengan urutannya per meter dalam satu hole
- b. Catat No. Hole, No. Sheet, Deposite, serta tgl preparasi pada Form Penulisan Data Coring.
- c. Sample dipreparasi *meter by meter* atau *by geology* yang telah ditentukan oleh geologis setelah logging (pendeskripsian). Preparasi tidak boleh melebihi 1 meter.
- d. Pada setiap batas-batas preparasi yang telah ditentukan tersebut, dilakukan preparasi atau pemisahan sampel berdasarkan fraksi-fraksinya.

- e. Pisahkan fraksi dengan menggunakan saringan yang berukuran -1", +1"-2" , +2" -6", dan +6" untuk sampel yang berasal dari East Block. Sedangkan untuk West Block fraksi yang dipisahkan hanya -1" dan +1".
- f. Timbang berat masing-masing fraksi dari sampel.
- g. Sampel fraksi -1" diaduk hingga terdistribusi merata dan dilakukan kwartir hingga diperoleh sampel sekurang-kurangnya 200 gram untuk dianalisa Pulp dan 200 gram H₂O (masing-masing dimasukkan ke dalam *sample bag* dan diberi nomor).
- h. Sebelum hasil preparasi sampel dibawa ke Proctech, terlebih dahulu dibuatkan daftar pengiriman sampel sebagai bukti pengiriman.
- i. Di laboratorium Proctech kembali dilakukan pengecekan sampel berdasarkan daftar pengiriman sampel yang telah dibuat tadi.



Gambar 4.10 Sampel house (foto pribadi)

B. Penanganan Sampel Silika

Penanganan khusus untuk sampel silika, preparasinya dilakukan dengan cara, sebagai berikut :

- a. Pengeringan sampel melalui pemanasan selama kurang lebih 30 menit
- b. Sampel dipisahkan berdasarkan fraksi permeter. Fraksi yang dipakai adalah $+ \frac{3}{4}$ ", $-\frac{3}{4}$ " +10 mesh, dan -10 mesh, kemudian ditimbang
- c. Masing-masing sampel yang telah dipreparasi dimasukkan ke dalam *sample bag* dan diberi nomor
- d. Buat daftar pengiriman seperti pada sampel coring dan pengecekan kembali di Proctech sebelum dianalisa di laboratorium

Selain melakukan eksplorasi untuk mendapatkan data-data mengenai endapan nikel di Sorowako, bagian Eksplorasi juga mempunyai tugas untuk mencari endapan silika yang dibutuhkan oleh pabrik. Pada proses produksi di pabrik, silika digunakan dalam proses pemurnian di dalam converter. Untuk meningkatkan kadar nikel menjadi 78% – 80%, dilakukan pengikatan besi (Fe) dengan menggunakan silika flux di dalam converter tersebut.

Salah satu cara untuk mendapatkan data detail tentang endapan silika baik mengenai letak, bentuk, ukuran, kadar rata-rata dan jumlah cadangan dari endapan tersebut, maka dilakukan pemboran pada daerah yang menunjukkan adanya ciri-ciri mineral tersebut, juga dilakukan pemetaan terhadap *out crop* endapan silika (rijang). Penyediaan daerah potensial lain harus sudah ada sebelum expose silika yang sementara ditambang habis.

Sebagai langkah konkrit dari perencanaan yang sudah ada maka dilakukan tahap eksplorasi detail dengan sistem grid di beberapa daerah dengan interval pengemabilan sampel adalah 100 meter.

Sumber silika yang dibutuhkan adalah berasal dari jenis batuan rijang dan metamorf (sekis). Standar kandungan silika dari batuan tersebut yang potensial ditambang adalah 70%. Total kedalaman setiap titik pemboran bervariasi dari 30 meter hingga 65 meter.



Gambar 4.10 Singkapan silika, lokasi Sorowako (foto pribadi)

4.2.10 Processing Data

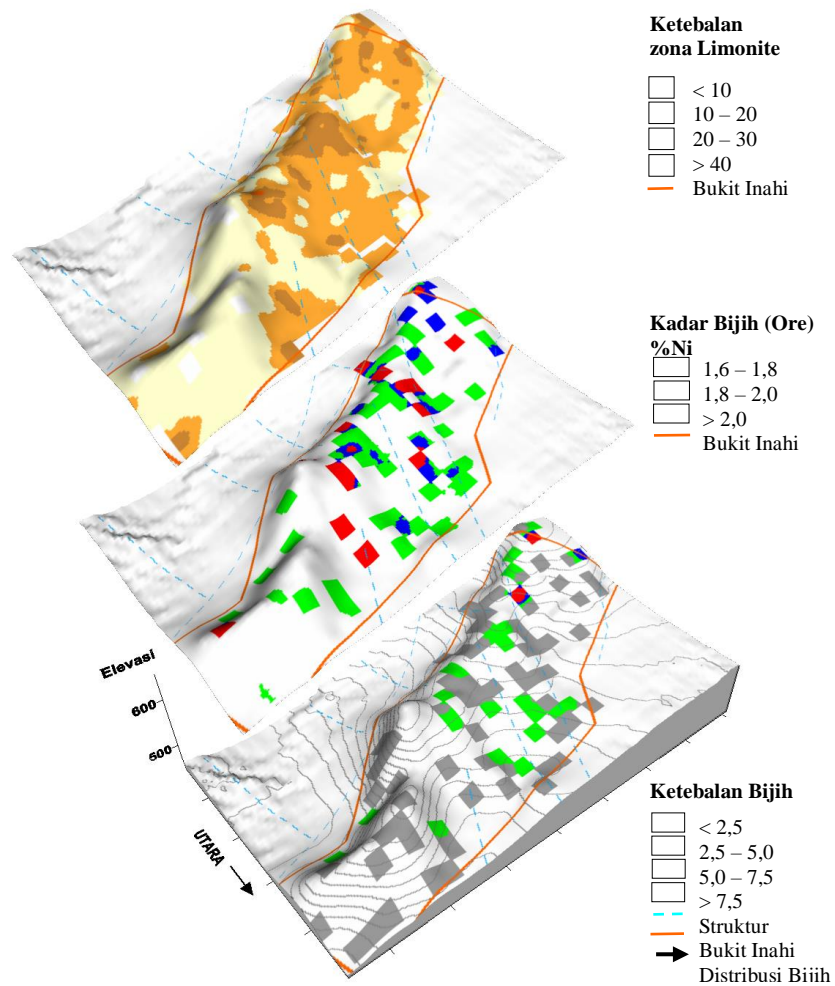
Penamaan setiap lubang bor dan kedalaman pemboran selalu berbeda dan terus berlanjut (Gambar 4.11). Hal ini berfungsi dalam pengolahan/processing data untuk membedakan keadaan kandungan nikel daerah yang satu dengan yang lainnya. Data processing mendapatkan input data dari :

1. Tim Survey (data koordinat X, Y, dan elevasi)
2. Laboratorium Proc-tech berupa data hasil assay yaitu kandungan Ni, Co, Fe, SiO₂, dan MgO.
3. Data lapangan dari kru pemboran yang telah dicek ulang oleh tim dari sample house berupa No. Hole, meter kedalaman, jumlah sampel dan grid titik bor.

Ketiga data tersebut oleh data processing diolah dengan program IBD dengan output berupa data MX sementara. Data sementara yang berasal dari pemrosesan data dicek ulang oleh tim validasi, terutama mengenai keakuratan data tersebut. Data yang divalidasi meliputi (Gambar 4.11):

1. Assay data (kandungan Ni, Co, Fe, SiO₂, dan MgO). Validasi dilakukan terutama jika muncul angka yang terlalu janggal. Sebagai acuan umumnya kandungan Ni<5%, Co<1,5%, Fe<60%, sedangkan SiO₂ dan MgO tidak mempunyai acuan standar. Untuk meyakinkan dilakukan analisa terhadap profile data bor yang mungkin salah. Jika angka tersebut sudah terkoreksi, maka validasi bisa dilakukan dengan cara mengecek jumlah kandungan total semua unsur kimia dengan jumlah total maksimal 95%.

2. Data header, berupa koordinat X, Y, dan Z. Biasanya dengan menggunakan surpac akan diketahui anomali kontur jika terdapat header yang salah, atau menggunakan duplicate points, jika ada kemungkinan salah lokasi.
3. Setelah data tersebut divalidasi, maka data MX tersebut selesai (data final dari tim eksplorasi) selesai dan akan digabung dengan MX yang ada, sehingga dihasilkan MX baru.



Gambar 4.11 Hasil pemutahiran data (Koleksi pribadi)

DAFTAR PUSTAKA

- Ahmad, W., 1972, Laterite Deposit In The South-East Arm Sulawesi, PT. International Nickel Indonesia, Sorowako.(unpublished).
- Ahmad, W., 1977, Geology Along Matano Fault Zone East Sulawesi Indonesia, PT. International Nickel Indonesia, Sorowako. (unpublished)
- Ahmad, W.,2005,Laterites,Fundamental of Chemistry, Mineralogy, Weathering Process and Laterite Formation, PT.Inco Tbk Sorowako (short course)
- Akerman C,2003,Nickel Exploration in Northern Sweden by the Outokumpu Oyj company.In Ripa,M.(ed):Economic Geology Research.Vol.2,2001-2002.Uppsala 2003.Sveriges geologiska undersokning Rapporter och meddelanden 113,pp.55-61.ISBN 91-7158-684-9.
- Anonim,1985,Ophiolite andclassification,
- Albino, G.V. 1995. Iron-And Aluminium-Rich Serpentine And Chlorite From The Boundary Ultramafic Complex Cape Smith Belt,New Quebec. The Canadian Mineralogist. 33 : 559-568.
- Allen.D.E,Seyfried.W.E,2004,Serpentinization and Heat generation : Constraints From Lost City and Rainbow Hydrothermal System,,Geochemica et Cosmochimica Acta,vol.68,no.6,pp.1347-1354,Elsevier USA
- Andreani.M,et al,2006,Dynamic Control on Serpentine Crystallization in Veins:Constraints on Hydration Processes in Oceanic Peridotites,ECORD (European Consortium for Ocean Drilling) Bulletin Postdoc Fellowship,France
- Blackman, D.K. et al. 2006. Methods. Scientists Proceedings of the Intergrated Ocean Drilling Program. 304/305 : 1-66.
- Barnard and Harju, 1972. Guatemala Special Pitting Program, Status Report for 1972. Inco – Exmibal Internal Report.
- Barnes, et al. 1978. Present day serpentinization in New Caledonia, Oman, and Yugoslavia, Geochim. Cosmochim. Acta. 42 : 144-145.
- Bergman, S.C., Coffield, D.Q., Talbot, J.P., Garrard, R.A., 1996,Tertiary tectonic and magmatic evolution of western Sulawesiand the Makassar Strait, Indonesia: evidence for a Miocene, continent–continent collision. In: Hall,

- R., Blundell, D. Eds. , Tectonic Evolution of Southeast Asia, Vol. 106. Geological Society Special Publications, pp. 391–429.
- Bergman, S. C., Coffield, D. Q., Talbot, J.P. & Garrard, R. J. 1996. Tertiary tectonic and magmatic evolution of Western Sulawesi and the Makassar Strait, Indonesia: Evidence for a Miocene continent–continent collision. In: Hall, R. & Blundell, D.J. (eds) Tectonic Evolution of SE Asia. Geological Society, London, Special Publications, 106, 391–430
- Boldt. 1967. Laterite Deposits. McFarlane Publish.
- Bostock, M.G. et al. 2002. An Inverted Continental Moho and Serpentinization of the Forearc Mantle. Department Geological Sciences. Brown University. Providence. Rhode Island 02912. USA. *Natur.* 417 : 536-538.
- Brand, N.W., Butt, C.R.M., Hellsten, K.J., 1996., Structural and Lithological Controls in the Formation of the Cawse Nickel Laterite Deposits, Western Australia-Implications for Supergene Ore Formation and Exploration in Deeply Weathered Terrains, Kalgoorlie. p.185 – 190.
- Brown GM, Wager LR, 1967, Layered Igneous Rock, Oliver and Boyd Ltd, Edinburgh
- Burger, A.A. 1996. Origins and Characteristics of Lateritic Nickel Deposits. Burger Geological Services: 179-183.
- Butt, C.R.M., et al . 2003. Nickel Laterites : A Review, Society of Economic Geologists. Australia. 54 : 10-16.
- Butt, C.R.M., et al. 1996. Structural and Lithological Controls in the Formation of the Cawse Nickel Laterite Deposits, Western Australia-Implications for Supergene Ore Formation and Exploration in Deeply Weathered Terrains. Nickel Conference. Kalgoorlie: 185-190.
- Cagatay, A. et al. 1981. The Mineralogy of Caldag (Manisa-Turgutlu) Lateritic Iron Nickel-Cobalt Deposit. (unpublished).
- Cerny. 1968. Comments on Serpentinization and Related Metasomatism, *The American Mineralogist.* 53 : 174 – 192.
- Chevalier P, 2005a, Platinum Group Metals in Canadian Minerals yearbook-review outlook: Ottawa, Ontario, Canada, Natural Resources Canada
- Clair Duchesne, J et al, 2004, Petrogenesis of the Kabanga-Musongati Layered Mafic-Ultramafic Intrusions in Burundi (Kibaran Belt): Geochemical, Sr-Nd Isotopic Constraints and Cr-Ni Behaviour, *Journal of African Earth Sciences*, 39(2004) p.133-145

- Coleman, R.G., Keith, T.E. 1970. A Chemical Study of Serpentinization—Burro Mountain, California, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, U.S.A. *Canadian Mineralogist*. 27 : 483-493.
- Colin, F., et al. 1990. Lateritic Weathering of Pyroxenites at Niquelandia, Goias, Brazil: The Supergene Behavior of Nickel, *Economic Geology*. 85 : 1010-1023.
- Chen, T.T., Dutrizoc, J.E., Krause, E., Osborne, R. 2006. Mineralogical Characterization of Nickel Laterites From New Caledonia and Indonesia. Inco Technical Services Limited, Mississauga, Ontario.
- Coats, C.J., Buchan. 1979. Petrology of Serpentinized Metamorphic Olivine, Bird River Sill, Manitoba, *Canadian Mineralogist*. Vol. 17 : 847-855.
- Cornelius M, E.S. Raymond, Cox, A.J., 2001, Laterite Geochemistry of Regional Exploration Surveys—A Review, and Sampling Strategies, CRC LEME, c/o CSIRO Exploration and Mining, Private Bag 5, Wembley 6913, Western Australia (e-mail : m.cornelius@per.dem.csiro.au)
- Cressey, B.A. 1974. Electron microscopy of serpentine textures, *Canad. Miner.*, v. 17 : 741-756.
- Darijanto, T. 1992. Lateral Distribution of Laterite Overlying Ultramafite at Gebe/Moluccas. Workshop on application of Geostatistics in Mining Industry. Bandung.: 1-25.
- Dilek, Y., 1998, Structure and tectonics of intermediate-spread oceanic crust drilled at DSDP/ODP Sites 504B–896A, Costa Rica Rift, in Cramp, A., McLeod, C.J., Lee, S.V., and Jones, E.J.W., eds., *Geological Evolution of Ocean Basins: Results from the Ocean Drilling Program: Geological Society of London Special Publ.*
- Delvigne, J. et al. 1979. Olivines Their Pseudomorphs and Secondary Products, *Pedology XXIX*. Australia. 3 : p. 247-309.
- Deer, W.A., et al. 1995. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Logman Group Ltd. Printed in China.
- Doyle, C., 2002, The Loi Vs Sm Diagram And Its Use In the Processing Of Soroako Eb Coarse Fraction, (Memorandum, Intern Report), PT. International Nickel Indonesia, Sorowako.
- Dungan, M. A. 1979a. A Microprobe Study of Antigorite and Some Serpentine Pseudomorphs. *Canad. Miner.* 17 : 771-784.
- Dungan, M. A. 1979b. Bastite pseudomorphs after orthopyroxene, clinopyroxene and tremolite. *Canad. Miner.* 17 : 729-740

- Dmitriev, L.V., et al. 1974. The Serpentinization Of The Oceanic Mantle Peridotites and The Earth Fluid Regime. Verdnadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry.R.A.S.(idmitr@geokhi.ru diakses 20 desember 2006).
- Ehlers, G. Ernest dan Blatt, H., 1980, Petrology Igneous, Sedimentary, and Metamorphic., W. H. Freeman and Company, San Fransisco.
- Elias, M. 2002. Nickel Laterit Deposit - Geological Overview, Resources, And Exploitation. Centre for Ore Deposit Research. University of Tasmania. Australia : 205-220.
- Emsbo, P., Hofstra, A.H., Lauha, E.A., Griffin, G.L., and Hutchinson, R.W., 2003, Origin of High-Grade Ore, Source of Ore Fluid Components, and Genesis of the Meikle and Neighboring Carlin-Type Deposits, Northern Carlin Trend, Nevada. EG 98(6): 1069
- Filippidis, A. 1982. Experimental Study of The Serpentinization of Mg-Fe-Ni Olivine in the Presence of Sulfur. Canadian Mineralogist. 20 : 567-574.
- Fisher W.L,Dutton, 1980. Delta systems in the exploration for oil and gas; Texas Bur. Econ. Geol. Spec. Publ., 212 p.
- Frost, B.R. 1975. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall at Paddy-Go-Easy pass. central Cascades, Washington, J. Petrol. 16 : 272-313.
- Fontana, 2006, Platinum Metals Reverse, v.50,p.134-142
- Gass, I.G., 1990, Ophiolites and oceanic lithosphere, in Malpas , J., Moores, E.M., Panayiotou, A, and Xenophontos, C., eds., Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of the Symposium "Troodos 1987": Nicosia, Cyprus, The Geological Survey Department,
- Gleeson.S.A ,Butt,CRM.,Elias.M,2003,Nickel Laterites : A Review,Society of Economic Geologists,Number 54,Australia.pp.10-16
- Golightly. 1979. Nickeliferous Laterites : A General Description, PT. International Nickel Indonesia. Sorowako.
- Golightly, J.P. 1981. Nickeliferous Laterite Deposits. Economic Geology, 75th Anniversary.
- Golightly JP,Aranbica,1979,The Chemical and Infrared Spectrum of Nickel and Iron-Suntituted Serpentine from a Nickeliferous Laterite Profile,Soroako Indonesia,Canadian Minerals

- Gleeson, SA., Butt, C.R.M, Elias, M., 2003, Nickel Laterites. A Review: SEG Newsletter, July 2003, no. 54, p. 1, 12–18
- Greensmith, T. 1994. Southern Cyprus. Geologists' Association Guide, 50: 1-146
- Haldar S,2016,Platinum-Nickel-Chromium Deposits Geology, Exploration and Reserve Base,Scidirect
- Gulbert JM,Park CF,1986,The Geogy of Ore Deposits,W.H Freeman&Co
- Hamilton, W., 1979. Tectonics of the Indonesian Region, Washington,USGS.
- Harbi,et al,2006,Geology and Geochemistry of Jabal Ghadarah Ophiolitic Melange,Zalim Quadrangle Central Saudi Arabia,JKAU,Earth Science,vol.17,pp.117-153
- Hall, A. 1989. Igneous Petrology. Longman Scientific & Technical. 2nd impression. ISBN 0-582-30174-2. Printed in Singapore : 477-531.
- Hattori.K.H,Gullot.S,2007,Gechemical Character of Serpentinites Associated High-To Ultra-Pressure Metamorphic Rocks in The Alps,Cuba, and The Himayalas:Recycling of Elements in Subduction Zones,Geochemistry Geophysics Geosystem,Geochemical Society,vol.8,no.9,ISSN:1525-2027
- Hall.R.,Wilson,M.E.J,2000, Neogene Sutures in Eastern Indonesia,Journal of Asian Earth Sciences 18.Pergamon.p.781-808
- Herzberg, C. 1995. Phase Equilibria of Common Rocks in the Crust and Mantle, Rocks Physics and Phase Relations. A Hanbook of Physical Constants. AGU Reference Shelf 3. American Geophysical Union : 166-177.
- Hess,HH,2002, History of ocean basins,in Engel,A.E.J., James,H.L.,and Leonard,B.F.[eds.J, PetrologicStudies: A Volume to Honor A.F Buddington,Geological Society of America,NewYork,p.599-620.
- Hall A,1989,Ammonium in spilitized basalt of southwest England and its implication for recycling nitrogen : Geochemical Journal v.23.
- (<http://www.atlas-hornin.sk/en/record/54/komatiite>)
- (<https://www.pinterest.com/pin/385480049340877552/>)
- (<https://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/komatiite.php>)

- Hutchison, 1975, Ophiolite in Southeast Asia, *GSA Bulletin* (1975) 86 (6): 797-806.
- Ian West & Joanna West, 2007, *Geology of the Wessex Coast (including the Dorset Coast - Jurassic Coast - the Isle of Wight, - part of East Devon)*, Faculty of Natural and Environmental Sciences, Southampton University,
- Ikin, N.P., Harmon, R.S. 1983. Mineralogy and Petrology of the Highland Border Suite Serpentinites. *Mineralogical Magazine*. 47 : 301-310.
- Irifune, T., Kuroda, K., Funamori, N., Uchida, T., Takehito, Y., Inoue, T., and Miyajima, N. 1996. Amorphization of serpentine at high pressure and high temperature. *Science*. 272 : 1468-1470.
- Ishimaru, S., Arai, S., 2007, New Behaviour of Ni in the Mantle Wedge Deduced From High-Ni Olivine in a Peridotite Xenolith From Avacha Colcano, the Kamchatka Arc, *Geophysical Research Abstract*, Vol.9, European Geoscience Union.
- Ishiwatari, 2003, Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis, Wiley Online Library
- Jenner, G.A., Green, D.H. 1983. Equilibria in the Mg-rich Part of the Pyroxene Quadrilateral, *Mineralogical Magazine*. 47 : 153-160.
- Kadarusman, A., et al. 2004. Petrology, Geochemistry and Paleogeographic Reconstruction of the East Sulawesi Ophiolite, Indonesia. *Tectonophysics*. Elsevier : 55-83.
- Kadarusman, A., Parkinson, C.D., 2000, Petrology and P-T Evolution of Garnet from Central Sulawesi, Indonesia, *Journal Metamorphic Geology*, p.193-209
- Kadarusman, A., Miyashita, S., Maruyama, S. dan Ishikawa, A., 2005, The East Sulawesi Ophiolite: The Accreted Cretaceous Huge Ophiolite Massif Formed by Southwest Pacific Superplume, *Tectonophysics*, Elsevier B.V. available online at www.sciencedirect.com
- Krauskopf KB, Bird DK, 1995, *Introduction to Geochemistry* (3d ed), McGraw-Hill Inc. NY
- King, R.L., et al, 2003, Constrain on the Petrologic Structure of the Subduction Zone Slab-Mantle Interface Franciscan Complex Exotic Ultramafic Blocks, *Geological Society of America (GA+SA) Bulletin*, Vol.115, [contact editing@geosociety.org](mailto:contact_editing@geosociety.org), no.9. p.1097-1109

- Kusky TM,2004, Precambrian Ophiolites and Related Rocks,Sciencedirect v.13,p1-748
- Lehtinen MJ,2015, Industrial Minerals and Rocks, Mineral Deposits of Finland, Sciencedirect
- Levinson,A.A,1974. Introduction Exploration Geochemistry,Calgary.
- Lewis, J.F., et al. 2006. Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation,Geological acta.4.issue 1 and 2.
- Manceau.A.,Calas.G.,1985,Heteregenous Distribution of Nickel Silicates fro, New caledonia Ore Deposits,America Mineralogist,vol.70.p.549-558
- Marlina Elburg , Foden John, 1998, Sources for magmatism in Central Sulawesi: geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. Department of Geology and Geophysics, Uniĕrsity of Adelaide, Adelaide SA 5005, Australia
- Maulana A, Sanematsu K, Sakakibara M,2016, An Overview on the Possibility of Scandium and REE Occurrence in Sulawesi, Indonesia Indonesian Journal on Geoscience Vol. 3 No. 2 August 2016: 139-147
- Manning, C.E., 2004. The Chemistry of Subduction-Zone Fluids. Earth and Planetary Science Lette. Elsevier-EPSL Frontiers : 1-16.
- Melcher, F., et al. 2002. Petrogenesis and Geotectonics Setting of Ultramafic Rocks in the Eastern Alps: Constrain from geochemistry. Elsevier Science BV,Lithos 65 : 69-112.
- Mellini, M. 1986. Chrysotile and polygonal serpentine from the Balangero serpentinite, Mineralogical Magazine. 50 : 301-305.
- Metcalf and Shervais,2008,Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum, Special Paper of the Geological Society of America 438:191-222
- Milsom.J,2000,Stratigraphic Constrain on Suture Models for Eastern Indonesia, Journal of Asian Earth Sciences 18,Elsevier Science Ltd.p.761-779
- Milsom.J,2001,Subduction in Eastern Indonesia:How Many Slabs ?, Tectonophysics 338,Elsevier Science B.V.p.167-178
- Miyashiro, A., et al. 1969. Composition and Origin of Serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° dan 30° North Latitude,Contr.Mineral and Petro. 23 : 117-127.

- Moeskops, P.G. 1977. Serpentine Minerals from Two Areas of the Western Australian Nickel Belt. *Mineralogical magazine*. 41 : 313-322.
- Morandi, N., Felice, G. 1979. Serpentine Minerals from Veins in Serpentinite Rocks. *Mineralogical magazine*. 43 : 135-40.
- Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R.C. & Cotten, J. 1995. Back-arc basin origin for the East Sulawesi Ophiolite (eastern Indonesia). *Geology*, 23, 851–854.
- Moores, 2002, Pre-1 Ga (pre-Rodinian) ophiolites: Their tectonic and environmental implications, *GSA Bulletin* (2002) 114 (1): 80-95
- Mumpton, F.A., Thompson, S.C. 1968. The Stability of Brucite in The Weathering Zone of The New Idria Serpentinite. 250 Fourteenth National Conference on Clay and Clay Minerals. Utah.
- Melcher, F., Grum, W. & Stumpf, E. F., (1996). Ophiolitic–podiform chromite giants in the southern Urals: implications from geo-chemistry and the role of fluids. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 28, A92–A93.
- Nelson, S.A. 2004. *Mineral Stability and Phase Diagrams*. EENS 211, Tulane University. (www.sciencedirect.com, diakses, 6 Februari 2008).
- O’Hanley, D., et al. 1988. The Stability of Lizardite and Chrysotile. *Canadian Mineralogist*. 27 : 483-493.
- O’Hanley, D.S. 1993. Fault-Related Phenomena Associated with Hydration and Serpentine Recrystallization During Serpentinization. *Canad. Miner.* 29 : 21-35.
- O’Hanley, D., Offler, R. 1992. Characterization of Multiple Serpentinization Wodseef, New South Wales, *Canadian Mineralogist*. 30 : 1113-1126.
- Osborne, R.C. 1981, Report of the Work. Inco Ltd. Toronto. Canada (unpublished).
- Osborne, R.C., Waraspati, D, 1986, Applied Mine Geology At PT. INCO Soroako South Sulawesi Indonesia. PT. INCO Soroako. (unpublished).
- Parianos, J.M., Rivers, C.J. 1996. Geology and Mineralogy of the Brolga Laterite Deposit, Central Queensland. QNI Limited, Level 8, Waterfront Place, Brisbane. 63-68.

- Parkinson, C. 1998. An outline of the petrology, structure and age of the Pompango Schist complex of central Sulawesi, Indonesia. *Island Arc*, 7, 231–245.
- Parkinson, C. D., Miyazaki, K., Wakita, K., Barber, A. J. & Carswell, D. A. 1998. An overview and tectonic synthesis of the pre-Tertiary very- high-pressure metamorphic and associated rocks of Java, Sulawesi and Kalimantan, Indonesia. *Island Arc*, 7, 184–200.
- Peck, D.C dan Theyer, 1998, PGE-Copper-Nickel Potential of Mafic-Ultramafic Intrusions in the Bird River Greenstone Belt (Parts of NTS 52L), in Manitoba Energy and Mines, Geological Services, Report of Activities, p.151-160
- Pearce JA, Alabaster T, Shelton WA, 1981, The Oman ophiolite as a Cretaceous arc–basin complex: evidence and implications *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300, pp. 299–300
- Pelletier. 1996. Serpentine in Nickel Silicate Ore from New Caledonia. *Nickel Conference*. 197-205.
- Prichard, H. M. 1979. A Petrographic Study of the Process of Serpentinization in Ophiolites and the Oceanic Crust, *Contrib. Miner. Petrol.* 68 : 231-241.
- Polat Ali, et al, 2005, Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.22-2.50 Ga) Volcanic and Ophiolitic Rocks in the Wutaishan Greenstone Belt, Central Orogenic Belt, North China Craton: Implications Setting and Continental Growth, *Geological Society of America, GSA Bulletin*, v.117, p.1387-1399.
- Polve, M., Maury, R.C., Bellon, H., Rangin, C., Priadi, B., Yuwono, S., Joron, J.L., Soeria Atmadja, R., 1997. Magmatic evolution of Sulawesi: constraints on the Cenozoic geodynamic history of the Sundaland active margin. *Tectonophysics* 272, 69–92.
- Priadi, B., Polve, M., Maury, R.C., Bellon, H., Soeria-Atmadja, R., Joron, J.L., Cotten, J., 1994. Tertiary and Quaternary magmatism in Central Sulawesi: chronological and petrological constraints. *J. Southeast Asian Earth Sci.* 9, 81–93. Special Issue, pp. 95–116.
- Ringwood, A. E., 1975, *Composition And Petrology of The Earth's Mantle*, McGraw- Hill, Inc., The United States Of America.
- Rodgers, K.A, Leach, T.M, 1978, Metasomatism in the Wairere Serpentine, King Country, New Zealand, *Mineralogical magazine*, vol.42, pp.45-62

- Ryan, P.C., Reynolds, J.R. 1997. The Chemical Composition of Serpentine/Chlorite in the Tuscaloosa Formation, United States Gulf Coast : EDX vs. XRD Determinations, Implications for Mineralogic Reactions and the Origin of Anatase. *Clays and Clay Minerals*. 45. no. 3 : 339-352.
- Shervais, J.W., et al. 2005. A Field Study and Chemical Study of Serpentinization-Stonyford, California: Chemical Flux and Mass Balance, *International Geology Review*, V.H. Winston & Sons Inc. 47 : 1-23.
- Shaw, C.S.J., Dingwell, D.B., 2008, Experimental Peridotite-Melt Reaction at One Atmosphere: a Textural and Chemical Study, *Contrib. Mineral Petrol.*, 155:199-214, DOI 10.1007/s00410-007-0237-1
- Schellmann W, 1981, Considerations on the definition and classification of laterites, *researchgate*
- Silver A, Caffrey Mc.Robert., Smith Randal B., 1983, Collision, Rotation and The Initiation Of Subduction in the Evolution Of Sulawesi, Indonesia, *Journal Of Geophysical Research*, Vol.88, No.B11, USA, p.9407-9418
- Spear, F.S. 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Mineralogical Society of America, Washington. D.C, Printed by BookCrafters, Inc. Chelsea. Michigan. USA.
- Steele. M., et al, 1981, Ion Microprobe Technique and Analysis of Olivine and Low-Ca-Pyroxene, *American Mineralogist*, v. 66.p 526-546.
- Smith, D., Roden, M.F., 1981, Geothermometry and Kinetics in a Two-Spinel Peridotite Nodule, Colorado Plateau, *American Mineralogist* vol.66.p.334-345
- Sukanto, R., Simandjuntak, T.O. 1981. Tectonic Relationship Between Geologic Provinces of Western Sulawesi, Eastern Sulawesi and Banggai Sula in the Light of Sedimentological Aspects. Presented to the IVth Geosea Conference in Manila.
- Tonggiroh, A. 2001. Karakteristik Ni-Co pada Endapan Nikel Laterit Sorowako. presentase hasil penelitian Program Coop Inco Tbk – Unhas. Sorowako. (unpublished).
- Tonggiroh, A. 2010. Studi Silika pada laterisasi dan Serpentinisasi Batuan Ultramafik Sorowako, Sulawesi Selatan (Disertasi), Program Pascasarjana FMIPA Universitas Hasanuddin.
- Tonggiroh, A., Jaya A, Irfan UR, 2017, Type of nickel laterization, lasolo fracture and mollase deposits of Southeast Sulawesi, Indonesia, *Eco. Env. & Cons.* 23 (1) : pp. (97-103) Copyright @ EM International ISSN 0971-765X.

- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995), Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*: 268: 858-861.
- Venturelli, G. et al. 1997. Weathering of Ultramafic Rocks and Element Mobility at Mt. Prinzera, Northern Apennines, Italy. *Mineralogical Magazine*. 61 : 765-778.
- Waheed A, 1972, Laterite Deposit In The South-East Arm Sulawesi, PT. International Nickel Indonesia, Sorowako. (unpublished).
- Waheed A, 1977, Geology Along Matano Fault Zone East Sulawesi Indonesia, PT. International Nickel Indonesia, Sorowako. (unpublished)
- Waheed, A. (2008). Nickel Laterites-Fundamentals of Chemistry, Mineralogy Weathering Process, Formation and Exploration, PT.Vale Inco Tbk. Sorowako.
- Waheed, A. (2008). Nickel Laterites-Fundamentals of Chemistry, Mineralogy Weathering Process, Formation and Exploration, PT.Vale Inco Tbk. Sorowako.
- Wells, P.R.A. 1977. Pyroxene Thermometry in Simple and Complex Systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology* : 129-139.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W. 1975. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canadian Mineralogist*. 13 : 227-243.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W. 1977. Serpentinite Textures and Serpentinization. *Canadian Mineralogist*. 15 : 459-488.
- Wicks, F.J. Plant, A.G. 1979. Electron-Microprobe and X-Ray Microbeam Studies of Serpentinite Textures, *Canadian Mineralogist*. 17 : 785-830.
- Wicks, F.J. 1984. Deformation Histories as Recorded By Serpentinites. III Fracture Patterns Developed Prior to Serpentinization, *Canadian Mineralogist*. 22 : 205-209.
- Wicks, F.J. 1986. Lizardite and Its Parent Enstatite: A Study By X-Ray Diffraction and Transmission Electron Microscopy, *Canadian Mineralogist*. 24 : 775-788.
- Wicks, F.J., O'Hanley, F.C. 1988. Serpentine minerals: Structures and petrology. In S.W. Bailey, Ed., *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*, 19, 91-159. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America. Chantilly, Virginia.

Williams, H. F. J., Turner, C. M., Gilbert, 1954, Petrography. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 406 p

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach, ISBN 0 04 552024 0

Xue, Anser Li Zheng. Ty, Aeolus Lee-Cin. 2006. Geochemical Investigation of Serpentinized Oceanic Lithospheric Mantle in the Feather River Ophiolite. California : Implications for the recycling rate of Water By Subduction. Chemical Geology. 235 : 161-185.

Yalcin, H., Bozkaya, 2004, Ultramafic Rock-Hosted-Verisn Sepiolite Occurrences in Turkey Ankara Ophiolitic Melange, Central Anatolia Turkey, Clays and Clay Minerals, v.52.no.2, pp.227-239.

Zingg, A.J. 1993. Continuous Reactions in The MgO-FeO-SiO₂-H₂O Multisystem, The Canadian Mineralogist. 31 : 665-685.

Profil Penulis

Dr. Adi Tonggiroh ST.MT. Menamatkan Sarjana Teknik Geologi pada Departemen Teknik Geologi, Universitas Hasanuddin tahun 1993. Sejak Tahun 1994 – 1998 melakukan penelitian sumberdaya mineral logam di seluruh Provinsi di Indonesia dengan sponsor pemerintah daerah dan beberapa perusahaan asing. Melanjutkan pendidikan Magister Teknologi Ilmu Kebumihan bidang Eksplorasi Sumberdaya Mineral ITB tamat tahun 2000, dan pada tahun yang sama menjadi dosen tetap di Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin. Selanjutnya menamatkan Program Doktor bidang Geokimia Fakultas Mipa Universitas Hasanuddin dan Griffith University Brisbane Australia, Tamat Tahun 2011. Sampai saat ini menjadi Kepala Laboratorium Kimia Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin dan Laboratorium Penelitian Geokimia Lingkungan, aktif melakukan penelitian geokimia mineral, geokimia lingkungan dan geokimia pantai.

