

**DEFORMASI DUCTILE PADA BATUAN DI SEPANJANG ZONA SESAR PALU-KORO
SULAWESI TENGAH, INDONESIA**

*DUCTILE DEFORMATION ROCKS ALONG THE PALU KORO-FAULT ZONE
CENTRAL SULAWESI REGION, INDONESIA*

OBED PATIUNG



**PROGRAM PASCASARJANA
UNIVERSITAS HASANUDDIN
GOWA**

2020



TESIS

**DEFORMASI DUCTILE PADA BATUAN DI SEPANJANG ZONA SESAR PALU-KORO
SULAWESI TENGAH, INDONESIA**

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar Magister Teknik

Program Studi
Teknik Geologi

Disusun dan diajukan oleh

OBED PATIUNG

Kepada

**PROGRAM PASCASARJANA
UNIVERSITAS HASANUDDIN
GOWA**

2020



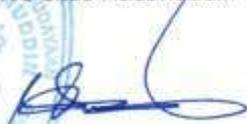
TESIS**DEFORMASI DUCTILE PADA BATUAN DI SEPANJANG ZONA SESAR PALU-KORO
SULAWESI TENGAH, INDONESIA**

Disusun dan diajukan oleh

OBED PATIUNG

Nomor Pokok D062181002

telah dipertahankan di depan Panitia Ujian Tesis
pada tanggal 5 November 2020
dan dinyatakan telah memenuhi syaratMenyetujui
Komisi Penasihat,
Dr. Eng. Ir. Asri Jaya HS, S.T., M.T.
Ketua
Dr. Ir. Musri Ma'waleda, M.T.
Anggota
Ketua Program Studi
Magister Teknik Geologi
Universitas Hasanuddin

Dr. Ir. Hj. Ratna Husain L, M.T.
Dekan Fakultas Teknik
Universitas Hasanuddin

Prof. Dr. Ir. Muhammad Arsyad Thaha, M.T.

PERNYATAAN KEASLIAN TESIS

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Obed Patiung

Nomor Induk Mahasiswa : D062181002

Program Studi : Teknik Geologi

Menyatakan dengan sebenarnya bahwa Hasil Penelitian Tesis yang saya tulis benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri, bukan merupakan pengambilan tulisan atau pemikiran orang lain. Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan Hasil Penelitian Tesis ini hasil karya orang lain, saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Gowa, 5 November 2020

Yang menyatakan;



Obed Patiung
NIM: D062181002



PRAKATA

Puji dan syukur kehadiran Tuhan Yang Maha Esa, atas Rahmat dan Pertolongan-Nya, akhirnya penulis dapat menyelesaikan Tesis ini.

Adapun judul dari Tesis ini yakni “Deformasi Ductile Pada Batuan di Sepanjang Sesar Palu-Koro Sulawesi Tengah, Indonesia” yang kemudian menjadi salah satu syarat untuk menyelesaikan Program Studi Strata Dua (S2) pada Teknik Geologi Universitas Hasanuddin.

Pada kesempatan ini, penulis mengucapkan terimakasih yang tulus kepada Bapak Dr.Eng. Ir. Asri Jaya HS,S.T.,M.T, sebagai Ketua Komisi Panasehat dan Dr. Ir. Musri Ma'waleda,M.T, Sebagai Anggota Komisi Panasehat atas bantuan dan bimbingan yang telah diberikan, terima kasih juga kepada Prof.Dr.rer.nat.Ir. A.M. Imran, Prof.Dr.Eng.Ir. Adi Maulana,S.T.,.M.Phil dan Dr. Ir. Ulva Ria Irfan, S.T.,.M.T sebagai dosen penguji . Penulis juga berterimakasih kepada Dr. Ir. Ratna Husain L, M.T selaku Ketua Program Studi Magister Teknik Geologi Universitas Hasanuddin yang telah membantu dalam menyelesaikan tesis ini.

Secara khusus Tesis ini penulis dedikasikan kepada kedua orangtua tercinta yang selalu memberikan doa, semangat, motivasi, kasih sayang yang tak terhitung nilainya, dukungan moril maupun materil serta perhatian

kehadiran dan nasehat-nasehat yang dapat membimbing penulis kearah yang lebih

baik. Untuk ucapan terimakasih penulis haturkan pula untuk teman – teman



Magister Teknik Geologi Universitas Hasanuddin angkatan 2018 dan pihak – pihak lain yang telah membantu.

Penulis menyadari sepenuhnya, bahwa penulisan Tesis ini masih jauh dari kesempurnaan dan memiliki berbagai kekurangan. Olehnya itu penulis mengharapkan dukungan dan partisipasi aktif berupa kritik dan saran yang bersifat membangun dari pembaca demi perbaikan dan penyempurnaannya.

Gowa, 5 November 2020

OBED PATIUNG



ABSTRAK

OBED PATIUNG. Deformasi Ductile Pada Batuan di Sepanjang Sesar Palu-Koro, Sulawesi Tengah Indonesia (dibimbing oleh Asri Jaya dan Musri Mawaleda)

Sesar Palu-Koro dikenal sebagai sesar aktif yang melintasi batuan metamorf dan plutonik di wilayah Sulawesi Tengah. Namun fitur struktur dan patahan batuan di sepanjang garis patahan masih sulit ditemukan. Oleh karena itu, dalam studi ini, karakteristik deformasi yang dialami oleh batuan yang terpapar di sepanjang zona sesar telah diteliti. Metode analisis mikrostruktur telah diterapkan melalui pengamatan petrografi rinci untuk mengidentifikasi deformasi dari rekristalisasi kuarsa dan karakteristik porfiroblas. Berdasarkan data rekristalisasi kuarsa, hampir terjadi rekristalisasi dinamis di zona sesar Palu-Koro seperti *grain boundary migration*, *subgrain rotation* dan *bulging*, rekristalisasi *bulging* dengan *undulose extinction* yang menunjukkan bentuk butir *elongate* dan *subgrain* dari Miosen-Pliosen. batuan granitoid Kambuno di bagian barat dan selatan zona sesar. Sebaliknya, tidak banyak terjadi deformasi suhu tinggi dan laju regangan yang rendah seperti *grain boundary migration*, walaupun diketahui bahwa batuan granitoid Kambuno bersentuhan dengan batuan lain di daerah ini setelah terjadinya metamorfisme. Deformasi batuan di sekitar zona sesar telah terjadi setidaknya dalam dua tahap. Tahap pertama (D1) masih berkaitan erat dengan metamorfisme yang ditandai dengan skistositas paralel dalam batuan metamorf, rekristalisasi *grain boundary migration* di kompleks Metamorf Wana dan Gumbasa, dan batuan plutonik Kambuno. Tahap kedua (D2) ditandai dengan rekristalisasi *bulging* kuarsa dan penyeselarasan skistositas oleh C 'shear band atau *S2 fold crenulation*, porfiroblas inter-tektonik. Baik *shear band* maupun porfiroblas menunjukkan bahwa pergeseran *sinistral* dan *dextral*, porfiroblas *sinistral* konsisten dengan gerakan Palu-Koro, sedangkan dekstral mungkin terkait dengan gerakan tektonik lain sebelum batuan berada pada posisi di zona geser.



ABSTRACT

OBED PATIUNG. Ductile Deformation Rocks Along the Palu-Koro Fault Zone, Central Sulawesi, Indonesia. (supervised by Asri Jaya and Musri Mawaleda)

The Palu-Koro fault is known as an active fault across metamorphic and plutonic rocks in the Central Sulawesi region. However, still difficult to find structural features and fault rocks along the fault line. Therefore, in this study, we have investigated the deformation characteristics that have been experienced by the rocks that exposed along the fault zone. The microstructure analysis method has been applied through detailed petrographic observations to identifying deformation from quartz recrystallization and porphyroblast characteristics. Based on the quartz recrystallization data, almost the dynamic recrystallization are found in the Palu-Koro fault zone such as grain boundary migration, subgrain rotation and bulging, the bulging recrystallization with undulose extinction that demonstrated recovery with elongate parent and subgrain of the Miocene-Pliocene rocks of Kambuno granitoid in the western and southern sections of the fault zone. In contrast, there are not many high-temperature deformations and low strain rates such as grain boundary migration, although it is known that Kambuno granitoid rocks come into contact with other rocks in this area after metamorphism. The deformation of the rocks around the fault zone has occurred at least in two-stage. The first stage (D1) is still closely related to metamorphism marked by parallel schistosity in metamorphic rocks, recrystallization of grain boundary migration in Wana and Gumbasa Metamorphic complexes, and Kambuno plutonic rocks. The second stage (D2) is characterized by quartz bulging recrystallization and alignment of schistosity was overprinting by C' shear band or S2 fold crenulation, inter-tectonic porphyroblasts. Both shear band and porphyroblasts are indicated that the sinistral and dextral sense of shear, the sinistral porphyroblasts is consistent with the Palu-Koro movements whereas dextral sense is may be related to other tectonic movements before the rocks are in the position in the shear zone.



DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN TUJUAN	ii
HALAMAN PENGESAHAN	iii
HALAMAN PERNYATAAN KEASLIAN	iv
PRAKATA	v
ABSTRAK DALAM BAHASA INDONESIA	vi
ABSTRAK DALAM BAHASA INGGRIS	vii
DAFTAR ISI	viii
DAFTAR GAMBAR	ix
DAFTAR TABEL	xiii
DAFTAR LAMPIRAN	xiv
BAB I PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang	1
B. Rumusan Masalah Penelitian.....	2
C. Maksud dan Tujuan Penelitian	3
D. Batasan Masalah Penelitian	3
E. Manfaat Penelitian	3
F. Peneliti Terdahulu	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
A. Geologi Regional	5
1. Geomorfologi Regional.....	5
2. Stratigrafi Regional	6
3. Struktur Geologi Regional	8
B. Landasan Teori	14
1. Batuan Metamorf.....	14
1.1 Pengertian Batuan Metamorf.....	14
1.2 Tipe Batuan Metamorf dari Metamorfisme Orogenik ...	15
1.3 Hubungan Aktivitas Tektonik dan Deformasi	16
2. Deformasi dan Zona Sesar.....	17
3. Deformasi Batuan.....	19
3.1 Porphyroblast	20
3.2 Rekristalisasi	24
3.2.1 Bulging	25
3.2.2 Sub Grain Rotation Recrystallitation.....	25
3.2.3 Grain Boundary Migration	26
BAB III METODE PENELITIAN	28
1. Lokasi Penelitian	28
2. Sasaran dan Kesampaian Daerah	28
3. Jenis dan Bahan	30
4. Teknik Pengumpulan Data	31



E. Tahapan Penelitian	32
1. Tahapan Persiapan	32
2. Tahapan Pengambilan Data	33
3. Tahapan Preparasi Sampel Batuan (<i>Thin Section</i>).....	35
4. Tahapan Analisis Laboratorium	37
a. Analisis Petrografi	37
b. Analisis Mikrostruktur	38
5. Tahapan Pengolahan Data Lapangan dan Laboratorium.	39
6. Tahapan Penyusunan Tesis.....	39
F. Diagram Alir Penelitian	40
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	41
A. Geomorfologi Daerah Penelitian	41
B. Stratigrafi Daerah Penelitian	44
1. Wana Methamorphic Complex (TRW)	44
2. Gumbasa Methamorphic Complex (TRjgg).....	45
3. Granit Kambuno	46
C. Struktur Geologi Daerah Penelitian	48
D. Rekristalisasi	50
1. Rekristalisasi Bulging (BLG).....	50
2. Subgrain Rotation (SGR)	54
3. Grain Boundary Migration (GBM)	56
E. Porphyroblast	59
1. Inter-Tectonik	59
F. Tahapan Dan Sejarah Deformasi Daerah Penelitian	61
BAB V PENUTUP	67
A. Kesimpulan	67
B. Saran	68
DAFTAR PUSTAKA.....	69
LAMPIRAN.....	71



DAFTAR GAMBAR

Gambar		Halaman
Gambar 2.1	Peta Geologi Daerah Palu,	13
Gambar 2.2	Konsep Model Zona Sesar	18
Gambar. 2.3	Diagram ilustrasi bagaimana <i>porphyroblast</i> tumbuh	21
Gambar. 2.4	Klasifikasi pertumbuhan <i>porphyroblast</i>	22
Gambar 2.5	Kurva <i>stress-strain</i> memperlihatkan deformasi elastik (X ke Z) limit elastis (Z) menandai dimulainya deformasi <i>ductile</i> .	23
Gambar 2.6	Tiga tipe <i>dynamic recrystallitation</i> dalam bentuk <i>polycrystal</i> .	24
Gambar 2.7	Rekristalisasi Bulging	25
Gambar 2.8	Rekristalisasi Subgrain Rotation	26
Gambar 2.9	Rekristalisasi Subgrain Migration	27
Gambar 3.1	Peta Lokasi Penelitian	29
Gambar 3.2.	Metode pengambilan sampel untuk studi struktur dan mikrostruktur	35
Gambar 3.3.	Ilustrasi blok batuan yang menunjukkan tiga sisi batuan untuk sampel analisis petrografi dan mikrostruktur	36
Gambar 3.4.	Ilustrasi sisi YZ dan XZ batuan untuk sampel analisis petrografi dan mikrostruktur	37
Gambar 3.5.	Sampel batuan dari lapangan dengan dua bidang sayatan tipis yaitu YZ dan XZ.	37
3.6.	Sayatan tipis (<i>thin section</i>) (a) dan mikroskop polarisasi (b) laboratorium preparasi sampel sayatan tipis teknik geologi UNHAS.	38



Gambar 3.7	Bagan Alir Penelitian	40
Gambar 4.1	Peta kenampakan <i>lineament</i> struktur berupa "triangular facets".	42
Gambar 4.2	Peta Pola Aliran Sungai	43
Gambar 4.3	Kenampakan petrografis sekis kuarsa pada sungai Wera.	45
Gambar 4.4	Kenampakan petrografis schist kuarsa sungai Gumbasa	46
Gambar 4.5	Kenampakan petrografis granit yang tersusun dari mineral kuarsa, biotit, muscovite, mineral opak dan orthoklas	46
Gambar 4.6	Peta Geologi Daerah Penelitian	47
Gambar 4.7	Peta Struktur dan Geologi Wilayah Palu Koro . Litotektonik dan struktur pada peta geologi wilayah Sulawesi (Kanan), menunjukkan lokasi penelitian di wilayah Sulawesi Tengah (persegi)	49
Gambar 4.8	Kenampakan petrografi rekristalisasi Bulging (BLG) Batuan Amphibol pada kuarsa dengan undulose extinction dan elongate subgrain pada Sungai Wera	51
Gambar 4.9	Kenampakan petrografi rekristalisasi Bulging (BLG) sekis kuarsa pada kuarsa dengan undulose extinction dan elongate subgrain pada Sungai Ompo Kode Sampel OM 1	52
Gambar 4.10	Kenampakan petrografis rekristalisasi (BLG) Sekis Kuarsa pada grain kuarsa dengan Kode Sampel SUP 11	53
Gambar 4.11	Kenampakan petrografis Bulging (BLG) Sekis Kuarsa pada grain kuarsa Sungai Saluponi kode sampel SAU 6	53
Gambar 4.12	Kenampakan petrografis rekristalisasi Subgrain Rotation (SGR) Sekis Kuarsa , Sungai Saluki pada kode sampel SL 3	55



- Gambar 4.13** Kenampakan petrografis rekristalisasi Subgrain Rotation (SGR) Sekis Kuarsa Sungai Salua pada kode sampel SAU 1 55
- Gambar 4.14** Kenampakan petrografis Grain Boundary Migration (GBM) Sekis Muscovit pada grain kuarsa Sungai Sadaunta 57
- Gambar 4.15** Kenampakan petrografis Grain Boundary Migration pada Kode Sampel WT 6 58
- Gambar 4.16** (a) Kenampakan porphyroblast garnet *inter-tectonic* pada batuan Schist Kuarsa (b) Strain Cap berupa Kuarsa (c) Strain Shadow (d) Internal foliation (d) external foliation pada kode sampel GUM 29 60
- Gambar 4.17**(a) Kenampakan porphyroblast Garnet pada batuan Schist Muscovite (b) Strain cap (c) Strain shadow (d) External Foliation (d) Internal Foliation dengan kode sampel SUP 14 pada Sungai Saluponi 61



DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
3.1. Alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian	30
4.1 Tingkat Deformasi Batuan pada Lokasi Penelitian	64
4.2 Sejarah deformasi berdasarkan indikator <i>ductile deformation</i> dan <i>brittle deformation</i> . M = Metamorfisme, D1 = deformasi tahap 1, D2 = deformasi tahap 2, D3 = deformasi tahap 3. (Passchier 2005)	65



DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
A. Deskripsi Petrografi.....	69
B. Deskripsi Sampel Mikrostruktur.....	78



BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Daerah Sulawesi merupakan bagian dari wilayah Indonesia bagian timur yang memiliki tatanan tektonik yang cukup rumit yang melibatkan lempeng utama, mikro kontinen, dan busur kepulauan. (Supartoyo dkk., 2014).

Daerah Palu dan sekitarnya merupakan salah satu wilayah di Sulawesi yang memiliki aktivitas tektonik yang cukup aktif (Bellier et al., 2006;). Oleh karena daerah Palu dilalui sebuah sesar aktif yang dikenal dengan Sesar Palu Koro yang merupakan sesar mendatar (*strike-slip fault*) dengan tiga lempeng aktif yakni lempeng Eurasia, Indo-Australia, dan Pasifik serta lempeng mikro Filipina (Watkinson and Hall, 2011), hal ini menyebabkan penyebaran batuan metamorfik di Pulau Sulawesi cukup luas dan tersingkap setempat-setempat menyebabkan sulitnya interpretasi, ini merupakan salah satu penyebab struktur dan tektonik Pulau Sulawesi menjadi kompleks (Jaya, et.al 2015).

Namun demikian, disepanjang zona Sesar Palu-Koro masih sangat sulit untuk mendapatkan fitur struktur dan zona sesar pada batuan seperti *Fault Breccia* *clastic* di zona *brittle* dan batuan mylonite di zona *ductile*. Terjadinya gempa bumi besar pada 28 September 2018 memberikan sedikit gejala



deformasi *brittle* dengan kesejajaran patahan dan retakan (*rupture*) sepanjang ± 180 km (Jaya, et al, 2019). Namun, pada deformasi *brittle* telah mengalami erosi., oleh karena itu, dalam penelitian ini, kami menerapkan pendekatan mikrostruktur untuk menganalisis deformasi *ductile* dengan menekankan pada pengembangan rekristalisasi mineral kuarsa dan karakteristik porfiroblas untuk merekam jejak deformasi yang pernah terjadi pada batuan metamorf di sepanjang zona sesar Palu-Koro

Hal tersebutlah yang melatarbelakangi penulis melakukan penelitian dengan judul “**Deformasi Ductile Pada Batuan di Sepanjang Zona Sesar Palu-Koro, Sulawesi Tengah, Indonesia**”

B. Rumusan Masalah Penelitian

Permasalahan dalam penelitian ini dapat dikelompokkan kedalam dua bagian yakni :

1. Bagaimana menentukan tipe rekristalisasi pada kuarsa dan karakteristik *porphyroblast* pada lokasi penelitian ?
2. Bagaimana menentukan tahapan Deformasi pada lokasi penelitian?



C. Maksud dan Tujuan Penelitian

Maksud dari penelitian ini adalah melakukan analisis mikrostruktur pada batuan metamorf dan analisa deformasi sebagai akibat dari aktivitas sesar Palu-Koro dengan menggunakan dan mikroskopis .

Tujuan penelitian yang akan dicapai yaitu sebagai berikut :

1. Menentukan tipe rekristalisasi kuarsa dan porphyroblast pada batuan metamorf di lokasi penelitian
2. Menentukan tahapan deformasi pada lokasi penelitian

D. Batasan Masalah Penelitian

Batasan masalah dalam penelitian ini yakni penelitian ini fokus mengkaji tentang mikrostruktur dengan pendekatan petrografi pada batuan metamorf di sepanjang zona sesar Palu Koro Sulawesi Tengah.

E. Manfaat Penelitian

Berdasarkan uraian diatas maka manfaat penelitian yang dapat diperoleh yaitu sebagai berikut :

1. Mengetahui tipe rekristalisasi dan *porphyroblast* pada batuan metamorf di lokasi penelitian

Mengetahui tingkat deformasi di lokasi penelitian



F. Peneliti Terdahulu

Beberapa peneliti telah melakukan penelitian dan kajian pada daerah penelitian antara lain :

- Ian M. Watkinson. 2011, meneliti tentang sesar Palu Koro dengan judul *Ductile Flow in the metamorphic rocks of central Sulawesi*.
- Van Leeuwen, 2015 meneliti tentang batuan metamorf dengan judul *The Palu Metamorphix complex, NW Sulawesi, Indonesia : Origin and Evolution of a young metamorphic terrane with links to Gondwana and Sundaland*.
- Sukamto, R., 1975, Perkembangan Tektonik di Sulawesi dan Daerah Sekitarnya, Suatu Sintesis Perkembangan Berdasarkan Tektonik Lempeng, Geologi Indonesia.
- Bellier, O., et al., 2001, *High Slip Rate for Low Seismicity Along the Palu-Koro Active Fault in Central Sulawesi (Indonesia)*.
- Bellier, O., et al, 2006, *Fission Track and Fault Kinematics Analyses for New Insight into the Late Cenozoic Tectonic Regime Changes in West-Central Sulawesi (Indonesia)*.
- Asri Jaya, Alfonsus LS Simalango, Adi Maulana, 2015 meneliti tentang Struktur dan Deformasi Batuan Metamorf Daerah Poboya Provinsi Sulawesi Tengah.
- Asri Jaya, Osamu Nishikawa dan Sahabuddin Jumandil 2019 Meneliti

ang *Distribution and Morphology of the surface ruptures of the 2018 Ggala-Palu earthquake, central Sulawesi, Indonesia*.



BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Geologi Regional

Geologi regional daerah penelitian terdiri dari geologi lembar Pasangkayu, Sulawesi oleh Sukido, Sukarna D, Sutisna K, (1993).

Secara umum geologi regional daerah penelitian menjelaskan mengenai kondisi-kondisi geologi yang akan dijumpai langsung di daerah penelitian. geologi regional daerah penelitian mencakup geomorfologi regional, stratigrafi regional dan Struktur geologi.

1. Geomorfologi Regional

Secara umum morfologi daerah penelitian dapat dibagi menjadi tiga satuan yaitu : dataran rendah, perbukitan dan pegunungan. Dataran rendah menempati wilayah yang sempit di lembah Palu, antara Bombaru dan Pakuli. Di bagian barat, satuan ini tersebar hampir di sepanjang pesisir dan melebar di sekitar muara S. Lariang. Tingginya berkisar dari 0 sampai 50 meter diatas muka laut, dengan lereng sangat landai hingga datar.

Wilayah perbukitan tersebar luas dibagian tengah Lembar, dengan arah utara-selatan dan umumnya berlereng landai hingga curam.

Tingginya berkisar dari 50 sampai 500 meter di atas muka laut. Di lembah Palu satuan ini menempati daerah yang sempit diantaranya di Bora, Bombaru hingga Bomba atau Kulawi.



Wilayah pegunungan menempati sebagian besar daerah pemetaan, terutama di bagian timur Lembar; membujur dengan arah utara-selatan dan melebar di bagian selatan. Satuan morfologi ini umumnya berlereng terjal mempunyai ketinggian lebih dari 500 meter di atas muka laut. Puncak-puncak berketinggian antara 1500 dan 2250 meter diatas muka laut.

Pola aliran sungai umumnya meranting, setempat menyiku dan sejajar. Di bagian hulu dan tengah aliran sungai erosi tegaknya lebih giat sehingga lembahnya berbentuk V. di bagian muara sebagian sungainya berkelok-kelok dan lembahnya yang berbentuk U. ini menunjukkan kalau daerah Lembar mempunyai daur geologi muda.

2. Stratigrafi Regional

Satuan tertua di daerah ini adalah kompleks Wana (TRw), terdiri dari sekis, genes dan kuarsit; umurnya diduga Trias. Kompleks Gumbasa (TRJgg) yang terdiri dari granit, genesan, diorite genesan, genes dan sekis; diduga mempunyai hubungan menjemari dengan Kompleks Wana dan umurnya terduga Trias hingga Jura. Kompleks ini tertindih tak selaras oleh Formasi Latimojong (Kls) yang berumur Kapur Akhir. Formasi Latimojong terdiri dari peselingan batusabak, filit, batupasir malih dan setempat bersisipan dengan batulempung malih. Batuan gunungapi Lamasi (Toml) yang bersusunan Andesit-dasit dan berumur Oligosen-Miosen Awal

h takselaras Formasi Latimojong. Satuan ini tertindih takselaras
 satuan Gunungapi Talaya (Tmtv) yang bersusunan andesit-Basal;



berumur Miosen Tengah. Batuan terobosan yang diduga berumur Miosen-Pliosen (Tmpi) yang terdiri dari diorite-andesit (d), granit dan granodiorit (g). Formasi Lariang (Tmpl) yang berumur Miosen Akhir hingga Pliosen Awal merupakan endapan Molasa; terdiri dari perulangan konglomerat, batupasir dan setempat batulempung. Formasi Pasangkayu (TQp) yang berumur Pliosen Akhir hingga Pliosen Awal menindih tak selaras satuan di bawahnya. Satuan ini terdiri dari perulangan batupasir dan batulempung setempat batugamping.

Formasi Pakuli (Qp), yang terdiri dari konglomerat dan batupasir merupakan endapan kipas Aluvium dan teras sungai. Umurnya diperkirakan Plistosen Akhir. Aluvium (Qa) adalah endapan termuda, merupakan endapan sungai, pantai dan rawa.

Sementara stratigrafi daerah Palu tersusun oleh batuan berumur Kapur hingga Kwartir Batuan tertua adalah Kompleks Metamorf Palu (Palu Metamorphic Complex) yang tersingkap pada jajaran pegunungan timur yang diperkirakan berumur Pra-Tersier / Kapur. Di atas kompleks batuan metamorf, Formasi Tinombo menindih tidak selaras yang terendapkan pada lingkungan laut dangkal berumur Eosen Tengah hingga Atas (Sukamto, 1973).

Batuan Intrusi (Granitoid Undivided) dijumpai menerobos kompleks batuan metamorf dan Formasi Tinombo, merupakan hasil aktivitas vulkanik

Formasi Tinombo berdasarkan kesamaan geokimia dan penanggalan (Leeuwen et al., 2015) tetapi tidak terpetakan (Sukamto, 1973).



Molasa Celebes (Celebes Mollase) yang berumur Pliosen – Plistosen (Van Leeuwen et al., 2015) terendapkan secara tidak selaras di atas Formasi Tinombo. Endapan Molasa Celebes terdiri dari rombakan yang berasal dari formasi-formasi lebih tua, antara lain konglomerat, batupasir, batulumpur, batugamping-koral, dan napal, yang hanya mengeras lemah. Di atas endapan Molasa Celebes, terendapkan secara tidak selaras endapan aluvial pada lingkungan sungai, delta, dan laut dangkal berumur Holosen (Sukamto, 1973).

3. Struktur Geologi Regional

Lembar Pasangkayu terletak pada Mandala Geologi Sulawesi Barat (Sukamto 1973), yang perkembangan tektonik dan sejarah pengendapan sedimennya mempunyai hubungan yang erat dengan tektonik Sulawesi secara keseluruhan. Struktur yang terdapat di daerah ini adalah sesar, lipatan, kekar. Sesar yang dapat dikenali jenisnya adalah mendatar dan turun. Sesar Palu-Koro merupakan sesar utama berarah Baratlaut-tenggara, sekitar $N7^{\circ}W-N20^{\circ}W$ dan merupakan sesar mendatar mengiri yang masih giat hingga kini (Sukido dkk, 1993). Sesar ini menerus hingga Lembar Palu di Utaranya, Lembar Poso di Timurnya dan Lembar Malili di Selatan. Di Lembar Malili Sesar Palu Koro bersatu dengan sesar Matano (Simandjuntak, dkk., 1997). sesar ini diduga mulai terbentuk sejak Oligosen,

ung dengan sesar sorong yang merupakan sesar tukar
juntak, dkk., 1997). Di kedua belah sisi sesar Palu-Koro



berkembang sesar merencong (*en echelon Fault*). Lajur sesar ini melebar ke Utara dan membentuk Lembah Palu.

Menurut Sudrajat (1981) dalam Sukido dkk, (1993), percepatan pergeseran Sesar Palu-Koro berkisar antara 2 dan 3,5 mm setiap tahun. Semakin ke arah utara disamping pergeseran mendatar juga terjadi pergeseran tegak. Sesar lain yang ukurannya lebih kecil merupakan sesar ikutan yang terbentuk bersamaan atau setelah sesar utama terbentuk. Pada batuan Mesozoikum banyak dijumpai sesar kecil-kecil dengan arah hampir sama dengan sesar utama; dan ada juga yang berlainan arah.

Lipatan yang ada di daerah ini berupa lipatan terbuka dan lipatan tertutup. Lipatan terbuka mempunyai kemiringan sayap kurang dari 30° berarah hampir utara-selatan dan berkembang pada batuan Neogen. Jenis lipatan tertutup umumnya berkembang pada batuan Mesozoikum atau yang lebih tua arah sumbunya sukar ditentukan. Lipatan ini diduga terbentuk sejak Oligosen atau lebih tua, kemudian terlipat lagi oleh teriukkan pada Miosen dan Plistosen.

Kekar hampir terdapat pada semua jenis batuan terutama disekitar Lajur sesar baik pada batuan malihan, sedimen maupun beku. Di beberapa tempat kekar ini mempengaruhi pola aliran sehingga berpola lurus atau menyiku.

Perdaunan berkembang baik pada batuan malihan. Di kompleks perdaunan umumnya berarah 105° - 170° UT, dengan kemiringan antara 25° - 80° . Batuan tertua yang terdapat di daerah ini berasal



dari endapan depan atau belakang busur magmatik; yang mengalami pemalihan jenis “dinamothermal” dan berkali-kali.

Pada zaman Kapur, jauh disebelah Timur terjadi gerakan lempeng Samudera Banda Purba kearah barat yang kemudian pada Kapur Akhir menunjam di bawah pinggiran kraton Sunda atau daerah Busur Gunungapi (Simandjuntak dkk., 1991).

Selama Kapur Akhir daerah pemetaan masih merupakan cekungan rumpang parit, tempat terndapkannya sedimen jenis flysch yaitu Formasi Latimojong. Pengendapan ini diikuti dengan pembentukan Formasi Toraja yang berumur Eosen di Lembar Poso, Lembar Malili (Simandjuntak, dkk., 1991).

Pada Oligosen terjadi kegiatan gunungapi yang menghasilkan Batuan gunungapi Lamasi yang berlangsung sampai Miosen, sebagian terjadi di bawah laut yang menghasilkan batuan gunungapi Rampi dan Tineba. Di Lembar ini terbentuk batuan gunungpapi Rampi dan Tineba. Di Lembar ini ini terbentuk batuan gunungapi Lamasi yang sebagian merupakan kegiatan gunungapi bawah laut, berumur Oligosen Akhir hingga Miosen Awal.

Pada Oligosen , terdapat benua mini Banggai Sula jauh di bagian timur yang bergerak ke barat; diikuti dengan pembentukan Sesar mendatar Sorong yang menerus ke Sesar Matano dan Palu-Koro di Lembar Malili

juntak, 1997). Kegiatan tektonik ini mengakibatkan periukkan yang silkan perlipatan dan persesaran pada batuan tua di ketiga mandala



geologi. Di daerah pemetaan kegiatan ini ditandai oleh terbentuknya perlipatan bidang perdaunan pada batuan Malihan

Kompleks Wana.

Daerah pemetaan, seperti halnya Mandala Geologi Sulawesi Barat lainnya, pada pra-Kapur hingga Miosen Bawah letaknya diduga berimpit dengan Kalimantan. Pada awal Miosen Tengah terjadi terjadi percelakan Selat Makassar yang mengakibatkan Mandala Sulawesi barat bergerak ke timur (Katili, 1974; Sudrajat, 1981).

Masih pada Miosen Tengah, di mandala Geologi Sulawesi Timur terjadi penumpangan tindih (*obduction*) benua mini Banggai-Sula ke Barat (Simandjuntak, dkk. 1991).

Sedangkan di bagian barat lajur penunjaman dan parit tersesar sungkupkan di atas rumpang parit busur dan busur gunungapi. Fase tektonik ini mengakibatkan ketiga mandala geologi saling bersentuhan. Pada waktu itu pula di ketiga mandala geologi terjadi periukkan yang kuat, menghasilkan perlipatan persesaran dan pengangkatan fase berikutnya dan sesar Palu-Koro tergiatkan kembali.

Pada akhir Miosen Tengah hingga Pliosen hampir di seluruh Sulawesi terjadi pengendapan klastika, baik di lingkungan darat maupun laut dangkal. Di daerah pemetaan kegiatan ini menyebabkan terbentuknya Formasi Lariang yang berumur Miosen Akhir sampai Pliosen Awal, menindih

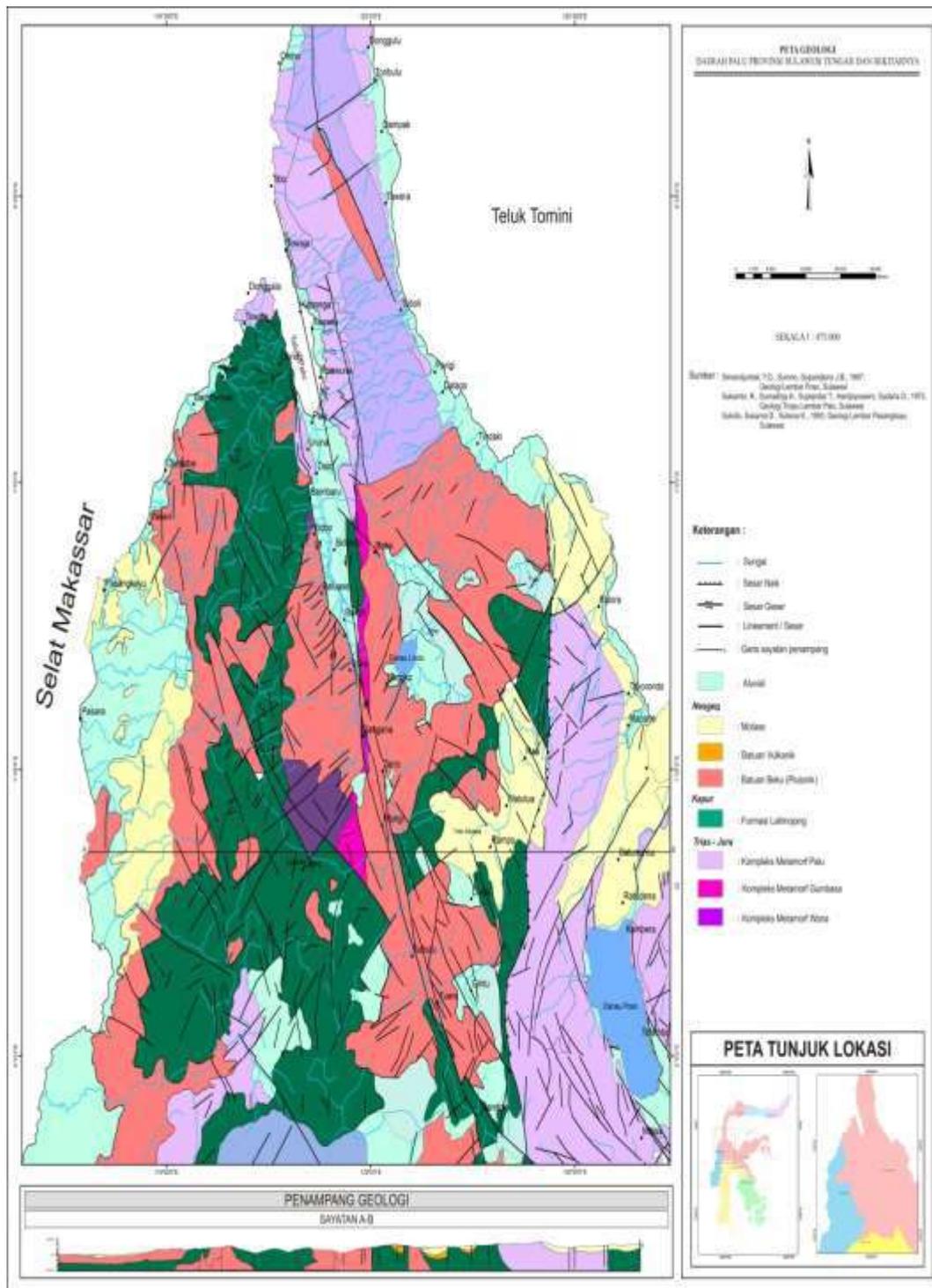
as batuan yang lebih tua. Selama Miosen terjadi kegiatan *magmatic* h pemetaan dan mandala Geologi Sulawesi Barat lainnya, ditandai



oleh adanya batuan yang bersifat dioritan dan granitan dan menghasilkan pemineralan emas.

Pada Pliosen-Plistosen seluruh daerah Sulawesi mengalami periuukkan lagi (Simandjuntak, dkk., 1991). Penunjaman diduga berhenti pada Plistosen Awal, dimana sesar Matano mengambil alih gerakan dan berkembang ke sebelah barat sebagai Sesar Palu-Koro (Katili, 1974; Sudrajat, 1981 dalam Sukido, 1993). Setempat terjadi penyesaran bongkah sehingga terbentuk cekungan-cekungan kecil dan dangkal, dibarengi dengan pengendapan klastika. Di daerah pemetaan kegiatan ini menghasilkan Formasi Pasangkayu yang berumur Pliosen Akhir hingga Plistosen. Di akhir fase ini seluruh daerah mengalami pengangkatan, dibarengi dengan pengendapan darat yang berlangsung hingga sekarang.





Gambar 2.1 Peta Geologi Daerah Palu, (Sumber : Simandjuntak, T.O, Surono, Supandjono J.B Geologi Lembar Poso Sulawesi.

, Sumadirja H, Suptandar T, Hardjoprawiro, Sudana D., 1973 .Geologi Tinjau Lembar Poso Sulawesi.

Sutisna K, Sutisna K., 1993. Geologi Lembar Pasangkayu Sulawesi)



B. Landasan Teori

1. Batuan Metamorf

1.1 Pengertian batuan metamorf

Batuan metamorf merupakan batuan hasil malihan dari batuan yang telah ada sebelumnya yang ditunjukkan dengan adanya perubahan komposisi mineral, tekstur dan struktur batuan yang terjadi pada fase padat (*solid state*) akibat adanya perubahan temperatur, tekanan dan kondisi kimia di kerak bumi (Ehlers dan Blatt, 1982). Sedangkan menurut Bucher dan Grapes (2011) batuan metamorf adalah batuan hasil dari proses geologi yang mengubah mineralogi dan komposisi kimia, serta struktur dan tekstur batuan. Metamorfisme biasanya berkaitan dengan perubahan suhu dan tekanan tinggi. Proses ini dicirikan oleh perubahan fisik dan komposisi kimia dalam dinamika geologi skala besar. Proses metamorf dan transformasi mineral dalam batuan dipengaruhi oleh Suhu dan tekanan secara fundamental yang berhubungan dengan reaksi kimia pada batuan. Metamorfosis tidak termasuk, dalam definisi, proses serupa yang terjadi di dekat permukaan bumi seperti pelapukan, sementasi dan diagenesis. Istilah metasomatisme digunakan jika modifikasi dari batuan komposisi massal adalah proses metamorf dominan. Batuan metamorf adalah batuan yang telah dikembangkan dalam hal karakteristik mineralogi dan strukturalnya dengan proses metamorf.



1.2 Tipe batuan metamorf dari metamorfisme orogenik

Atas dasar tatanan geologi, Bucher dan Frey (1994) mengemukakan bahwa proses metamorfisme dapat dibedakan menjadi 2 bagian, begitu pula dengan Bucher dan Grapes (2011) membedakan antara metamorfisme regional dan lokal. Metamorfisme regional yaitu metamorfisme orogenik, subduksi, *collision*, *ocean-floor* dan metamorfisme burial, sedangkan metamorfisme lokal yaitu metamorfisme kontak, katalistik, hidrotermal, *exotik local*, *impec*, *lightning* dan *combustion metamorfism*.

Metamorfisme orogenik (Bucher dan Grapes, 2011) disebabkan oleh pembentukan pegunungan atau proses orogenik. Volume batuan dan efek dari proses metamorfisme dari episode tertentu pembentukan pegunungan dijumpai dalam skala lebih besar, atau skala regional. Sebagian besar tipe metamorfosis regional ini sangat signifikan yang mempengaruhi batuan kerak benua pada skala besar.

Metamorfosis orogenik umumnya ditandai dengan dua hal fundamental yang berbeda jenis metamorf transformasi secara regional yang mengikuti satu sama lain dalam waktu tertentu. Awal dari tekanan tinggi dan suhu rendah tipe metamorfosis adalah berhubungan dengan proses zona subduksi, kemudian sebuah

metamorfosis regional lebih muda mengikuti gradien P-T moderat adalah berkaitan dengan tumbukan benua. Dualisme metamorfosis



orogenik ini berkaitan dengan interval utama dari siklus pembentukan pegunungan (Bucher and Grapes, 2011).

Metamorfisme orogenik adalah proses jangka panjang dengan durasi waktu jutaan atau puluhan juta tahun. Hal ini mencakup sejumlah episode kristalisasi dan deformasi yang berbeda. Bentuk fase deformasi individu tampaknya memiliki karakteristik seperti pola dan arah schistosity, lipatan, dan *lineations*. Oleh karena itu, beberapa fase deformasi mungkin dapat dilihat di lapangan dan bisa sering dimasukkan dalam urutan waktu. Pengamatan tekstur secara petrografi di bawah mikroskop dapat menjelaskan hubungan antara struktural dan pertumbuhan mineral, dan menetapkan hubungan waktu deformasi dan metamorfosis (Bucher dan Grapes, 2011).

1.3 Hubungan aktivitas tektonik dan deformasi

Mekanisme pembentukan deformasi dan mikrostruktur pada suatu batuan atau mineral seperti kuarsa dan felspar dapat diketahui pada tingkat metamorfisme yaitu tingkat fasies. Sebab, berdasarkan fitur mikrostruktur, implikasi dari tektonik lempeng mengakibatkan deformasi pada suatu mineral batuan yang menunjukkan level deformasi *ductile* dan *brittle*. Sedangkan *grain boundary* mengalami deformasi dan *subgrain* mengalami rotasi selama mekanisme deformasi tersebut. salah satu contoh mekanisme pembentukan mikrostruktur tersebut yaitu pada studi pegunungan himayala yang mengalami kolisi,

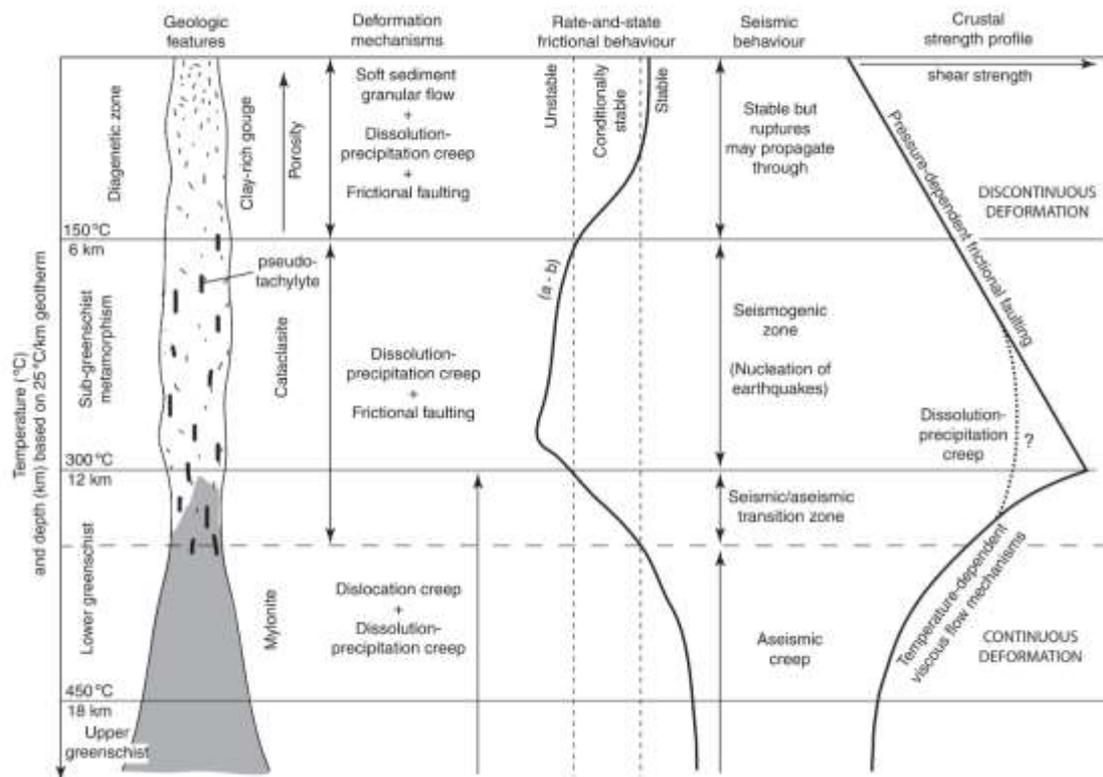


dimana mineral kuarsa dan felspar mengalami deformasi mikrostruktur pada *fasies greenschist* dan amfibol dengan temperatur deformasi dari 400^o dan 500^o-600^o (Singh dan Gururajan, 2011).

2. Deformasi dan Zona Sesar

Sejauh ini konsep elastisitas dan stabilitas gesekan pada zona *ductile-brittle* pada lapisan tengah sampai ke atas kerak bumi telah banyak digambarkan oleh para ahli , salah satu contoh yang telah dirangkum oleh Fagereng dan Toy (2011) dalam konsep model zona sesar deformasi tipe kontinen dengan mengasumsikan *gradien geothermal* 25°C km⁻¹ untuk menggambarkan besaran temperatur dan kedalaman terhadap tingkat metamorfisme.





Gambar 2.2 Konsep Model Zona Sesar Fagereng dan Toy (2011) dimodifikasi dari Sibson (1983) dan Scholz (1988,2002)

Berikut uraian Konsep Model Zona Sesar seperti pada gambar 2.2 sebagai berikut :

- Diagenetic zone: Kedalaman 0-6 km, temperatur maksimal 150°C, jenis batuan sesar; *clay-rich gouge*, mekanisme deformasi; *soft sediment granular flow + dissolution-precipitation creep + frictional faulting*.
- Sub-greenschist metamorphism zone: Kedalaman 6-12 km, temperatur maksimal 300°C, jenis batuan sesar; *cataclasite-pseudotachylyte*, Mekanisme deformasi; *dissolution-precipitation creep + frictional faulting*.



- Lower greenschist zone: Keadalaman 12-18 km, temperatur maksimal 450°C, jenis batuan sesar; mylonite, mekanisme deformasi; *dislocation creep + dissolution - precipitation creep*.
- Upper greenschist zone: metamorfisme

3. Deformasi Batuan

Deformasi merupakan perubahan bentuk dan orientasi objek atau volume pada batuan dari bentuk awal sampai ke bentuk akhir (Passchier and Trouw 2005). Istilah deformasi digunakan sebagai pengertian umum untuk perubahan suatu batuan sedangkan penggunaan kata *strain* yaitu lebih terbatas perubahan pada bentuk objek atau bagian dari suatu batuan. deformasi batuan dipengaruhi oleh tekanan dan temperatur. Sehingga perlu dilihat reaksi dari suatu batuan dalam hubungannya dengan reaksi dan temperatur.

Dalam pendekatan yang digunakan untuk mengenal pengaruh deformasi biasanya dilihat dari mekanisme rekristalisasi dari suatu sampel batuan yang diamati menggunakan mikroskop dan tekstur dari *prophyroblast*



3.1 Porphyroblast

Studi tentang mikrostruktur batuan metamorf bertujuan untuk menentukan waktu, urutan dan kondisi deformasi, pertumbuhan mineral dan overprinting peristiwa deformasi berikutnya.

Mikrostruktur batuan metamorf meliputi tekstur yang dibentuk oleh perkembangan foliation dan overprinting sehingga menyebabkan *crenulations*. Hubungan *porphyroblast* ke foliasi dan *porphyroblast* lain dapat memberikan informasi tentang urutan pembentukan batuan metamorf atau fasies mineral. Tekstur geser sangat cocok untuk analisis dengan investigasi mikro, terutama di mylonites.

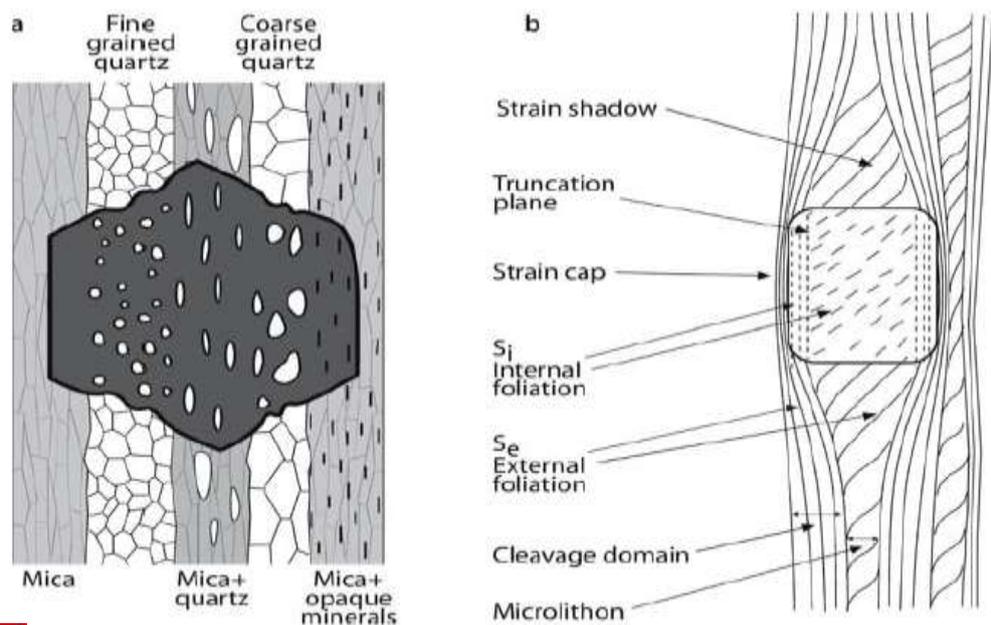
Klasifikasi *porphyroblast* berdasarkan pada hubungan matriks *porphyroblast*, menjelaskan hubungan waktu antara pertumbuhan *porphyroblast* dan fase deformasi (Gambar 2.4). Istilah pre, inter, syn dan post-tekonik dipakai Passchier dan Trouw (2005), 4 tipe *porphyroblast* dapat dijelaskan dengan singkat sebagai berikut:

- Pre-tekonik porfiroklas tumbuh di dalam batuan yang bebas deformasi, di bawah kondisi metamorfisme kontak (metamorfisme temperature tinggi – tekanan rendah). Inklusi mempunyai orientasi random (A,B Gambar 2.4) atau menunjukkan bagian zoning.
- Inter-tekonik porfiroklas tumbuh diinterpretasikan sebagai akhir pertumbuhan foliasi sekunder. Porfiroklas dikelilingi oleh matrik memberikan efek fase deformasi akhir yang tidak



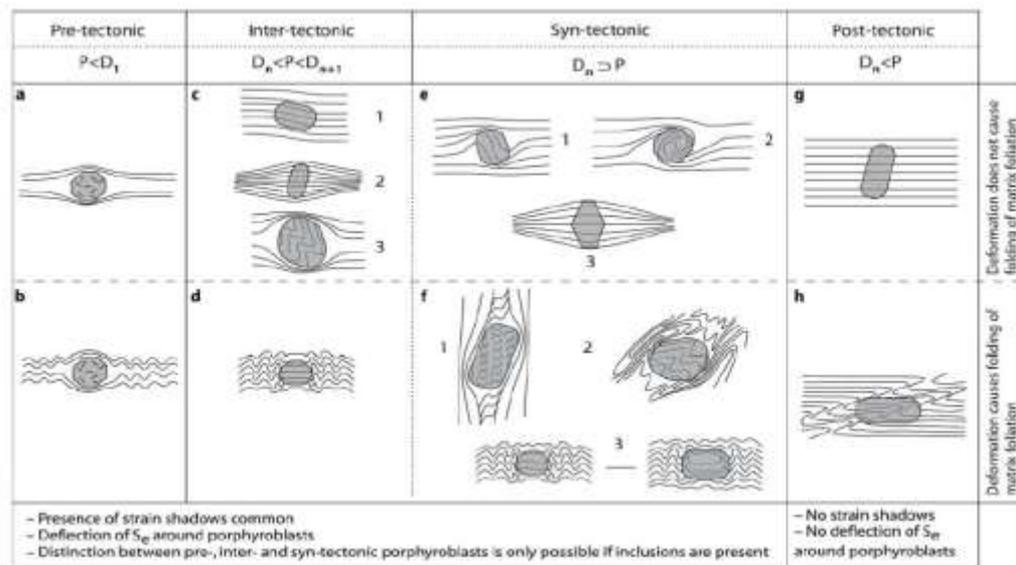
meninggalkan rekaman pola inklusi porphyroblast (C,D Gambar 2.4)

- Syn-tektonik porphyroblast paling banyak dijumpai dan telah tumbuh ketika fase deformasi tunggal. Berbagai macam mikrostruktur dapat terbentuk di kelompok ini (E,F Gambar 2.4). Pola inklusi umumnya membentuk kurva termasuk lipatan yang dikenal sebagai lipatan *helicitic*.
- Post tektonik ditandai dengan ketidakhadiran dari bukti adanya pengaruh deformasi seperti *strain shadow* dan *undulose extinction*.



Gambar. 2.3. Diagram ilustrasi bagaimana *porphyroblast* tumbuh (Passchier dan Trouw, 2005).

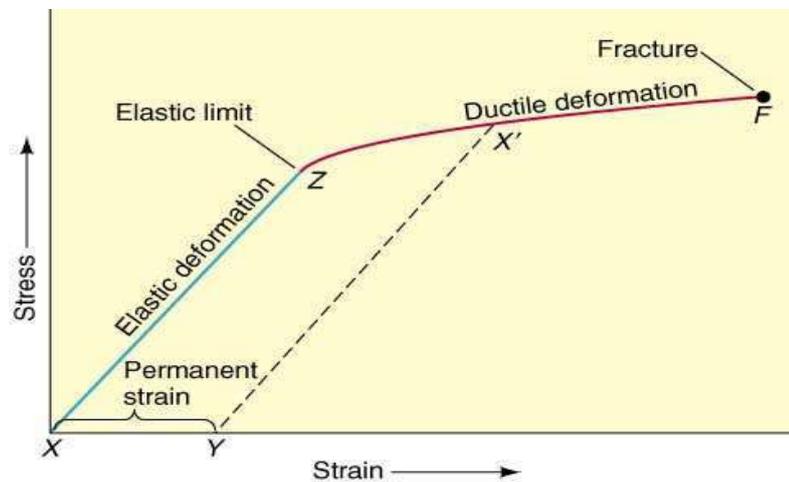




Gambar. 2.4. Klasifikasi pertumbuhan *porphyroblast* (Passchier dan Trouw, 2005)

Ductile deformation merupakan deformasi dimana *elastic limit* dilampaui dan perubahan bentuk dan volume batuan tidak kembali ke bentuk semula. Untuk mempermudah membayangkannya dapat dilihat diagram strain-stress (**Gambar 2.5**) yang di dapat dari percobaan dengan menekan contoh batuan berbentuk silindris. Mula-mula kurva stress-strain naik tajam sepanjang daerah elastis sesampai pada *elastic limit* (Z), kurvanya mendatar. Penambahan stress menyebabkan terjadinya deformasi *ductile*. Bila proses stress dihentikan pada titik X silinder akan kembali sedikit ke arah semula. Strain menurun sepanjang kurva X'Y. Strain permanennya adalah XY yang merupakan deformasi *ductile*.





Gambar 2.5 Kurva *stress-strain* memperlihatkan deformasi elastik (X ke Z) limit elastis (Z) menandai dimulainya deformasi *ductile*. (Noor, 2009)

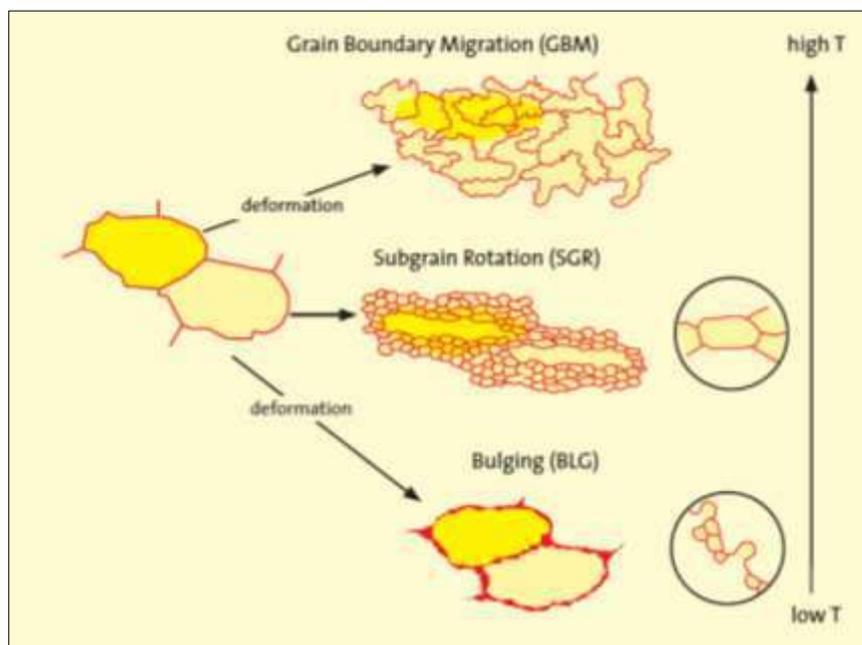
Deformasi *ductile* juga bisa disebut aliran kental yang dihasilkan karena faktor suhu, tekanan dan proses-proses dinamik. Mekanisme *ductile* meliputi aktifitas deformasi intrakristalin, *twinning*, *kinking*, *solidsate diffusion creep*, *recovery* dan rekristalisasi. Mineral dan batuan yang mengalami deformasi *ductile* terjadi pada suhu dan tekanan yang lebih tinggi daripada deformasi *brittle*. Deformasi ini sangat dipengaruhi oleh reologi batuan. Reologi batuan digambarkan sebagai fungsi dari hubungan antara kecepatan tegasan dan regangan. Tegasan dalam deformasi ini biasanya sebagai *shear stress* (τ) atau *differential stress* tunggal ($\sigma_1 - \sigma_3$). Perilaku reologi pada deformasi *ductile* menunjukkan perilaku elastis material, yang mana perubahan regangan sangat dipengaruhi tegasan .



3.2 Rekrystalisasi

Rekrystalisasi merupakan perubahan bentuk kristal akibat pengaruh dari migrasi. Rekrystalisasi tidak harus ditandai dengan perubahan kimia. Rekrystalisasi biasanya ditandai dengan perubahan dari ukuran butir dari suatu kristal (Passchier and Trouw, 2005).

Dalam rekrystalisasi dikenal adanya *dynamic rekrystalisasi* yang ditandai dengan perubahan bentuk butiran dari suatu kristal akibat pengaruh dari temperature yang semakin meningkat. Dalam pengenalannya dinamik rekrystalisasi dibagi kedalam 3 tipe yaitu *bulging*, *subgrain migration recrystalitation* dan *grain boundary migration recrystalitation*.

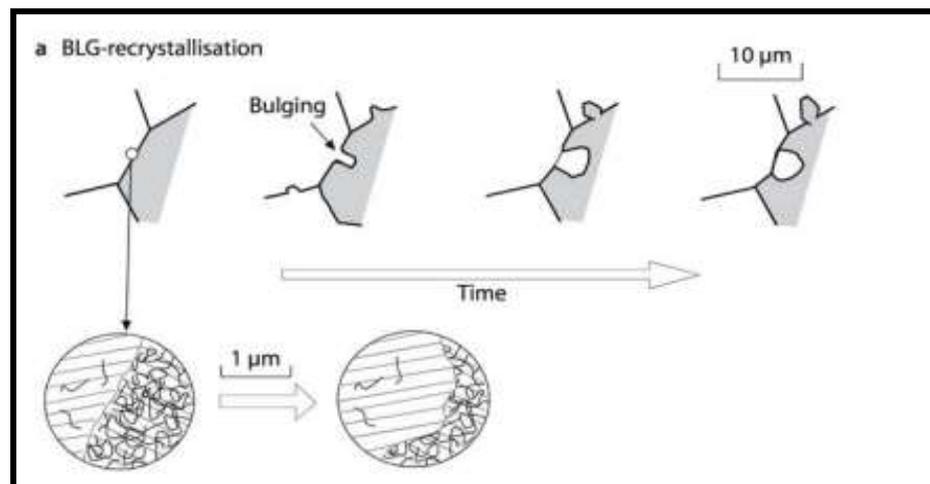


gambar 2.6 Tiga tipe *dynamic recrystalitation* dalam bentuk *polycrystal*. Satu dari dua kristal yang diarsir menunjukkan perubahan sebelum dan sesudah *recrystalisasi*. (Diadaptasi dari passchier and Trouw 2005).



3.2.1 *Bulging*

Bulging recrystallitation yaitu jika dua kristal yang saling berdekatan mempunyai perbedaan dalam densitas menyebabkan salah satu mineral yang memiliki densitas tinggi menonjol ke dalam mineral lain.



Gambar 2.7 Rekristalisasi *Bulging*. (Passchier and Trouw 2005)

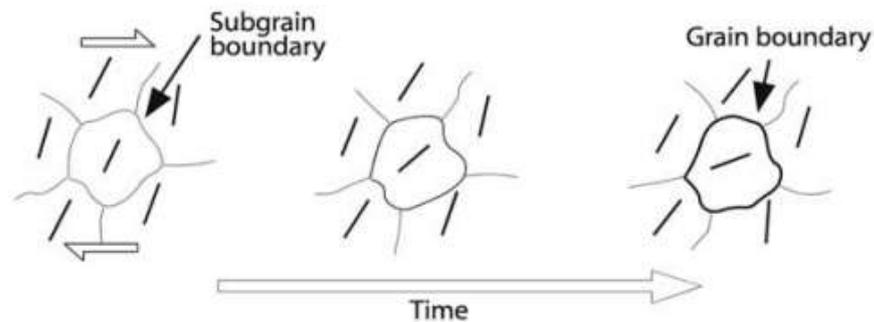
Bulging recrystallitation berlangsung dalam kondisi low temperature (Baily and Hirsch 1962; Drury *et al.* shigematsu 1999; stipp *et al.* 2002 dalam Passchier and Trouw 2005). BLG *recrystallitation* terjadi disepanjang sisi dari mineral yang lebih tua. Dalam suhu pembentukan pada mineral kuarsa tipe *bulging* berkembang pada suhu 300°C-400°C.

3.2.2 *Subgrain Rotation Recrystallitation*

Subgrain Rotation Recrystallitation (SGR) yaitu rotasi pada suatu akibat respon terhadap perpindahan atau pergesaran (*dislocation*) dinding butiran selama perkembangan deformasi dan dapat



menyebabkan sudut dari suatu butiran yang semakin berkembang dan melahirkan butiran baru (Passchier and Trouw 2005).



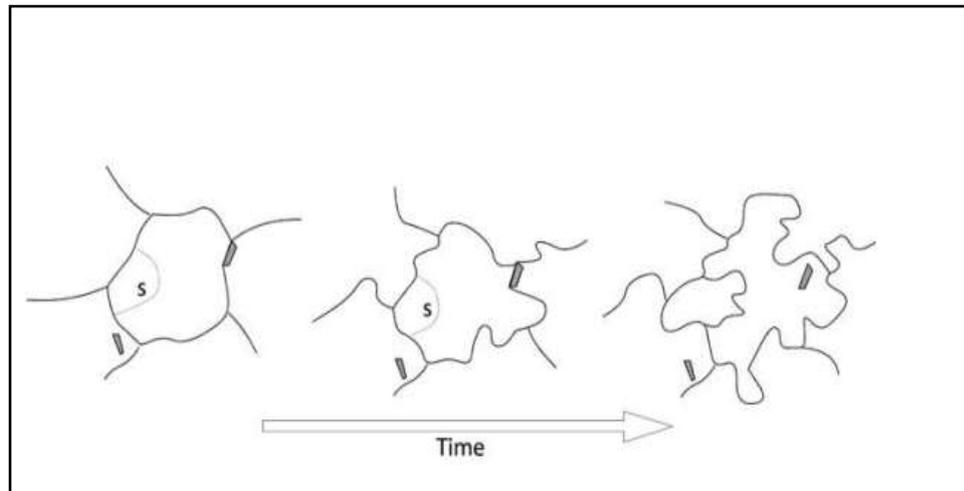
Gambar 2.8 Rekristalisasi *Subgrain Rotation*. (Passchier and Trouw 2005)

Perkembangan suhu kristal pada mineral kuarsa yaitu pada suhu 400°C-500°C (Passchier and Trouw 2005).

3.2.3 *Grain Boundary Migration Recrystallitation*

Grain Boundary Migration Recrystallitation (GBMR) merupakan tipe rekristalisasi yang dipengaruhi oleh naiknya temperatur sehingga merubah bentuk dari mineral tersebut. Pada temperatur yang tinggi menjalar kesegala arah dan menghapus tanda-tanda perubahan dislokasi dan batas dari subgrain pada kristal.





Gambar 2.9 Rekristalisasi *subgrain migration recrystallitation*. (Passchier and Trouw 2005)

