

**SKRIPSI**

**STUDI PETROGENESIS BATUAN BREKSI HIALOKLASTIK  
DAERAH BARUTTUNG KECAMATAN TONDONG TALLASA  
KABUPATEN PANGKAJENE DAN KEPULAUAN PROVINSI  
SULAWESI SELATAN**

**Disusun dan diajukan oleh :**

**MUH. ESA JAELANI  
D06 119 1119**



**DEPARTEMEN TEKNIK GEOLOGI  
FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
GOWA  
2024**

## LEMBAR PENGESAHAN

### STUDI PETROGENESIS BATUAN BREKSI HIALOKLASTIK DAERAH BARUTTUNG KECAMATAN TONDONG TALLASA KABUPATEN PANGKAJENE DAN KEPULAUAN PROVINSI SULAWESI SELATAN

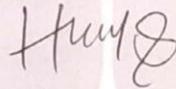
Disusun dan diajukan oleh :

**MUH. ESA JAELANI**  
**D061 19 1119**

Telah dipertahankan dihadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka  
Penyelesaian Studi Program Sarjana Teknik Geologi  
Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin

Menyetujui,

Pembimbing Utama



**Dr. Ir. Haerany Sirajuddin, M.T**

NIP. 19671119 199802 2 001

Ketua Departemen Teknik Geologi  
Fakultas Teknik  
Universitas Hasanuddin



**Dr. Eng. Hendra Pachri, S.T., M.Eng**

NIP. 19771214 200501 1 002

## PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan dibawah ini :

Nama : Muh. Esa Jaelani  
NIM : D061191119  
Program Studi : Teknik Geologi  
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul  
**Studi Petrogenesis Batuan Breksi Hialoklastik Daerah Baruttung Kecamatan  
Tondong Tallasa Kabupaten Pangkajene Dan Kepulauan Provinsi Sulawesi  
Selatan**

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambilan alihan tulisan orang lain dan bahwa skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Semua informasi yang ditulis dalam skripsi yang berasal dari penulis lain telah diberi penghargaan, yakni dengan mengutip sumber dan tahun penerbitannya. Oleh karena itu semua tulisan dalam skripsi ini sepenuhnya menjadi tanggung jawab penulis. Apabila ada pihak manapun yang merasa ada kesamaan judul dan atau hasil temuan dalam skripsi ini, maka penulis siap untuk diklarifikasi dan mempertanggungjawabkan segala resiko.

Segala data dan informasi yang diperoleh selama proses pembuatan skripsi, yang akan dipublikasi oleh Penulis di masa depan harus mendapat persetujuan dari Dosen Pembimbing.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan isi skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Gowa, Agustus 2024

Yang Menyatakan



Muh. Esa Jaelani

## ABSTRAK

**MUH. ESA JAELANI.** *Studi Petrogenesis Batuan Breksi Hialoklastik Daerah Baruttung Kecamatan Tondong Tallasa Kabupaten Pangkajene Dan Kepulauan Provinsi Sulawesi Selatan*, dibimbing oleh Dr. Ir. Haerany Sirajuddin, M.T.

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui karakteristik lingkungan pembentukan batuan Breksi Hialoklastik yang meliputi komposisi mineral batuan, evolusi magma dan jenis afinitas magma pada daerah penelitian. Metode penelitian ini dilakukan dengan preparasi 2 sampel batuan Breksi Hialoklastik dengan membuat sayatan tipis pada analisis petrografi dan uji *X-Ray Fluorescence* (XRF) pada analisis geokimia. Berdasarkan hasil penelitian pada analisis geokimia berupa jenis afinitas magma dengan perbandingan  $K_2O$  dan  $SiO_2$  menggunakan klasifikasi (Peccerillo dan Taylor., 1976 dalam Rollinson Hugh R., 1993) yaitu *Tholeiite Series*. Serta analisis petrografi berupa penamaan batuan menggunakan penamaan batuan menurut Fisher (1984) yaitu Breksi Hialoklastik dan komposisi mineral batuan Breksi Hialoklastik pada daerah penelitian terdiri dari gelas vulkanik, kuarsa devitrifikasi dan biotit devitrifikasi, opa $\alpha$  dan massa dasar. berdasarkan interpretasi tatanan tektonik menggunakan klasifikasi (Shervais, 1982 and Reagan dkk., 2010) dengan perbandingan  $TiO_2$  vs V pada batuan Breksi Hialoklastik di daerah penelitian terbentuk di daerah *Ocean Island Basalt*.

**Kata Kunci:** analisis geokimia, analisis petrografi, breksi hialoklastik, *tholeiite series*, *Ocean island basalt*.

## **ABSTRACT**

**MUH. ESA JAELANI.** *Petrogenesis Study Of Hyaloclastic Breccia Rocks Baruttung Area, Tondong Tallasa District, Pangkajene Regency And Islands Of South Sulawesi Province, Supervised Dr. Ir. Haerany Sirajuddin, M.T.*

*This study aims to determine the characteristics of the Hyaloclastic Breccia rock formation environment which includes rock mineral composition, magma evolution and magma affinity type in the study area. This research method was carried out by preparing 2 samples of Hyaloclastic Breccia rocks by making thin incisions in petrographic analysis and X-Ray Fluorescence (XRF) tests in geochemical analysis. Based on the results of research on geochemical analysis in the form of magma affinity types with the ratio of  $K_2O$  and  $SiO_2$  using the classification (Peccerillo and Taylor., 1976 in Rollinson Hugh R., 1993), namely the Tholeiite Series. As well as petrographic analysis in the form of rock naming using rock naming according to Fisher (1984), namely Hyaloclastic Breccia and the mineral composition of Hyaloclastic Breccia rocks in the study area consists of volcanic glass, devitrified quartz and devitrified biotite, opa and base mass. based on the interpretation of tectonic order using the classification (Shervais, 1982 and Reagan et al., 2010) with the ratio of  $TiO_2$  vs  $V$  in Hyaloclastic Breccia rocks in the study area formed in the Ocean Island Basalt area.*

**Keywords:** *geochemistry analysis, petrography analysis, hyaloclastite breccias, tholeiite Series, ocean island basalt*

## KATA PENGANTAR

Puji syukur patut dipanjatkan kehadiran Tuhan yang Maha Esa yang senantiasa memberikan limpahan kasih dan berkat, sehingga penyusunan tugas akhir dengan judul “Studi Petrogenesis Batuan Breksi Hialoklastik Daerah Baruttung Kecamatan Tondong Tallasa Kabupaten Pangkajene Dan Kepulauan Provinsi Sulawesi Selatan” bisa berjalan dengan lancar tanpa ada halangan suatu apapun. Pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan ucapan terima kasih kepada semua pihak yang telah membimbing, mengarahkan dan membantu penulis baik berupa bantuan moril maupun material dalam penyusunan, khususnya kepada:

1. Dr. Ir. Haerany Sirajuddin, M.T. sebagai pembimbing penulis yang telah memberikan waktu dan segala masukannya kepada penulis selama penyusunan laporan.
2. Dr. Ir. Kaharuddin MS, M.T. sebagai dosen penguji penulis yang akan memberikan ilmu dan saran kepada penulis.
3. Dr. Ulva Ria Irfan, S.T., M.T. sebagai dosen penguji penulis yang akan memberikan ilmu dan saran kepada penulis.
4. Dr. Eng.Hendra Pachri, S.T.,M.Eng selaku kepala Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin.
5. Seluruh Bapak dan Ibu dosen Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin yang telah memberikan bimbingannya.
6. Staf Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin yang telah membantu dalam segala administrasi pada penelitian Tugas Akhir.
7. Kedua Orang Tua yang telah memberikan dukungan secara materil maupun moril. Yang selalu senantiasa mendoakan agar penulis menjadi lebih baik dalam segala urusan dan membanggakan bagi keluarga.
8. Saudara Moch. Fahri Ramadhan, Rendra Satria Raharja, Ardiansyah, Syahrul Ramadhan, dan Rayhan Ramadhan yang telah menemani selama pengambilan data Tugas Akhir di lapangan.
9. Saudara-Saudari ku mahasiswa angkatan 2019 (JAEGER) yang telah melewati rasa suka dan dukanya selama berproses di jurusan Teknik Geologi Universitas Hasanuddin.

10. Himpunan Mahasiswa Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin (HMG FT-UH) sebagai rumah ke dua, yang menjadi wadah berkembangnya penulis hingga saat ini.
11. Berbagai pihak yang penulis tidak dapat sebutkan satu persatu, atas segala bantuan maupun dorongan yang diberikan selama ini.

Tersadar bahwa skripsi ini masih jauh dari kesempurnaan, penulis mengharapkan saran dan kritik dari semua pihak demi kesempurnaan skripsi ini. Akhirnya penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat dan menambah wawasan pengetahuan bagi semua pihak yang membutuhkan.

Gowa, Agustus 2024

Penulis

## DAFTAR ISI

HALAMAN SAMPUL .....	i
LEMBAR PENGESAHAN .....	ii
PERNYATAAN KEASLIAN .....	iii
ABSTRAK .....	iv
<i>ABSTRACT</i> .....	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI .....	viii
DAFTAR GAMBAR .....	x
DAFTAR TABEL.....	xiv
DAFTAR SINGKATAN DAN ARTI SIMBOL.....	xv
DAFTAR LAMPIRAN .....	xvi
BAB I PENDAHULUAN .....	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	2
1.3 Tujuan Penelitian .....	2
1.4 Manfaat Penelitian .....	2
1.5 Ruang Lingkup Penelitian .....	2
1.6 Peneliti Terdahulu.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA .....	5
2.1 Geologi Regional.....	5
2.1.1 Geomorfologi Regional.....	5
2.1.2 Stratigrafi Regional .....	6
2.1.3 Geologi dan Tektonik Regional.....	7
2.2 Magma .....	10
2.2.1 Komposisi Magma .....	10
2.3 Kelompok Batuan Magma Tholeitik .....	12
2.4 <i>Seamount and Submarine Volcaniclastic Rocks</i> .....	13
2.5 Batuan Breksi Hialoklastik.....	16
2.6 Lingkungan Tektonik.....	23
2.7 <i>Ocean Island Basalt (OIB)</i> .....	26
2.8 <i>X-Ray Flourescence (XRF)</i> .....	28

BAB III METODE PENELITIAN.....	29
3.1 Waktu dan Lokasi daerah.....	29
3.2 Variabel Penelitian.....	30
3.3 Alat dan Bahan .....	30
3.4 Metode Penelitian .....	31
3.5 Tahap Penelitian.....	31
3.5.1 Tahap Persiapan.....	31
3.5.2 Tahap Pengambilan Data.....	32
3.5.3 Tahap Pengolahan Data .....	33
3.5.4 Analisis Petrografi.....	33
3.5.5 Analisis Geokimia .....	34
3.6 Penyusunan Laporan.....	37
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	39
4.1 Geologi Daerah Penelitian.....	39
4.1.1 Geomorfologi Daerah Penelitian.....	39
4.1.2 Stratigrafi daerah Penelitian .....	41
4.1.3 Struktur Daerah Penelitian .....	51
4.2 Petrologi Batuan Breksi Hialoklastik Daerah Penelitian.....	54
4.3 Analisis Petrografi .....	57
4.4 Analisis Geokimia .....	60
4.4.1 Jenis dan Afinitas Magma.....	62
4.4.2 Evolusi Magma .....	64
4.5 Petrogenesis dan Geotektonik .....	66
BAB V PENUTUP.....	69
5.1 Kesimpulan.....	69
5.2 Saran .....	70
DAFTAR PUSTAKA .....	71

## DAFTAR GAMBAR

Gambar 1. Peta Geologi Area Bantimala (Kaharuddin, 2010, dimodifikasi dari Sukanto, 1986) .....	6
Gambar 2. Peta Geologi Area Bantimala (Kaharuddin, 2019).....	7
Gambar 3. Penampang tektonik konvergen dengan asosiasi batuan dari masa Mesozoikum hingga Tersier di daerah sungai Elle, Bantimala. (A) Subduksi lempeng oseanik terhadap kontinen Asia, pembentukan batupasir Paremba, rijang, dan sekis serta akresi, palung Meratus-Bantimala. (B) Pembentukan busur, cekungan busur vulkanisme dan mélange, olistostrome, dan batupasir balangbaru. (Kaharuddin, 2019).....	9
Gambar 4. Kisaran komposisi (persen berat) jenis batuan beku dan dibedakan menjadi tiga kelompok utama jenis magma yang ada di bumi (Flint, 1977 dalam Mustikayanti, 2021).....	12
Gambar 5. The life cycle of seamounts (Sigurdsson, 2015 dimodifikasi dari Staudigel and Clague, 2010) .....	15
Gambar 6. Diagram yang menunjukkan berbagai jenis batuan dan proses vulkanik yang terkait dan tidak terkait secara genetik. A, Penampang melintang skematik melalui aliran lava bawah laut yang menunjukkan karakter dan susunan fasies vulkanik kontemporer yang berkembang sehubungan dengan penempatan lava ini. Bagian yang ditandai 1, 2, dan 3 pada diagram fasies didefinisikan oleh bagian stratigrafi yang terletak di antara fasies-fasies. Setiap bagian menunjukkan fasies yang terkait secara genetik yang secara nyata berbeda dalam karakter litologi, tekstur, dan organisasi internal. B, Penampang melintang skematis melalui kubah bawah laut kubah bawah laut yang menunjukkan karakter dan susunan fasies vulkanik kontemporer yang berkembang dengan penempatan lava-lava ini. (W.C Path, 2012 dimodifikasi dari McPhie, 2003). .....	15
Gambar 7. Breksi Hialoklastik di Lakia, Islandia .....	16
Gambar 8. Pecahan kaca berbutir dengan berbagai ukuran, sering kali berbentuk serpihan hingga gumpalan, dan sering kali dengan tepi dan sudut yang tajam, dan margin planar pada Breksi hialoklastik (J.V Wright, 1996).....	18
Gambar 9. Breksi hialoklastit awal dari tanggul lava. Perhatikan kerak kaca di sekeliling blok-blok tak beraturan, yang tertanam di dalam hialoklastit yang kaya akan zeolit (Silvestri, 1963) .....	19
Gambar 10. Breksi bantal di atas aliran lava. Pecahan bantal mendominasi blok-blok tersebut (Silvestri, 1963).....	19
Gambar 11. Breksi hialoklastit dengan matriks palagonit (Alistair, 2018).....	20
Gambar 12. Breksi hialoklastit yang melintas di bagian atasnya menjadi hialoklastit bertingkat secara in situ (Silvestri, 1963) .....	21

Gambar 13. Breksi hialoklastit berulang yang disisipkan endapan kuarter calcarenite (Silvestri, 1963).....	21
Gambar 14. Fotomikrograf hialoklastit Miosen yang terdiri dari irisan sideromelane (Fisher, 1984).....	22
Gambar 15. Hialoklastik basal. (A) Fotomikrograf fragmen kaca sideromelana berbutir-butir dari endapan Seamount Six dari kedalaman sekitar 2 km, di luar sumbu ke arah Kenaikan Pasifik Timur. Fragmen terbesar berukuran 4 mm. (B) Foto dari kapal selam hialoklastit yang sesuai dengan potongan <i>jigsaw-fit</i> di gunung api Loihi pada kedalaman 1,2 km. (Sigurdsson, 2015).....	23
Gambar 16. Jenis-jenis tatanan tektonik (Wilson, 1989) .....	25
Gambar 17. Model mantel dua lapis dengan lapisan padat di bagian mantel bawah dan lebih sedikit penipisan elemen litofil dan gas mulia. Bagian atas lapisan bervariasi kedalamannya dari hingga mendekati batas inti-mantel (Winter, 2014 Setelah Kellogg, 1999)	27
Gambar 18. Peta Tunjuk Lokasi Penelitian.....	29
Gambar 19. Hasil penginputan data hasil analisis X-Ray Fluorescence (XRF) pada software microsoft excel.....	34
Gambar 20. Proses memasukkan file data hasil analisis X-Ray Fluorescence (XRF) kedalam software GCDkit .....	35
Gambar 21. Proses dalam penginputan klasifikasi untuk plotting hasil yang terjadi pada daerah penelitian.....	35
Gambar 22. Klasifikasi afinitas magma berdasarkan perbandingan K <sub>2</sub> O dan SiO <sub>2</sub> (Peccerillo dan Taylor., 1976 dalam Rollinson, Hugh R., 1993).....	36
Gambar 23. Klasifikasi evolusi magma kandungan major element terhadap SiO <sub>2</sub> pada diagram variasi (Hacker, 1909 dalam Rollinson, Hugh R., 1993).....	37
Gambar 24. Diagram Alir (Flow chart).....	38
Gambar 25. Kenampakan puncak yang relatif cembung dengan relief terjal difoto ke arah N344°E.....	40
Gambar 26. Kenampakan relief Sungai yang terjal sekitar stasiun 14 difoto ke arah N344°E .....	40
Gambar 27. Kenampakan struktur lipatan antiklin (X) sinklin (Y) pada litologi rijang sekitar stasiun 14 difoto ke arah N344°E.....	41
Gambar 28. Kenampakan singkapan olistostrom pada stasiun 15 difoto ke arah N97°E .....	42
Gambar 29. Kenampakan singkapan olistostrom tampak semen kemerahan dari rijang pada stasiun 16 difoto ke arah N64°E.....	42
Gambar 30. Kenampakan mikroskopis sekis pada stasiun 15 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Aktinolit (Act), Muskovit (Ms), Kuarsa (Qz) dan Opaq (Opq). .....	43
Gambar 31. Kenampakan singkapan olistostrom (X) breksi hialoklastik (Y) rijang (Z) pada sekitar stasiun 14 difoto ke arah N358°E .....	44

Gambar 32. Kenampakan singkapan breksi hialoklastik hialoklastik pada stasiun 4 difoto ke arah N41°E.....	45
Gambar 33. Kenampakan tekstur agregasi gelas vulkanik singkapan breksi hialoklastik sekitar stasiun 13 difoto ke arah N18°E .....	45
Gambar 34. Kenampakan mikroskopis breksi hialoklastik (hialoklastik) pada stasiun 4 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Fragmen batuan (Rf), Kuarsa devitrifikasi (Qz) dan Glass vulkanik (Gv) .....	46
Gambar 35. Kenampakan singkapan olistostrom (X) breksi hialoklastik (Y) rijang (Z) pada sekitar stasiun 14 difoto ke arah N59°E.....	47
Gambar 36. Kenampakan singkapan rijang dengan struktur berlapis lamination pada stasiun 2 difoto ke arah N8°E (A), Kenampakan singkapan rijang dengan struktur berlapis convolute lamination sekitar stasiun 13 difoto ke arah N119°E .....	48
Gambar 37. Kenampakan singkapan rijang yang mengalami deformasi tampak struktur lipatan sekitar stasiun 19 difoto ke arah N14°E..	48
Gambar 38. Kenampakan mikroskopis rijang pada stasiun 2 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Fosil radiolaria (Rd), Oksida besi (Oks).....	49
Gambar 40. Kolom stratigrafi daerah penelitian.....	51
Gambar 39. Penampang profil lintasan A-B .....	50
Gambar 41. Kenampakan singkapan rijang yang mengalami deformasi, tampak struktur lipatan pada St6 (A) kedudukan N 97°E/61°, St7 (B) kedudukan N 297°E/29°, St8 (C) kedudukan N 321°E/32°, St9 (D) kedudukan N 234°E/31° dan St10 (E) kedudukan N 146°E/34°.....	52
Gambar 42. Kenampakan cermin sesar pada batuan rijang difoto ke arah N286°E.....	54
Gambar 43. Hasil plotting data fault slip menurut Rickard (1972) dalam Ragan (2009) menunjukkan sesar geser dekstral menurun (Normal Right Slip Fault).....	54
Gambar 44. Kenampakan zona hancuran sekitar stasiun 13 difoto ke arah N24°E.....	55
Gambar 45. Singkapan Breksi hialoklastik pada stasiun 5 difoto ke arah N9°E .....	56
Gambar 46. Contoh batuan breksi hialoklastik .....	56
Gambar 47. Kenampakan mikroskopis breksi hialoklastik (hialoklastik) pada stasiun 5 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Biotit devitrifikasi (Bt), Kuarsa devitrifikasi (Qz) dan Glass vulkanik (Gv). .....	57
Gambar 48. Kenampakan mikroskopis breksi hialoklastik (hialoklastik) pada stasiun 11 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Gelas vulkanik (Gv). .....	58

Gambar 49. Kenampakan mikroskopis breksi hialoklastik (hialoklastik) pada stasiun 12 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Kuarsa devitrifikasi (Qz) dan Glass vulkanik (Gv).....	58
Gambar 50. Kenampakan mikroskopis breksi hialoklastik (hialoklastik) pada stasiun 13 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Biotit devitrifikasi (Bt), Kuarsa devitrifikasi (Qz) dan Glass vulkanik (Gv) .....	59
Gambar 51. Kenampakan mikroskopis breksi hialoklastik (hialoklastik) pada stasiun 14 yang memperlihatkan komposisi mineral terdiri dari Biotit devitrifikasi (Bt), Kuarsa devitrifikasi (Qz) dan Glass vulkanik (Gv). .....	60
Gambar 52. Hasil plotting pada klasifikasi afinitas magma berdasarkan perbandingan $K_2O$ dan $SiO_2$ (Peccerillo dan Taylor., 1976 dalam Rollinson, Hugh R., 1993) .....	64
Gambar 53. Hasil plotting kandungan major element terhadap $SiO_2$ .....	65
Gambar 54. Hasil asil plotting kandungan major element terhadap $SiO_2$ , Diagram geotectonic $TiO_2$ vs V (Shervais, 1982 and Reagan dkk., 2010).....	67
Gambar 55. Model petrogenesis pada lingkungan tektonik ocean island basalt (Winter,2014) .....	68

## DAFTAR TABEL

Tabel 1. Volcanic rock series in quarternary (Miyashiro,1982) .....	13
Table 2. Klasifikasi karakteristik magma berdasarkan tatanan tektonik (Barbarin, 1990 dalam Winter, 2001).....	26
Table 3. Klasifikasi magma berdasarkan kandungan SiO <sub>2</sub> (%) atau derajat keasaman (Le Maitre et al., 1989 dalam Rollinson, Hugh R., 1993).....	36
Table 4. Kompilasi data kedudukan untuk struktur lipatan pada satuan rijang.....	52
Table 5. Hasil pengukuran Fault slip pada daerah penelitian.....	54
Table 6. Persentase mineral berdasarkan petrografis pada breksi hialoklastik .....	60
Table 7. Uji yang dilakukan pada setiap sampel .....	61
Table 8. Hasil analisis geokimia unsur utama (major element) pada breksi hialoklastik dan rijang breksi hialoklastikan.....	61
Table 9. Hasil analisis geokimia unsur jejak (trace element) pada breksi hialoklastik dan rijang breksi hialoklastikan.....	62
Table 10. Klasifikasi magma berdasarkan kandungan SiO <sub>2</sub> (%) atau derajat keasaman (Le Maitre et al., 1989 dalam Rollinson, Hugh R., 1993).....	63
Tabel 11. Volcanic rock series in quarternary (Miyashiro,1982) .....	66

## DAFTAR SINGKATAN DAN ARTI SIMBOL

Lambang/Singkatan	Arti dan Keterangan
%	Persen
o ‘”	Derajat Menit Detik
>	Lebih dari
<	Kurang dari
±	Kurang Lebih
//	Nikol Nikol Sejajar
X	Nikol Nikol Silang
Act	Aktinolit
Bakosurtanal	Badan Koordinasi Survei dan Pemetaan Nasional
BIG	Badan Informasi Geospasial
BXH	Breksi Hialoklastik
Bt	Biotit
Cal	Kalsit
Cl	Klorit
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
Dkk	Dan kawan-kawan
E	<i>East</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
Gv	Gelas Vulkanik
Hcl	Hidrogen klorida
Km	Kilometer
m	Melange
MORB	<i>Mid Ocean Ridge Basalt</i>
Ms	Muskovit
N	North
OIB	<i>Ocean Island Basalt</i>
OLI	<i>Olistostrome</i>
Op	Opaq
Qz	Kuarsa
Rd	Radiolarian
XRF	X-ray flouresccene

## **DAFTAR LAMPIRAN**

Lampiran 1. Deskripsi Petrografi

Lampiran 2. Hasil Analisis XRF

Lampiran 3. Peta Stasiun dan Peta Geologi

Lampiran 4. Kolom Stratigrafi

# **BAB I PENDAHULUAN**

## **1.1 Latar Belakang**

Geokimia adalah ilmu yang mempelajari kandungan unsur dan isotop dalam lapisan bumi, terutama yang berhubungan dengan kelimpahan (abundant), penyebaran serta hukum-hukum yang mengaturnya. Secara terperinci studi geokimia mempelajari jumlah dan penyebaran dari unsur-unsur kimia di dalam mineral, batuan, cebakan, tanah, air tanah dan di atmosfer serta daur dari unsur-unsur kimia di alam berdasarkan sifat-sifat atom atau ionnya. Dengan mengetahui kandungan unsur serta karakteristik petrologi dan petrografi suatu batuan vulkanik kita dapat mengetahui evolusi magma, jenis dan afinitias magma, serta petrogenesa batuan.

Kompleks Bantimala ialah istilah yang tidak asing lagi untuk didiskusikan oleh para ahli geologi Indonesia. Perdebatan mengenai proses-proses geologi yang bekerja menjadi suatu hal yang menarik dikarenakan dari interpretasi proses geologi yang bekerja pada daerah tersebut dapat menjadi rujukan sekaligus data pendukung dalam melakukan eksplotasi sumber daya alam baik mineral industri maupun sumber energi. Kompleks Bantimala yang tersusun oleh batuan metamorf yaitu glaucophane schist, hornblende-mica schist, eclogite, granulite, phyllite dan metaquartzite berumur Trias (Sukanto,1975), mélange dengan komponen sekis, kuarsit, metachert, metabasal yang berumur Jura-Kapur dan batuan sedimen yang meliputi serpih kersikan, batupasir, batulempung dan rijang radiolarian berselingan dengan lapisan tufa riolit berumur Kapur (Wakita, 1996).

Tufa riolit yang telah ditemukan oleh Wakita dkk (1996) dan setelah penelitian lebih lanjut dinamakan hialoklastik oleh Kaharuddin (2019) memberikan suatu ide dalam mengkaji lebih lanjut terhadap proses tektonik, stratigrafi dan pengendapannya. Berdasarkan uraian tersebut, maka penulis melakukan penelitian pada Daerah Baruttung, Kecamatan Tondong Tallasa, Kabupaten Pangkajene dan Kepulauan, Provinsi Sulawesi Selatan. Penelitian yang dilakukan berupa pemetaan geologi berskala 1:3000 dan studi petrogenesa batuan Breksi Hialoklastik pada daerah penelitian. Informasi geologi dan geokimia yang diperoleh diharapkan dapat

memenuhi kebutuhan data geologi dan geokimia daerah yang bersangkutan, terutama untuk pengembangan daerah setempat.

## **1.2 Rumusan Masalah**

Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui genesa pada batuan breksi hialoklastik dengan melihat data geokimia unsur utama dan jejak serta pengamatan petrografi sampel batuan pada daerah penelitian. Berdasarkan hal tersebut, maka rumusan masalah dalam penelitian disusun sebagai berikut :

1. Bagaimana karakteristik breksi hialoklastik di daerah penelitian?
2. Dimana terjadi proses pembentukan dan pengendapan breksi hialoklastik di daerah penelitian?

## **1.3 Tujuan Penelitian**

Adapun tujuan penelitian di daerah Baruttung Kecamatan Tondong Tallasa Kabupaten Pangkep Provinsi Sulawesi Selatan, yaitu:

1. Mengetahui kondisi geologi daerah penelitian yang meliputi aspek geomorfologi, stratigrafi, dan struktur geologi.
2. Mengetahui karakteristik batuan breksi hialoklastik dari analisis petrografi.
3. Mengetahui jenis dan afinitas magma beserta evolusi magma pada batuan breksi hialoklastik dari analisis geokimia.
4. Menginterpretasikan tatanan tektonik pada batuan breksi hialoklastik.

## **1.4 Manfaat Penelitian**

Manfaat penelitian ini untuk dijadikan sebagai referensi secara lebih lanjut dalam mengetahui proses terjadinya tatanan tektonik pada batuan breksi hialoklastik di daerah penelitian.

## **1.5 Ruang Lingkup Penelitian**

Agar penelitian lebih terarah, maka penelitian dibatasi mencakup:

1. Penamaan batuan di daerah penelitian seperti olistolith dari olistostrom secara megaskopis menggunakan deskripsi menurut Abbate,dkk (1970) dan Hsu (1974), secara mikroskopis menggunakan klasifikasi Travis (1955) dan Pettijohn (1974). Penamaan batuan rijang menurut Boggs (1950). Sedang penamaan batuan Breksi Hialoklastik menurut Fisher (1984).
2. Lokasi penelitian dilakukan di Daerah Baruttung, Kecamatan Tondong Tallasa, Kabupaten Pangkajene dan Kepulauan, Provinsi Sulawesi Selatan.
3. Batuan yang menjadi yang menjadi objek penelitian adalah olistostrom, breksi hialoklastik, dan rijang dari Kompleks Bantimala yang tersingkap di daerah penelitian.
4. Studi khusus dibatasi pada genesa breksi hialoklastik serta hubungan dengan batuan disekitarnya.
5. Metode yang digunakan adalah analisis petrografi dan analisis geokimia berupa XRF.

## 1.6 Peneliti Terdahulu

Beberapa peneliti yang pernah melakukan penyelidikan geologi di daerah penelitian, antara lain:

1. Sukamto, Rab. (1982) melakukan penelitian tentang geologi regional lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat, Sulawesi.
2. Wakita, K., Sopaheluwakan, J., Miyazaki, K., Zulkarnaen, I., Munasri (1996) melakukan penelitian tentang *Tectonic of the Bantimala Complex, South Sulawesi, Indonesia, Tectonic Evolution of Southeast Asia*
3. Maulana dkk (2009) melakukan penelitian tentang karakteristik petrologi, geokimia dan evolusi metamorfik kompleks BantimalaSulawesi Selatan.
4. Kaharuddin MS. (2010) melakukan penelitian tentang Perkembangan Tektonik dan Stratigrafi Kompleks Bantimala, Sulawesi Selatan.
5. Setiawan dkk, (2014) melakukan penelitian tentang karakteristik geokimia batuan metamorf Sulawesi Selatan, Jawa Tengah, Selatan dan Kalimantan Barat.

6. Kaharuddin, Jaya, A., Sirajuddin, H., (2015) melakukan penelitian tentang Olistostrome dan Batu Mulia Kompleks Tektonik Bantimala Kabupaten Pangkajene dan Kepulauan, Sulawesi Selatan.
7. Kaharuddin, Imran, A. Jaya, A.dkk (2017) melakukan penelitian tentang *Olistostrome and the mesozoic tectonic of the bantimala complex, South Sulawesi*.
8. Kaharuddin MS. (2018) melakukan penelitian tentang Fenomena breksi skistika, breksi autoklastik dan rijang radiolaria, jejak tektonik Mesozoikum di Kawasan Kompleks Tektonik Bantimala, Sulawesi Selatan.
9. Kaharuddin MS. (2019) melakukan penelitian tentang *Olistostrome and its implications to geological disaster on coastal area with special reference to the Bantimala tectonic complex, Pangkep Regency South Sulawesi Province*.

## **BAB II TINJAUAN PUSTAKA**

### **2.1 Geologi Regional**

#### **2.1.1 Geomorfologi Regional**

Di daerah Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat terdapat dua baris pegunungan yang memanjang hampir sejajar pada arah utara-barat laut dan terpisahkan oleh lembah Sungai Walanae. Pegunungan yang barat menempati hampir setengah luas daerah, melebar di bagian selatan (50 km) dan menyempit di bagian utara (22 km). Puncak tertingginya 1694 m, sedangkan ketinggian rata-ratanya 1500 m. Pembentuknya sebagian besar batuan gunungapi. Di lereng barat dan di beberapa tempat di lereng timur terdapat topografi kras, penceminan adanya batugamping. Di antara topografi kras di lereng barat terdapat daerah perbukitan yang dibentuk oleh batuan Pra-Tersier. Pegunungan ini di barat daya dibatasi oleh dataran Pangkajene-Maros yang luas sebagai lanjutan dari dataran di selatannya.

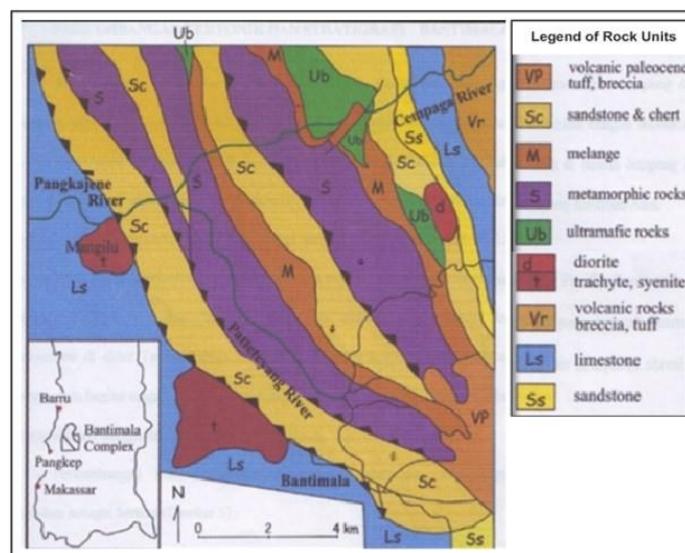
Pegunungan yang di timur relatif lebih sempit dan lebih rendah, dengan puncaknya rata-rata setinggi 700 m, dan yang tertinggi 787 m. Juga pegunungan ini sebagian besar berbatuan gunung api. Bagian selatannya selebar 20 km dan lebih tinggi, tetapi ke utara menyempit dan merendah, dan akhirnya menunjam ke bawah batas antara Lembah Walanae dan dataran Bone. Bagian utara pegunungan ini bertopografi kras yang permukaannya sebagian berkerucut. Batasnya di timur laut adalah dataran Bone yang sangat luas, yang menempati hampir sepertiga bagian timur.

Lembah Walanae yang memisahkan kedua pegunungan tersebut di bagian utara selebar 35 km tetapi di bagian selatan hanya 10 km. Di tengah terdapat Sungai Walanae yang mengalir ke utara Bagian selatan berupa perbukitan rendah dan di bagian utara terdapat dataran aluvium yang sangat luas mengelilingi Danau Tempe. (Sukanto, Rab dan Supriatna S., 1982).

## 2.1.2 Stratigrafi Regional

Secara regional pada daerah penelitian termasuk kedalam peta geologi daerah pangkajene dan watampone bagian barat Sulawesi yang disusun oleh Sukamto, Rab dan Supriatna S., 1982). Kelompok batuan tua yang umurnya belum diketahui terdiri dari batuan ularabasa, batuan malihan dan batuan melange. Batuannya terbreksikan dan tergerus, dan sentuhannya dengan formasi di sekitarnya berupa sesar atau ketidselarasan. Penarikan radiometri pada sekis yang menghasilkan 111 juta tahun kemungkinan menunjukkan peristiwa malihan akhir pada tektonik Zaman Kapur. Batuan tua ini tertindih tak selaras oleh endapan flysch Formasi Balangbaru dan Formasi Marada yang tebalnya lebih dari 2000 m dan berumur Kapur Akhir. Kegiatan magma sudah mulai pada waktu itu dengan bukti adanya sisipan lava dalam flysch (Sukamto, 1982). Adapaun batuan penyusun pada daerah penelitian dan sekitarnya terdiri dari :

m **KOMPLEK MELANGE** : batuan campur aduk secara tektonik terdiri dari grewake, breksi, konglomerat, batupasir; terkersikkan, serpih kelabu, serpih merah, rijang radiolaria merah, batusabak, sekis, ultramafik, basal, Breksi Hialoklastik dan lempung; himpunan batuan ini mendaun, kebanyakan miring ke arah timurlaut dan tersesarkan naik ke arah baratdaya; satuan ini tebalnya tidak kurang dari 1750 m, dan mempunyai sentuhan sesar dengan satuan batuan di sekitarnya.



Gambar 1. Peta Geologi Area Bantimala (Kaharuddin, 2010, dimodifikasi dari Sukamto, 1986)

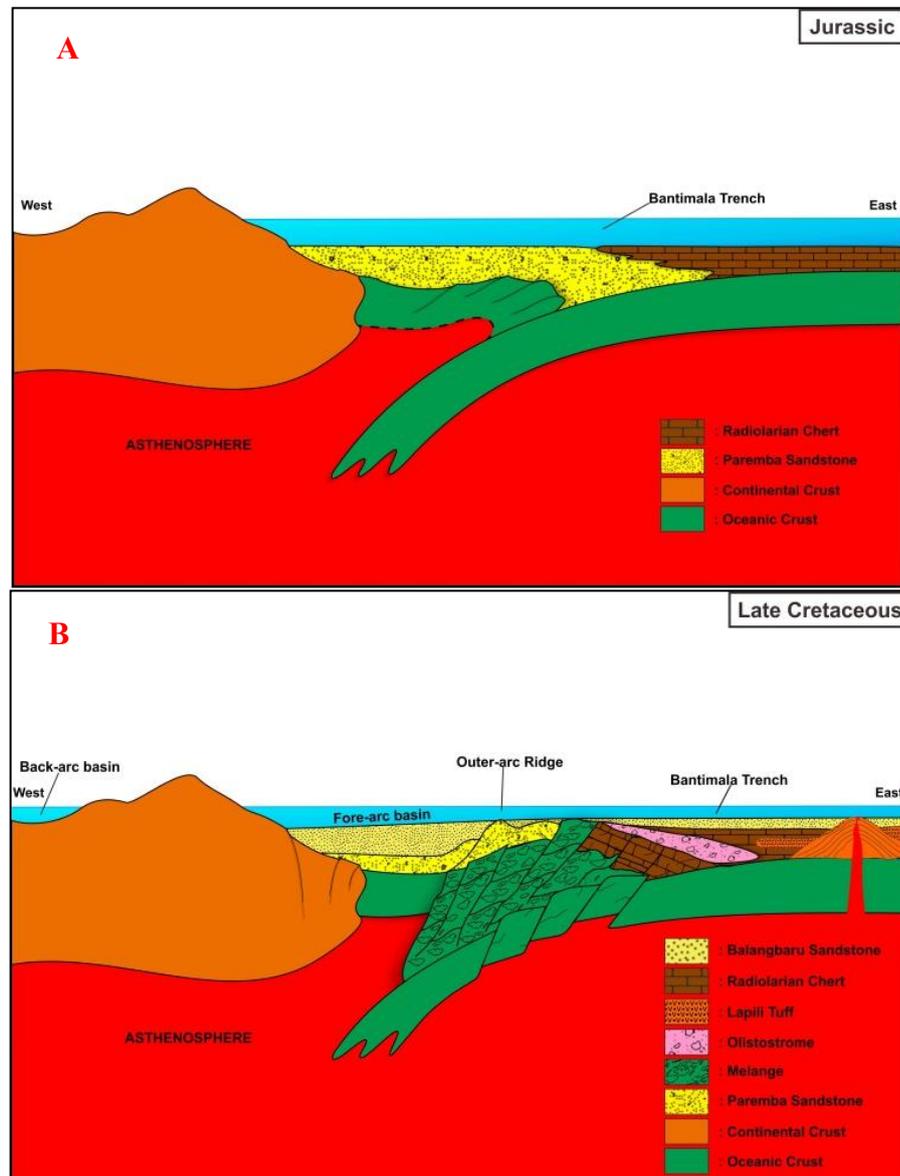


radiolarian (Jura Akhir – Kapur Awal) menunjukkan umur K/Ar 111 juta tahun, dan genes dari komponen konglomerat alas Formasi Balangbaru (Kapur Akhir Atas) menunjukkan umur 164 juta tahun. Adanya rombakan batuan malihan di dalam Batupasir Paremba (Jura Awal – Jura Tengah) dan genes yang berumur 164 juta tahun menunjukkan bahwa proses pemalihan yang membentuk satuan batuan ini setidaknya terjadi pada zaman Trias, dan diduga terjadi di lajur orogen tepi kerak benua yang berkembang menjadi lajur tunjaman (Sukamto, 1982).

Breksi sekis yang dapat dipetakan mempunyai ketebalan  $\pm$  340 m, sebagian merupakan alas dari rijang Paring (Sukamto, 2011), setebal antara 8 – 9 m, dan bersamanya membentuk blok batuan dalam kompleks *mélange*. Breksi sekis berupa breksi yang sebagian besar kompoennya terdiri dari sekis dan genes. Secara megaskopis kompenen breksi terdiri dari sekis klorit, sekis mika, sekis amfibol, genes dan kuarsit (Sukamto, 2011). Breksi sekis ini mengandung komponen basal dan batupasir wake yang terubah kuat. Breksi sekis kontak selaras dengan rijang Paring dan dengan satuan batuan lain berupa sesar atau bidang gerusan. Lapisan – lapisan tipis breksi dan batupasir, setebal antara 1 – 2 m sebagai sisipan dalam rijang Paring. Breksi sekis juga ditemukan di dalam Bancuh Pangkajene yang mempunyai fragmen berstruktur bodin dengan lebar singkapan antara 1 – 50 m. Umur breksi sekis diperkirakan sama atau sedikit lebih tua dari rijang Paring yang berdasarkan fosil radiolaria berumur Jura Akhir – Kapur Awal (Sukamto, 2011; Wakita dkk., 1996). Satuan batuan breksi sekis yang komponennya tak terpilah dan tersusun terutama oleh campuran bongkah, kerakal dan kerikil, dengan massa dasar batupasir serta sedikit batulempung ini bisa jadi terbentuk oleh aliran rombakan (*debris flow*) di laut dalam bersama dengan pengendapan rijang radiolaria.

Rijang Paring terdiri dari rijang berlapis bagus dengan perlapisan kebanyakan antara 1 – 20 cm, dan ada yang tebalnya mencapai 40 cm, dan mengandung banyak banyak fosil radiolaria. Di dalam rijang Paring terdapat sisipan batulempung, batupasir lukut sekis dan breksi sekis (Sukamto, 2011; Wakita dkk., 1994). Sebagian lapisan rijang mengandung pecahan sekis dengan ukuran butir sampai 20 cm. Anggota satuan ini adalah batulempung yang sebagian rijangan dan berselingan dengan batupasir wake. Perlapisannya sebagian terlipat lemah, sebagian terlipat kuat dan sebagian tebreksikan. Di dalam kompleks *mélange*

Bantimala, satuan rijang Paring ini berupa blok batuan sepanjang  $\pm 7$  km dengan tebal  $\pm 290$  m. Kandungan fosil radiolaria antara lain *Pseudodictyomitra*, *Xitus*, *Zifondium* dan *Archaedictyomitra* menunjukkan umur Jura Akhir – Kapur Awal (160 – 97 juta tahun). Rijang radiolaria berlapis bagus seperti itu ditafsirkan terendapkan di laut dalam (Sukamto, 2011; Wakita dkk., 1994 dalam Kaharuddin, 2019).



Gambar 3. Penampang tektonik konvergen dengan asosiasi batuan dari masa Mesozoikum hingga Tersier di daerah sungai Elle, Bantimala. (A) Subduksi lempeng oseanik terhadap kontinen Asia, pembentukan batupasir Paremba, rijang, dan sekis serta akresi, palung Meratus-Bantimala. (B) Pembentukan busur, cekungan busur vulkanisme dan mélange, olistostrome, dan batupasir balangbaru. (Kaharuddin, 2019)

## 2.2 Magma

Dalam *Glossary of Basic Geological Terms*, magma adalah suatu larutan silikat yang kadang-kadang mengandung gas dengan persentase sebesar persentase mineral padatnya (Akrherz, 2004 dalam Mulyaningsih, Sri., 2015). Dalam *Glossary of Geology*, magma diartikan sebagai material batuan leleh yang terbentuk secara alamiah, berasal dari dalam bumi dan memiliki kapabilitas sebagai intrusi dan ekstrusi batuan beku dapat terbentuk melalui proses pembekuan dan proses-proses lain yang berhubungan dengannya (Gary dkk., 1972 dalam Mulyaningsih, Sri., 2015). Menurut (Mulyaningsih, Sri., 2015), dalam *glossary of volcano terms* (USGS), magma adalah batuan leleh atau batuan leleh sebagian yang terletak di bawah permukaan bumi. Ketika magma bererupsi hingga ke permukaan, maka disebut sebagai lava. Dalam hal ini, magma terdiri atas:

1. Bagian cair (merujuk sebagai lelehannya).
2. Bagian padatan (*solid portion*), yang tersusun atas mineral-mineral yang terkristalisasi secara langsung dari material lelehannya.
3. Batuan padatan (*solid rocks*) tergabung ke dalam tubuh magma di sepanjang konduit atau reservoir magma, yang disebut sebagai xenolith atau inklusi.
4. Gas terlarut.

### 2.2.1 Komposisi Magma

Secara umum batuan beku disusun oleh enam kelompok mineral seperti olivin, piroksen, amfibol, mika, feldspar dan kuarsa. Kita ketahui bahwa batuan beku merupakan hasil pembekuan langsung magma baik didalam bumi maupun diatas permukaan bumi, jadi komposisi magma dapat diketahui dari studi batuan beku. Contoh magma di permukaan bumi adalah lava. Unsur-unsur yang terkandung didalam mineral-mineral penyusun batuan beku adalah Si (silikon), Al (Aluminium), Ca (Kalsium), Na (Sodium), K (Potasium), Fe (Besi), Mg (Magnesium), H (Hidrogen), O (Oksigen), unsur-unsur ini sering dijumpai dalam ion oksida sebagai  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , dan unsur-unsur yang ada dalam periode 3. Oleh sebab itu unsur-unsur ini merupakan hal yang terpenting didalam magma sehingga unsur ini sering dipakai para ahli sebagai komponen pembanding untuk klasifikasi

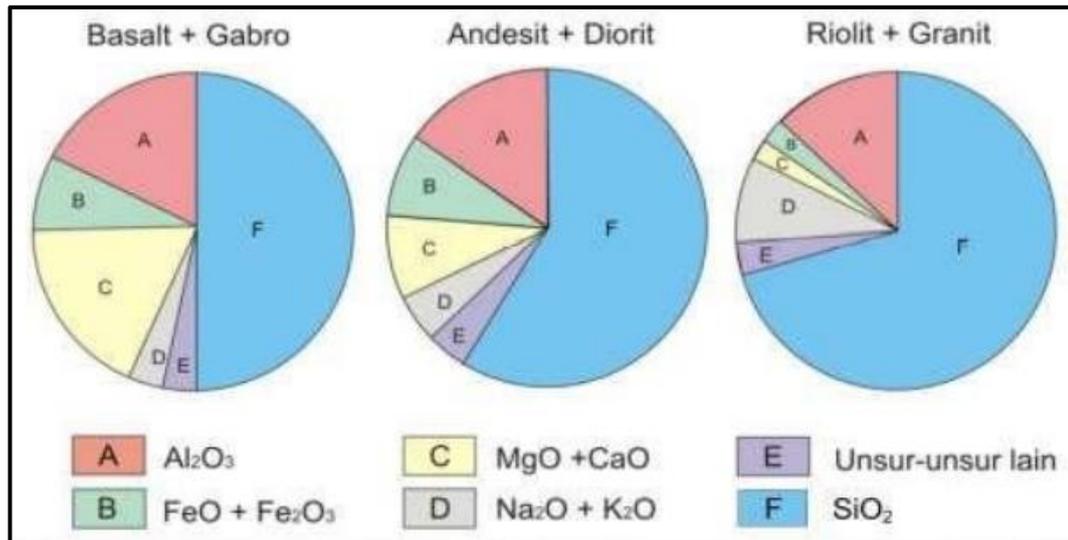
batuan. Secara mendasar komposisi kimia dan mineralogi daerah sumber memperlihatkan proses-proses penting yang mengendalikan komposisi batuan beku. Komposisi unsur-unsur utama dan jejak ditentukan oleh proses peleburan dan derajat partial melting, walaupun komposisi peleburan dapat berubah dalam jumlah besar selama menuju permukaan bumi (Rollinson, 1993 dalam Mustikayanti, 2021).

Komposisi magma hasil analisis kimia menunjukkan kisaran 45% berat dan sampai 75% berat  $\text{SiO}_2$ . Hanya sedikit lava yang komposisi  $\text{SiO}_2$  mencapai serendah 30% berat dan setinggi 80% berat, tetapi variasi ini terbentuk apabila magma terasimilasi oleh fragmen batuan sedimen dan batuan malihan atau ketika diferensiasi magma sehingga menyebabkan komposisi magma berubah.

Berdasarkan analisis kimia tersebut diperoleh tiga jenis magma (Gambar 4), yaitu:

1. Magma mengandung sekitar 50%  $\text{SiO}_2$  membentuk batuan beku basal, diabas dan gabro.
2. Magma mengandung sekitar 60%  $\text{SiO}_2$  membentuk batuan beku andesit dan Breksi Hialoklastik
3. Magma mengandung sekitar 70%  $\text{SiO}_2$  membentuk batuan beku riolit dan granit.

Selain komposisi senyawa  $\text{SiO}_2$ , pada gambar juga memperlihatkan bahwa batuan beku basal/gabro didominasi oleh mineral yang berkomposisi  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  dan  $\text{CaO}$ , sedangkan batuan riolit/granit didominasi oleh mineral yang mempunyai komposisi  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}_3$ , dan  $\text{K}_2\text{O}$ . Kisaran komposisi (persen berat) jenis batuan beku dan dibedakan menjadi tiga kelompok utama jenis magma yang ada di bumi (Flint, 1977 dalam Mustikayanti, 2021).



Gambar 4. Kisaran komposisi (persen berat) jenis batuan beku dan dibedakan menjadi tiga kelompok utama jenis magma yang ada di bumi (Flint, 1977 dalam Mustikayanti, 2021).

### 2.3 Kelompok Batuan Magma Tholeitik

Kelompok magma tholeitik, yang diambil dari nama daerah di Jerman yakni Tholey, adalah salah satu dari dua kelompok magma utama dari batuan beku. Kelompok magma satu lagi yang adalah kalk-alkali. Kelompok magma adalah kelompok komposisi yang menggambarkan evolusi magma mafik, yang kaya akan magnesium dan besi serta memproduksi basal dan gabro. *International Union of Geological Science* merekomendasikan bahwa istilah *basal tholeitik* digunakan dalam preferensi untuk istilah "Toelit" (Le Matrie dkk, 2002).

Batuan pada kelompok magma tholeitik diklasifikasikan sebagai batuan sub-alkali (mereka mengandung lebih sedikit natrium daripada basal lainnya) dan dibedakan dari batuan pada kelompok magma kalk-alkali karena kondisi redoks magma asalnya (magma tholeitik tereduksi, sedang magma kalk-alkali teroksidasi). Ketika magma induk dari basal terkristalisasi, mereka cenderung mengkristalkan mineral silikat kaya magnesium dan miskin besi seperti olivin dan piroksen, menyebabkan kandungan besi magma tholeitik meningkat sekaligus cairan pada kristal-kristal miskin besi menghilang. Meskipun begitu, magma kalk-alkali cukup teroksidasi hingga menyebabkan terjadinya presipitasi magnetit dalam jumlah yang signifikan, menyebabkan kandungan besi pada magma menjadi stabil seiring pendinginannya dibandingkan dengan magma tholeitik.

Tabel 1. *Volcanic rock series in quarternary* (Miyashiro,1982)

	<i>Calc-alkalic</i>	<i>Tholeiitic</i>	<i>Alkalic</i>
<i>1. Orogenic belts :</i>			
<i>active continental margins</i>	++	+	(+)
<i>island arcs with continental-type crust</i>	++	++	(+)
<i>island arcs with Ocean-type crust</i>	(+)	++	
<i>2. Stable continents :</i>			
<i>plateau basalts</i>	(+)	++	++
<i>3. Seamounts and intra-Ocean island :</i>			
<i>seamounts</i>		(+)	++
<i>intra-Ocean island</i>		++	++
<i>4. Mid-Ocean island</i>		++	
<i>Note : ++ abundant, + scarce, (+) occasionally present.</i>			

Magma basal pada kelompok ini adalah lelehan parsial dari peridotit (olivin dan piroksen) yang diproduksi akibat lelehan dekompresi di mantel bumi. Basal toleitik sangat umum ditemukan pada batuan vulkanik di permukaan bumi, karena mereka diproduksi oleh vulkanisme submarin di pematang tengah samudera dan salah satu komposisi utama dari kerak samudera. MORB akronim dari *mid ocean ridge basalt*, adalah tipe basal toleitik yang mengandung sedikit unsur tidak kompatibel. Sebaliknya, basal alkali tidak umum ditemukan di pematang samudra, tapi di erupsi di beberapa pulau samudera dan benua, sebagaimana basal toleitik.

#### **2.4 Seamount and Submarine Volcaniclastic Rocks**

Gunung api bawah laut terbentuk dalam berbagai pengaturan tektonik, termasuk di atau dekat punggung tengah samudra, di dalam pengaturan *intraplate*, dan terkait dengan zona subduksi. Gunung api bawah laut di dekat punggung tengah samudra dapat terbentuk dari proses mantel yang mirip dengan proses magmatisme di punggung itu sendiri. Gunung api bawah laut juga dihasilkan dari interaksi *plume ridge*, dan gunung api bawah laut ini cenderung berukuran lebih besar. Gunung api bawah laut memiliki beragam morfologi mulai dari kerucut yang terisolasi hingga kelompok yang kompleks hingga struktur dengan puncak datar,

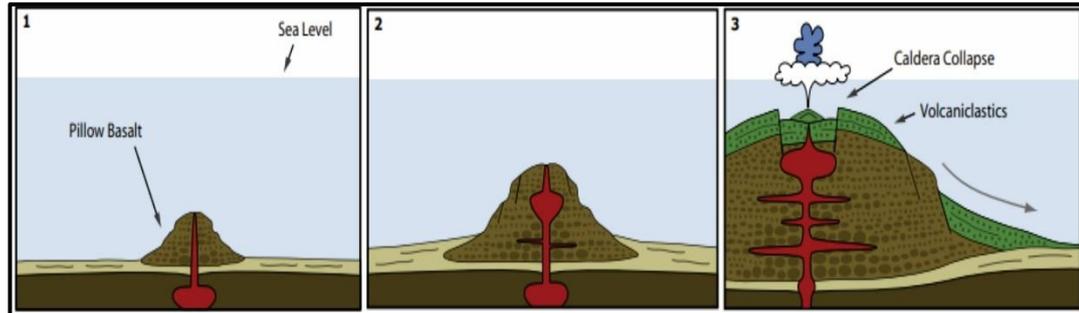
yang terbentuk baik oleh erosi di dasar gelombang atau oleh pengisian lava dari kaldera puncak (Sigurdsson,2015).

Sebagian besar pengetahuan kita mengenai gunung api bawah laut dan vulkanisme pulau samudra didasarkan pada rantai pulau dan gunung api bawah laut Hawaii yang berkembang dengan baik. Litologi gunung api bawah laut meliputi lava bantal, batuan vulkaniklastik, dan batuan intrusif, seperti tanggul dan ambang, dan banyak gunung api bawah laut yang menunjukkan aktivitas hidrotermal selama dan setelah masa aktif secara magmatik (Sigurdsson,2015).

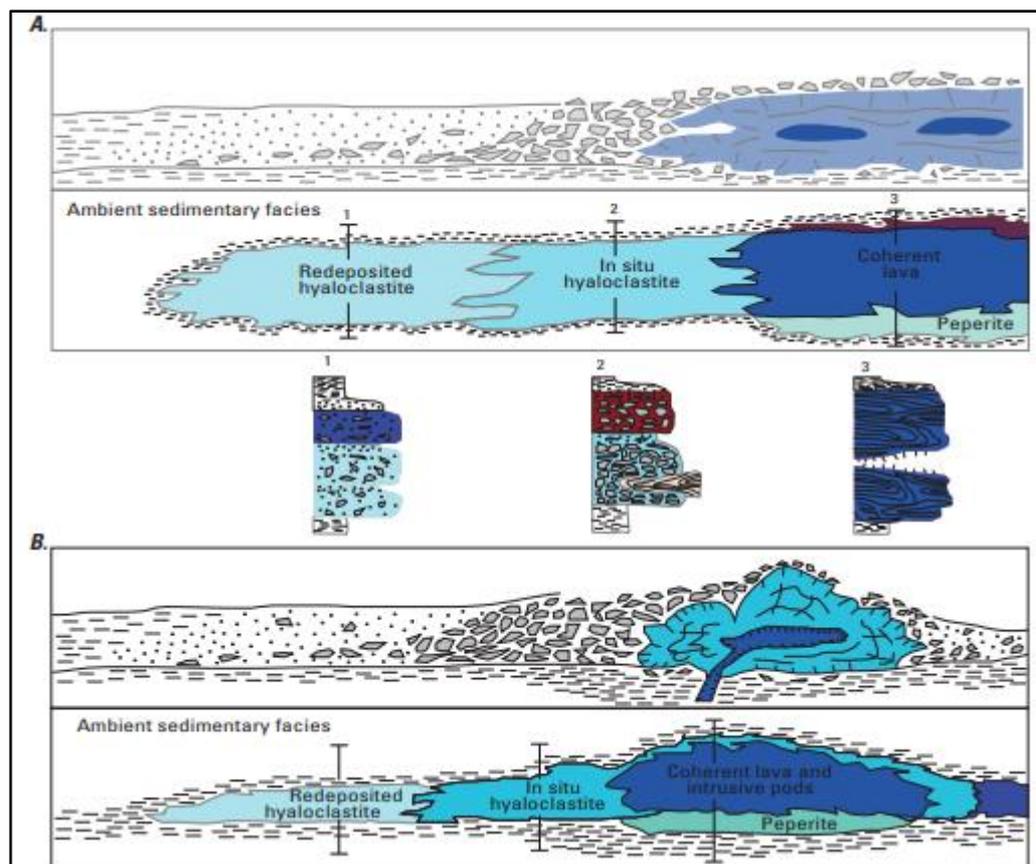
Banyak ahli geologi dan geokimia kelautan pada awalnya membatasi istilah gunung laut pada fitur vulkanik dalam lingkungan *intraplate*, khususnya tidak termasuk fitur-fitur pada batas lempeng yang menyatu atau punggungan di tengah samudra. Gunung api bawah laut dapat terbentuk di semua lempeng tektonik, bisa jadi saat ini terkubur di bawah sedimen di dasar laut, atau bisa jadi saat ini terekspos di daratan akibat proses tektonik dan erosi.

Gunung api bawah laut dapat ditemukan di semua pengaturan tektonik utama di dasar laut, di batas lempeng divergen dan konvergen, dan di bagian dalam lempeng. Proses pembangkitan magma mungkin sangat berbeda dalam pengaturan ini, di mana gunung api dalam pengaturan *intraplate* biasanya dikaitkan dengan aktivitas bulu mantel atau titik panas, dan dalam beberapa kasus dengan *upwelling* mantel karena ekstensi lempeng.

Batuan vulkaniklastik gunung api mencakup berbagai jenis batuan yang terbentuk oleh gas yang meledak, oleh fragmentasi yang diakibatkan oleh tekanan panas, dan oleh runtuhnya aliran lava atau seluruh sektor gunung api. Batuan vulkaniklastik sangat umum dijumpai di daerah puncak gunung api yang bergeser dan di celemek vulkaniklastik yang mengelilinginya. Di sini kami akan menjelaskan jenis-jenis vulkaniklastik yang paling umum di gunung api bawah laut, yang meliputi hyaloklastit berbutir halus, breksi bantal autoklastit, dan breksi pecahan bantal *allochthonous*.



Gambar 5. *The life cycle of seamounts* (Sigurdsson, 2015 dimodifikasi dari Staudigel and Clague, 2010)



Gambar 6. Diagram yang menunjukkan berbagai jenis batuan dan proses vulkanik yang terkait dan tidak terkait secara genetik. A, Penampang melintang skematik melalui aliran lava bawah laut yang menunjukkan karakter dan susunan fasies vulkanik kontemporer yang berkembang sehubungan dengan penempatan lava ini. Bagian yang ditandai 1, 2, dan 3 pada diagram fasies didefinisikan oleh stratigrafi yang terletak di antara fasies. Setiap bagian menunjukkan fasies yang terkait secara genetik dan secara nyata berbeda dalam karakter litologi, tekstur, dan organisasi internal. B, penampang melintang skematis melalui kubah bawah laut yang menunjukkan karakter dan susunan fasies vulkanik kontemporer yang berkembang di dengan penempatan lava-lava ini. (W.C Path, 2012 dimodifikasi dari McPhie, 2003).

Sejauh ini, fasies vulkanik bawah laut yang paling banyak mengandung komposisi basaltik. Letusan efusif adalah yang paling umum, tetapi letusan eksplosif

juga dapat terjadi. Lava jenis ini dominan di sepanjang punggung tengah samudra global, di cekungan busur belakang, di gunung api bawah laut, pulau-pulau vulkanik samudra, dan dataran tinggi Samudra (Sigurdsson,2015).

## 2.5 Batuan Breksi Hialoklastik

Breksi Hialoklastik adalah batuan vulkanik agregasi yang dihasilkan fragmentasi lelehan atau material vulkanik yang berinteraksi langsung dengan air. Batuan yang terbentuk dari fragmen-fragmen kaca vulkanik yang pecah dan kemudian terkompak kembali menjadi batuan baru. Proses pembentukannya biasanya terkait dengan aktivitas vulkanik yang kuat, seperti letusan gunung berapi di daerah pantai atau bawah laut. Ketika lava atau batuan vulkanik bertemu dengan air laut, mereka bisa meledak secara instan, membentuk fragmen-fragmen kaca yang disebut *tephra*. *Tephra* ini kemudian terakumulasi di dasar laut atau di sepanjang pantai dan bisa mengalami diaglomerasi menjadi breksi hialoklastik.



Gambar 7. Breksi Hialoklastik di Lakia, Islandia

Pada tahun 1958 (dalam J. HONNOREZ dan P. KIRST,1961) Rittmann menciptakan nama hialoklastik dan mengusulkan untuk menggantikan nama lama, *palagonite tuff*, yang dianggapnya tidak tepat karena dua alasan yakni, Palagonit tidak sebagai mineral atau bahkan ada sebagai material yang terdefinisi dengan baik. Palagonit juga sebenarnya bukanlah kumpulan, karena diyakini terbentuk bukan akibat ledakan magmatik, melainkan akibat hancurnya cangkang kaca lava

bantal akibat tekanan internal dari lava bantal. lava mengalir melaluinya. disaat sementara lava bantal terbentuk.

*Hyaloclastite* (dari bahasa Yunani *hyalo* - kaca dan *clastite* - pecah) (Silvestri, 1963) pada awalnya dibentuk oleh lava panas yang bersentuhan dengan air atau es karena letusan lava di bawah air atau lava yang mengalir dari daratan ke dalam air. Berbagai istilah dalam literatur telah digunakan untuk mendeskripsikan jenis batuan ini di lokasi lain di seluruh dunia. Meskipun sebenarnya hialoklastik hanya mengacu pada matriks berwarna kuning kecokelatan hingga oranye yang disebabkan oleh palagonisasi atau devitrifikasi kaca vulkanik. Massa batuan ini sering kali, jika tidak selalu, mengandung fragmen basal atau bongkahan dengan skala yang bervariasi dari ukuran kerikil halus hingga ukuran bongkahan (basal bantal). Nama-nama alternatif untuk jenis batuan ini yang digunakan secara global antara lain breksi hialoklastik palagonit, breksi palagonit bantal, breksi fragmen bantal, dan breksi hialoklasit (Lyle, 2000, Silvestri, 1963, Skilling, 2002, Yamagishi, 1991).

Kontak tiba-tiba antara tubuh magma yang panas dan air dingin atau sedimen yang jenuh air menyebabkan hilangnya panas dengan cepat dari magma di zona kontak. Hal ini menimbulkan tekanan termal (yang pada dasarnya bersifat tarik) saat pendinginan dan pendinginan, pendinginan, dan kontraksi terkait magma terjadi. Hal ini dapat terjadi ketika magma meletus secara subaqueous (Pichler 1965, de RosenSpence dkk. 1980), secara subglasial (G. Jones 1969, Furnes dkk. 1980), di mana lava mengalir ke dalam air (Fuller 1931, Waters 1960, Moore & Fiske 1969, J. G. Jones 1969) atau di atas endapan yang jenuh air (Waters 1960, Schmincke 1967a), dan di mana magma menyusup ke dalam endapan yang jenuh air atau batuan dasar (Pichler 1965, Kokelaar 1982). Agregat puing-puing yang terfragmentasi pendinginan telah disebut hialoklastit oleh Rittmann (1962), Pichler (1965) serta Honnorez dan Kirst (1975).



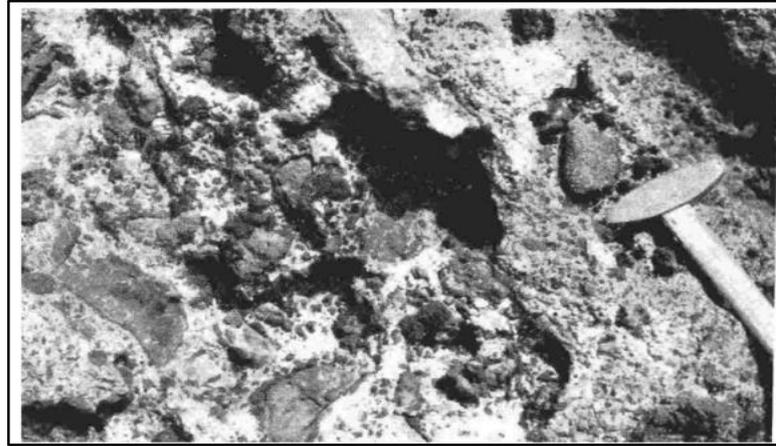
Gambar 8. Pecahan kaca berbutir dengan berbagai ukuran, sering kali berbentuk serpihan hingga gumpalan, dan sering kali dengan tepi dan sudut yang tajam, dan margin planar pada Breksi hialoklastik (J.V Wright,1996).

Berdasarkan genesanya serta karakteristik di lapangan, Silvestri (1963) mengklasifikasikan hialoklastik sebagai berikut :

1. Breksi hialoklastitik awal

Terbentuk segera setelah pembukaan celah. Fragmen dari breksi ini memiliki ukuran yang sangat berbeda, mulai dari beberapa milimeter hingga sepersepuluh sentimeter. Sebagian besar adalah potongan-potongan lava aphanitik, kadang-kadang dengan beberapa vesikel kecil dan sering kali ditutupi oleh kerak seperti kaca.

Berdasarkan sifat blok dan bahan penyemenan beberapa varietas breksi awal, dapat dibedakan dari fragmen sepenuhnya kacau, dan ukuran blok bervariasi dalam rentang yang luas. Breksi yang serupa dapat terbentuk di tempat-tempat di mana tanggul lava, melubangi lapisan hialoklastika aliran dan mencapai permukaan bawah laut. Dalam hal ini bahan penyemenan breksi pada dasarnya terdiri dari fragmen kaca yang diubah; zeolit sering ditemukan.

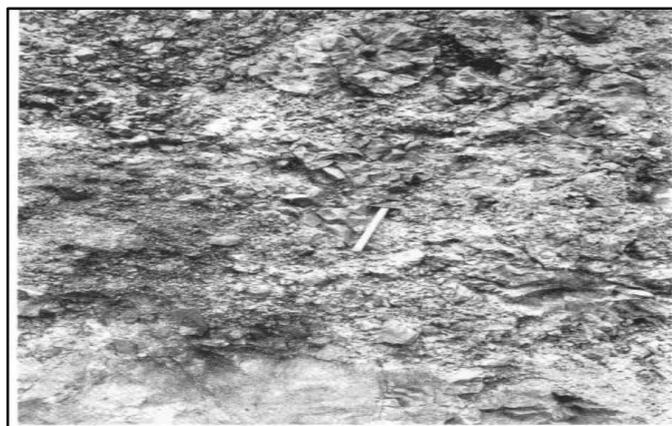


Gambar 9. Breksi hyaloklastit awal dari tanggul lava. Perhatikan kerak kaca di sekeliling blok-blok tak beraturan, yang tertanam di dalam hyaloklastit yang kaya akan zeolit (Silvestri, 1963)

## 2. Breksi hyaloklastit pada aliran lava bawah laut.

Berasal dari hyaloklastik dengan bantal tertanam yang telah dihilangkan oleh lava yang mengalir di bawahnya. Gerakan diferensial menyebabkan fragmentasi bantal menjadi potongan-potongan bersudut yang tersebar dalam matriks hyaloklastik. Sering kali fragmen-fragmen dari bagian luar bantal menunjukkan peninggalan kerak kaca di satu sisi.

Di atas aliran lava, fragmen-fragmen bantal mendominasi sedemikian rupa sehingga istilah breksi bantal cocok digunakan. Pada tingkat yang lebih tinggi, material hyaloklastik menjadi dominan dan semua transisi dapat diamati antara hyaloklastit dengan beberapa bantal yang tertanam dan breksi hyaloklastit dengan fragmen-fragmen bersudut yang terdistribusi secara tidak teratur.



Gambar 10. Breksi bantal di atas aliran lava. Pecahan bantal mendominasi blok-blok tersebut (Silvestri, 1963)

### 3. Hialoklastik umum

Terbentuk secara eksklusif dari fragmen kaca dengan berbagai ukuran hingga beberapa sentimeter. Umumnya berwarna kuning kecokelatan karena perubahan palagonitik, dari kaca, tetapi kadang-kadang ditemukan hyaloklastit yang kaca hitamnya benar-benar segar. Pada kedua varietas zeolit sekunder, sering kali dalam bentuk kristal yang indah. Impregnasi dan urat-urat kalsit sering ditemukan. Hialoklastit in situ dicirikan oleh tidak adanya stratifikasi atau bertingkat.



Gambar 11. Breksi hyaloklastit dengan matriks palagonit (Alistair, 2018)

### 4. Hialoklastit Berlapis

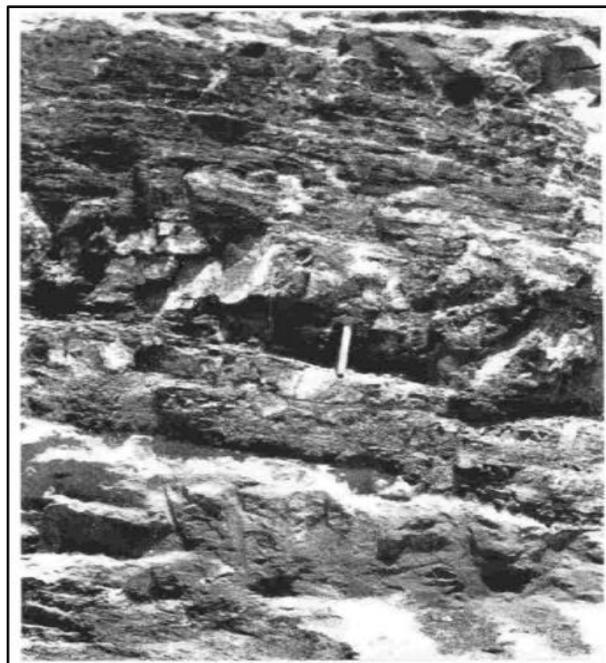
Hialoklastit berlapis ditemukan secara in situ di bagian atas formasi, dan pada bagian pinggirnya kadang-kadang terlihat lapisan bertingkat; jarang juga terlihat lapisan silang. Stratifikasi ini mungkin disebabkan oleh pengangkatan fragmen-fragmen kaca yang lebih halus oleh arus konvektif air laut yang panas atau juga oleh luncuran bawah laut dari material yang lepas pada lereng-lereng marginal formasi.



Gambar 12. Breksi hialoklastit yang melintas di bagian atasnya menjadi hialoklastit bertingkat secara in situ (Silvestri, 1963)

#### 5. Hialoklastik berulang.

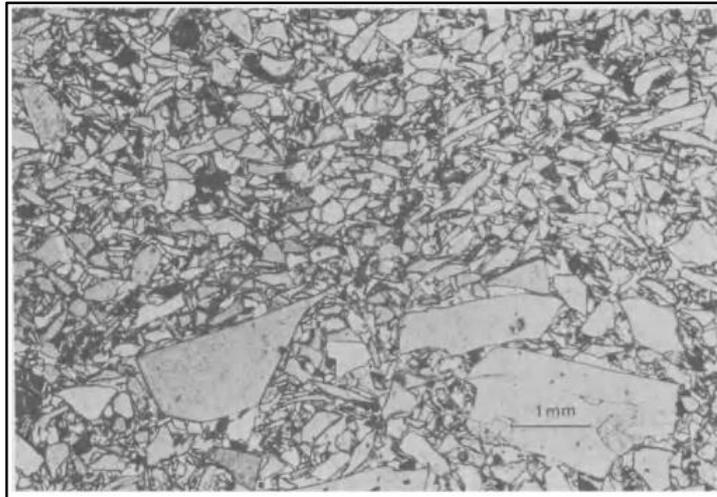
Hialoklastit yang berulang memiliki lapisan yang baik dan sering bercampur dengan bahan sedimen. Kadang-kadang terjadi jauh dari lokasi di mana letusan terjadi. Ukuran butirannya berkurang seiring dengan jarak dari pusat erupsi pusat. Hialoklastit resedina berbeda dari breksi hialoklastik normal oleh fakta bahwa mereka terbentuk dari kecil, sebagian besar bersudut, seperti kaca fragmen yang mungkin atau mungkin tidak mengalami palagonisasi.



Gambar 13. Breksi hialoklastit berulang yang disisipkan endapan kuartar calcarenite (Silvestri, 1963)

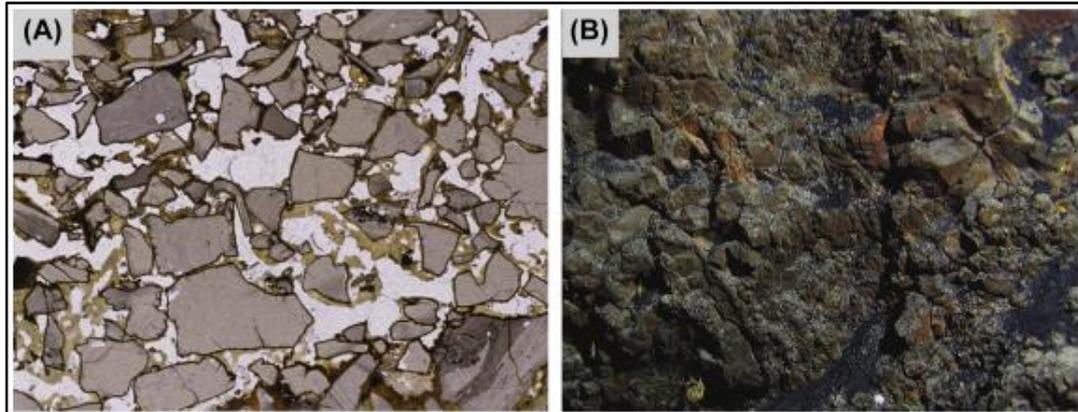
Urutan normal dari produk letusan bawah laut dari magma dasar adalah sebagai berikut: Hialoklastik berulang (dengan atau tanpa material sedimen), hialoklastik bertingkat (insitu), hialoklastik umum, breksi hialoklastik dengan lava bantal yang utuh dan atau dengan fragmen lava bantal juga aliran lava, hialoklastik awal.

Istilah hialoklasit telah digunakan dalam beberapa tahun terakhir terutama untuk endapan pecahan sideromelana yang berbutir halus (Gambar 14). Ciri khasnya adalah pecahan sideromelana yang melengkung atau berbentuk balok dan bebas vesikula. Hal ini dapat terjadi bersamaan dengan selimut bantal seperti kaca yang terlepas atau yang sebelumnya seperti kaca yang telah dibahas di atas pada endapan setebal beberapa meter yang secara dominan terdiri dari pecahan-pecahan (Fisher,1984).



Gambar 14. Fotomikrograf hialoklastit Miosen yang terdiri dari irisan *sideromelane* (Fisher,1984)

Hialoklastik berbutir halus sebagian besar terbuat dari fragmen kaca berukuran pasir yang mungkin terbentuk di air mancur lava bawah laut atau melalui spallasi kaca vulkanik selama letusan (Sigurdsson,2015).



Gambar 15. Hialoklastik basal. (A) Fotomikrograf fragmen kaca sideromelana berbutir-butir dari endapan Seamount Six dari kedalaman sekitar 2 km, di luar sumbu ke arah Kenaikan Pasifik Timur. Fragmen terbesar berukuran 4 mm. (B) Foto dari kapal selam hyaloklastit yang sesuai dengan potongan *jigsaw-fit* di gunung api Loihi pada kedalaman 1,2 km. (Sigurdsson, 2015).

## 2.6 Lingkungan Tektonik

Lingkungan tektonik menurut (Wilson, Marjorie, 1989) terbagi menjadi tiga jenis Magmatisme yaitu :

### 1. *Constructive Plate Margin*

Merupakan tatanan tektonik yang terletak pada zona divergen yaitu zona antara dua lempeng atau lebih yang saling menjauh sehingga magma dapat terbentuk pada dua daerah yakni pematang tengah samudera (*Mid Ocean Ridge*) dan *Back Arc Basin*.

#### a. Pematang tengah samudera (*Mid Ocean Ridge*)

Merupakan daerah dimana dua lempeng samudera yang saling menjauhi, magma pada tektonik ini berasal dari pelelehan sebagian mantel bagian atas karena adanya pelepasan tekanan oleh batuan induk karena proses divergen. Batuan yang terbentuk pada tatanan ini tektonik ini bersifat mafik-ultramafik seperti peridotit, basal, atau gabro, batuan beku bertekstur lava bantal dan kekar tiang.

#### b. *Back Arc Basin*

Merupakan tatanan tektonik yang terbentuk dibelakang busur kepulauan, hal ini dapat terjadi akibat adanya rifting dibelakang zona penunjaman selama proses subduksi berlangsung sehingga

terbentuklah cekungan. Magma yang dihasilkan pada zona ini bersifat basa seperti batuan beku basal.

## 2. *Destructive Plate Margin*

Merupakan tatanan tektonik yang terletak pada zona konvergen dimana dua lempeng atau lebih saling bertumbukan satu sama lain. Magma yang dapat terbentuk pada dua daerah yaitu busur kepulauan (*Island Arc*) dan tepi benua aktif (*Active Continental Margin*).

### a. Busur kepulauan atau *Island Arc*

Merupakan daerah dimana lempeng samudera dan lempeng samudera atau lempeng benua yang tipis bertumbukan. Zona ini disebut zona subduksi atau zona penunjaman. Magma akan terbentuk akibat dari pelelehan sebagian mantel atas atau baji mantel atau kerak samudera yang menunjam. Daerah *Island Arc* ditandai dengan munculnya busur kepulauan dengan deretan gunungapi yang masih aktif. Batuan beku yang terbentuk umumnya bersifat *intermediet* sampai basaltik seperti andesit atau basal. Diferensiasi magma tidak terjadi secara dominan di daerah ini sehingga batuan tersebut memiliki tekstur yang sedikit akan fenokris. Batuan vulkanik juga banyak terbentuk akibat aktivitas vulkanisme yang intensif.

### b. Tepi benua aktif atau *Active Continental Margin*

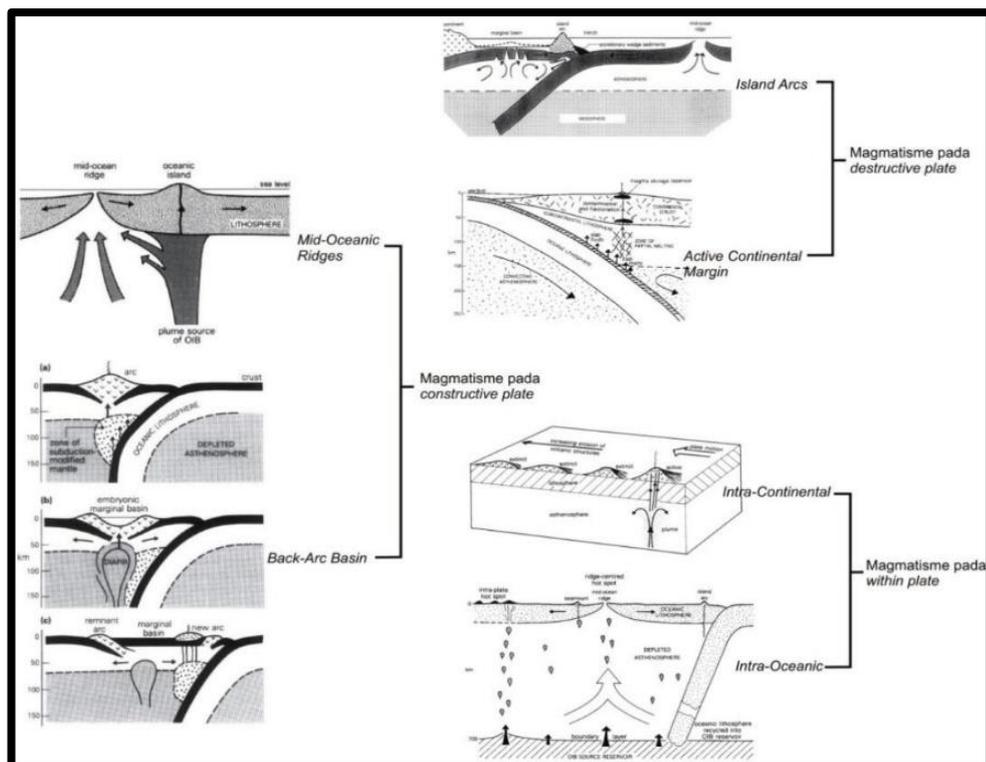
Merupakan daerah dimana terjadi tumbukan antara lempeng benua yang tebal. Magma dapat berasal dari pelelehan sebagian mantel atas atau kerak benua bagian bawah. Pada daerah ini gunungapi jarang ditemukan. Batuan beku yang terbentuk pada zona ini pada umumnya *intermediet* sampai felsik seperti granit atau Breksi Hialoklastik. Diferensiasi magma terjadi secara dominan dan lanjut sehingga butiran kristal yang terbentuk berukuran besar.

## 3. *Within plate* adalah lingkungan tektonik pada daerah pertengahan yaitu *intra-continental* dan *intra-Ocean*.

### a. *Continental Intra-plate Margin*

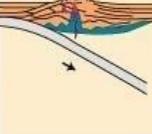
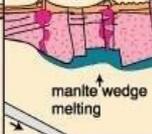
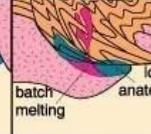
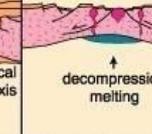
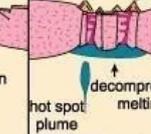
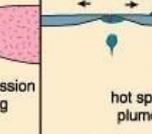
Merupakan tatanan tektonik yang terbentuk di tengah lempeng benua. Magmatisme dapat terbentuk di dua tempat yaitu *Continental Flood*

- Basalt Province* yakni hasil dari erupsi besar-besaran gunungapi yang menyebabkan terjadinya pelamparan lava basal di lantai samudera atau daratan, sebagai contoh yaitu batuan beku yang terdapat di Siberia dan Antartika berupa batuan beku basal dan *Continental Rift Zone* merupakan zona dimana dua kerak saling menjauh, magma berasal dari pelelehan sebagian kerak benua bagian atas atau bagian tengah sehingga magma bersifat asam-intermedit.
- b. *Ocean Intra-plate Margin* Merupakan tatanan tektonik yang terbentuk di tengah-tengah lempeng samudera dan biasanya akan membentuk kepulauan gunungapi. Sumber magma berasal dari pelelehan sebagian mantel atas. Magma akan berkumpul di suatu tempat yang disebut *hotspot*. Magma tersebut dapat keluar ke permukaan bumi dan membentuk gunungapi, contohnya pada Kepulauan Hawaii dimana terdapat Gunungapi Mauna Kea hasil dari aktivitas *hotspot*. Pada zona ini terbentuk batuan beku vulkanik yang bersifat mafik - ultramafik karena magma berasal dari diferensiasi lempeng samudera yang bersifat basa.



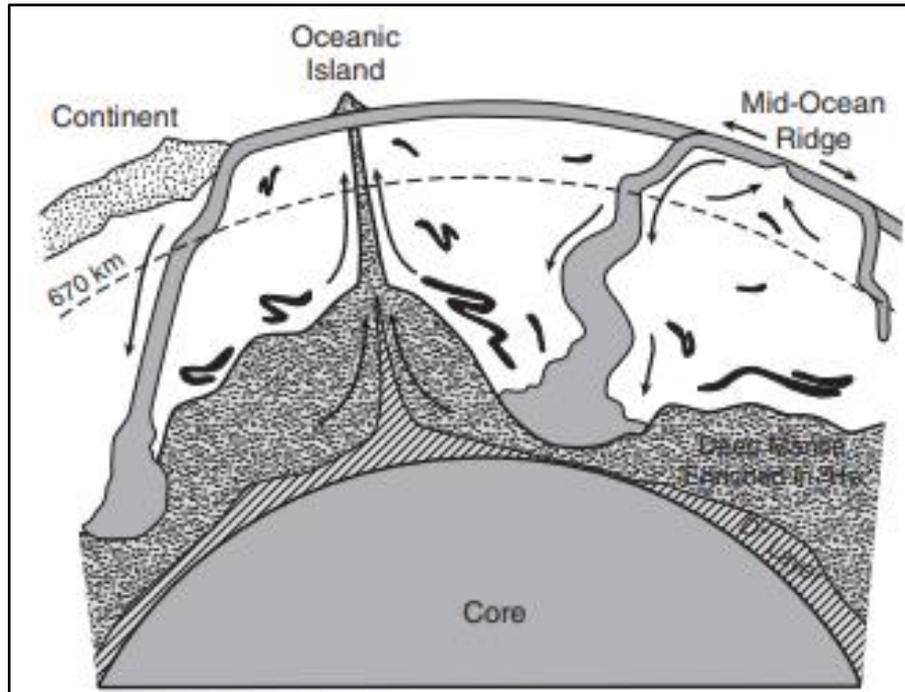
Gambar 16. Jenis-jenis tatanan tektonik (Wilson, 1989)

Table 2. Klasifikasi karakteristik magma berdasarkan tatanan tektonik (Barbarin, 1990 dalam Winter, 2001)

	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
						
<b>Examples</b>	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordilleran batholiths of west Americas Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, American Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early Northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
<b>Geo-chemistry</b>	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sl. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum	Alkaline A-type Peralkaline	Tholeiitic M-type Metaluminous
<b>Rock types</b>	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodior. > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diorite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
<b>Associated Minerals</b>	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arfved.	Hbl
<b>Associated Volcanism</b>	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali lavas, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
<b>Classification</b> Barbarin (1990)	T <sub>IA</sub> tholeiite island arc	H <sub>CA</sub> hybrid calc-alkaline	C <sub>ST</sub> C <sub>CA</sub> C <sub>CI</sub> continental types	H <sub>LO</sub> hybrid late orogenic	A alkaline	T <sub>OR</sub> tholeiite ocean ridge
Pearce <i>et al.</i> (1984)	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
<b>Origin</b>	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust+ mantle and mid-crust contrib	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
<b>Melting Mechanism</b>	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward		Tectonic thickening plus radiogenic crustal heat	Crustal heat plus mantle heat (rising asthen. + magmas)	Hot spot and/or adiabatic mantle rise	

## 2.7 Ocean Island Basalt (OIB)

Seperti halnya MORB, jenis magma yang dominan pada vulkanisme lempeng intrasamudera adalah basal (sering disebut basal pulau samudra (OIB)), yang menunjukkan asal mula mantel. Seperti yang diharapkan, vulkanisme intralempeng jauh lebih kecil dibandingkan vulkanisme tepi lempeng. Schilling dkk. (1978) memperkirakan rasio volume MORB terhadap OIB. Jika aktivitas vulkanik di batas subduksi lava diperhitungkan, OIB hanya mewakili beberapa persen dari seluruh vulkanisme yang berhubungan dengan lautan. Namun, aktivitas vulkanisme OIB diperkirakan kurang lebih 1,5 km (Winter, 2014).



Gambar 17. Model mantel dua lapis dengan lapisan padat di bagian mantel bawah dan lebih sedikit penipisan elemen litofil dan gas mulia. Bagian atas lapisan bervariasi kedalamannya dari hingga mendekati batas inti-mantel (Winter, 2014 Setelah Kellogg, 1999)

Menurut Winter (2014), produk vulkanisme lempeng intrasamudera yang paling terkenal adalah banyaknya pulau yang tersebar di lautan dunia. Gunung berapi bawah laut (pulau atau gugusan bawah laut yang tidak pernah naik di atas permukaan laut) juga merupakan bagian penting dari aktivitas gunung berapi intralempeng, dimana sekitar 2.000 di antaranya aktif atau tidak aktif. Gunung berapi bawah laut tampaknya berpusat pada zona rekahan yang menyediakan saluran dangkal bagi magma untuk naik ke permukaan. Ada juga sekitar 15 dataran tinggi samudera di dasar laut (Kerr, 2003): aliran basal besar di dasar laut yang paling mirip dengan basal air kontinental di darat. Basal dari lingkungan lempeng intra-samudera seperti OIB, terlepas dari apakah akumulasinya berada di atas permukaan laut, bertujuan untuk kesederhanaan dan risiko pengucapan ("pulau").

Dua rangkaian magmatik utama merupakan hasil vulkanisme lempeng intrasamudera. Jenis yang paling umum adalah deret tholeiitik, dengan basal tholeiitik (OIT) sebagai pulau utamanya. Basal ini mirip dengan MORB, namun terdapat perbedaan kimia dan mineralogi (Winter, 2014).

## 2.8 *X-Ray Fluorescence (XRF)*

Analisis XRF merupakan analisis geokimia yang digunakan untuk mendeterminasikan unsur – unsur utama dan unsur jejak pada batuan. Unsur utama merupakan unsur dominan pada batuan yaitu Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K dan P yang biasanya diukur dalam bentuk komposisi oksida utama ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  dan  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) dalam konsentrasi satuan wt% (weight percent). Sedangkan untuk unsur jejak (trace element) yaitu unsur yang keterdapatannya  $<0,1\%$  dan konsentrasinya dinyatakan dalam ppm (part per million) (Mulyono, et al., 2012).

Mekanisme kerja XRF secara umum yaitu sampel dalam bentuk batuan dipreparasi menjadi seperti bubuk atau disebut dengan pulp. Setelah dalam bentuk bubuk kemudian dipreparasi membentuk kepingan pellet atau disebut fuse bead. Kemudian dilakukan proses XRF dimana sample yang dalam bentuk pellet ditembak dengan menggunakan sinar-X dari sumber pengekstasi, selanjutnya akan mengenai cuplikan dan menyebabkan interaksi antara sinar-X untuk setiap unsur. Sinar-X tersebut selanjutnya mengenai detector Si (Li) yang akan menimbulkan pulsa listrik yang lemah, pulsa tersebut kemudian diperkuat dengan preamplifier dan amplifier lalu disalurkan pada penganalisis saluran ganda atau Multi Chanel Analyzer (MCA). Tenaga sinar-X karakteristik yang muncul tersebut dapat dilihat dan disesuaikan dengan tabel tenaga sehingga dapat diketahui unsur yang ada di dalam cuplikan yang dianalisis (Mulyono, et al., 2012).