

SKRIPSI

**STUDI ANALISIS KIMIA FRAGMEN KERAK OSEANIK PADA BREKSI
AUTOKLASTIK DAERAH MANGILU KECAMATAN BUNGORO
KABUPATEN PANGKEP PROVINSI SULAWESI SELATAN
SELATAN**

Disusun dan diajukan oleh

**A. MUH. TAUFIQ GIFTINUL AKMAR ISMAIL
D06 118 1351**



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

SKRIPSI

**STUDI ANALISIS KIMIA FRAGMEN KERAK OSEANIK PADA BREKSI
AUTOKLASTIK DAERAH MANGILU KECAMATAN BUNGORO
KABUPATEN PANGKEP PROVINSI SULAWESI SELATAN
SELATAN**

Disusun dan diajukan oleh

**A. MUH. TAUFIQ GIFTINUL AKMAR ISMAIL
D06 118 1351**



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

LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI**STUDI ANALISIS KIMIA FRAGMEN KERAK OSEANIK PADA BREKSI
AUTOKLASTIK DAERAH MANGILU KECAMATAN BUNGORO
KABUPATEN PANGKEP PROVINSI SULAWESI SELATAN
SELATAN**

Disusun dan diajukan oleh

**A. MUH. TAUFIQ GIFTINUL AKMAR ISMAIL
D06 118 1351**

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

Menyetujui

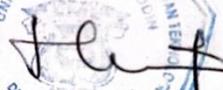
Pembimbing utama

Pembimbing pendamping


Dr. Ir. Kaharuddin MS, M.T.
NIP. 19560421 198609 1 001


Dr. Ulva Ria Irvan, S.T., M.T.
NIP. 19700606 199412 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 di bawah ini :

Nama : A. Muh. Taufiq Giftinul Akhmar Ismail

NIM : D061181351

Program Studi : Teknik Geologi

Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulis saya yang berjudul :

**STUDI ANALISIS KIMIA FRAGMENT KERAK OSEANIK PADA BREKSI
AUTOKLASTIK DAERAH MANGILU KECAMATAN BUNGORO
KABUPATEN PANGKEP PROVINSI SULAWESI SELATAN SELATAN**

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

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

Makassar, Mei 2024
Yang menyatakan



A. Muh. Taufiq Giftinul Akhmar Ismail

ABSTRAK

Penelitian ini dilakukan di lokasi yang secara administratif termasuk dalam wilayah Daerah Mangilu Kecamatan Bungoro Kabupaten Pangkep Provinsi Sulawesi Selatan. Penelitian dengan judul “Studi analisis Fragmen Kerak Oseanik Pada Breksi Autoklastik Daerah Mangilu Kecamatan Bungoro Kabupaten Pangkep Provinsi Sulawesi Selatan” dimaksudkan untuk mengidentifikasi Mengetahui karakteristik batuan pada daerah penelitian dan menggunakan analisis geokimia untuk menentukan pengendapan batuan . Metode yang digunakan pada penelitian ini ialah metode penelitian lapangan dan pengamatan di laboratorium berupa sayatan tipis pada analisis petrografi dan uji *X-Ray Fluorescence* (XRF). Dari hasil analisis yang dilakukan diperoleh kesimpulan yaitu analisa geokimia batuan di daerah penelitian dengan menggunakan perbandingan TiO_2 dan V dari kandungan *Ocean Island Basalt* (OIB) samudera dan Mid-Oceanic Ridge Basalts (MORB)

Kata kunci : Mangilu, Breksi Autoklastik, Geokimia

ABSTRACT

This research was conducted in a location that is administratively included in the Mangilu Region, Bungoro District, Pangkep Regency, South Sulawesi Province. The research entitled "Study of Oceanic Crust Fragments on Auto-clastic Breccia in the Mangilu Region, Bungoro District, Pangkep Regency, South Sulawesi Province" is intended to identify the characteristics of rocks in the research area and use geochemical analysis to determine rock deposition. The methods used in this research are field research methods and laboratory observations in the form of thin sections for petrographic analysis and X-Ray Fluorescence (XRF) tests. From the results of the analysis carried out, a conclusion was obtained, namely the geochemical analysis of rocks in the research area using a comparison of TiO₂ and V from the content of oceanic Ocean Island Basalt (OIB) and Mid-Oceanic Ridge Basalts (MORB).

Keywords: *Mangilu, Auto-clastic Breccia, Geochemical*

KATA PENGANTAR

Bismillahirrahmanirrahiim

Alhamdulillah rabbi'alam, puji dan syukur atas kehadiran Allah Subhanahu Wa Ta'ala, karena atas izin, rahmat serta hidayah-Nya, sehingga penulisan tugas akhir dengan judul "**Studi analisis Fragmen Kerak Oseanik pada Breksi Autoklastik Daerah Mangilu Kecamatan Bungoro Kabupaten Pangkep Provinsi Sulawesi Selatan**" ini dapat diselesaikan.

Keberhasilan penyusunan laporan ini tidak terlepas dari berbagai pihak yang telah memberikan bantuan, semangat dan do'a kepada penulis dalam menghadapi setiap tantangan, sehingga pada kesempatan ini penulis mengucapkan rasa terima kasih kepada:

1. Bapak Dr. Ir. Kaharuddin MS, M.T. selaku dosen pembimbing utama dan Ibu Dr. Ulva Ria Irvan, S.T., M.T. selaku dosen pembimbing pendamping, yang dengan bimbingan dan ajarannya selama dalam penyusunan laporan tugas akhir ini dan terimakasih atas bantuan dan kesabaran bapak dan ibu dosen selama ini.
2. Bapak Dr. Eng. Hendra Pachri, S.T., M.Eng sebagai ketua Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin.
3. Seluruh Bapak dan Ibu dosen Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin yang telah mengajar dengan tulus selama perkuliahan
4. Seluruh Staf Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin yang telah memberikan bantuannya.
5. Kedua almarhum dan almarhumah orang tua saya, walaupun sudah tidak ada mendampingi saya dalam waktu remaja dan waktu kuliahku, namun rasa cinta dan sayang yang masih saya ingat membantu dalam setiap kehidupanku.
6. Tante dan Pamanku yang mengasuh saya setelah wafatnya kedua orang tua saya, terimakasih telah menafkahi dan mengambil peran sebagai orang tua pengganti untuk saya dan adik-adik saya.

7. Teman-teman mahasiswa Geologi angkatan 2018 (Xenolith) atas segala bantuan dan dukungan yang tidak akan saya lupakan.
8. Himpunan Mahasiswa BE HMG FT-UH yang telah memberikan pengalaman dan ilmu yang membantu dalam proses pembelajaran di perkuliahan dan juga dalam membentuk calon geologi yang ideal.
9. Seluruh pihak yang tidak dapat disebutkan satu persatu, atas segala saran dan bantuan yang diberikan selama ini.

Akhir kata semoga laporan tugas akhir ini dapat menjadi sebuah sumber ilmu dan sumbangsih pemikiran untuk perkembangan ilmu di bidang geologi secara keseluruhan baik bagi penulis maupun bagi pihak yang berkepentingan lainnya.

Wallahu Waliyut Taufi

Makassar, Mei 2024



Penulis

DAFTAR ISI

HALAMAN SAMPUL.....	i
LEMBAR PENGESAHAN.....	ii
PERNYATAAN KEASLIAN.....	iii
ABSTRAK.....	iv
ABSTRACT.....	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI.....	vii
DAFTAR GAMBAR.....	ix
DAFTAR TABEL.....	xii
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Batasan Masalah.....	2
1.3 Maksud dan Tujuan Penelitian.....	2
1.4 Letak, Waktu, dan Kesampaian Daerah.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	4
2.1 Geologi Regional.....	4
2.1.1 Geomorfologi Regional.....	4
2.1.2 Stratigrafi Regional.....	6
2.1.3 Struktur Geologi Regional.....	7
2.2 Breksi Autoklastik.....	9
2.3 Kelompok Batuan Magma Theolitik.....	10
2.4 Lava Bantal.....	12
2.5 <i>Seamount</i>	17
2.6 Stratigrafi Lempeng Oseanik.....	21
BAB III Metodologi Penelitian.....	25
3.1 Metode Penelitian Lapangan.....	25
3.2 Analisis Laboratorium.....	25
3.3 Pengolahan Data.....	27
3.4 Interpretasi Data.....	28
3.5 Penyusunan Laporan.....	28
BAB IV Hasil dan Pembahasan.....	30
4.1 Geologi Regional Daerah Penelitian.....	30
4.1.1 Geomorfologi Daerah Penelitian.....	30
4.1.2 Stratigrafi Daerah Penelitian.....	32
4.1.2.1 Satuan Breksi Autoklastik.....	32
4.1.2.1.1 Blok Diabas.....	33
4.1.2.1.2 Blok Serpentinit.....	37
4.1.2.1.3 Blok Basal.....	38
4.1.2.2 Satuan Batupasir Mallawa.....	40
4.1.2.2.1 Blok <i>Dolarite</i>	40
4.1.2.3 Satuan Batugamping Tonasa.....	42
4.1.2.3.1 Blok Peridotit.....	42
4.1.2.3.1 Blok Gabro.....	44

4.1.3 Struktur dan Tektonika Daerah Penelitian.....	46
4.2 Analisa Geokimia Batuan	48
4.2.1 Analisis Unsur Utama (<i>Major Element</i>)	48
4.2.2 Analisis Unsur Jejak (<i>Traces Element</i>).....	50
4.3 Jenis dan Afinitas Magma.....	52
4.4 Evolusi Magma Batuan Lokasi Penelitian	54
4.5 Petrogenesis dan Geotektonik Magma.....	55
4.6 Kenampakan Lapangan MORB dan OIB	57
BAB V Penutup.....	61
5.1 Kesimpulan.	61
5.2 Saran.....	62
DAFTAR PUSTAKA	63
LAMPIRAN.....	66
○ Bukti analisis geokimia	
○ Peta Stasiun	
○ Peta Geologi	
○ Deskripsi Petrografi	

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Hal.
1.1 Peta tunjuk lokasi daerah penelitian.....	3
2.1 Peta geologi daerah Bantimala-Mangilu (Kaharuddin,2010, dimodifikasi dari Sukamto, 1986).....	6
2.2 Kenampakan Formasi Lava Bantal di <i>Llandwyn, Wales</i> utara, Eropa (Raghav Galdi,2017).....	12
2.3 Proses Pembentukan Lava Bantal pada <i>Mid-ocean ridges</i> (Callan Bentley, 2019).....	13
2.4 Kenampakan Vesikels Dalam Batuan Lava Bantal (R, Thomas, 2014 (1971)	15
2.5 (A) Inti bantal didominasi sub-ofitik dengan tekstur porfiritik sedangkan kulitnya menunjukkan tekstur intersertal palagonit, (B) ditemukan kisaran mikrofenokris berukuran. Mayoritas menunjukkan bilah seperti, padam dan hampir berbentuk ekor burung swallow dan sebagian besar muncul dengan permukaan(J. W., and Walker, L. R., 1972).....	17
2.6 Ilustrasi diagram mekanisme yang dapat terbentuk dari formasi <i>seamounts</i> (Chaoyan Fan, 2017).....	19
2.7 Stratigrafi kerak oseanik pada (a) punggung <i>mid-oceanic ridge</i> dan (b) subdaksi dengan kerak benua menurut Matsuda and Isozaki (1991), Nakagawa et al. (2009) Maruyama et al. (2010) and Santosh (2010).....	23
3.1 Mikroskop polarisasi Nikon Eclipse 200.....	26
3.2 Mesin penghalus batuan pada tahap preparasi sampel.....	26
3.3 Diagram alir penelitian.....	29
4.1 Kenampakan geomorfologi lokasi penelitian yang dikategorikan sebagai pedataran denudasional.....	31
4.2 Kenampakan <i>Debris slide</i> di lokasi penelitian, dan di foto kearah N235°E.....	31

4.3	Kenampakan sungai dan arah aliran sungai, dan di foto kearah N184°E.....	31
4.4	(A) Kenampakan sungai pada lokasi penelitian , dengan foto kearah N179°E.....	32
4.5	Kenampakan salah satu blok Diabas pada stasiun 1 yang di foto dengan arah N 66° E	33
4.6	Kenampakan petrografi pada nikol silang (a) dan nikol sejajar (b) Batuan diabas pada sayatan TA/AMT/ST1, yang terdiri atas mineral plagioklas (Plg), kuarsa (Qz), piroksin (Prx), dan mineral opac (Opc).....	34
4.7	(A) Kenampakan salah satu singkapan lava bantal (x) pada stasiun 2 yang di foto dengan arah N 26° E (B) Sampel lava bantal pada stasiun 2 bantal yang di ambil di lokasi penelitian.....	35
4.8	Kenampakan petrografi pada nikol silang (a) dan nikol sejajar (b) Batuan Lava Bantal pada sayatan TA/AMT/ST2, yang terdiri atas mineral plagioklas (Plg), dan fragmen batugamping (Fbg) dan juga struktur amigdal (x).....	36
4.9	Kenampakan blok serpentinit pada stasiun 4 yang di foto dengan arah N 111° E,.....	37
4.10	Kenampakan petrografi pada nikol silang (a) dan nikol sejajar (b) Batuan serpentinit pada sayatan TA/AMT/ST4, yang terdiri atas mineral serpentin (Srp), klorit (Cl), dan mineral Opac (Opc).....	38
4.11	Kenampakan blok Basal pada stasiun 6 yang di foto dengan arah N 91° E.....	39
4.12	Kenampakan petrografi pada nikol silang (a) dan nikol sejajar (b) batuan basal pada sayatan TA/AMT/ST6, yang terdiri atas glass (Gls), kalsit (Calc), dan klino-piroksin berupa diopsid (Cprx), dan mineral opac (Opc).....	40

4.13	(A) Kenampakan blok <i>dolarite</i> pada stasiun 8 yang di foto dengan arah N 46° E, (B) Sampel <i>dolarite</i> pada stasiun 8 yang di ambil di lokasi penelitian	41
4.14	Kenampakan petrografi pada nikol silang (a) dan nikol sejajar (b) Batuan <i>dolarite</i> pada sayatan TA/AMT/ST8, yang terdiri atas mineral plagioklas (Plg), klorit (Cl), piroksin (Prx), Klino-piroksin (Cprx), dan mineral Opac (Opc).....	42
4.15	Kenampakan blok peridotit pada stasiun 10B yang di foto dengan arah N 133° E.,.....	43
4.16	Kenampakan petrografi pada nikol silang (a) dan nikol sejajar (b) Batuan Peridotit pada sayatan TA/AMT/ST10A, yang terdiri atas mineral, olivin (Ol), Piroksin (Prx), ortho-piroksin (Oprx), dan mineral opac (Opc).....	44
4.17	Kenampakan blok gabro pada stasiun 10B yang di foto dengan arah N 58° E.....	45
4.18	Kenampakan petrografi pada nikol silang (a) dan nikol sejajar (b) Batuan Gabro pada sayatan TA/AMT/ST10B, yang terdiri atas mineral, biotit (Bt), plagioklas (Plg), piroksin (Prx). Fragmen batugamping (Fbg),.....	46
4.19	Kenampakan Milonit pada batupasir Formasi Balangbaru yang difoto dengan arah N 231° E.,.....	47
4.20	Hasil plotting menggunakan klasifikasi afinitas magma berdasarkan perbandingan K ₂ O dan SiO ₂ (Peccerillo dan Taylor., 1976 dalam Rollinson, Hugh R., 1993).....	53
4.21	Hasil plotting kandungan <i>Major Element</i> terhadap kadar SiO ₂	55
4.22	Hasil plotting kandungan major element terhadap SiO ₂ , Diagram geotectonic TiO ₂ vs V (Shervais, 1982 and Reagan dkk., 2010)...	57
4.23	Peta stasiun gambar lokasi penelitian dengan pembagian OIB dan MORB.....	58

4.24	Foto Marmer yang terfragmentasikan (x) dan tertanam pada blok peridotite difoto dengan arah N 54° E.....	59
4.25	Foto kenampakan lapangan pada daerah MORB yang menunjukkan penciri struktur <i>flasher</i> peridotite difoto dengan arah N 247° E.....	59
4.26	Foto kenampakan sisa <i>outcrop</i> dari salah satu lava bantal pada ST5, difoto dengan arah N 134° E.....	60
4.27	Foto kenampakan lava bantal yang utuh pada ST2 difoto dengan arah N 76° E.....	60

DAFTAR TABEL

Tabel		Hal.
2.1	<i>Volcanic rock series in quarternary (Miyashiro,1982).....</i>	11
4.1	Sample yang akan dilakukan pengujian geokimia.....	48
4.2	Hasil analisis geokimia sampel unsur utama (<i>Major Elements</i>)....	49
4.3	Hasil analisis geokimia sampel unsur jejak (<i>Trace Elements</i>).....	51
4.4	Klasifikasi magma berdasarkan kandungan SiO ₂ (%) atau derajat keasaman (Le Maitre et al., 1989 dalam Rollinson, Hugh R., 1993)....	52
4.5	<i>Volcanic rock series in quartenary (Miyashiro,1982).....</i>	56

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Kerak samudera merupakan lapisan kerak bumi tipis yang kaya akan magnesium yang terbentuk di pemekaran dasar laut melalui pencairan sebagian mantel. Dengan usia relatif muda, dan ketebalan sekisar 7 km, dan terdiri dari batuan basaltik dengan struktur berlapis standar (Timothy A, 2003). Lapisan kerak samudra mengalami pergerakan secara konstan diakibatkan oleh arus konveksi dari lapisan mantel yang mengakibatkan kerak samudra mengalami berbagai macam proses structural dengan lapisan benua, menghasilkan zona kontak antara kerak benua dan samudra dengan berbagai macam jenis batuan, salah satu diantaranya berupa batuan breksi Autoklastik, Nama "Autoklastik" berasal dari kata Yunani yaitu "*Auto*" yang berarti "diri" dan "*Clatos*" yang berarti "rusak", ada beberapa jenis breksi autoklastik namun salah satunya berupa breksi vulkanik autoklastik, menurut Kaharuddin (2023) Breksi vulkanik autoklastik dihasilkan dari proses internal yang terjadi selama pergerakan lava semipadat atau padat; Breksi autoklastik juga sering tersusun dari pecahan-pecahan yang kandungan mineralnya berbeda-beda (Campuran) bukan hanyadari batuan induknyanamundari batuan lain. Artinya, pecahan-pecahan pada breksi tersebut tidak hanya berasal dari batuan yang berbeda-beda, tetapi juga tersusun dari komposisi mineral yang berbeda pula. Mengetahui komposisi breksi vulkanik autoklastik ini berguna dalam menentukan jenis batuan induk atau batuan dasar dan proses geologi yang menyebabkan terbentuknya breksi. Beberapa mineral umum yang ditemukan dalam breksi autoklastik termasuk kuarsa, feldspar, mika, dan oksida besi.

Daerah mangilu merupakan daerah yang terdiri dari proses dan aktivitas geologi yang menghasilkan bentangan yang rumit dan kompleks, Penelitian

terdahulu telah memetakan data geologi termasuk berbagai macam formasi batuan pada daerah ini. Salah satu bagian dari Mangilu berupa *Malange*, melange adalah jenis breksi autoklastik yang terdiri dari campuran klastik berbagai jenis batuan, termasuk batuan laut dan benua, yang biasanya bercampur dengan serpentinit dan batuan ultrabasa lainnya (Anthony, 1990). *Melange* pada daerah penelitian merupakan batuan campur aduk secara tektonik yang terdiri dari *greywacke*, breksi, konglomerat, batupasir; terkersikkan, serpih kelabu, serpih merah, rijang radiolaria merah, batusabak, sekis, ultramafik, basal, diorit dan batulempung (Sukamto, 1982).

Pembelajaran dan analisis geokimia batuan di daerah penelitian merupakan hal yang belum di pelajaris secara ekstensif, sehingga berdasarkan hal tersebut, maka penulis menyusun tugas akhir yang berjudul Studi Analisa Geokimia Lava Bantal Daerah Mangilu Kecamatan Bungoro Kabupaten Pangkep Provinsi Sulawesi Selatan.

1.2 Batasan Masalah

Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui genesa, dan lingkungan pembentukan batuan breksi autoklastik menggunakan analisa petrologi dan petrografi, dan untuk lingkungan pengendapan menggunakan analisis geokimia berupa unsur utama (*Main Element*) dan unsur jejak (*Trace Element*).

1.3 Maksud dan Tujuan Penelitian

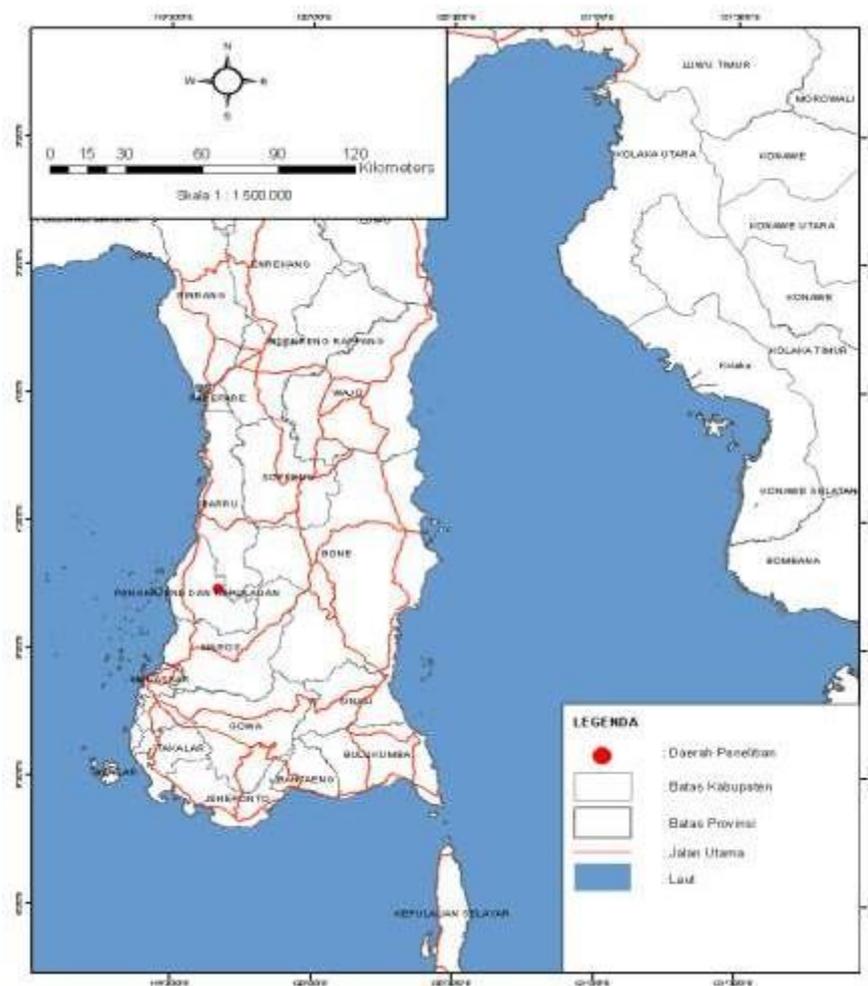
Adapun maksud dari penelitian ini adalah mengetahui genesa dan lingkungan pembentukan Breksi autoklastik pada Daerah Mangilu Kecamatan Bungoro Kabupaten Pangkep Provinsi Sulawesi Selatan. Adapun tujuan dari penelitian ini yaitu:

1. Untuk mengidentifikasi Nama Batuan pada lokasi penelitian berdasarkan analisa petrologi dan petrografi.

2. Untuk mengetahui jenis dan afinitas magma pembentuk batuan lokasi penelitian.
3. Untuk menentukan lingkungan pembentukan batuan berdasarkan analisis unsur utama (*Main Element*) dan unsur jejak (*Trace Element*) di daerah penelitian.

1.4 Letak, Waktu dan Kesampaian Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak di Daerah Mangilu, Kecamatan Bungoro, Kabupaten Pangkep, Provinsi Sulawesi Selatan. Daerah ini dapat dijangkau memakai kendaraan bermotor baik roda 2 maupun roda 4 dengan perjalanan selama $\pm 2 - 2,5$ jam dari Kota Makassar menuju arah utara sampai di Kabupaten Pangkep.



Gambar 1.1 Peta tunjuk lokasi daerah penelitian

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

2.1.1 Geomorfologi Regional

Berdasarkan geologi regional Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat menurut Rab. Sukamto dan Supriatna S. (1982), geomorfologi regional pada lembar ini 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 pebukitan yang dibentuk oleh batuan Pra-Tersier. Pegunungan ini di baratdaya 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 gunungapi. Bagian selatannya selebar 20 km dan lebih tinggi, tetapi ke utara menyempit dan merendah, dan akhirnya menurun ke bawah batas antara Lembah Walanae dan dataran Bone. Bagian utara pegunungan ini bertopografi kras yang permukaannya sebagian berkerucut. Batasnya di timurlaut 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

tendapat Sungai Walanae yang mengalir ke utara Bagian selatan berupa perbukitan rendah dan di bagian utara terdapat dataran aluvium yang sangat luas mengelilingi D. Tempe.

Pencampuran komponen kerak samudera, kerak benua bumi, batuan metamorf dan sedimen laut dalam breksi autoklastik menunjukkan komponen tersebut berasal dari batuan terdeformasi di zona subduksi di tepi benua. Kelompok imbrikasi dorong Pangkajene memainkan sebuah peran penting dalam mengekspos batuan dasar dan deformasi tahap kedua batuan Mesozoikum dan Tersier periode Neogen di daerah. (Kaharuddin, 2022) dan berperan besar dalam proses pemebentukan dari breksi autoklastik regional di lokasi penelitian

Menurut Kaharuddin (2022) bahwa Ada dua jenis breksi yang ada di daerah Mangilu yaitu formasi rusak / *Broken Formation* dan breksi autoklastik.

1. Broken Formation

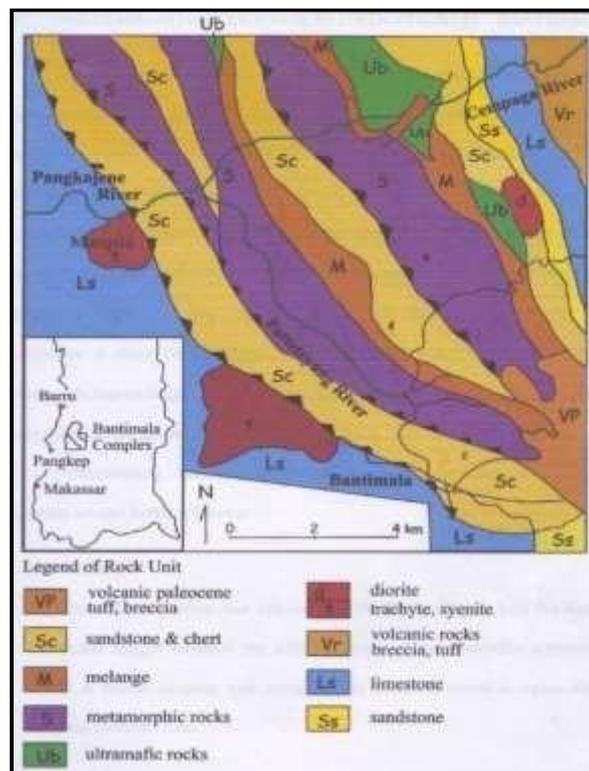
Formasi ini terletak pada batas pada Sungai Pangkajene di daerah Mangilu, terbentuk di sekis hijau, batupasir Balangbaru, Rijang Radiolaria, Batupasir Mallawa dan batugamping Tonasa. Mengguncang itu telah rusak formasi menunjukkan gejala deformasi, kehancuran, fragmentasi, tarikan, pembengkokan yang belum lepas dari batuan formasi, seperti retakan, boudin, struktur kerak dan *pseudo-nodul* atau *pitch-dan-swell* dan *pseudo foliation*.

2. Formasi Breksi Autoklastik

Komponen batuan dari formasi ini terdiri dari terdiri dari balok-balok batu berukuran sekitar 0,1 - 10 m dari sekis, kuarsit, marmer, rijang dan meta-rijang, serpentinit, peridotit plagioklas, gabbro, diabas dan *dolarite*, lava bantal, hialoklastik, Balangbaru batupasir, breksi kataklastik dengan batupasir dan matriks serpih. Blok-blok batuan tersebut menunjukkan tekstur tektonik dalam bentuknya rusak, licin,

melengkung, hancurnya keduanya makro dan mikro, bentuk lensa dan flasher.

2.1.2 Stratigrafi Regional



Gambar 2.1 Peta geologi daerah Bantimala-Mangilu (Kaharuddin,2010, dimodifikasi dari Sukamto, 1986).

Susunan batuan pada daerah Bantimala-Mangilu terdiri dari beberapa formasi yang terbentuk sebelumnya seperti formasi batuan ,metamorf berupa formasi Bantimala, formasi batuan gunung api, formasi Mallawa, dan formasi Tonasa.

Formasi Balangbaru: sedimen tipe *flysch*; batupasir berselingan dengan batulanau, batulempung dan serpih bersipan konglomerat, batupasir konglomeratan. tufa dan Lava; batupasirnya bersusunan grewake dan arkosa. Di bawah mikroskop, batupasir dan batulanau terlihat mengandung pecahan batuan beku, metasedimen dan rijang radiolaria.

Formasi Malawa: batupasir, konglomerat, batulanau, batulempung, dan napal, dengan sisipan lapisan atau lensa batubara dan batulempung; batupasirnya sebagian besar batupasir kuarsa, ada pula yang arkosa, gres, dan tufaan, umumnya berwarna kelabu muda dan coklat muda; pada umumnya bersifat rapuh, kurang padat; batugamping dan napal umumnya mengandung moluska.

Formasi Tonasa: batugamping koral pejal berwarna putih dan kelabu muda; batugamping bioklastika dan kalkarenit. Berwarna putih coklat muda dan kelabu muda. sebagian berlapis baik, berselingan dengan napal globigerina tufaan; batugamping berlapis sebagian mengandung banyak foraminifera besar, napalnya banyak mengandung foraminifera kecil dan beberapa lapisan napal pasir mengandung banyak kerang (*pelecypoda*) dan siput (*gastropoda*) besar.

Kompleks Melange: batuan campur aduk secara tektonik terdiri dari gres, breksi, konglomerat, batupasir, serpih kelabu, serpih merah, rijang, batusabak, sekis, ultramafik, basal, diorit dan lempung; satuan ini tebalnya tidak kurang dari 1750 m, dan mempunyai hubungan sesar dengan satuan batuan di sekitarnya.

2.1.3 Struktur Geologi Regional

Batuan tua yang masih dapat diketahui kedudukan stratigrafi dan tektonikanya adalah sedimen *flych* Formasi Balangbaru dan Formasi Marada; bagian bawah tak selaras menindih satuan yang lebih tua, dan bagian atasnya ditindih takselaras oleh batuan yang lebih muda. Batuan yang lebih tua merupakan masa yang terimbrikasi melalui sejumlah sesar sungkup, terbreksikan, tergerus, dan sebagian tercampur menjadi melange. Berdasarkan kelompok batuanya diduga Formasi Balangbaru dan Formasi Marada merupakan endapan lereng di dalam sistem busur-palung pada zaman Kapur Akhir. Gejala ini menunjukkan, bahwa melange di Daerah Bantimala terjadi

sebelum Kapur Akhir. Pada Kala Eosen Awal, rupanya daerah di barat berupa tepi daratan yang dicirikan oleh endapan darat serta batubara di dalam Formasi Malawa; Pengendapan Formasi Malawa kemungkinan hanya berlangsung selama awal Eosen.

Di daerah barat diendapkan batuan karbonat yang sangat tebal dan luas sejak Eosen Akhir sampai Miosen Awal membentuk Formasi Tonasa. Gejala ini menandakan bahwa selama waktu itu terjadi paparan laut dangkal yang luas, yang berangsur-angsur menurun sejalan dengan adanya pengendapan. Proses tektonik di bagian barat ini berlangsung sampai Miosen Awal, sedangkan di bagian timur kegiatan gunungapi sudah mulai lagi selama Miosen Awal, yang diwakili oleh Batuan Gunungapi Kalamiseng dan Soppeng (Tmkv dan Tmsv).

Akhir kegiatan gunungapi Miosen Awal itu diikuti oleh tektonik yang menyebabkan terjadinya permulaan terban Walanae yang kemudian menjadi cekungan tempat pembentukan Formasi Walanae. Peristiwa ini kemungkinan besar berlangsung sejak awal Miosen Tengah, dan menurun perlahan selama sedimentasi sampai Kala Pliosen. Menurunnya Terban Walanae dibatasi oleh dua sistem sesar normal, yaitu sesar Walanae yang seluruhnya nampak hingga sekarang di sebelah timur, dan sesar Soppeng yang hanya tersingkap tidak menerus di sebelah barat.

Selama terbentuknya terban Walanae, di timur kegiatan gunungapi terjadi hanya di bagian selatan sedangkan di barat terjadi kegiatan gunungapi yang hampir merata dari selatan ke utara, berlangsung dari Miosen Tengah sampai Pliosen.

Sesar utama yang berarah utara-baratlaut terjadi sejak Miosen Tengah, dan tumbuh sampai setelah Pliosen. Pelipatan besar yang berarah hampir sejajar dengan sesar utama diperkirakan terbentuk sehubungan dengan adanya, tekanan mendatar berarah kira-kira timur-barat pada waktu sebelum akhir Pliosen.

Tekanan ini mengakibatkan pula adanya sesar sungkup lokal yang menyasarkan batuan pra-kapur Akhir di Daerah Bantimala yang kemudian tertekan melawati batua tersier.

Penyesaran yang relarif lebih kecil di bagian timur Lembar Walanae dan di bagian barat pegunungan barat yang berarah baratlaut - tenggara dan merencong, kemungkinan besar terjadi oleh gerakan mendatar ke kanan sepanjang sesar besar (Sukamto & Supriatna , 1982).

2.2 Breksi Autoklastik

Nama "autoklastik" berasal dari kata Yunani "auto" yang berarti "diri". Breksi autoklastik adalah jenis breksi yang terdiri dari pecahan batuan dasar atau batuan yang telah hancur dan terfragmentasi akibat kegagalan getas selama proses geologi, seperti patahan, rekahan, atau deformasi hebat. Fragmen pada breksi autoklastik hanya berasal dari jenis batuan atau batuan dasar yang sama, berbeda dengan breksi aloklastik yang terdiri dari fragmen yang bersumber dari jenis batuan berbeda.

Menurut Richard V Fisher (1960) Breksi vulkanik autoklastik dihasilkan dari proses internal yang terjadi selama pergerakan lava semipadat atau padat; termasuk breksi aliran dan breksi intrusi, dan menurut Kaharuddin (2022) Breksi autoklastik adalah batuan yang terbentuk akibat proses deformasi tektonik dan deformasi struktur, yang tidak mengalami proses transportasi melainkan melalui proses penghancuran atau fragmentasi oleh lapisan batuan dengan bantuan tenaga tektonik sehingga orientasi dari fragmen batuan terbentuk sesuai dengan arah tenaga formasi, Breksi autoklastik dapat terbentuk terbatas pada kedalaman 10.000 m terluar kerak bumi, dan pembentukan batuan autoklastik yang tersebar luas mungkin terbatas pada kedalaman 5.000 meter. Pada kedalaman yang lebih jauh di kerak bumi, tekanan dihasilkan dari semua arah sehingga batuan tidak dapat menahan tekanan dan terjadi rekahan-rekahan yang akan segera tertutupi oleh aliran. Akibatnya, pada kedalaman yang sangat

dalam diperkirakan bahwa tidak ada celah yang terbentuk di batuan sebagai hasil dari gerakan dinamis, dan karena itu tidak ada breksi yang dihasilkan (Hise, 1985).

Dari tinjauan di atas dapat disimpulkan bahwa batuan autoklastik dapat berkembang pada formasi yang bersangkutan homogen ataupun heterogen. Breksi autoklastik juga dapat terbentuk jika batuan dasarnya berada di zona sesar ataupun di zona aliran. Pada kasus zona sesar, breksi autoklastik cenderung lebih terbentuk sedangkan pada kasus zona aliran, hanya batuan yang lebih kuat yang pecah dan fragmennya terkubur di dalam batuan plastis yang menjadi aliran, dan sering terbentuk konglomerat semu (Hise, 1985).

2.3 Kelompok Batuan Magma Theolitik

Batuan beku teolitik atau *Tholeiite rocks* adalah jenis batuan beku yang memiliki tekstur granular atau teolitik. Tekstur ini menunjukkan pendinginan magma yang cepat, yang biasanya terjadi ketika magma terekspos ke permukaan atau mengalami pendinginan secara mendadak. Batuan beku teolitik dicirikan oleh butiran mineral berbentuk bulat atau tidak beraturan dengan ukuran serupa yang tersebar dalam matriks aphanitic atau porphyritic. Tekstur ini sering terlihat pada batuan seperti obsidian, batu apung, dan beberapa basal (Elena dkk, 2002).

Magma teolitik, juga dikenal sebagai *mid-ocean ridge basalt* (MORB), memiliki komposisi yang ditandai dengan kandungan silika yang rendah (biasanya di bawah 50%), kandungan besi dan magnesium yang tinggi, serta viskositas yang rendah. Magma tholeiite biasanya mengandung mineral seperti klinopyroxene, plagioklas, olivin, dan feldspatoids. Magma tholeiite umumnya memiliki jumlah gas terlarut yang rendah, sehingga tidak mudah erupsi ledakan dibandingkan magma yang lebih mudah menguap. Ketika meletus di permukaan, membentuk aliran basaltik dan lava bantal saat mendingin dengan cepat.

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.

Magma tholeiite umumnya ditemukan di daerah pemekaran laut dalam, yang merupakan batas lempeng divergen tempat litosfer bumi terkoyak dan terpisah akibat arus konveksi dari lapisan Mantel. Magma terbentuk jauh di dalam mantel bumi dan naik ke permukaan karena penurunan tekanan. Ketika magma Tholeiite mencapai permukaan, yang umumnya di bawah laut, maka akan mengalami pendinginan secara mendadak, mendingin dan membentuk ciri-ciri berbeda seperti aliran lava berbantal (Lava aa) dan bercelah. Karena kesamaan komposisinya dengan basal banjir benua, para ilmuwan percaya bahwa magma Tholeiite memainkan peran penting dalam pembentukan kerak samudera yang baru. (Ohn,2001)

Tabel 2.2. *Volcanic rock series in quaternary (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 oceanic-type crust</i>	(+)	++	
<i>2. Stable continents :</i>			
<i>plateau basalts</i>	(+)	++	++
<i>3. Seamounts and intra-oceanic island :</i>			
<i>seamounts</i>		(+)	++
<i>intra-oceanic island</i>		++	++

4. <i>Mid-oceanic island</i>		++	
<i>Note : ++ abundant, + scarce, (+) occasionally present.</i>			

Magma basal pada kelompok ini adalah lelehan parsial dari peridotit yang terdiri dari olivin dan piroksen yang diproduksi akibat lelehan dekompresi di mantel bumi. Basal toleitik sangat umum ditemukan di batuan vulkanik di permukaan bumi, karena lokasi pembentukan dari batuan theolitik yaitu di pemekaran dasar laut yang menghasilkan batuan MORB (*mid ocean ridge basalt*), adalah tipe basal toleitik yang mengandung sedikit unsur tidak sesuai, basal alkali tidak umum ditemukan di pemekaran laut dalam samudra, namun banyak ditemukan di erupsi sebuah gunung api di sebuah pulau.

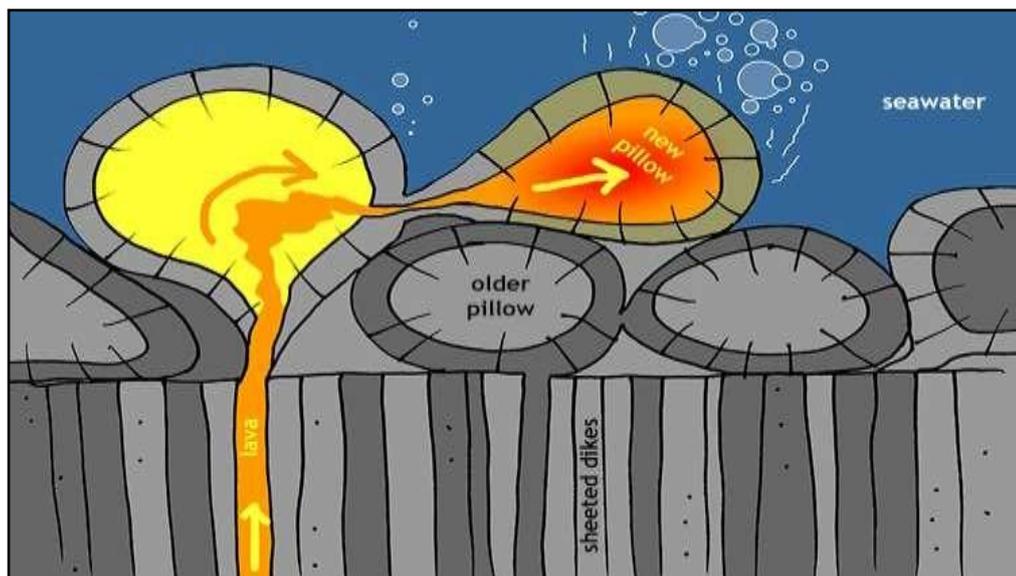
2.4 Lava Bantal

Lava bantal adalah batuan beku yang memiliki struktur dan rupa yang membulat diakibatkan oleh lingkungan pembentukan yang berada di dalam perairan yang menyebabkan pembekuan secara cepat dan membentuk struktur dan bentuk rebahan menyerupai bantal.



Gambar 2.2 Kenampakan Formasi Lava Bantal di *Llandwyn, Wales* utara, Eropa (Raghav Galdi,2017)

Lava bantal terbentuk ketika magma basaltik mendingin dengan cepat setelah ekstrusi di bawah air, sehingga terbentuk struktur berbentuk bantal. Mereka, lava bantal umumnya ditemukan di lingkungan laut seperti pegunungan tengah laut dan berhubungan dengan gunung berapi bawah laut (Anthony, 1990). Sebagian besar lava bantal ditemukan di dasar laut di area pemekaran dasar laut (*Mid-ocean ridges*), lokasi dimana magma dari mantel naik melalui celah di dasar laut diakibatkan oleh arus konveksi mantel bumidan mendingin dengan cepat setelah mengalami kontak dengan air laut, selain pemekaran dasar laut lava bantal juga dapat terbentuk di Gunung berapi bawah laut, di mana lava bantal terbentuk adalah di gunung berapi bawah laut, yang terletak di bawah air dekat pegunungan tengah laut atau di batas lempeng konvergen, lava bantal juga dapat terbentuk di gunung berapi di suatu pulau, seperti yang ditemukan di Hawaii.



Gambar 2.3 Proses Pembentukan Lava Bantal pada *Mid-ocean ridges* (Callan Bentley, 2019)

Penyebaran lava bantal mengacu pada ukuran dan bentuk masing-masing bantal yang membentuk endapan vulkanik. Lava bantal dicirikan oleh bentuk rebahan yang khas seperti bantal, namun terdapat variasi yang cukup besar dalam ukuran dan morfologi masing-masing bantal dalam endapan

tertentu. Penyebaran lava bantal dapat memberikan informasi penting mengenai kondisi letusan dan sejarah pendinginan magma (Ohn, 2001).

Unsur mineralogi lava bantal, umumnya mengandung berbagai macam mineral tergantung pada komposisi magma pembentuk lava bantal. Mineral umum yang ditemukan dalam lava bantal antara lain plagioklas, piroksen, olivin, dan klinopiroksen. Mineral spesifik yang ada bergantung pada faktor-faktor seperti suhu, tekanan, dan komposisi magma, Lava bantal terkadang mengandung mineral tambahan seperti zirkon, apatit, dan magnetit, dan lain-lain. Mineral-mineral ini umumnya terdapat dalam kuantitas yang lebih kecil atau juga dapat disebut dengan unsur jejak (*Trace Elements*) dan dapat memberikan petunjuk tentang wilayah sumber magma.

Bagian dalam bantal mendingin lebih lambat dibandingkan kulit kaca yang terdinginkan, sehingga lebih berbentuk kristal. Kristalisasi progresif dengan laju pendinginan yang lebih lambat ke arah bagian dalam menghasilkan beragam tekstur batuan, dan bagian dalam bantal besar mungkin hampir seluruhnya berbentuk kristal. Vesikel umum ditemukan dan biasanya terkonsentrasi pada lapisan konsentris yang sejajar dengan permukaan luar.

Vesikel adalah rongga kecil berisi gas yang terbentuk di dalam lava bantal. Kantong gas ini terbentuk ketika gas terlarut, seperti air, karbon dioksida, dan senyawa belerang, keluar dari lava cair saat mendingin dan mengeras. (Vesikel memberi ciri khas pada bantalan lava berupa bopeng dan dapat membantu para ilmuwan menentukan komposisi magma aslinya. Di bantal darat, vesikel pipa radial sering terjadi. Banyak lava bantal yang benar-benar padat, meskipun biasanya bantal memiliki rongga tengah mulai dari saluran berbentuk tabung kecil pada bantal yang sebagian besar padat hingga bantal yang seluruhnya berongga. Rongga-rongga ini terbentuk ketika lava mengalir kembali keluar dari bantal yang baru terbentuk, atau ketika lava mendorong sebagian kerak luar bantal dan mengalir keluar melalui lubang

tersebut untuk membentuk genangan tumpah di luar bantal yang pecah atau terkoyak dalam proses pembentukannya dan pendinginannya. (Howie, R. A., Zussman, J., & Deer, W. 1992)



Gambar 2.4 Kenampakan *Vesikels* Dalam Batuan Lava Bantal
(R, Thomas, 2014)

Menurut Morgan, J. W., and Walker, L. R. (1972), membagi lava bantal berdasarkan kenampakan dan struktur dari lava bantal yaitu sebagai berikut :

1. *Spongy Pillows*, juga dikenal sebagai lava bantal amygdaloidal, adalah jenis lava bantal yang memiliki struktur unik yang ditandai dengan lubang kecil atau *amygdales* berisi gas di dalam lava. *Amigdale* ini membuat lava tampak seperti spons, oleh karena itu dinamakan "bantal spons". *Amigdales* terbentuk oleh pelepasan gas terlarut, seperti air dan karbon dioksida, saat magma mendingin dan mengeras. Proses ini menciptakan rongga-rongga kecil di dalam lava yang terisi gas sehingga menciptakan tekstur seperti spons.
2. *Crenulated Pillows* merupakan salah satu jenis lava bantal yang memiliki tekstur khas dengan ciri permukaan berkerut atau bergelombang. Berasal dari kata Latin "*crenare*", yang berarti "menggerogoti". Dalam kasus lava bantal, *crenulated* mengacu pada

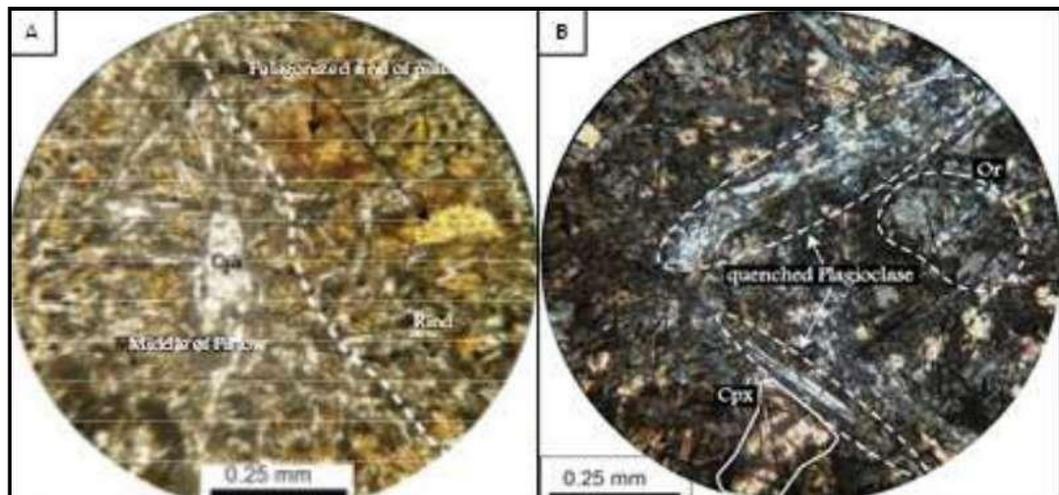
jenis lava bantal yang memiliki permukaan dengan alur dan alur bergantian, sehingga menciptakan tampilan keriput. Tekstur ini terbentuk saat lava mendingin dan memadat, sehingga menghasilkan penampakan krenulasi yang khas. mengakibatkan terbentuknya tonjolan dan lekukan pada permukaan bantal.

3. *Compound Pillows* merupakan salah satu jenis lava bantal yang terbentuk melalui kumpulan beberapa lapisan lava yang telah mendingin dan memadat bersama-sama. Jenis lava bantal ini umumnya terbentuk di lingkungan bawah air, seperti di bawah laut, tempat lava mengalir ke dalam air dan dengan cepat membeku. Pembentukan bantalan majemuk melibatkan beberapa tahap aliran lava, yang masing-masing menambahkan lapisan baru ke lapisan sebelumnya. Hal ini menghasilkan terbentuknya struktur seperti bantal dengan banyak lapisan, atau bantal majemuk.

Selain dari permukaan dari lava bantal, alas lava umumnya berbentuk meruncing atau "piramida", dimana alasnya semakin lebar dan berangsur-angsur menyempit ke arah atas. Bentuk ini disebabkan oleh cara lava mendingin dan mengeras seiring waktu. Ketika lava mengalir di bawah air dan memadat membentuk bantal, bagian atas bantal mendingin dan mengeras dengan relatif cepat sementara bagian dasarnya tetap lebih panas dan terus mengalir. Hasilnya adalah bentuk yang meruncing, dengan alas lebih lebar dan bagian atas lebih sempit. (J. W., and Walker, L. R., 1972)

Lava bantal umumnya memiliki kenampakan petrografi yang mencerminkan pendinginan dan pembentukannya yang cepat di lingkungan perairan. Lava bantal seringkali memiliki tekstur berbutir halus, dengan kristal piroksen dan plagioklas yang saling bertautan, dan terkadang mengandung vesikel atau *amygdales* (rongga yang terbentuk oleh pelepasan gas selama pendinginan). Besi dan magnesium oksida, seperti magnetit dan titanomagnetit, juga merupakan mineral umum di bantal lava. Dalam beberapa kasus, lava

bantal mempunyai peluang untuk memiliki pinggiran atau pinggiran seperti kaca, yang tercipta dari pendinginan lava yang cepat saat bersentuhan dengan air laut yang bersuhu rendah.



Gambar 2.5 (A) Inti bantal didominasi sub-ofitik dengan tekstur porfiritik sedangkan kulitnya menunjukkan tekstur intersertal palagonit, (B) ditemukan kisaran mikrofenokris berukuran. Mayoritas menunjukkan bilah seperti, padam dan hampir berbentuk ekor burung swallow dan sebagian besar muncul dengan permukaan (J. W., and Walker, L. R., 1972).

2.5 *Seamount*

Seamount atau gunung laut adalah pegunungan bawah air yang terbentuk melalui aktivitas vulkanik di lautan. Mereka umumnya berbentuk kerucut dan terdiri dari batuan basaltik atau andesitik. Gunung laut dapat ditemukan pada berbagai kedalaman lautan dan merupakan fitur penting dalam memahami lempeng tektonik dan pembentukan kerak samudera. *seamount* juga dapat berperan sebagai habitat penting bagi kehidupan laut dan dapat digunakan sebagai indikator aktivitas gunung berapi dan pergerakan batas lempeng

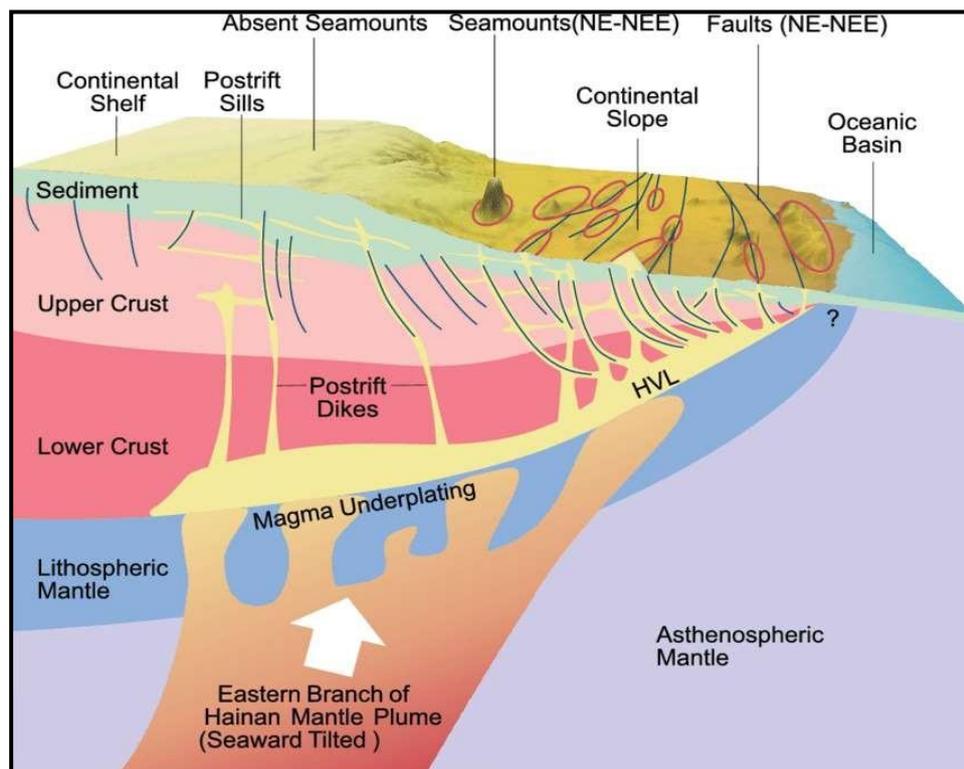
Menurut Martin White and Christian Mohn (2002) *seamount* adalah fitur topografi besar yang memanjang pada jarak vertikal yang sangat jauh dari dasar laut lautan di dunia. Gunung laut memiliki

ketinggian vertikal lebih dari 1000 m dengan batasan luasnya di wilayah puncak-puncak. Fitur yang lebih kecil, karakteristik serupa, tetapi dengan ketinggian 500-1000 m disebut bukit kecil, dan bukit yang tingginya kurang dari 500 m. Dalam beberapa tahun terakhir, jumlahnya sangat besar gunung bawah laut telah ditemukan, dan kini terdapat lebih dari 30.000 fitur sepanjang 1000m secara vertikal sejauh ini hanya diketahui di Pasifik saja

Studi yang dilakukan di gunung bawah laut menyimpulkan bahwa gunung bawah laut berfungsi sebagai “oase kehidupan,” dengan keanekaragaman spesies dan biomassa yang lebih tinggi ditemukan di gunung bawah laut dan perairan di sekitarnya dibandingkan di dasar laut yang datar. Gunung laut menjulang tinggi di kolom air, menciptakan pola arus kompleks yang memengaruhi kehidupan di dalam dan di atasnya. Gunung laut juga menyediakan substrat (lokasi menempel) di mana organisme dapat menetap dan tumbuh. Organisme ini menyediakan sumber makanan bagi hewan lain. Para ilmuwan telah menemukan bahwa gunung bawah laut seringkali menjadi habitat bagi spesies endemik, atau spesies yang hanya ditemukan di satu lokasi.

Gunung laut, seperti halnya gunung berapi di darat, dapat diklasifikasikan berdasarkan status aktivitasnya menjadi aktif, punah/, atau tidak aktif (*Dormant*). Gunung bawah laut yang masih aktif atau baru saja meletus, sedangkan gunung bawah laut yang tidak aktif berpotensi meletus di kemudian hari, namun saat ini masih dalam keadaan diam. Gunung laut yang sudah punah / *dormant* sudah lama tidak aktif dan diperkirakan sangat kecil kemungkinannya untuk meletus lagi. Hal ini disebabkan karena riwayat erupsi dan pasokan magma: Ketika dapur magma ke gunung bawah laut berkurang atau terhenti, hal ini dapat menyebabkan punahnya gunung bawah laut. Hal ini bisa terjadi ketika aktivitas gunung berapi berhenti dan tidak ada magma yang tersedia untuk memberi makan gunung bawah laut. Adapun

dikarenakan Sejarah tektonik: Perubahan lempeng tektonik dapat menyebabkan rusaknya gunung bawah laut. Saat lempeng bergerak dan berinteraksi, gunung bawah laut mungkin tenggelam di bawah dasar laut atau tertelan oleh subdaksi, sehingga menyebabkan kepunahannya. (Priyali Prakash, 2023),



Gambar 2.6 Ilustrasi diagram mekanisme yang dapat terbentuk dari formasi *seamounts* (Chaoyan Fan, 2017).

Beberapa gunung bawah laut dapat terbentuk di dekat titik panas antarlempeng, yaitu wilayah dengan peningkatan aktivitas vulkanik di dalam lempeng tektonik. Titik panas ini dikarenakan oleh lapisan mantel yang terlokalisasi, tempat magma yang naik dari dalam mantel bumi berinteraksi dengan kerak bumi di atasnya dan menciptakan wilayah dengan aktivitas vulkanik yang meningkat. Gunung laut juga dapat ditemukan di dekat busur pulau, yaitu rangkaian gunung berapi dan pulau vulkanik yang terbentuk di sekitar batas lempeng tektonik. Busur pulau ini biasanya dikaitkan dengan zona subdaksi, di mana satu

lempeng tektonik terdorong ke bawah lempeng tektonik lainnya. (Martin White dan Christian Mohn,2002)

Menurut Priyali Prakash (2023), *seamount* terbagi menjadi beberapa tipe sebagai berikut:

1. *Submarine Seamount* adalah gunung bawah laut yang seluruhnya atau sebagian terendam di bawah permukaan laut. Gunung bawah laut bisa memiliki puncak yang menjulang dari dasar laut, mencapai ratusan hingga ribuan meter di bawah permukaan. Mereka biasanya berasal dari gunung berapi dan terbentuk oleh aktivitas gunung berapi di dasar laut. Gunung bawah laut merupakan fitur penting dalam studi lempeng tektonik dan pembentukan kerak samudera, karena dapat memberikan petunjuk tentang pergerakan dan interaksi lempeng tektonik bumi.
2. *Guyots* adalah salah satu jenis gunung bawah laut yang memiliki ciri puncak datar hampir setinggi permukaan laut dan sisi curam. Namanya diambil dari nama ilmuwan yang pertama kali menemukannya, H.O. Wheeler Guyot. Guyot biasanya terbentuk oleh aktivitas gunung berapi dan ditemukan di Samudra Pasifik, khususnya di dekat rangkaian gunung bawah laut Kaisar-Hawaii. Mereka diyakini terbentuk melalui proses erosi, dimana gelombang dan arus mengikis gunung bawah laut hingga puncaknya hampir sejajar dengan dasar laut.
3. *Hot spot seamount* adalah gunung bawah laut yang terbentuk oleh keberadaan titik panas, yaitu wilayah aktivitas gunung berapi terlokalisasi di permukaan bumi. Titik panas diyakini

disebabkan oleh upwelling lokal material mantel panas, yang dikenal sebagai gundukan mantel (mantle plume), yang naik melalui kerak bumi dan menciptakan area dengan aktivitas vulkanik yang meningkat. Gunung laut titik panas sering dikaitkan dengan rangkaian gunung berapi dan pulau vulkanik, seperti rangkaian gunung bawah laut Kaisar-Hawaii, yang terbentuk oleh pergerakan lempeng Pasifik di atas titik panas Hawaii.

4. *Volcanic chain seamount*, juga dikenal sebagai busur vulkanik, adalah sekelompok gunung berapi yang terbentuk di sepanjang batas lempeng, biasanya pada batas konvergen di mana satu lempeng terdorong ke bawah lempeng lainnya. Gunung berapi ini membentuk pola seperti rantai yang sejajar dengan batas lempeng, dan biasanya dicirikan oleh bentuknya yang curam dan mengerucut. Gunung laut rantai vulkanik dibentuk oleh magma yang naik dari mantel bumi dan bersentuhan dengan kerak bumi di atasnya, menciptakan kantong-kantong batuan cair yang akhirnya meletus melalui kerak bumi dan membentuk gunung berapi. Perbedaan utama antara *Hot spot seamount* dan *Volcanic chain seamount* adalah asal mula aktivitas vulkaniknya. Gunung bawah laut titik panas terbentuk oleh titik panas lokal di mantel bumi, sedangkan gunung bawah laut rantai vulkanik terbentuk oleh aktivitas gunung berapi di sepanjang batas lempeng tektonik yang ada. Gunung laut titik panas biasanya terbentuk oleh satu titik panas yang terlokalisasi, sedangkan gunung bawah laut rantai vulkanik terbentuk oleh kesejajaran linier gunung berapi di sepanjang batas lempeng. Perbedaan asal usul ini menyebabkan perbedaan morfologi dan sebaran gunung laut.

2.6 Stratigrafi Lempeng Oseanik

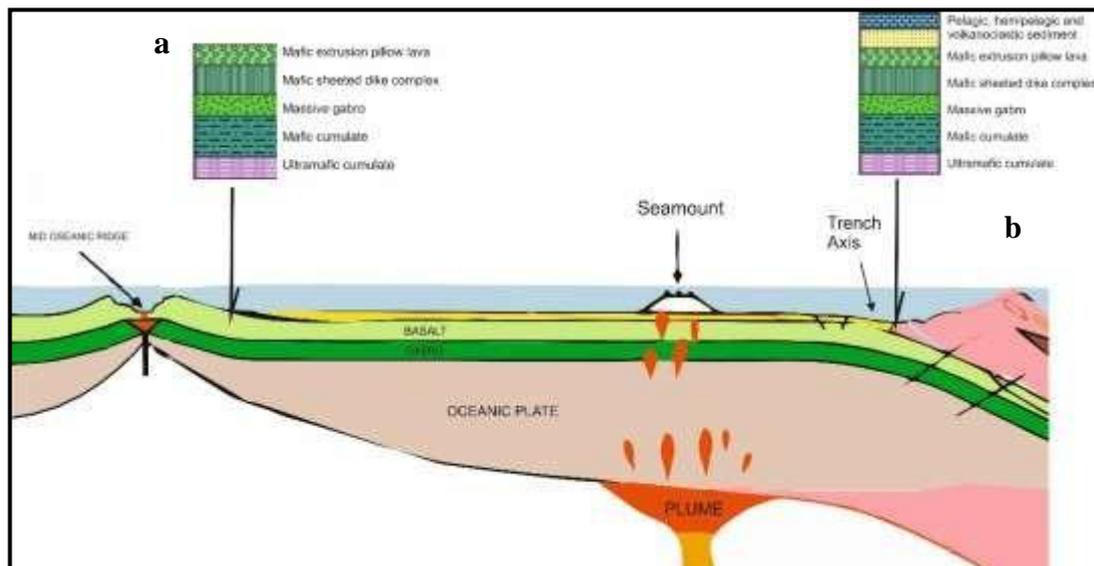
Lempeng Oseanik/Kerak samudera adalah lapisan kerak bumi yang membentuk dasar lautan. terdiri dari batuan basaltik dan biasanya lebih tipis dari kerak benua (*Continental Crusts*), yang membentuk daratan di benua. Lempeng Oseanik biasanya memiliki ketebalan 5-10 kilometer dan terbentuk oleh aktivitas vulkanik di dasar laut, tempat magma naik dari mantel dan membeku saat mendingin. Kerak samudera lebih padat dibandingkan kerak benua, sehingga tenggelam di bawah kerak benua yang lebih ringan membentuk area konvergen

Menurut Tarbuck dan Lutgens (1989) Kerak samudera seluruhnya terdiri dari batuan basaltik, dan jauh lebih tipis dibandingkan kerak benua. Ketebalannya rata-rata sekitar 7 km (4,3 mil), namun bisa setipis 5 km (3,1 mil) di beberapa lokasi atau setebal 10 km (6,2 mil) di lokasi lain. Kerak samudera terutama terdiri dari gabbro dan peridotit. Kerak samudera dalam membentuk permukaan bumi sangat penting melalui pergerakan dan interaksi litosfer.

Berikut adalah jenis batasan yang membentuk permukaan dasar laut berdasarkan Menurut Tarbuck dan Lutgens (1989):

1. Zona subdaksi adalah tempat di mana salah satu lempeng tektonik dipaksa berada di bawah lempeng lain pada batas lempeng yang konvergen. Proses ini dikenal sebagai subdaksi, dan terjadi ketika lempeng samudera dipaksa turun ke dalam mantel di bawah lempeng benua. Saat lempeng samudera turun ke dalam mantel, ia mengalami suhu dan tekanan tinggi, yang menyebabkan sebagian lempeng mencair, menciptakan magma yang pada akhirnya dapat meletus ke permukaan dan membentuk gunung berapi. Zona subdaksi sering dikaitkan dengan pembentukan pegunungan, parit, dan fitur geologi lainnya seperti gempa bumi.

2. Punggungan tengah laut / Pemekaran laut dalam adalah rangkaian pemekaran bawah air yang terdapat di dasar laut pada batas lempeng yang berbeda. Mereka tercipta ketika dua lempeng tektonik bergerak menjauh satu sama lain, memungkinkan magma dari mantel naik dan menciptakan kerak samudera baru. Pemekaran laut dalam biasanya dicirikan oleh lembah keretakan di tengah dan serangkaian gunung berapi dangkal. Mereka membentuk rantai yang berkesinambungan, melingkari bumi dalam sistem berkesinambungan yang disebut sistem punggungan tengah laut. Punggungan Bukit Atlantik Tengah, Punggungan Bukit Samudera Hindia Tengah, dan Punggungan Bukit Pasifik Timur adalah beberapa punggungan tengah laut yang paling terkenal.



Gambar 2.7 Stratigrafi kerak oseanik pada (a) punggungan *mid-oceanic ridge* dan (b) subdaksi dengan kerak benua menurut Matsuda and Isozaki (1991), Nakagawa et al. (2009) Maruyama et al. (2010) and Santosh (2010).

Pada model stratigrafi lempeng oseanik yang standar, kerak samudra yang biasanya terdiri dari batuan ultrabasa dan atau ophiolite sampai gabbro dan lava bantal (lihat gambar 2.8a) tertindih oleh sedimen pelagis seperti sedimen pelagis karbonat jika terendapkan masih dalam batas CCD, rijang laut dalam

dan serpih pelagis. Saat kerak samudra bergerak menuju *trench*, sedimentasi berlanjut sampai lempeng samudra melewati lereng *trench* bagian luar dan memasuki *trench*. Dalam prosesnya pergerakan kerak samudratersebut, batuan yang telah ada sebelumnya bisa mengalami diagenesis maupun metamorfisme dan berubah menjadi batuan yang baru.

Ketika lempeng samudra telah memasuki *trench* dan terjadi subdaksi (lihat 2.7b), seluruh batuan yang bersumber dari kerak samudra akan menjadi tidak beraturan, terlipat, terhancurkan, tersesarkan dan tercampuraduk pada sabuk akresi. Tergantung dari sedimen yang mengisi *trench*, sedimen pelagis akan tertutupi oleh serpih hemipelagis dan rijang kemudian sekuen *greywacke* dan serpih yang mewakili erosi yang disebabkan oleh gerakan akresi dan orogen akan bergabung menjadi anggota batuan campur-aduk ataupun terdiagenesis dan menjadi semennya.