

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Batugamping merupakan salah satu jenis batuan sedimen yang terbentuk melalui proses pengendapan material karbonat, baik secara kimiawi, biologis, maupun mekanis. Karakteristik fisik dan kimia batugamping sangat dipengaruhi oleh lingkungan pengendapannya, yang dapat mencerminkan kondisi geologi, dan proses sedimentasi berlangsung. Oleh karena itu, analisis geokimia batugamping menjadi salah satu metode penting untuk mengidentifikasi lingkungan pengendapan dan faktor-faktor yang mempengaruhinya.

Formasi Walanae di Sulawesi Selatan merupakan salah satu satuan stratigrafi yang kaya akan endapan batugamping. Salah satu anggota dari formasi ini adalah batugamping anggota Selayar, yang tersingkap di Daerah Bonto Tiro, Kabupaten Bulukumba. Studi mengenai karakteristik fisik dan geokimia batugamping pada daerah ini masih terbatas. sehingga penelitian ini bertujuan untuk menganalisis kandungan fisik, unsur utama oksida mayor, unsur tanah jarang dan yitrium guna memahami kondisi lingkungan pengendapan yang terjadi.

Berdasarkan hal tersebut maka penulis melakukan penelitian analisis geokimia lingkungan pengendapan pada batugamping Anggota Selayar Formasi Walanae Daerah Bonto Tiro Kabupaten Bulukumba Provinsi Sulawesi Selatan.

1.2 Rumusan Permasalahan

Karakteristik fisik dapat memberikan informasi tentang komposisi penyusun batuan tersebut, proses pembentukan, umur batuan, dan lingkungan pengendapan dari batugamping yang ada di daerah penelitian. Sedangkan karakteristik kimia dapat memberikan informasi tentang dimana dan bagaimana proses terbentuknya batugamping daerah penelitian.

Berdasarkan hal tersebut permasalahan yang muncul dalam penelitian ini sebagai berikut :

1. Bagaimana karakteristik fisik batugamping pada daerah penelitian?
2. Bagaimana karakteristik kimia batugamping daerah penelitian?
3. Bagaimana lingkungan pengendapan daerah penelitian dilihat dari karakteristik kimia batugamping?

1.3 Tujuan Penelitian

Berdasarkan rumusan masalah yang peneliti kemukakan maka tujuan dari penelitian ini yaitu :

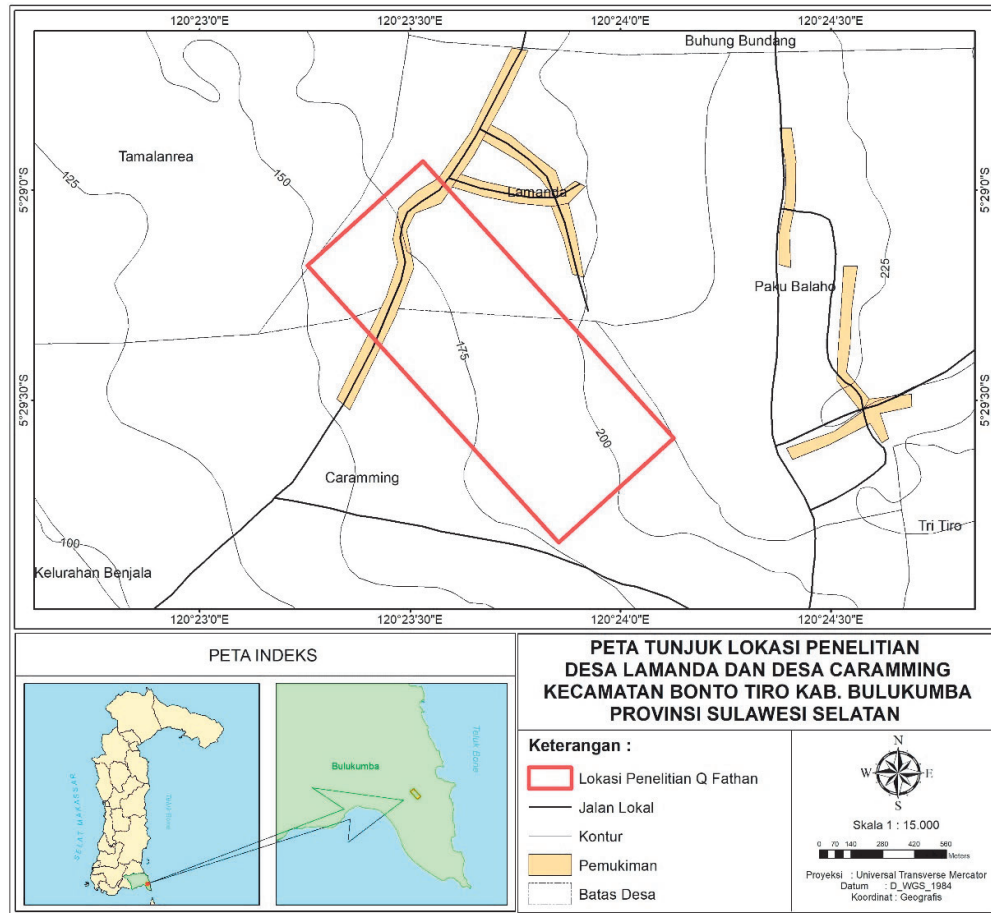
1. Analisis karakterisasi fisik batugamping pada daerah penelitian
2. Analisis kimia batugamping pada daerah penelitian
3. Analisis lingkungan pengendapan batugamping daerah penelitian

1.4 Manfaat Penelitian

Setelah melakukan penelitian ini, diharapkan penulis dapat mengetahui karakteristik fisik, kimia, dan mengetahui dimana lingkungan pengendapan terbentuknya batugamping daerah penelitian dengan melihat komposisi kimia batugamping tersebut.

1.5 Ruang Lingkup

Ruang lingkup mencakup luasan, metode, analisis yang akan di gunakan pada objek yang akan diteliti, dan waktu pelaksanaan. Objek penelitian yaitu batugamping yang terdapat pada Daerah Bontotiro Desa Lamanda dan Desa Caramming Kecamatan Bonto Tiro Kabupaten Bulukumba dengan luasan area penelitian seluas 111 Ha



Gambar 1 Peta Tunjuk Lokasi Daerah Penelitian

Metode yang di gunakan dalam penelitian ini terbagi dua bagian yaitu pengamatan lapangan dan analisis geokimia pada laboratorium. Analisis menggunakan metode X-Ray Flourensence (XRF) untuk mengetahui komposisi oksida mayor dari batugamping dan metode ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry*) untuk mengetahui unsur tanah jarang dan yittrium (REY).

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Geologi regional daerah penelitian merujuk pada peta geologi di keluarkan oleh Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi (P3G) Bandung Lembar Ujungpandang, Benteng, dan Sinjai, Sulawesi yang di buat oleh Rab Sukanto dan Sam Supriatna tahun 1982.

2.1.1 Geomorfologi Regional

Bentuk morfologi yang menonjol di daerah lembar ini adalah kerucut gunungapi Lompobatang. yang menjulang mencapai ketinggian 2876 m di atas muka laut. Kerucut gunungapi dari kejauhan masih memperlihatkan bentuk aslinya. dan menempati lebih kurang 1/3 daerah lembar. Pada potret udara terlihat dengan jelas adanya beberapa kerucut parasit, yang kelihatannya lebih muda dan kerucut induknya bersebaran di sepanjang jalur utara-selatan melewati puncak G. Lompobatang. Kerucut gunungapi Lompobatang ini tersusun oleh batuan gunungapi berumur Plistosen.

Dua buah bentuk kerucut tererosi yang lebih sempit sebarannya terdapat di sebelah barat dan sebelah utara G. Lompobatang. Di sebelah barat terdapat G. Baturape, mencapai ketinggian 1124 m dan di sebelah utara terdapat G. Cindako, mencapai ketinggian 1500 m. Kedua bentuk kerucut tererosi ini disusun oleh bawan gunungapi berumur Pliosen.

Di bagian utara lembar terdapat 2 daerah yang tercirikan oleh topografi kras yang di bentuk oleh batugamping Formasi Tonasa. Kedua daerah bertopografi kras ini dipisahkan oleh pegunungan yang tersusun oleh batuan gunungapi berumur Miosen sampai Pliosen.

Daerah sebelah barat G. Cindako dan sebelah utara G. Baturape merupakan daerah berbukit. kasar di bagian timur dan halus di bagian barat. Bagian timur mencapai ketinggian. kina-kira 500 m, sedangkan bagian barat kurang, dan 50 m di atas muka laut dan hampir merupakan suatu datanan. Bentuk morfologi ini disusun oleh batuan klastika gunungapi berumur Miosen. Bukit-bukit memanjang yang

tersebar di daerah ini mengarah ke G. Cindako dan G. Baturape berupa retas-retas basal.

Pesisir barat merupakan daratan rendah yang sebagian besar terdiri dari daerah rawa dan daerah pasang-surut. Beberapa sungai besar membentuk daerah banjir di dataran ini. Bagian timurnya terdapat buki bukit terisolir yang tersusun oleh batuan klastika gunungapi berumur Miosen dan Pliosen. Pesisir baratdaya ditempati oleh morfologi berbukit memanjang rendah dengan arah umum kirar-kira baratlaut-tenggara. Pantainya berliku - liku membentuk beberapa teluk, yang mudah dibedakan dari pantai di daerah lain pada lembar ini. Daerah ini disusun oleh batuan karbonat dari Formasi Tonasa.

Secara fisiografi pesisir timur merupakan penghubung antara Lembah Walanae di utara, dan Pulau Salayar di selatan. Di bagian utara, daerah berbukit rendah dari Lembah Walanae menjadi lebih sempit dibanding yang di (Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat) dan menerus di sepanjang pesisir timur Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai ini. Pegunungan sebelah timur dan Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat berakhir di bagian utara pesisir timur lembar ini.

Bagian selatan pesisir timur membentuk suatu tanjung yang ditempati sebagian besar oleh daerah berbukit kerucut dan sedikit topografi kras. Bentuk morfologi semacam ini ditemukan pula di bagian baratlaut P. Salayar. Teras pantai dapat diamati di daerah ini sejumlah antara 3 dan 5 buah. Bentuk morfologi ini disusun oleh batugamping berumur Miosen Akhir-Pliosen.

Pulau Salayar mempunyai bentuk memanjang utara-selatan, yang secara fisiografi merupakan lanjutan dari pegunungan sebelah timur di Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat. Bagian timur rata-rata berdongak lebih tinggi dengan puncak tertinggi 608 m, dan bagian barat lebih rendah. Pantai timur rata-rata terjal dan pantai barat landai secara garis besar membentuk morfologi lereng-miring ke arah barat.

2.1.2 Stratigrafi Regional

Stratigrafi regional daerah penelitian termasuk dalam Anggota Salayar Formasi Walanae (Tmps): batugamping pejal, batugamping koral dan kalkarenit,

dengan sisipan napal dan batupasir gampingan; umumnya putih, bagian coklat dan merah; setempat mengandung moluska.

Di sebelah timur Bulukumba dan di P. Salayar terlihat batugamping ini relatif lebih muda dan pada batupasir Formasi Walanae, tetapi di beberapa tempat terlihat adanya hubungan menjemari. Fosil dari Anggota Salayar yang di kenali oleh Purnamaningsih (hubungan tertulis, 1975) pada contoh batuan La.437, La.438 dan La.479, terdiri dari: *Globigerinaphentes* TODD, *Globorotalia acostaensis* BLOW, *Gl. dutertrei* (D'ORBIGNY), *Gl. margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *Gl. menardii* (D'ORBIGNY), *GL scitaes* (BRADY), *Gl. tumida* (BRADY), *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN & JARVIS), *Gn. Dehiscens* (CHAPMANN-PARRCOLLINS), *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *Gd. immaturus* LEROY, *Gd. obliquus* BOLLI, *Gd. ruber*: (D'ORBIGNY), *Gd. sacculifer* (BRADY), *Gd. trilobus* (REUSS), *Biorbulina bilobata* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *Hasdgerina aequilateralis* (BRADY), *Pulleniatina primalis* BANNER & BLOW, *Sphaeroidinellopsis seminulina* SCHWAGER dan *Sp. subdehiscens* BLOW. Gabungan fosil tersebut menunjukkan umur berkisar dan Miosen Akhir sampai Pliosen Awal (N16-N19). 17

Tebal satuan diperkirakan sekitar 2000 m. Di Kp. Ara dan di ujung utara Pulau Salayar ditemukan undak-undak pantai pada batugamping; paling sedikit ada 3 atau 4 undak pantai. Daerah batugamping ini membentuk pebukitan rendah dengan ketinggian rata-rata 150 m, dan yang paling tinggi 400 m di Pulau Salayar.

2.1.3 Struktur Regional

Lembah Walanae di lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat sebelah utaranya menerus ke Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai, melalui Sinjai di pesisir timur Lembah ini memisahkan batuan berumur Eosen. yaitu sedimen klastika Formasi Salo Kalupang di sebelah timur dan sedimen karbonat Formasi Tonasa di sebelah baratnya.

Rupanya pada Kala Eosen daerah sebelah barat Lembah Walanae menapakan suatu paparan laut dangkal, dan daerah sebelah timurnya merupakan suatu cekungan sedimentasi dekat daratan. Paparan laut dangkal Eosen meluas hampir ke seluruh daerah lembar peta, yang buktinya ditunjukkan oleh sebaran Formasi Tonasa di sebelah barat Birru, sebelah timur Maros dan di sekitar Takalar.

Endapan paparan berkembang selama Eosen sampai Miosen Tengah. Sedimentasi klastika di sebelah timur 19 Lembah Walanae rupanya berhenti pada Akhir Oligosen, dan diikuti oleh kegiatan gunungapi yang menghasilkan Formasi Kalamiseng.

Akhir dari pada kegiatan gunungapi Eosen Awal diikuti oleh tektonik yang menyebabkan terjadinya pemulaan terban Walanae. yang kemudian menjadi cekungan di mana Formasi Walanae terbentuk. Peristiwa ini kemungkinan besar berlangsung sejak awal Miosen Tengah dan menurun perlahan selama sedimentasi sampai kala Pliosen.

Menurunnya cekungan Walanae dibarengi oleh kegiatan gunungapi yang terjadi secara luas di sebelah baratnya dan mungkin secara lokal di sebelah timurnya. Peristiwa ini terjadi selama Miosen Tengah sampai Pliosen. Semula gunungapinya terjadi di bawah muka laut, dan kemungkinan sebagian muncul di permukaan pada kala Pliosen. Kegiatan gunungapi selama Miosen menghasilkan Formasi Camba, dan selama Pliosen menghasilkan Batuan Gunungapi Baturape-Cindako.

Kelompok retas basal berbentuk radier memusat ke G. Cindako dan G. Baturape, terjadinya mungkin berhubungan dengan gerakan mengkubuh pada kala Pliosen. Kegiatan gunungapi di daerah ini masih berlangsung sampai dengan kala Plistosen, menghasilkan Batuan Gunungapi Lompobatang. Berhentinya kegiatan magma pada akhir Plistosen, diikuti oleh suatu tektonik yang menghasilkan sesar-sesar *en echelon* (merencong) yang melalui G. Lompobatang berarah utara-selatan. Sesar-sesar *en echelon* mungkin sebagai akibat dari suatu gerakan mendatar dekstral dari pada batuan alas di bawah Lembah Walanae. Sejak kala Pliosen pesisir- barat ujung lengan Sulawesi Selatan ini merupakan dataran stabil, yang pada kala Holosen hanya terjadi endapan aluvium dari rawa-rawa.

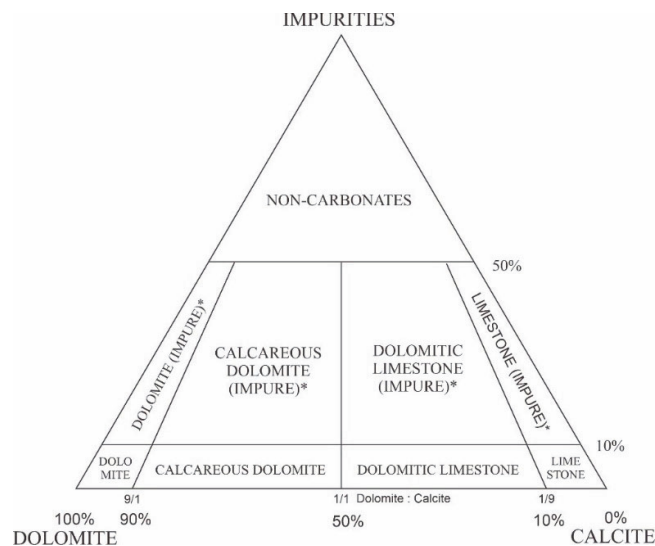
2.2 Landasan Teori

Secara umum batuan karbonat terbentuk dari sisa-sisa kehidupan laut atau daratan atau hasil presipitasi air laut melalui berbagai proses kimia dan biokimia yang mengandung unsur Ca, C, dan O sehingga membentuk CaCO_3 . Karena terbentuk dari unsur kehidupan, maka batuan ini umumnya kaya akan fosil, terutama koral dan algae, foraminifera, dan lainnya. Di lapangan batuan ini mudah

di kenali karena reaktifitasnya terhadap asam klorida (HCl). Batuan ini dibedakan dengan batuan silisiklastik berdasarkan komposisi kimia, mineralogi, dan teksturnya. Batuan karbonat merupakan batuan sedimen kimia/biokimia yang sangat umum dijumpai di permukaan bumi (Imran, 2012).

Batuan karbonat dapat dibagi berdasarkan komposisi mineralnya menjadi batugamping dan dolomit. Batugamping tersusun umumnya oleh mineral kalsit sedangkan dolomit utamanya oleh mineral dolomit. Selama perjalanan sejarah bumi, batuan sedimen tersusun oleh batuan karbonat antara 20-25% yang mulai muncul sejak prekambrian hingga saat ini (Boggs, 1995). Berdasarkan dominasinya, dolomit sangat umum dijumpai pada Prekambrium-Paleozoik, sedangkan batugamping mulai dominan sejak Mesozoik hingga sekarang (Imran, 2012).

Berdasarkan klasifikasi yang dikeluarkan oleh Leighton & Pendexter (1962) yang membagi batuan karbonat berdasarkan kandungan kalsit, dolomit, dan mineral pengotornya (non-karbonat) (Gambar 2), maka batuan karbonat adalah batuan yang mempunyai unsur kalsit dan atau dolomit (mineral karbonat) di atas 50%. Tucker dan Wright (1990) mendefinisikan bahwa batuan karbonat harus mempunyai mineral karbonat di atas 50%. Sedangkan batuan yang memiliki kandungan karbonat kecil dari 50% dan signifikan dipertimbangkan dapat menjadi awalan yang menunjukkan sifat karbonatan (Imran, 2012).



Gambar 2 Pengelompokan batuan karbonat berdasarkan komposisi mineral pada tiga sudut (*Impurities*, *calcite*, dan *dolomite*) oleh Lighton dan Pandexter (1962).

Komponen penyusun batuan karbonat secara garis besar di bagi menjadi 3 bagian yaitu : butiran (Skeletal, non-skeletal), matrix, dan semen.

1. Butiran

Butiran atau *grain* adalah semua komponen dalam batuan karbonat yang berkomposisi kalsium karbonat (CaCO_3) baik yang berasal dari proses biologi seperti terumbu maupun dari proses biokimia. Butiran ini merupakan komponen yang menunjukkan kesan berbutir dengan batas-batas antar butir. Komponen tersebut dapat berupa hasil rombakan batuan karbonat itu sendiri atau batuan karbonat yang telah terbentuk sebelumnya (luar lingkungan pengendapan), fragmen-fragmen organisme ataupun hasil aktifitas organisme dan presipitasi mineral-mineral karbonat atau hasil diagenesis (Imran, 2012).

Jika di analogikan terhadap batuan silisiklastik, butiran merupakan fragmen yang berada dalam matriks dan semen. Butiran dibagi menjadi dua kelompok yaitu yang berasal dari organisme atau skeletal dan yang berasal dari non-organisme atau non-skeletal (Imran, 2012).

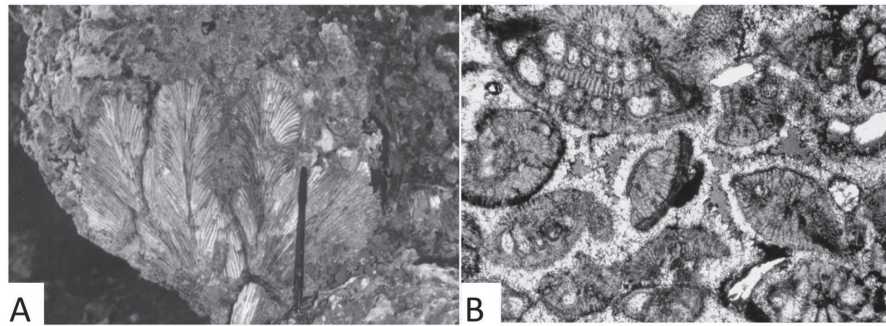
a. Skeletal

Skeletal adalah komponen batuan karbonat yang berasal dari organisme baik dalam bentuk utuh maupun berupa fragmental. Komponen tersebut merupakan penyusun batuan karbonat yang umum di jumpai. Komponen ini dapat berupa organisme utuh (dikenal dengan fosil) atau sebagai fragmen-fragmen organisme. Jenis organisme yang bertindak sebagai komponen skeletal dalam batuan karbonat bervariasi sepanjang sejarah geologi. Penyusun batuan karbonat dalam hal ini diambil referensi adalah terumbu mulai dari kala Paleozoikum hingga Kenozoikum (Imran, 2012).

Menurut Heckel (1974) terdapat unsur (organisme) utama yang menyusun batuan karbonat dari waktu ke waktu. Masing-masing Era mempunyai ciri khas organisme penyusunnya. Stromatolit umum dijumpai pada Era Proterozoic hingga Paleozoic. Namun pada mulanya organisme yang menyusun batuan karbonat (terumbu) tersebut keanekaragaman masih sangat kecil dan semakin ke arah resen (umur muda) keanekaragaman organisme pembentuk batuan karbonat semakin banyak. Diversitas (keanekaragaman) jenis organisme mulai berkembang pesat pada Era Mesozoikum khususnya pada Zaman Karbon. Khusus untuk Tersier,

organisme yang umum dijumpai adalah koral, algae dan foraminifera dengan spesies yang cukup beragam. Selain itu juga dijumpai molluska, stromatoporoid dan lain-lain. Pada umumnya untuk batuan berumur Tersier, terutama pada kala Neogen maka komponen skeletalnya atau fosilnya hampir sama dengan yang hidup sekarang ini. Ada tiga kelompok utama penyusun batuan karbonat pada kala Tersier yaitu Algae, Koral dan Foraminifera (Imran, 2012).

Organisme sebagai penyusun batuan karbonat khususnya pada kala Tersier (sejak 65 juta tahun lalu) sangat beragam. Beberapa jenis organisme yang umum dijumpai pada Zaman Tersier adalah Koral, Algae, sponges dan Foram (Imran, 2012).



Gambar 3 Kenampakan singkapan dari koral yang dijumpai pada lower teras batugamping Selayar di daerah Bira, Kab. Bulukumba (A). Foto sayatan tipis yang memperlihatkan fosil foraminifera besar (B) yang juga tersebar luas dalam batuan karbonat tersebut (Imran, 2012)

b. Non Skeletal

Komponen Non-skeletal adalah material penyusun batuan karbonat yang berasal dari non organisme. Material tersebut terakumulasi pada suatu cekungan atau lingkungan pengendapan dengan proses yang berbeda-beda. Komponen-komponen tersebut adalah lithoklas (intraklas dan ekstraklas), ooids, peloids dan coated grain. Sedangkan yang berasal dari organisme dengan proses tertentu misalnya onkoliths, rhodoliths (Imran, 2012)

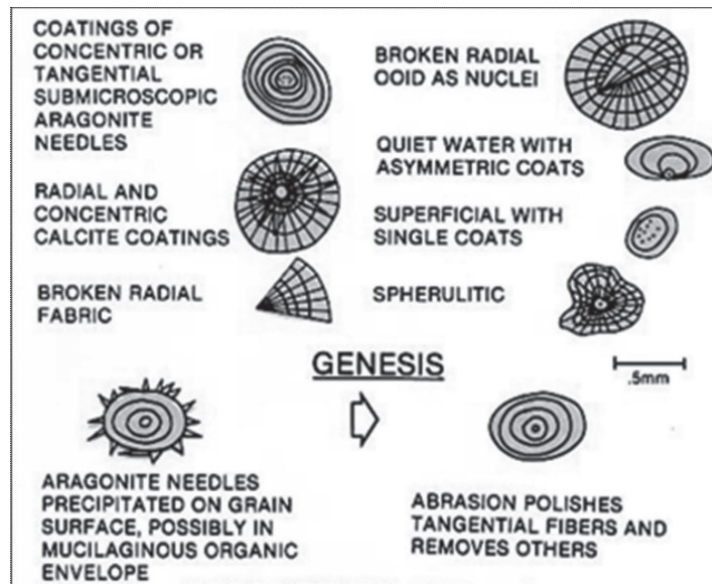
- Lithoklas

Lithoklas dalam beberapa literatur dikenal sebagai lime-clast atau intraclast. Dalam buku ini peristilahan lithoklas diambil dari Tucker & Wright (1990) yang mencakup intraklas & ekstraklas. Intraklas adalah komponen karbonat yang merupakan hasil rombakan batuan karbonat dalam lingkungan pengendapan yang

sama, sedangkan ekstraklas adalah komponen karbonat hasil rombakan dari batuan karbonat yang telah ada di luar lingkungan pengendapannya (Imran, 2012).

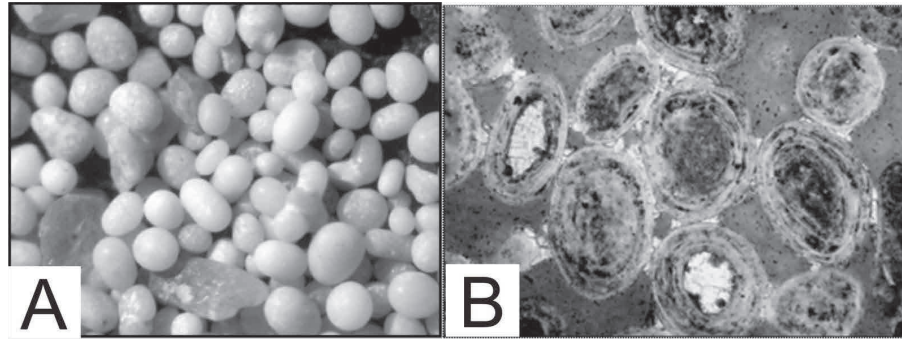
- Ooid (oolit)

Ooid (atau oolite) adalah butiran yang berbentuk bulat, lonjong dan memperlihatkan struktur dalam baik secara konsentris maupun tangensial dengan suatu inti (nuclei) yang komposisinya bervariasi. Cortex tersebut adalah halus dan terlaminae secara rata pada bagian luarnya, tetapi laminae individu mungkin lebih tipis pada titik-titik sudut tajam intinya (Imran, 2012).



Gambar 4 Sketsa kenampakan melintang sayatan oolit (ooid) yang memperlihatkan struktur dalam (radial dan konsentris) (Kendall, 2005)

Ooid dapat diklasifikasikan berdasarkan microfabriknya atau mineraloginya. Namun ooid dapat menjadi sulit dikenali bilamana mengalami diagenesis yang terutama terjadi pada ooid berasal dari aragonit yang telah terganti oleh kalsit. Proses pembentukan ooid bisa pada daerah beragitasi atau bernergi tinggi dan akan menghasilkan ooid dengan struktur dalam yang konsentris. Selain itu ooid juga terbentuk pada lingkungan air tenang dengan struktur dalam tangensial (Imran, 2012).



Gambar 5 Fotograf dari ooid (bulat putih bersih) dan mineral terrigenous (kuarsa) warna bening (A), ooid dalam bentuk sayatan tipis yang memperlihatkan struktur dalam dan beberapa ooid intinya telah melarut (B) (Kendall, 2005)

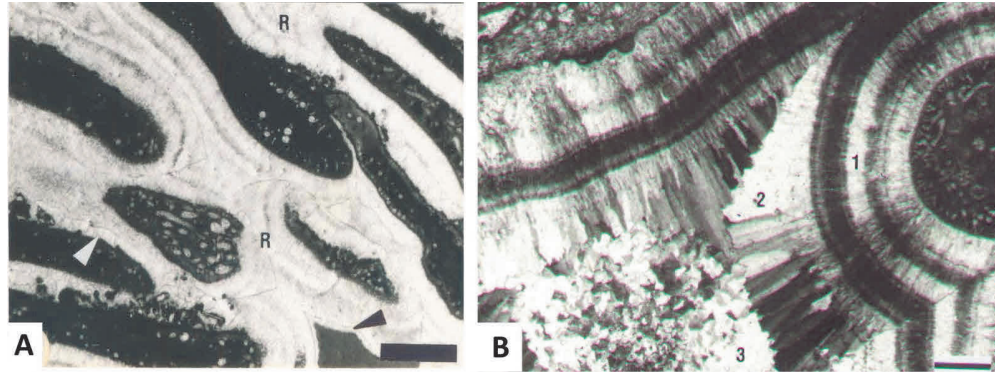
2. Semen

Semen merupakan komponen batuan karbonat yang mengisi pori-pori dan merupakan hasil diagenesis atau hasil presipitasi dalam pori batuan dari batuan yang telah ada. Semen sering disamakan dengan sparit hasil neomorfisme, padahal sparit hasil neomorfisme adalah perubahan (rekristalisasi) dari komponen karbonat yang telah ada.

Beberapa jenis semen yang dikenal dalam batuan karbonat moderen adalah fibrous, botroidal, isophaceous, mesh of needles dan lain-lain. Jenis semen tersebut tergantung pada lingkungan pembentuk semen yang dikenal sebagai lingkungan diagenesis. Penjelasan lebih lengkap tentang semen dibahas pada bab diagenesis batuan karbonat.

Kenampakan lapangan dari semen adalah bening seperti kaca, sedangkan dibawah mikroskop memperlihatkan warna transparan. Semen dapat terbentuk pada ruang antar komponen dan dapat juga terbentuk pada ruang dalam komponen atau ruang hasil pelarutan.

Beberapa contoh semen dalam batuan karbonat yang banyak dijumpai pada karbonat modern khususnya pada daerah terumbu adalah fibrous dan botryoidal. Jenis semen tersebut dapat dijumpai pada batugamping Selayar yang memperlihatkan beberapa jenis yaitu fibrous, granular dan bladed.



Gambar 6 Semen jenis fibrous dan granular yang dijumpai pada batugamping Selayar. Radial fibrous cement yang menyemen fragmen Halimeda (A) dan stratigrafi semen dengan tiga fase perkembangan (B) (Imran, 2012)

Selain tinjauan morfologi semen, semen juga dapat dianalisis melalui bentuk kristalnya seperti granular (equant), bladed, dan menjarum (fibers). Bentuk kristal semen tersebut dibedakan dengan memperhatikan perbandingan panjang sumbu-sumbu kristalnya. Bentuk equant memiliki sumbu kristal yang sama panjang antara sumbu a, b, dan c atau 2 : 1. Sedangkan bentuk kristal blades adalah semen dengan panjang sumbu kristal yang tidak sama dimana perbandingannya antara 1 : 2 sampai 1:6 antara sumbu a, b dengan sumbu c. Bentuk kristal menjarum (fibers) jika panjang sumbu c-nya lebih besar dari 1:6.

Selain dari bentuk kristalnya jenis semen juga dapat dibedakan berdasarkan morfologi semennya seperti blade rim cement, granular cement, meniscus cement dan microstalactitic cement. Morfologi semen merupakan bentuk semen dari gabungan beberapa kristal kalsit yang terbentuk sesuai dengan kondisi lingkungan diagenesisnya dan menyelimuti komponen lain seperti butiran (Imran, 2012).

2.2.2 Klasifikasi Batuan Karbonat

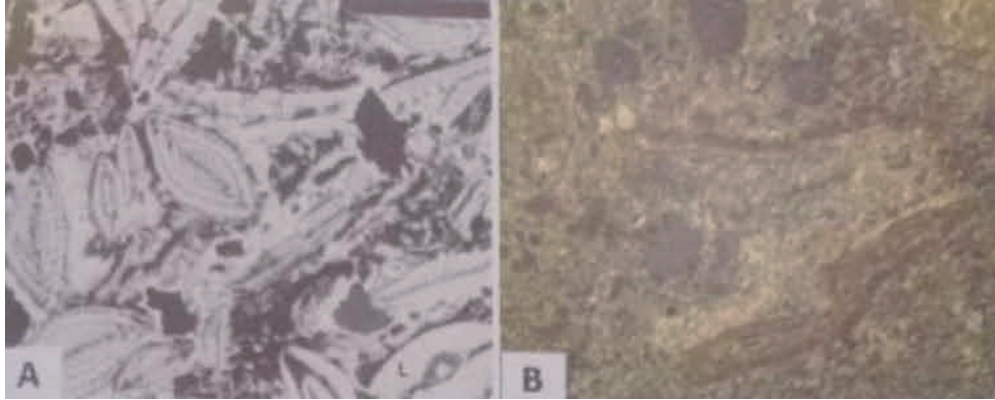
Batuan karbonat di klasifikasikan berdasarkan warna, ukuran butir atau kristal, komposisi mineral dan teksturnya. Secara umum batuan karbonat berasal dari organisme dan atau proses kimia, beberapa klasifikasi yang telah di keluarkan oleh para ahli didasarkan pada genetik dan generiknya. Klasifikasi yang berdasarkan genetiknya adalah mempertimbangkan sifat-sifat atau karakteristik dasar (misalnya warna) yang berhubungan langsung dengan asal dari batuan tersebut. Sedangkan klasifikasi yang di dasarkan pada generiknya

mempertimbangkan sifat atau karakteristik tertentu yang berpengaruh dan menamakannya berdasarkan sifat tersebut. Sifat atau karakteristik dasar dari batuan karbonat selain warna adalah ukuran butir, komposisi, granulometri dan morfometri. Namun dari semuanya komposisi kimia adalah yang paling penting (Imran, 2023).

Klasifikasi yang paling banyak digunakan oleh para ahli batuan karbonat adalah yang dikemukakan oleh Folk (1959, 1962) dan Dunham (1962). Klasifikasi batuan karbonat oleh Dunham (1962) kemudian disempurnakan oleh Embry dan Klovan tahun 1971. Dalam penelitian ini klasifikasi yang akan digunakan yaitu klasifikasi yang dikeluarkan oleh Dunham (1962).

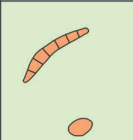
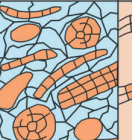
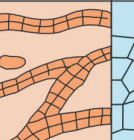
Menurut Dunham (1962) bahwa tekstur batugamping atau batuan karbonat dapat menggambarkan genesa pembentukannya, sehingga klasifikasi ini dianggap mempunyai tipe genetik dan bukan deskriptif seperti yang dikemukakan oleh Folk (1962). Salah satu aspek dapat tergambarkan dari klasifikasi Dunham adalah energi yang bekerja pada lingkungan saat pengendapan. Walaupun demikian kehadiran butiran dan matriks tidak selalu menggambarkan alokton (dari luar lingkungan pengendapan), karena butiran dan matriks dapat saja dihasilkan dalam lingkungan pengendapan itu sendiri (autokton). Dikenal tiga komponen utama dalam klasifikasi ini yaitu butiran (fragmental atau utuh berkembang secara autokton), matriks atau lumpur karbonat, dan semen hasil diagenesis.

Karakteristik awal yang perlu diperhatikan dalam klasifikasi ini adalah tekstur pada saat pengendapan, apakah dapat diidentifikasi atau tidak sama sekali. Litologi yang tidak dapat dikenali lagi tekstur awalnya dikelompokkan kedalam batuan “Kristalin”. Keberadaan tekstur awal menjadi dasar dalam penentuan tipe batuan apakah komponennya berkembang bersama membentuk suatu tekstur pertumbuhan “Boundstone”. Tekstur batuan karbonat yang disusun oleh fragmen-fragmen karbonat dibedakan antara yang didominasi oleh butiran atau *grain supported* dengan yang didominasi oleh lumpur karbonat atau *mud supported*. Tekstur ini menggambarkan kondisi energi saat pengendapan, dimana jika didominasi oleh butiran diinterpretasikan kondisi lingkungan adalah berenergi relatif tinggi dan sebaliknya jika komponennya didominasi oleh matriks (matriks) diidentifikasi terendapkan pada lingkungan berenergi rendah.



Gambar 7 Tekstur batuan karbonat “grainstone” yang disusun oleh fragmen karbonat foraminifera besar (A) dan litologi yang didominasi oleh lumpur karbonat (matriks) dalam bentuk sayatan tipis (B). Sampel batuan terumbu Kuartir Bira, Bulukumba Sulawesi Selatan (Imran, 2023).

Litologi yang tersusun oleh umumnya lumpur karbonat (matriks) dengan butiran kurang dari 10% di sebut *mudstone*, sedangkan batuan yang kandungan butirannya lebih besar dari 10% dimasukkan kedalam *wackstone*. Litologi/batuan yang didominasi oleh butiran (*Grain supported*) adalah tekstur batuan karbonat yang terendapkan pada lingkungan berenergi sedang-tinggi. Tekstur ini terbagi dua menurut klasifikasi Dunham (1962) yaitu yang masih mengandung matriks di golongkan kedalam *packstone* dan yang tidak mengandung matriks sama sekali atau *grainstone* (Imran, 2023).

Original components not bound together during deposition				Original components bound together	Depositional texture not recognizable
Contains lime mud			Lacks mud and is grain-supported		
Mud-supported		Grain-supported			
Less than 10% grains	More than 10% grains				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Gambar 8 Klasifikasi batuan karbonat Dunham 1962 (Modifikasi Oleh Tucker dan Wright, 1990)

1.2.3 Lingkungan Pengendapan

Secara umum lingkungan pengendapan batuan karbonat dibagi menjadi 3 kelompok besar yaitu lingkungan pengendapan darat (terrestrial), lingkungan pengendapan transisi, lingkungan pengendapan laut. Lingkungan pengendapan tersebut akan menentukan sistem pengendapannya. Sistem pengendapan adalah Kumpulan dari berbagai proses fasies sedimen yang di hubungkan dengan geografi pengendapan (Kendall, 2005).

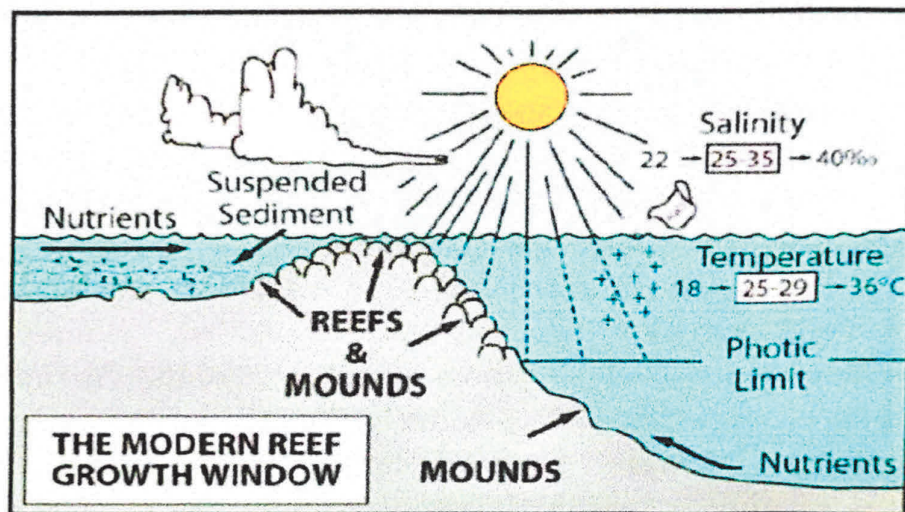
a. Lingkungan Pengendapan Darat

Lingkungan pengendapan darat termasuk lakustrin atau danau, *supratidal*, *intertidal*, dan *subtidal*. Lingkungan pengendapan tidal flat umumnya ditandai dengan lingkungan mendangkal keatas. Lingkungan pengendapan pada wilayah beriklim kering memperlihatkan endapan batugamping lagun, endapan intertidal, batugamping evaporit supratidal atau endapan silisiklastik *eolian-fluviatil*. Pada wilayah yang beriklim lembab yaitu endapan batugamping subtidal-intertidal, kadang-kadang diikuti oleh endapan darat seperti batubara atau endapan sedimen silisiklastik (Imran, 2023).

b. Lingkungan Pengendapan Laut Dangkal

Sebaran batuan karbonat yang berkembang pada lingkungan shelf didominasi pada wilayah dengan latitude yang kecil atau daerah tropis dan sub tropis. Lingkungan pengendapan ini termasuk lingkungan pengendapan *shelf*, *platform*, dan/atau *outer marine platform & backreef lagoon* dan *Inner restricted lagoon*, *shelf & epeiric sea*. Sedimen laut dangkal berupa sedimen dangkalan (*bank*), terumbu (*reef*), dan ooid/pellet. Bentuk geometri lingkungan pengendapan batuan karbonat yang berkembang berupa ram, dangkalan *lime-sand*, terumbu tepi dan *foreslope*.

Lingkungan tersebut merupakan wilayah dimana perkembangan karbonatnya dikontrol oleh Cahaya matahari (berupa *photic zone*), temperature antara 18-36°, salinitas berkisar antara 22-40‰, kekeruhan dan ketersediaan nutrisi. Pemenuhan syarat tersebut di atas dibutuhkan agar terumbu berkembang secara maksimal (Imran, 2023).



Gambar 9 Ilustrasi menggambarkan kondisi ideal lingkungan pengendapan terumbu modern (James dan Bourque, 1992, dalam Imran, 2023)

c. Lingkungan Pengendapan Laut Dalam

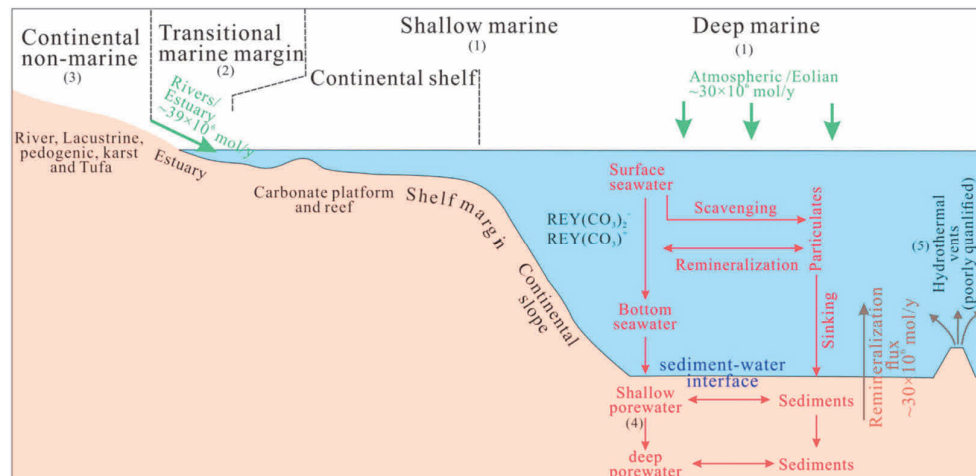
Lingkungan pengendapan laut dalam terdiri atas *slope margin* dan cekungan (basin). Lingkungan pengendapan laut dalam ini dicirikan oleh sedimen-sedimen pelagic yang berasal dari debris planktonic yang tersuspensi. Flügel (2010) memberikan batasan tentang lingkungan laut dalam terdiri area yang lebih dalam termasuk *peri- dan epicontinental open shelves* dan *outer ramps*, yang terletak pada lingkungan di bawah dasar dari gelombang badai dan di bawah zona Cahaya matahari yang bisa tembus dengan baik.

1.2.4 Geokimia REY Perairan

REY (*Rare Earth Elements and Yttrium*) atau unsur tanah jarang dan yittrium dapat dengan mudah menggantikan Ca^{2+} dalam karbonat (Palmer 1983; Elzinga dkk. 2002 dalam Yanyan Zhao. dkk 2021). Pada mineral karbonat, kandungan REE dibatasi oleh kompleks karbonat, waktu tinggal, dan energi potensial (Voigt dkk. 2017 dalam Yanyan Zhao. dkk 2021). Perbedaan kecil namun sistematis menjadikan REY sebagai alat yang efektif untuk membatasi sumber air, iklim dan lingkungan dalam, dan proses sedimentasi (Yanyan Zhao. dkk 2021).

Secara umum, tiga perairan yang mengendap terutama bertanggung jawab atas karbonat: (1) lingkungan laut dangkal dan dalam yang bercirikan geokimia air

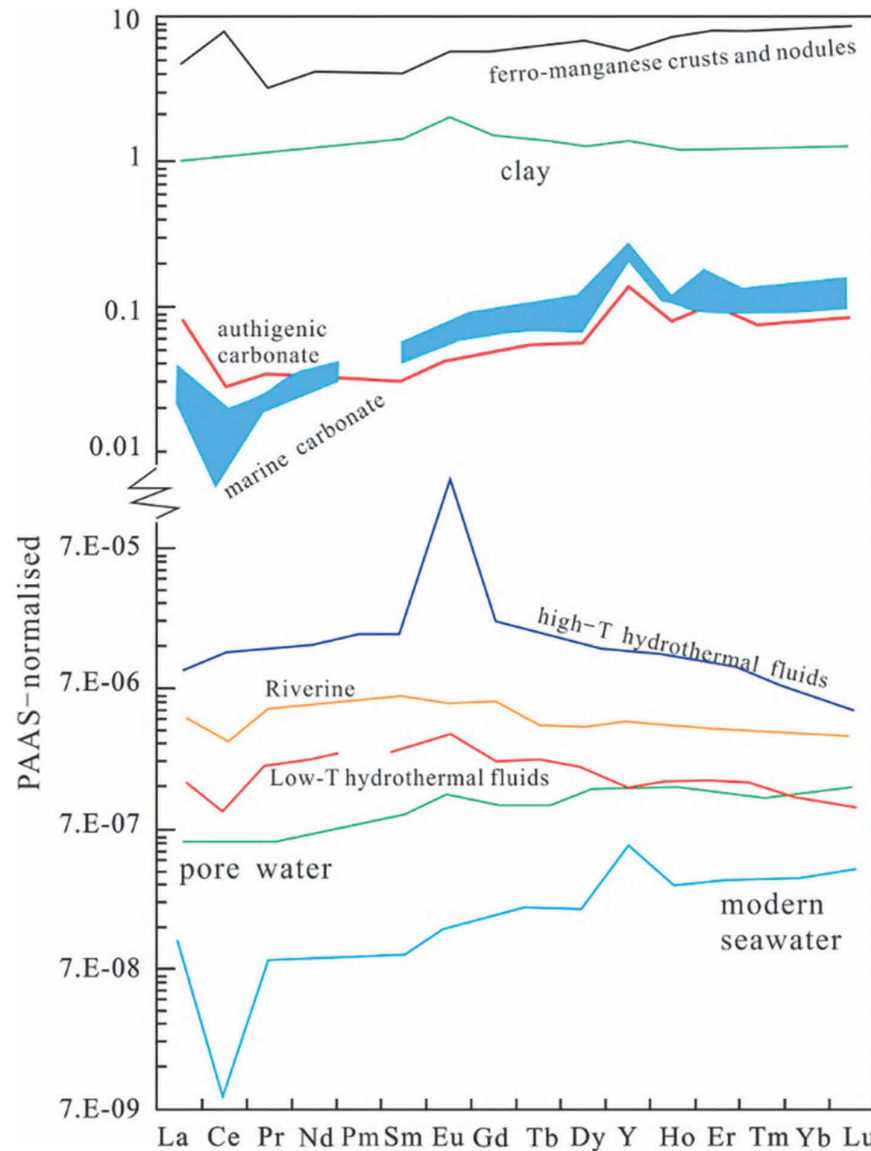
laut, (2) batas peralihan antara lingkungan kontinental dan laut yang bercirikan geokimia perairan muara, dan (3) lingkungan non-laut kontinental yang bercirikan geokimia sungai dan perairan danau (Gambar.26). Selanjutnya air pori dan cairan hidrotermal juga bertanggung jawab atas karbonat. Pada bagian berikut, kami menyajikan gambaran umum fitur REY karbonat di berbagai perairan (Flügel 2010, dalam Yanyan Zhao, dkk 2021).



Gambar 10 Skema yang menggambarkan lingkungan pengendapan karbonat serta diagram skematis aliran input dan output unsur-unsur REY (Rare Earth Elements and Yttrium) dalam air laut dan air pori (berwarna merah) pada proses pengendapan batuan sedimen (Flügel 2010, dalam Yanyan Zhao, dkk 2021)

Konsentrasi REY air laut modern rendah, sekitar $1,0 \times 10^{-13}$ menjadi $1,0 \times 10^{-11} \text{ gmL}^{-1}$, yang dikendalikan oleh berbagai sumber masukan, termasuk masukan terrigenous dari pelapukan benua oleh sungai, atmosfer atau angin, dan oleh proses pemulungan yang berkaitan dengan kedalaman, salinitas, dan tingkat oksigen. REY menunjukkan peningkatan afinitas terhadap larutan dan kompleksasi permukaan dengan meningkatnya nomor atom, yang menyebabkan perbedaan perilaku dan kapasitas penghilangan dari air. Daur ulang REY dalam lingkungan laut dikendalikan oleh (Gambar 10): (1) masukan REY yang lapuk melalui sungai ($\sim 39 \times 10^6 \text{ mol y}^{-1}$) dan fluks debu/eolian atmosfer ($\sim 30 \times 10^6 \text{ mol y}^{-1}$); (2) fraksinasi REY melalui proses redoks di kolom air, khususnya yang berhubungan dengan penghilangan Ce sebagai Ce (IV) yang tidak larut dalam kondisi oksik; (3) ekspor REY dari permukaan laut ke interior laut dan sedimen laut melalui 'pemulihan yang dapat dibalik dan remineralisasi partikel di kedalaman; (4) pengangkutan dan

pencampuran REY terlarut di seluruh cekungan lautan melalui sirkulasi pembalikan skala besar di lautan; dan (5) masukan hidrotermal REY ke air laut sebagai kontribusi penting terhadap total anggaran REY kelautan (Yanyan Zhao, dkk 2021).



Gambar 11 Pola distribusi REY (Rare Earth Elements and Yttrium) yang dinormalisasi berdasarkan PAAS (Post-Archean Australian Shale) (Yanyan Zhao, dkk 2021).