

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Endapan Tersier memiliki sebaran yang sangat luas di Pulau Sulawesi, salah satunya ialah Formasi Tonasa yang merupakan formasi batuan yang tersusun oleh batuan karbonat dan memiliki ketebalan yang mencapai sekitar 3000 meter. Formasi ini terletak di lengan selatan Pulau Sulawesi dan tersebar di beberapa daerah yaitu Barru, Pangkep, Maros, Bone dan Jeneponto (Sukanto, 1982). Ketebalan Formasi Tonasa yang mencapai 3000 meter, menunjukkan bahwa formasi ini terendapkan pada kondisi yang dipengaruhi oleh subsidence yang disebabkan oleh proses tektonisme maupun *Sea Level Change*. Menurut Wilson dan Bosence (1996), Formasi Tonasa pada Kabupaten Barru tersusun oleh fragmen debris karbonat dan material terigenous yang berasal dari batuan *basement* menunjukkan bahwa pengendapan formasi batuan karbonat ini sangat dipengaruhi oleh proses tektonisme. Oleh karena itu penelitian mengenai Formasi Tonasa terus dilakukan, dengan menggabungkan penelitian pada beberapa titik lokasi yang termasuk ke dalam lokasi tipe Formasi Tonasa dapat menggambarkan bagaimana kondisi basin pada saat endapan karbonat tersier ini terbentuk.

Batuan karbonat banyak mengandung sisa-sisa organisme seperti cangkang dan jejak-jejak organisme baik yang berukuran besar maupun organisme kecil. Dengan mengetahui jenis organisme yang terkandung di dalamnya, dapat digunakan untuk mengetahui umur relatif dan lingkungan purba dari lapisan batuan. Pada Formasi Tonasa, telah dilakukan penelitian mengenai biostratigrafi dan lingkungan endapan, akan tetapi umumnya menggunakan fosil foraminifera. Selain foraminifera, terdapat organisme lainnya yang juga melimpah di batuan karbonat dan memiliki ukuran yang lebih halus, organisme tersebut ialah nanofosil. Nanofosil atau biasa disebut *calcareous nannofossil* merupakan organisme yang tersusun oleh lempeng gampingan (*coccolith*) yang sangat kecil yang berasal dari alga uniseluler yang bernama *coccolithophore*. *Coccolithophore* menghasilkan lempeng gampingan yang berhubungan satu sama lain membentuk struktur atau kerangka yang bulat atau silindris membentuk *coccosphere* yang

melingkupiseluruh atau sebagian tubuhnya yang disebut. Saat mati, *coccolith* terpisah dan terendapkan di dasar laut bersama material sedimen (Armstrong & Brasier, 2005). Ukuran nanofosil yang sangat halus menyebabkan fosil ini sangat mudah terawetkan dalam batuan sedimen. Penyebaran nanoplankton yang luas serta tingkat evolusi yang cepat juga menjadikan penelitian biostratigrafi menggunakan nanofosil memiliki tingkat resolusi yang tinggi (Armstrong and Brasier, 2005). Pentingnya organisme ini dalam ekosistem laut dan sensitifitas dari nanoplankton terhadap perubahan lingkungan juga menjadikannya nanofosil sangat ideal untuk rekonstruksi hubungan dari biodiversitas nanofosil dengan kondisi paleoseanografi (Jones dkk, 2019).

Analisis biostratigrafi dan paleoseanografi menggunakan fosil foraminifera kecil menunjukkan umur Formasi Tonasa yang ada di Kabupaten Barru yaitu Eosen Awal – Oligosen dan terendapkan pada lingkungan Neritik Tengah-Neritik Luar (Farida dkk, 2013). Adapun hasil analisis biostratigrafi Formasi Tonasa menggunakan nanofosil pada sungai Barru (Palakka) adalah berumur Eosen Tengah – awal Miosen (Farida dkk, 2022). Untuk penelitian yang lebih detail, penulis akan melakukan analisis nanofosil di Sungai Ralla, dan Sungai Barru yang berada di Kabupaten Barru dengan judul penelitian “Biostratigrafi dan Rekonstruksi Paleoseanografi Formasi Tonasa berdasarkan Sebaran Nanofosil, Kabupaten Barru Provinsi Sulawesi Selatan”.

1.2. Rumusan Permasalahan

Berdasarkan latar belakang yang telah penulis uraikan sebelumnya, terdapat beberapa rumusan masalah pada penelitian ini yaitu sebagai berikut:

1. Spesies nanofosil apa saja yang terkandung dalam singkapan batuan Formasi Tonasa pada daerah penelitian?
2. Bagaimana pola distribusi vertikal nanofosil pada lapisan batuan di daerah penelitian?
3. Bagaimana biostratigrafi Formasi Tonasa di daerah penelitian berdasarkan kandungan nanofosil?
4. Bagaimana kondisi paleoseanografi daerah penelitian berdasarkan nanofosil?

1.3 Tujuan Penelitian

Penelitian ini memiliki tujuan sebagai berikut.

1. Mengidentifikasi spesies nanofosil yang terkandung dalam singkapan batuan Formasi Tonasa di wilayah penelitian.
2. Menganalisis distribusi nanofosil pada setiap lapisan batuan yang menjadi objek penelitian.
3. Menyusun biostratigrafi Formasi Tonasa di pada daerah penelitian berdasarkan nanofosilnya.
4. Merekonstruksi kondisi paleoseanografi Formasi Tonasa berdasarkan analisis nanofosil.

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat penelitian ini meliputi:

1. Menyediakan data mengenai distribusi spesies nanofosil pada lapisan batuan di Sungai Ralla, Sungai Pange, dan Sungai Barru.
2. Menjadi acuan dalam penetapan umur geologis Formasi Tonasa di daerah Barru Sulawesi Selatan
3. Berfungsi sebagai referensi untuk kajian biostratigrafi dan paleoseanografi khususnya yang berfokus pada Formasi Tonasa.

1.5 Ruang Lingkup

Ruang lingkup penelitian ini adalah analisis nanofosil yang terdapat pada batuan sedimen di Sungai Ralla, Sungai Pange dan Sungai Barru. Analisis yang dilakukan mencakup penentuan jenis spesies dan perhitungan kuantitatif dari distribusi individu *coccolith* dan distribusi ukuran *Reticulofenestra* spp. pada setiap lapisan batuan sedimen pada daerah penelitian. Selanjutnya data tersebut digunakan untuk penentuan zonasi biostratigrafi serta paleoseanografi dari Formasi Tonasa di Kabupaten Barru.

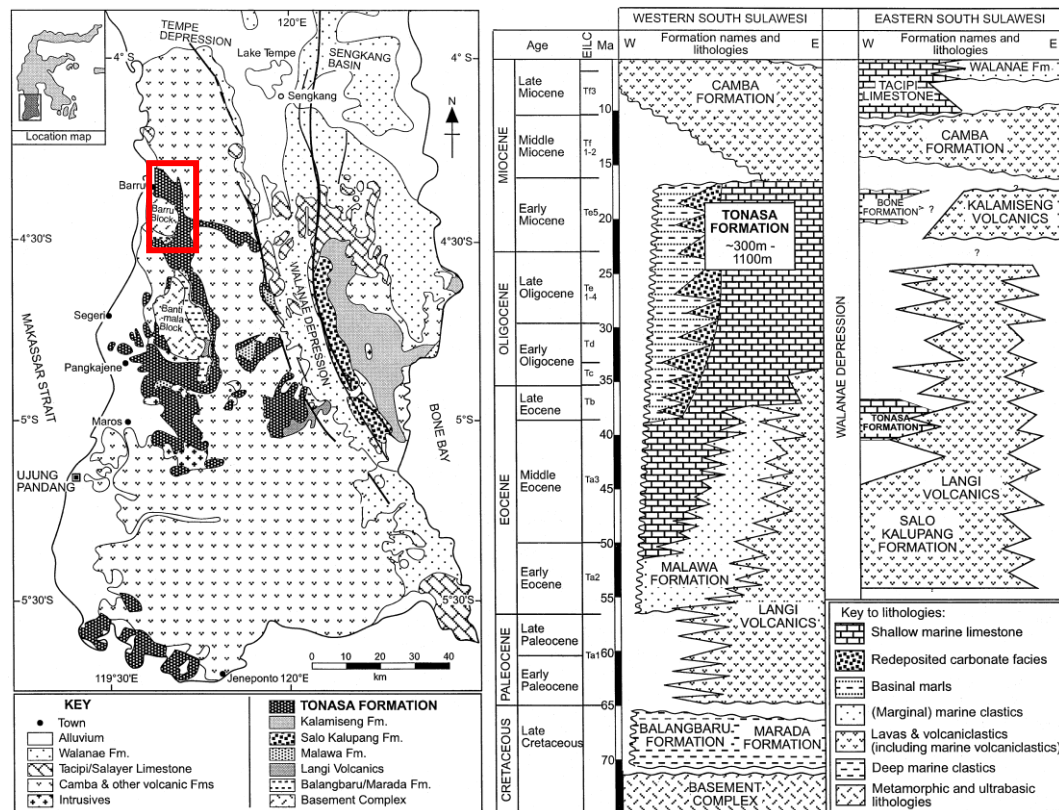
BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Pulau Sulawesi terbentuk sejak Zaman Mesozoikum oleh proses tektonisme yang besar yaitu interaksi tiga lempeng utama bumi, Lempeng Eurasia yang bergerak ke arah tenggara, Lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat, dan Indo-Australia yang bergerak ke arah utara (Van Leeuwen, 1981). Oleh karena itu, Sulawesi memiliki urutan stratigrafi yang hampir mewakili semua periode antara Kapur hingga Resen. Salah satu lokasi yang menunjukkan stratigrafi yang kompleks adalah lengan selatan Sulawesi (Wilson, 1996). Menurut Sukanto (1975), bagian barat dan lengan selatan Sulawesi disusun oleh sedimen Tersier yang sangat tebal serta batuan vulkanik yang terendapkan di atas kompleks basement Pra-Tersier.

Endapan Tersier tersebar luas pada lengan selatan Sulawesi, salah satunya ialah Formasi Tonasa. Formasi ini memiliki ketebalan mencapai 3000 meter yang terendapkan sejak Eosen Awal hingga Miosen Akhir. Formasi Tonasa terendapkan menjemari dengan Formasi Malawa dan formasi batuan Vulkanik Langi yang berada di bawahnya, di atas formasi ini terendapkan material-material hasil vulkanisme yang membentuk Formasi Camba (Sukanto, 1982; Wilson and Bosence, 1996). Formasi ini terdiri dari batuan karbonat, batugamping, dan napal yang banyak mengandung cangkang serta jejak kehidupan organisme lainnya yang berukuran makro maupun mikro (Sukanto, 1982). Hal ini menunjukkan bahwa Formasi Tonasa terbentuk pada lingkungan laut, dan ketebalan dari formasi ini mengindikasikan adanya pengaruh tektonik saat formasi batuan ini terbentuk. Subsidence atau penurunan dasar cekungan menjadi penyebab utama yang mengontrol pembentukan cekungan karbonat Tonasa. Faktor lain yang berpengaruh ialah sedimentasi, dan lokasi 'barrier' yang dapat membelokkan arus yang melewati cekungan (Wilson and Bosence, 1997).



Gambar 2. 1 Peta Geologi Regional Lengan Selatan Sulawesi (Wilson and Bosence, 1996)

Sepanjang periode Eosen, terjadi Rifting di Selat Makassar membentuk Cekungan Makassar yang menjadi lokasi akumulasi sedimen yang signifikan dan berfungsi sebagai cekungan foreland. Aktivitas rifting juga berinteraksi dengan subduksi yang terjadi di sekitarnya, terutama di zona Subduksi Sulawesi Utara. Interaksi ini menciptakan struktur geologi yang kompleks seperti thrust fault dan uplift di daerah sekitarnya (Hall, 2002). Terdapat beberapa fase tektonik yang berpengaruh pada proses pembentukan Formasi Tonasa, diantaranya ialah fase Tektonik yang terjadi pada Eosen Akhir hingga Oligosen Awal dan fase tektonik yang terjadi di Oligosen Tengah. Pada Eosen Akhir hingga Oligosen Awal yang menjadi fase awal dari fasies yang terendapkan kembali material kasar di daerah Barru. Kejadian ini mengindikasikan mulai aktifnya kembali patahan pada margin Tonasa Carbonate Platform, extension secara lokal yang terjadi sejak Awal Eosen dan membentuk rifting pada Eosen Akhir. Sedangkan pada Oligosen Tengah, aktivitas sesar dan pola sedimentasi terus berlanjut yang ditandai oleh variasi

litologi batuan sedimen yang signifikan di sepanjang patahan (Wilson and Bosence, 1996).

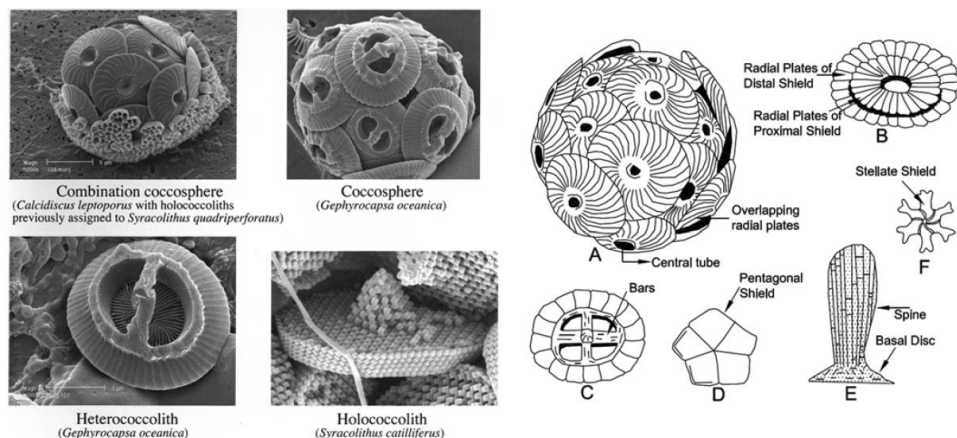
Daerah penelitian terletak di Kabupaten Barru Provinsi Sulawesi Selatan, yang merupakan salah satu lokasi tipe dari Formasi Tonasa. Litologi Napal tersebar luas pada bagian utara Kabupaten Barru yang memiliki karakteristik tidak tersemen dengan baik, namun pada beberapa lokasi terlihat lebih homogen tersuspensi (Wilson and Bosence, 1996; Jaya et al. 2011). Struktur laminasi mengindikasikan bahwa napal tersebut terendapkan pada lingkungan dengan energi yang relatif rendah oleh arus. Pada batuan ini terkandung organisme pelagis yang melimpah dan terfosilkan dengan baik menunjukkan pengendapan terjadi di lingkungan laut dalam di atas *Carbonate Compensation Depth* (Wilson and Bosence, 1996). Kehadiran fasies redeposited material berukuran kasar yang berlapis dengan napal menunjukkan bahwa batas utara cekungan karbonat Tonasa merupakan *Syn depositional faulted margin* dengan sesar-sesar aktif yang bergerak secara periodik sejak Eosen Akhir hingga Miosen Tengah (Wilson & Bosence, 1996).

2.2 Karakteristik Nanofosil

Nanofosil merupakan salah satu kelompok fosil yang berukuran sangat kecil yaitu sekitar 0.25 – 20 μm yang umumnya melimpah di batuan karbonat sehingga sangat baik untuk digunakan dalam biostratigrafi dan studi sedimen marine lainnya. Nanofosil terdiri atas *Coccolith* dan *Nannolith*. *Coccolith* merupakan sisa organisme yang berupa lempeng gampingan yang berasal dari alga uniseluler yang bernama *Coccolithopore* (Isnaniawardhani, 2017). *Coccolithopore* merupakan organisme fitoplankton (autotrof yang mengandung kloroplas dan pigmen fotosintesis) akan tetapi berbeda dengan kebanyakan Chrysophyta karena memiliki 2 flagella dengan panjang yang sama dan organ seperti cambuk ketiga yang disebut haptonema. *Coccolithopore* menghasilkan lempeng gampingan yang berhubungan satu sama lain membentuk struktur atau kerangka yang bulat atau silindris serta melingkupi seluruh atau sebagian tubuhnya (coccosphere) (Armstrong dan Brasier, 2005). Sedangkan *Nannolith* merupakan badan kalsit organik yang belum diketahui asal-usulnya karena kurangnya analogi yang jelas namun secara biologis sangat dekat dan selalu terdapat bersamaan dengan

kelompok *coccolith* (Bown and Young, 1998; Kapid, 2003). Ketika organisme ini mati, lempeng gampingan tersebut akan lepas lalu jatuh dan terendapkan di dasar laut selama jutaan tahun.

Coccolithopores didominasi oleh nanoplankton autotrof yang memanfaatkan energi dari cahaya matahari untuk berfotosintesis. Oleh karena itu nanoplankton sebagian besar hidup di zona fotik yaitu pada kedalaman 0-200 m yang masih ditembus cahaya matahari (Saraswati dan Srinivasan, 2016). Melimpahnya *Coccolithopores* dan nanoplankton lainnya di lautan dapat membentuk calcareous oozes di dasar laut dan berangsur-angsur menjadi batuan yang disebut *chalks* (berkapur) dalam skala waktu geologi. Nanoplankton oozed ini terbentuk lebih dalam dari foraminifera oozed, ini dikarenakan nanoplankton lebih resisten dibandingkan planktonik foraminifera (Saraswati dan Srinivasan, 2016).



Gambar 2. 2 Ilustrasi morfologi nanofosil (Saraswati dan Srinivasan, 2016)

Morfologi nanofosil secara umum dikelompokkan menjadi 3 bagian yang dapat dibedakan satu sama lain dengan jelas berdasarkan bentuk *coccolith*nya (Kapid, 2003) yaitu sebagai berikut.

1. Bentuk nanoplankton 1 (*Coccolithopore* dan nanolith yang berkaitan)

Morfologi nanofosil yang dapat diamati pada coccolith secara individual pada umumnya memiliki bentuk dasar lingkaran/cincin atau elips dibagian luar, ini disebut rim. Di bagian tengahnya berongga disebut sebagai daerah pusat (*central area*). Apabila suatu *coccolith* memiliki cincin yang bertumpuk satu dengan yang lain, struktur ini disebut sebagai perisai (*shield*). Perisai yang

menghadap kearah tubuh sel disebut proximal shield (perisai dalam), sedangkan perisai lain yang menghadap keluar sel disebut distal shield (perisai luar). Bentuk *coccolith* memiliki beberapa variasi yang dapat dibedakan dengan mudah yaitu sebagai berikut.

- a. *Placolith*, yaitu nanofosil yang terbentuk oleh dua perisai dan dihubungkan oleh saluran di tengah. Perisainya ada yang berbentuk bulat ataupun elips. Contohnya adalah *Coccolithus*.
- b. *Discolith*, yaitu nanofosil yang terbentuk oleh satu lempeng bulat atau elips dengan atau tanpa perforasi dan pinggirannya menebal. Contohnya adalah *Discolithina* dan *Pontosphaera*.
- c. *Lopadolith*, yaitu nanofosil yang berbentuk mangkuk atau memiliki lubang pada arah luar (distal). Contohnya adalah *Scyphosphaera*.
- d. *Cricolith*, yaitu nanofosil dengan bentuk cincin elips yang terusun oleh banyak elemen. Contohnya adalah *Pyrocyclus*.
- e. *Cyclolith*, yaitu nanofosil dengan bentuk cincin bulat, tersusun oleh beberapa siklus elemen. Contohnya adalah *Cyclolithella*.
- f. *Zygolith*, yaitu nanofosil yang berbentuk cincin elips dengan bagian tengahnya terdapat struktur jembatan. Contohnya adalah *Zygodiscus*.

2. Bentuk nanoplankton 2 (non-*Coccolithopore nannolith*)

Bentuk ini merupakan golongan nanoplankton yang bukan berbentuk coccolith atau dikenal sebagai non-*Coccolithopore nannolith*, terdiri dari beberapa bentuk yaitu sebagai berikut.

- a. *Rhabdolith*, yaitu nanofosil yang berbentuk seperti bintang panjang yang melekat pada bagian tengah dari nanofosil. Contohnya adalah *Rhabdosphaera*.
- b. *Calyptrolith*, yaitu nanofosil yang berbentuk seperti topi. Contohnya adalah *Caliptrosphaera*.
- c. *Pentalith*, yaitu nanofosil yang berupa lempengan yang memiliki simetri kelipatan lima, berbentuk segilima, bintang atau lingkaran. Contohnya adalah *Braarudosphaera*.
- d. *Asterolith*, yaitu nanofosil yang memiliki bentuk luar seperti bintang, butir salju, dan tajuk bunga. Contohnya adalah *Discoaster* dan *Hayaster*.

- e. *Stelolith*, yaitu nanofosil yang memiliki bentuk pilar atau silinder. Contohnya adalah *Fasciculithus*.
- f. *Sphenolith*, yaitu nanofosil yang berbentuk taji, dengan alas berbentuk prisma yang tersusun oleh elemen-elemen radial dengan arah keatas menjadi runcing. Contohnya adalah *Sphenolithus*.
- g. *Ceratolith*, yaitu nanofosil berbentuk tapal kuda yang terbentuk oleh dua lengan yang sedikit melengkung. Contohnya adalah *Ceratolithus* dan *Amaurolithus*.
- h. *Scapholith*, yaitu nanofosil yang berbentuk seperti perahu. Contohnya adalah *Scapholithus*.

3. Bentuk nanoplankton 3 (golongan incertae sedis)

Bentuk ini merupakan golongan nanofosil yang tidak diketahui asal-usulnya, namun selalu terdapat bersamaan dengan kedua golongan sebelumnya. Bentuk yang paling terkenal dari golongan ini adalah sebagai berikut.

- a. *Isthmolithus*, yaitu nanofosil yang berbentuk elips memanjang hingga “rhombodrical” dengan satu atau dua jembatan sejajar pada sisi terpendek. Perch-Nielsen (1985) memasukkan spesies ini dalam golongan *Zygodiscaceae*.
- b. *Microrhabdulus*, yaitu nanofosil yang berbentuk batang memanjang yang pada bagian sisinya dihiasi dengan garis-garis yang melintang. Perch-Nielsen (1985) memasukkan spesies ini dalam golongan *Microrhabdulaceae*.
- c. *Macula*, merupakan *nannolith* yang terbentuk dari lempengan kalsit yang saling bertaut (interlocking) satu sama lain. Perch-Nielsen (1985) memasukkan spesies ini dalam golongan *Polycyclilithaceae*.
- d. *Nannoconus*, yaitu nanofosil yang memiliki bentuk silindris atau kronis, tersusun oleh kristal-kristal kalsit dengan sumbu memanjang tegak lurus dinding luar. Adapula literatur yang menyebutkan spesies ini sebagai kelompok Nannocoid dari golongan *Nannoconaceae*.
- e. *Triquetrorhabdulus*, yaitu *nannolith* dengan tiga sisi yang berbentuk cembung, dijumpai pada sedimen berumur Oligosen Atas hingga Miosen.

Ukuran nananofosil yang lebih kecil dari ukuran fosil lainnya menyebabkan nanofosil terawetkan lebih baik dibanding fosil lainnya. Sebuah studi tentang indeks evolusi *calcareous nannoplankton* pada Mesozoikum-Kenozoikum (Bown 2005) menunjukkan informasi penting mengenai evolusi nanoplankton pada umur ini. Kelimpahan spesies, tingkat evolusi dan rentang umur spesies *coccolithophore* menunjukkan perbedaan yang mencolok pada batas umur Kapur dan Tersier. Dibandingkan dengan Mesozoikum, kelimpahan spesies pada Kenozoikum lebih bervariasi dan terjadi penurunan spesies yang sangat signifikan pada Oligosen dan Pliosen-Pleistosen. Hal ini dapat disebabkan oleh perubahan iklim dari *greenhouse* pada zaman Kapur dan berubah menjadi *icehouse* pada Paleogen awal dan Oligosen. Sebagian besar biodiversitas terbentuk pada Jura Awal saat kondisi iklim relatif hangat, permukaan laut relatif tinggi sehingga cekungan relatif luas. Evolusi yang cepat atau umur stratigrafi yang pendek juga menyebabkan nanofosil menjadi *tools* yang baik untuk analisis biostratigrafi pada sedimen Mesozoikum dan Kenozoikum (Saraswati dan Srinivasan, 2016).

2.3 Biostratigrafi

Prinsip dasar biostratigrafi dikemukakan oleh William Smith pada akhir tahun 1700-an yang dikenal sebagai *Principle of Faunal Succession* atau prinsip suksesi fauna. Prinsip ini berbunyi “*The same distinctive fossils assemblages characterized each layer in stratigraphic succession wherever it was found throughout the region*” yang memiliki arti “kumpulan fosil khas yang sama mencirikan setiap lapisan dalam suksesi stratigrafi dimanapun ditemukan di seluruh wilayah”. Selanjutnya D’Orbigny mengemukakan konsep kesamaan kumpulan fosil sebagai salah satu kunci dalam korelasi unit batuan. Dikemukakan pula bahwa stratigrafi yang dicirikan oleh kumpulan fosil khas mungkin mencakup banyak unit litostratigrafi pada satu tempat atau hanya dalam satu formasi bahkan sebagian formasi dari tempat lain (Isnaniawardhani, 2017).

Dalam Sandi Stratigrafi Indonesia (1996) pembagian biostratigrafi dimaksudkan untuk membagi lapisan-lapisan menjadi satuan bernama berdasarkan kandungan dan penyebaran fosilnya. Satuan biostratigrafi didefinisikan sebagai suatu tubuh batuan yang dibedakan dari tubuh batuan disekitarnya berdasarkan ciri paleontologi atau kandungan fosilnya. Biostratigrafi

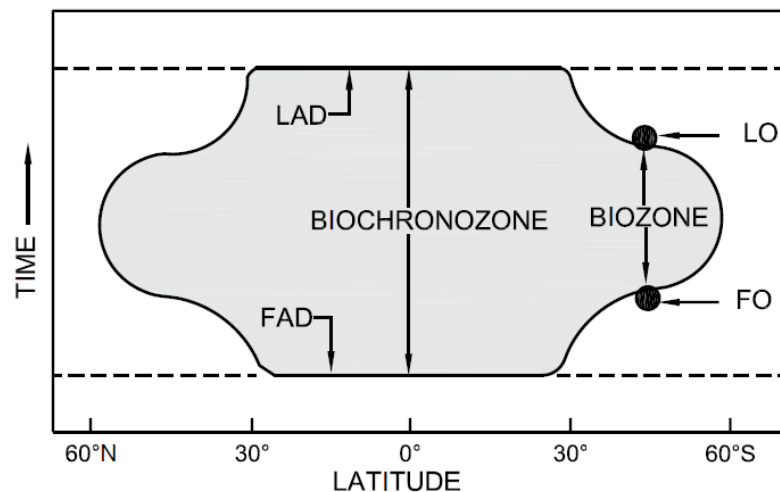
mengkaji suksesi organisme sepanjang waktu geologi, dimana setiap unit stratigrafi dapat ditentukan umurnya dicirikan oleh kandungan fosilnya. Selain mencirikan urutan waktu, studi biostratigrafi juga dapat memberikan gambaran ruang (Isnaniawardhani, 2017).

Satuan dasar biostratigrafi dinamakan zona, yaitu suatu lapisan atau tubuh lapisan batuan yang dicirikan oleh satu takson atau lebih. Zona merupakan penunjuk umur yang dapat dijadikan dasar untuk mengetahui urutan kedudukan stratigrafi suatu tubuh lapisan batuan ataupun menjadi dasar korelasi lapisan batuan yang satu dengan lainnya. Dalam Sandi Stratigrafi Indonesia (1996), zona dibedakan berdasarkan keberadaan fosil yang mencirikannya, yaitu sebagai berikut.

- a. Zona Selang (*Interval Zone*) merupakan selang stratigrafi antara dua horizon biostratigrafi, yaitu horizon awal atau akhir pemunculan takson penciri. Secara umum zona ini berguna untuk korelasi tubuh-tubuh lapisan batuan.
- b. Zona Kumpulan (*Assemblage Zone*) adalah lapisan batuan yang dicirikan oleh kumpulan alamiah fosil yang khas. Batas dan kelanjutan zona ini ditentukan oleh batas terdapatnya kumpulan unsur-unsur utama dalam kesinambungan yang wajar, berguna sebagai penunjuk lingkungan pengendapan purba.
- c. Zona puncak (*Acme Zone*) merupakan lapisan batuan yang menunjukkan perkembangan maksimum suatu takson tertentu (pada umumnya perkembangan maksimum adalah jumlah maksimum populasi atau takson dan bukan seluruh kiasarannya), batas vertikal dan horizontal zona puncak umumnya bersifat subjektif dan berguna untuk menunjukkan kedudukan stratigrafi lapisan batuan juga sebagai penunjuk lingkungan pengendapan.
- d. Zona kisaran (*Range Zone*) adalah lapisan batuan yang mencakup kisaran stratigrafi unsur terpilih dari kumpulan seluruh fosil yang ada. Batas dan kelanjutan zona ini ditentukan oleh penyebab vertikal maupun horizontal takson yang mencirikannya, dapat berguna untuk korelasi lapisan batuan dan sebagai dasar strata batuan dalam skala waktu geologi.

Terdapat dua jenis peristiwa paleontologi yang umumnya digunakan dalam biostratigrafi, yaitu Datum Kemunculan Awal (*First Appearance Datum/FAD*)

dan Datum Kemunculan Akhir (*Last Appearance Datum/LAD*). Pengamatan yang sederhana yaitu dengan melihat kehadiran atau ketidakhadiran spesies tertentu dalam suatu lapisan batuan dapat menjadi pertanyaan yang objektif, dikarenakan dapat dipicu oleh beberapa faktor (Gradstein, 1985). FAD dan LAD menunjukkan rentang keseluruhan dari kehadiran suatu takson, sejak berevolusi hingga punah. Sedangkan *first occurrence* (FO) dan *last occurrence* (LO) digunakan dalam skala yang lebih kecil, FO dan LO menunjukkan biozonasi sedangkan FAD dan LAD menunjukkan *biochronozone*. Kemunculan spesies yang tidak konstan menjadi salah satu acuan untuk menentukan FO dan LO suatu takson (Saraswati dan Srinivasan, 2016).

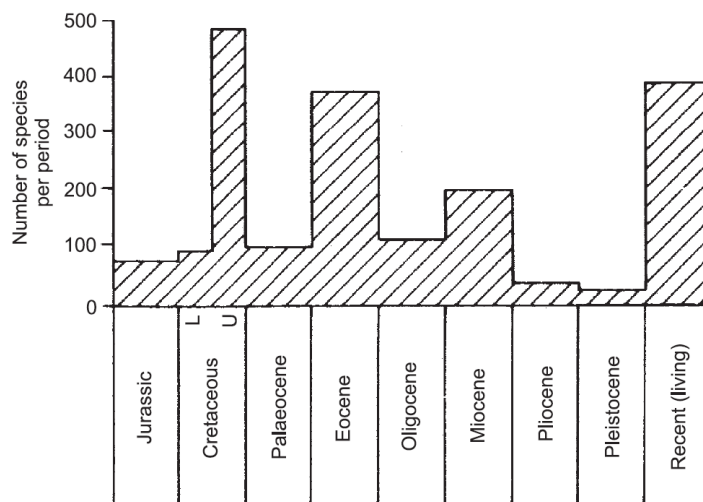


Gambar 2. 3 Ilustrasi perbedaan *First Occurrence/Last Occurrence* dengan *First Appearance Datum/Last Appearance Datum* (Saraswati dan Srinivasan, 2016)

Fosil yang memiliki ukuran yang halus merupakan *tools* terbaik untuk analisis biostratigrafi karena fosil ini dapat dijumpai melimpah dalam batuan dan dapat di-ekstrak secara massal dalam metode yang relatif sederhana. Banyak kelompok mikrofosil yang secara geografis tersebar luas, hidup kosmopolitan dan relatif bebas dari kontrol fasies (contohnya plankton, spora dan pollen). Kelompok mikrofosil tersebut berevolusi dengan cepat, sehingga memungkinkan tersedianya tingkat subdivisi yang tinggi dalam rekaman batuan begitupula dengan tingkat resolusinya yang tinggi dalam analisis biostratigrafi (Armstrong dan Brasier, 2005). Alasan lainnya mengapa fosil yang berukuran halus lebih banyak digunakan dalam analisis biostratigrafi adalah karena besarnya kemungkinan

mikrofosil terkandung dalam lapisan yang sangat tipis pada stratifikasi batuan. Teknik preparasi yang lebih sederhana juga menyebabkan penelitian menggunakan nanofosil ini lebih mudah dibandingkan dengan kelompok fosil lainnya (Adegoke dkk, 2017).

Coccolithopores merupakan sumber makanan utama di lautan serta menjadi salah satu penghasil oksigen terbesar di bumi, sehingga sejarah *Coccolithopores* memiliki kaitan erat dengan sejarah kehidupan secara keseluruhan (Armstrong and Braiser, 2005). Fosil coccolith pertama kali dijumpai pada batuan sedimen berumur Trias Atas dan masih sangat langka. Keragaman nanoplankton dimulai pada Jura awal lalu terus meningkat hingga terjadi peningkatan yang signifikan pada Akhir Kapur dimana sebagian besar marine mengalami transgresi. Selanjutnya sebagian besar *Coccolithopores* punah pada batas Kapur-Tersier, banyak habitatnya kemudian diisi oleh diatom selama Kenozoikum Awal. Pada Awal Kenozoikum ini, *Coccolithopores* kembali mendominasi perairan tropis hingga sedang, tetapi secara signifikan kurang beragam dibandingkan dengan saat Mesozoikum. Lalu keragaman organisme ini kembali naik pada Eosen, termasuk *Discoaster* dan banyak diantaranya yang berbentuk cakram dengan beberapa rays (lengan). Terjadi kepunahan kembali pada Akhir Eosen, dan setelah itu keragaman coccolith dan *discoaster* berkurang secara umum yang selanjutnya terjadi kepunahan *Discoaster* pada akhir Pliosen. Hal ini mungkin disebabkan oleh kondisi iklim yang semakin mendingin yaitu perubahan dari *Green House* ke *Ice House* pada kala ini dan disebabkan pula oleh terjadinya regresi. Namun beberapa *Coccolithopores* yang mengandung placolith, berkembang baik di perairan yang lebih dingin di masa Kuartar (Armstrong dan Braiser, 2005; Saraswati dan Srinivasan, 2016).



Gambar 2. 4 Keragaman nanoplankton sepanjang waktu geologi (Armstrong dan Braiser 2005)

Dua skema biozonasi standar yang sering digunakan dalam penelitian nanofosil yaitu menurut Martini (1971) dan Okada dan Bukry (1980). Biozonasi standar Martini menggunakan sampel dari seluruh dunia termasuk banyak sampel dari Indonesia. Terdapat 25 zona nanoplankton dari umur Paleogen (NP1 sampai NP25) dan 21 zona nanoplankton dari umur Neogen dan Kuartar (NN1 sampai NN21). Okada dan Bukry (1980) mengusulkan 19 zona nanoplankton pada Paleogen (CP1-CP19) dan 15 zona pada Neogen (CN1-CN15).

AGE	ZONE		SUBZONE		MARTINI (1971) Zone
Quaternary	CN15	<i>Emilian huxleyi</i>			NN21
	CN14	<i>Gephyrocapsa oeniac</i>	CN14b	<i>Ceratolithus cristatus</i>	NN20
			CN14a	<i>Emiliania ovata</i>	NN19
	CN13	<i>Crenolithus daronicoides</i>	CN13b	<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	
Pliocene			CN13a	<i>Emiliania annula</i>	NN18 NN17 NN16
	CN12	<i>Discoaster browneri</i>	CN12d	<i>Calcidiscus macintyre</i>	
			CN12c	<i>Discoaster pentaradiatus</i>	
			CN12b	<i>Discoaster surculus</i>	
			CN12a	<i>Discoaster tamalis</i>	NN15
	CN11	<i>Reticulofenestra pseudumbilica</i>	CN11b	<i>Discoaster asymmetricus</i>	
			CN11a	<i>Sphenolithus neoabies</i>	NN14
			CN10d	<i>amaulolithus delicatus</i>	NN13
	CN10		CN10c	<i>Ceratolithus rugosus</i>	NN12
			CN10b	<i>Ceratolithus acutus</i>	
		<i>Amaulolithus tricorniculatus</i>	CN10a	<i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>	NN11
	CN9	<i>Discoaster quinquenarius</i>	CN9b	<i>Amaulolithus delicatus</i>	
Miocene			CN9a	<i>Discoaster berggerenii</i>	NN10
	CN8	<i>Discoaster neohamatus</i>	CN8b	<i>Diascoaster neorectus</i>	
			CN8a	<i>Discoaster bellus</i>	NN9
	CN7	<i>Discoaster hamatus</i>	CN7b	<i>Catinaster calyculus</i>	
			CN7a	<i>Helicosphaera carteri</i>	NN8
	CN6	<i>Catinaster coalitus</i>			NN7
	CN5	<i>Discoaster exilis</i>	CN5b	<i>Discoaster kugleri</i>	NN6
			CN5a	<i>Coccolithus miopelagius</i>	NN2/NN5
	CN4	<i>Sphenolithus heteromorphus</i>			
	CN3	<i>helicosphaera ampliaperta</i>			
	CN2	<i>Sphenolithus belemmas</i>			
Oligocene	CN1	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	CN1c	<i>Discoaster druggi</i>	NP25/NN1
			CN1b	<i>Discoaster deflandrei</i>	
			CN1a	<i>Cyclicargolithus abisectus</i>	
	CP19	<i>Sphenolithus ciperaensis</i>	CP19b	<i>Dictyacocites bisectus</i>	NP24
			CP19a	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	
	CP18	<i>Sphenolithus distentus</i>			NP23
	CP17	<i>Sphenolithus predistentus</i>			
	CP16	<i>Helicosphaera reticulata</i>	CP16c	<i>Reticulofenestra hilloe</i>	NP22
			CP16b	<i>Coccolithus formosus</i>	NP21
			CP16a	<i>Coccolithus subdistichus</i>	
Eocene	CP15	<i>Discoaster barbadiensis</i>	CP15b	<i>Isthmalithus recurvus</i>	NP19/NP20
			CP15a	<i>Chiasmolithus oamaruensis</i>	NP18
	CP14	<i>Reticulofenestra umbilica</i>	CP14b	<i>Discoaster saiponensis</i>	NP17
			CP14a	<i>Discoaster bifax</i>	NP15/NP16
	CP13	<i>Nannotetrina quadrata</i>	CP13c	<i>Coccolithus staurion</i>	
			CP13b	<i>Ciasmolithus gigas</i>	
			CP13a	<i>Discoaster strictus</i>	NP14
	CP12	<i>Discoaster subladoensis</i>	CP12b	<i>Rhabdosphaera inflata</i>	
			CP12a	<i>Discoasteroides kuepperi</i>	NP12/NP13
	CP11	<i>Discoaster lodoensis</i>			
	CP10	<i>Tribanchiatius orthistylus</i>			NP11
	CP9	<i>Discoaster diastypus</i>	CP9b	<i>Discoaster binodosus</i>	
Paleocene			CP9a	<i>Tribanchiatius contortus</i>	NP10
	CP8	<i>Discoaster multiradiatus</i>	CP8b	<i>Campylosphaera eodela</i>	NP9
			CP8a	<i>Chiasmolithus bidens</i>	
	CP7	<i>Discoaster nobilis</i>			NP7/NP8
	CP6	<i>Discoaster mohleri</i>			
	CP5	<i>Helolithus klempellii</i>			NP6
	CP4	<i>Fasciculithus tympaniformis</i>			NP5
	CP3	<i>Ellipsolithus macellus</i>			NP4
	CP2	<i>Chiasmolithus danicus</i>			NP3
	CP1	<i>Zygodiscus sigmoides</i>	CP1b	<i>Cruciplacolithus tenuis</i>	NP2
			CP1a	<i>Cruciplacolithus primus</i>	NP1

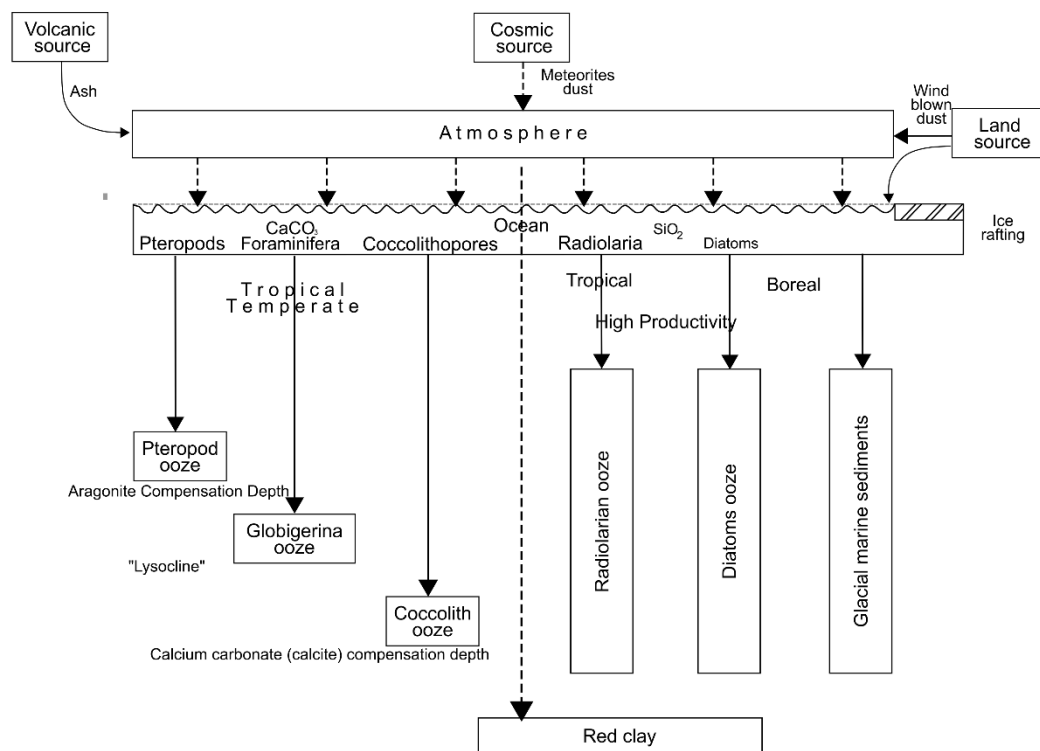
Gambar 2. 5 Zonasi nanoplankton Kenozoikum oleh Okada dan Bukry (1980) dan korelasinya dengan Martini (1970)

2.4 Paleoseanografi

Paleoseanografi merupakan ilmu yang mempelajari perkembangan evolusioner dari sistem lautan sejak ratusan hingga jutaan tahun lalu atau selama periode waktu geologi (Saraswati dan Srinivasan,, 2016). Dalam ilmu ini mencakup perubahan muka air laut, batimetri, sirkulasi dan temperatur osean, biologi, klimatologi, serta kimia dari lautan yang diintegrasikan dari penelitian stratigrafi, sedimentologi, mikropaleontologi, geokimia dan geofisika (Schopf, 1980; Saraswati dan Srinivasan, 2016). Menurut Berger (1981) penelitian paleoseanografi difokuskan pada sirkulasi lautan pada masa lampau. Lautan menempati 60% dari permukaan bumi, maka dari itu kondisi lautan sangat mempengaruhi segala aspek kehidupan dan kejadian yang terjadi di bumi salah satunya adalah iklim. Sejak terbentuknya bumi, keadaan dan lingkungannya terus mengalami perubahan hingga keadaan lingkungan yang terlihat sekarang. Sekitar 6 hingga 11 miliar ton sedimen terakumulasi di lautan setiap tahunnya, yang terdiri dari material biogenik dan material terigen. Material biogenik meliputi sisa-sisa organisme planktonik (yang hidup di dekat permukaan) dan bentonik (yang hidup di dasar lautan), yang akan memberikan rekaman mengenai iklim purba serta sirkulasi osean, suhu air permukaan serta salinitas, oksigen terlarut pada kedalaman, konsentrasi nutrisi atau elemen jejak dan sebagainya. Sedangkan kelimpahan material terigen memberikan catatan mengenai variasi iklim kering dan basah di benua, intensitas dan arah angin dari darat ke laut serta model transportasi sedimen lainnya yang menuju atau di dalam lautan itu sendiri (erosi fluvial, es ataupun arus turbidit, dan lainnya) (Bradley, 2015). Maka dari itu, batuan sedimen marine banyak digunakan oleh ahli paleoseanografi sebagai objek penelitian untuk merekonstruksi paleoseanografi melalui proksi biologis maupun kimiawi (Saraswati dan Srinivasan, 2016)

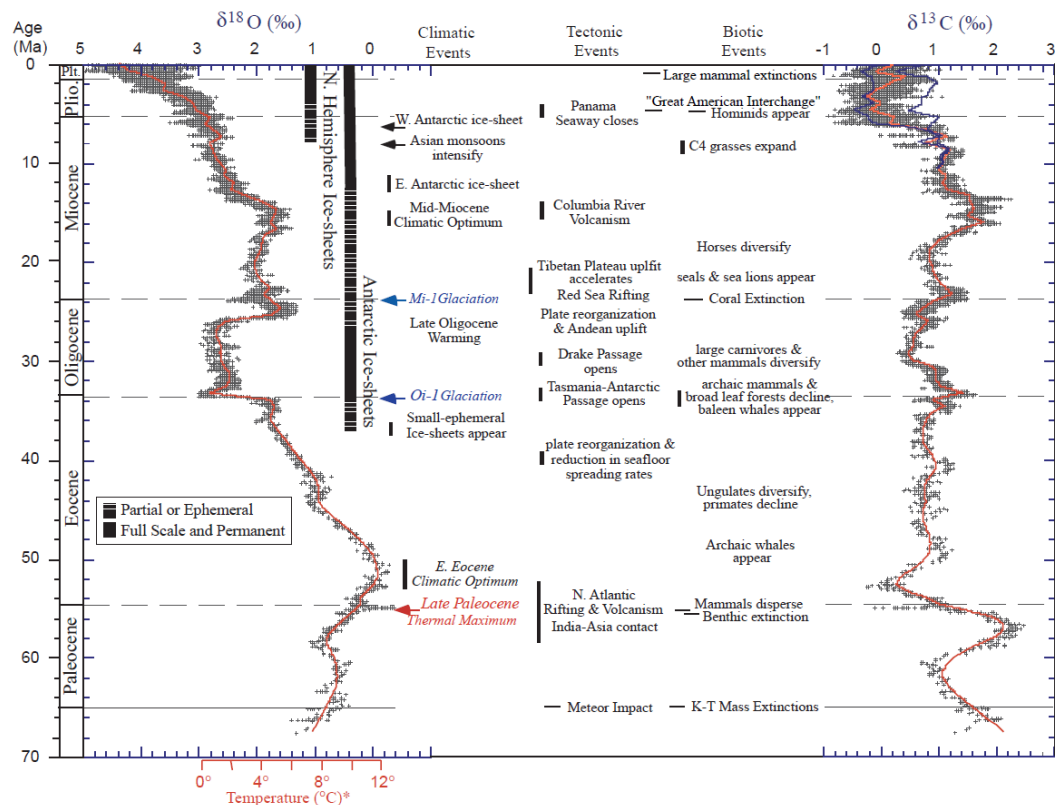
Penelitian paleoseanografi jika ditinjau dari aspek biogeniknya dilakukan dengan tiga sudut pandang, yaitu ditinjau dari keseimbangan organisme, jumlah dan ukuran organisme, serta mengaitkannya dengan perubahan yang terjadi pada keanekaragaman organisme (Schopf, 1980). Biogenic oozes terdiri atas organisme laut yang tersusun oleh test yang berkapur seperti tes foraminifera (zooplankton) dan tes yang lebih kecil seperti coccolithophores (alga uniseluler). Dengan

mempelajari morfologi tes hingga melakukan identifikasi spesies dan distribusinya di lautan maka dapat dikaitkan dengan kondisi lingkungannya (umunya suhu dan salinitas). Namun perlu diketahui bahwa kumpulan spesies dalam sedimen merupakan gabungan dari semua spesies yang hidup pada kedalaman berbeda serta beberapa spesies yang terdistribusi musiman pada daerah tertentu (Bradley, 2015). *Calcite compensation depth* (CCD) merupakan kedalaman lautan dimana terjadinya pelarutan karbonat kalsit yang menyeimbangkan laju akumulasi. Ini ditandai dengan perubahan fasies dari *calcareous ooze* menjadi *siliceous ooze*. Pelarutan cangkang gampingan dari organisme cangkang gampingan (Foraminifera, pteropoda dan coccolith) dimulai pada kedalaman yang lebih dangkal dari CCD dan kedalaman dimana organisme ini melimpah dan terawetkan dengan baik dari keadaan yang tidak terawetkan dengan baik adalah *lysocline*. Terdapat kesamaan secara umum pada tren CCD di seluruh dunia yang mengindikasikan lingkungan kimiawi samudera berubah secara global. Yaitu terjadinya pendangkalan pada Eosen Akhir, dan menurun drastis pada batas Eosen-Oligosen hingga lebih dangkal lagi pada Miosen. Konsep fraksinasi cekungan-shelf menjelaskan hubungan dari perubahan muka air laut dan naik turunnya CCD, yaitu pada saat kondisi *high stands* saat daratan tergenang maka karbonat terakumulasi dengan baik ke arah darat dan semakin ke arah yang lebih dalam CaCO_3 akan menghilang. Sedangkan selama *low stands*, pantai mengering dan karbonat ter-*supply* ke arah lautan yang lebih dalam. Penelitian tersebut mengungkapkan bahwa puncak pelarutan dari karbonat berkaitan erat dengan perubahan iklim yaitu terjadinya pendinginan dan terjadinya regresi (Saraswati dan Srinivasan, 2016).



Gambar 2. 6 Ilustrasi sedimentasi pelagic di lautan (Bradley, 2015)

Tren jangka panjang yang dilihat dari rekaman $\delta^{18}\text{O}$ menunjukkan sejumlah tahapan dan puncak yang merefleksikan periode dari pemanasan dan pendinginan global (Gambar 2.7), serta pertumbuhan dan peluruhan lapisan es. Tren pemanasan global yang paling signifikan terjadi pada awal Kenozoikum, dimulai dari pertengahan Paleosen hingga Awal Eosen, mencapai puncak yang dikenal sebagai *Eocene Climate Optimum* (EECO) sekitar 52 hingga 50 juta tahun yang lalu. Setelah EECO, tren selama ± 17 juta tahun menunjukkan tanda-tanda pendinginan, yang terutama terjadi pada periode Eosen Awal hingga Pertengahan (50-48 juta tahun yang lalu), Eosen Akhir (40-36 juta tahun yang lalu), dan pada Awal Oligosen (35-34 juta tahun yang lalu). Dari total seluruh peningkatan $\delta^{18}\text{O}$ sebelum akhir Eosen ($\sim 1.8\text{‰}$), dapat dikaitkan dengan penurunan suhu di lautan sebesar $7,0^{\circ}\text{C}$. Semua perubahan $\delta^{18}\text{O}$ mencerminkan efek gabungan dari volume es dan suhu. Pola jangka panjang pemanasan dan pendinginan laut dalam ini konsisten dengan rekonstruksi iklim Awal Kenozoikum pada subpolar yang berdasarkan bukti geokimia dan fosil di laut dan darat.



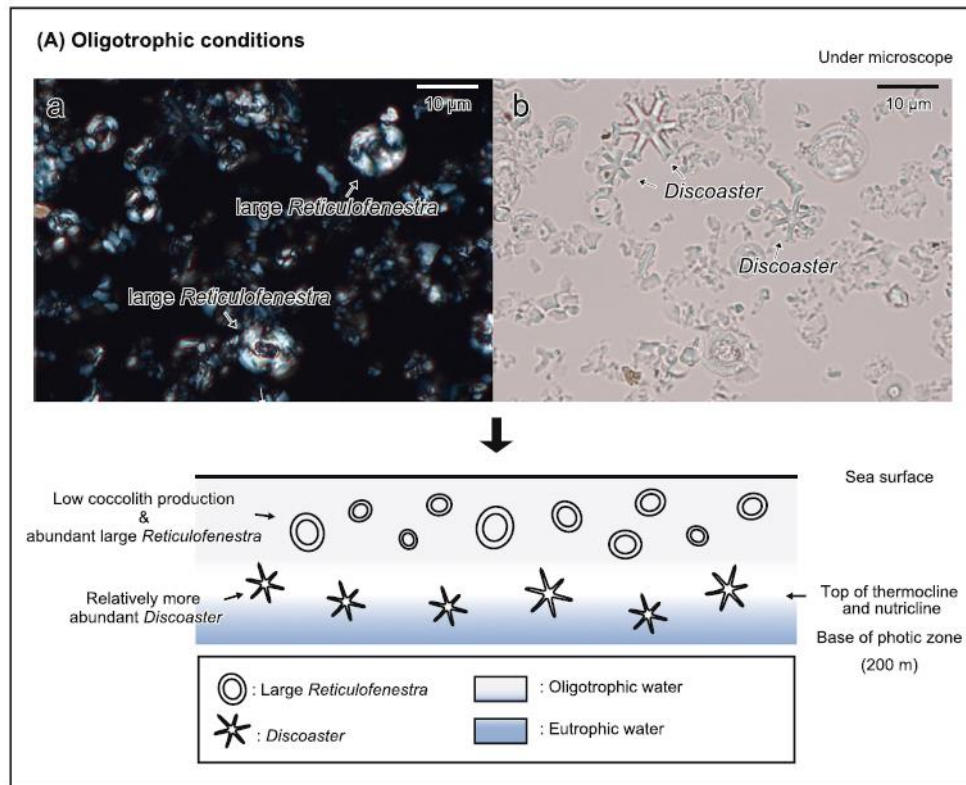
Gambar 2. 7 Grafik kompilasi oksigen laut dalam dan karbon isotop global (Zachos dkk, 2001)

Distribusi nanofosil sangat dipengaruhi oleh kondisi air permukaan seperti suhu, kandungan nutrisi dan salinitas (Kameo dan Sato, 2000). Zona *upwelling* samudera atau di zona percampuran vertikal merupakan daerah dimana nanoplankton sangat melimpah karena pada zona inilah nutrisi sangat banyak (Armstrong dan Brasier, 2005; Imai dkk, 2015). Pertumbuhan dari *Coccolithopores* dapat dipengaruhi oleh banyak faktor, seperti nitrat yang mempengaruhi pertumbuhan cangkang sedangkan intensitas cahaya mempengaruhi proses fotosintesis. Sehingga diyakini secara luas bahwa keterbatasan yang berbeda akan mengarah pada strategi adaptasi yang berbeda (Ma dkk, 2020). Sifat hidup planktonik yang melayang memungkinkan penyebaran geografis dari nanoplankton mencakup daerah yang luas. Mayoritas spesies nanoplankton adalah yang mendiami air dengan suhu yang hangat yaitu berada di lintang rendah hingga menengah, dan semakin menuju ke lintang tinggi spesies nanoplankton akan semakin berkurang (Bolli, 1985). Sebagian besar nanoplankton dapat beradaptasi dengan perairan tropis dan subtropis yang hangat. Salah satu nanoplankton yaitu *Discoaster* beradaptasi dengan perairan tropis dan

subtropis yang hangat, sehingga kelimpahannya digunakan sebagai indikator perairan yang hangat. Suhu merupakan faktor yang penting dalam pertumbuhan *coccolith* (Saraswati dan Srinivasan, 2016).

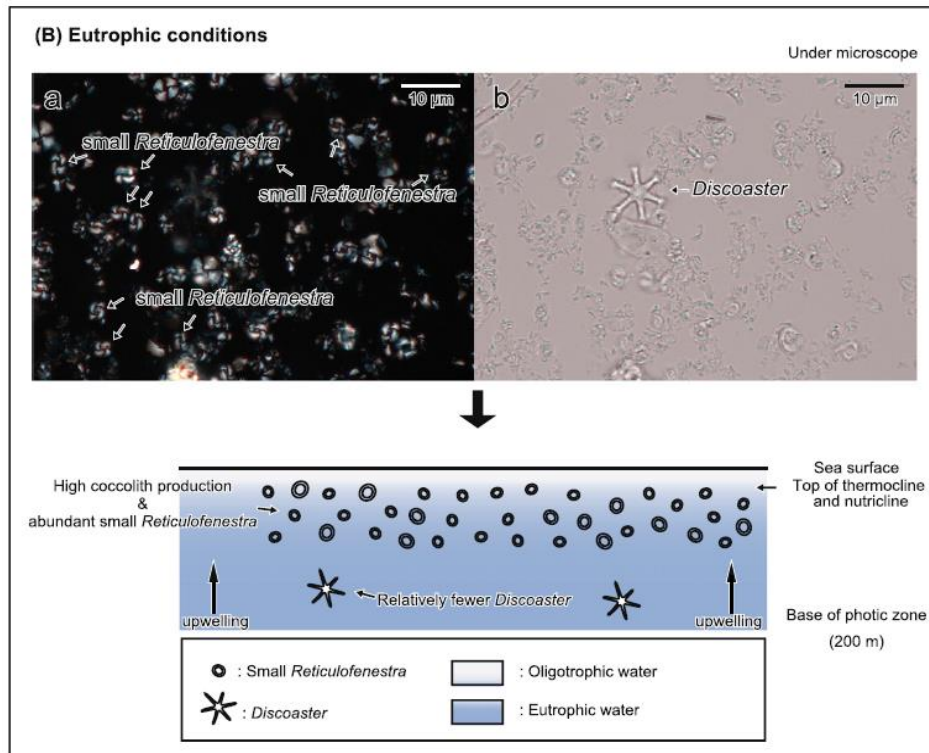
Salah satu data untuk kajian paleoseanografi adalah dengan menggunakan data distribusi *coccolith* atau nanofosil yang terendapkan dalam batuan sedimen. Sato dan Chiyonobu telah membahas mengenai distribusi vertikal nanofosil gampingan pada laut bagian atas selama perkembangan stratifikasi dan kondisi *mixing* yang kuat di lautan Resen dan Miosen. Hal tersebut menunjukkan bahwa perubahan ukuran *coccolith* dari suatu nanofosil dipengaruhi oleh kondisi permukaan lautan, kondisi ini dikarenakan nanofosil mengalami strategi R-K (Young, 1994).

Berdasarkan daya dukung lingkungannya, kondisi hidup organisme terbagi menjadi dua yaitu R dan K. Kondisi R merupakan singkatan dari kata “rate” yang diartikan sebagai kondisi organisme dengan pertumbuhan populasi yang cepat hingga mengabaikan daya dukung lingkungannya. Organisme pada kondisi R merupakan organisme dengan tingkat kompetisi rendah namun terus memproduksi lebih dini dan berukuran kecil. Kondisi R dapat disebabkan oleh lingkungan eutrofik, dimana pada kondisi ini nutrisi yang ada di air sangat melimpah. Sedangkan kondisi K yang merupakan singkatan dari kata dalam Bahasa Jerman yaitu *Kapazitätsgrenze* merupakan kondisi dimana organisme mengalami pertumbuhan populasi yang lambat dan stabil, memiliki kemampuan berkompetensi yang tinggi dan berukuran besar. Organisme pada kondisi K disebabkan oleh lingkungan yang oligotrofik yaitu pada saat kadar nutrisi rendah, hal inilah yang menyebabkan kemampuan kompetisi dari organisme tinggi untuk mendapatkan makanan (Begon, 2006).



Gambar 2. 8 Skema distribusi vertikal pada kondisi Oligotrofik (Imai dkk, 2015)

Berdasarkan model yang dikemukakan oleh Sato dan Chiyonobu (2009), kelimpahan takson pada bagian bawah zona fotik (contohnya *Discoaster*) menunjukkan adanya peningkatan sebagai respon pada termoklin dan nutrisi serta stratifikasi pada permukaan laut baik pada saat waktu Resen dan selama Neogen. Pada kondisi tersebut, air di atas termoklin dan garis nutrisi menunjukkan kondisi oligotrofik, yang dicirikan oleh penurunan produksi coccolith dan relatif melimpahnya *Reticulofenestra* yang berukuran besar serta melimpahnya organisme *Discoaster*.



Gambar 2. 9 Skema distribusi vertikal pada kondisi Eutrofik (Imai dkk, 2015)

Sebaliknya, kenaikan garis termoklin dan nutrisi menyebabkan penurunan kelimpahan *Discoaster*, dan peningkatan produksi coccolith dan relatif melimpahnya *Reticulofenestra* kecil karena meningkatnya transportasi nutrisi ke permukaan laut dari bawah zona fotik (Imai dkk, 2015).