SEDIMEN LAUT SEBAGAI PROXY DALAM MENENTUKAN DINAMIKA IKLIM DI MASA LAMPAU

Oleh
Septiriono Hari Nugroho¹⁾

ABSTRACT

MARINE SEDIMENT AS PROXY TO DETERMINE CLIMATE DYNAMICS IN THE PAST. *Studying the dynamics of climate change in the past is important and necessary, because it can serve as a basis for understanding the modern climate and the causes of its variations and changes. Evidence of past climatic conditions is usually archived on traces in nature that provide a proxy of past climatic conditions that we can explore. One of the major sources of proxy data for paleoclimate reconstruction is marine sediment. Microfossils usually used for quantitative proxy is foraminifer, diatom, pollen and etc. For the purposes of paleoclimate, the most important material is foraminifera. The paleoclimate results from the remains of carbonate and silica organisms have been generated from four types of analyzes: (a) oxygen isotope composition, especially calcium carbonate in foraminifer test (b) quantitative interpretation of species and its spatial variation through (c) the ratio of Mg / Ca to the foram test, which is related to temperature, and (d) the morphological variation in certain species resulting from environmental factors.*

PENDAHULUAN

Paleoklimatologi merupakan studi tentang iklim sebelum periode pengukuran instrumental. Periode pengukuran instrumental adalah periode sejarah bumi yang tercatat dengan jelas dan pasti. Catatan instrumental hanya mencakup sebagian kecil ($<10^{-7}$) dari sejarah iklim bumi dan memberikan perspektif yang sama sekali tidak memadai mengenai variasi iklim dan evolusi iklim saat ini. Perspektif yang lebih panjang tentang variabilitas iklim dapat diperoleh dengan mempelajari fenomena alam yang bergantung pada iklim. Alam banyak memberikan tanda

mengenai perubahan iklim yang pernah terjadi di masa lalu. Ketika penyebab fluktuasi iklim masa lalu dipahami, perkiraan variasi iklim di masa depan akan jauh lebih akurat (Bradley, 2015).

Penelitian iklim masa lalu harus dimulai dengan pemahaman tentang jenis data *proxy* yang tersedia dan metode yang digunakan dalam analisisnya. Harus disadari pula kesulitan yang terkait dengan setiap metode yang digunakan. Menurut Bradley (2015), Zaman Kuartar yang mencakup kurang lebih 2 juta tahun yang lalu adalah periode perubahan besar lingkungan, mungkin yang terbesar selama 60 juta tahun

¹⁾ Pusat Penelitian Laut Dalam, LIPI

terakhir. Catatan isotop oksigen dari sedimen laut dalam yang kaya karbonat memberikan perspektif jangka panjang mengenai iklim global terutama karena $\delta^{18}\text{O}$ yang merupakan indikator suhu laut dalam. Pertumbuhan lapisan es terbesar terjadi pada Kala Pleistosen saat ada lapisan es seluas benua di kedua belahan bumi (Bradley, 2015). Perubahan ini mencerminkan kombinasi beberapa faktor, yaitu: perubahan dalam posisi benua dan terbentuknya gunung dapat memengaruhi sirkulasi atmosfer, komposisi atmosfer melalui proses pelapukan, dan menyediakan daerah dataran tinggi untuk akumulasi salju. Selain itu, perubahan relatif dalam posisi orbit Bumi terhadap Matahari juga dapat memengaruhi distribusi radiasi matahari, dan perubahan kimia atmosfer, khususnya konsentrasi gas rumah kaca karbon dioksida (Zachos *et al.*, 2008; Pagani *et al.*, 2005; De Conto *et al.*, 2008). Catatan sedimen laut memberi gambaran sekilas tentang bagaimana iklim bumi telah berevolusi dalam jangka waktu yang sangat lama. Memahami tentang variasi iklim dan perubahan selama Zaman Kuartar diperlukan tidak hanya untuk memahami kondisi lingkungan masa lalu, tetapi juga untuk memahami iklim saat ini. Sejak lebih dari satu dekade yang lalu, efek antropogenik di atmosfer, biosfer, dan hidrosfer telah berkembang sampai pada titik dimana mereka membentuk gaya yang sebanding dengan kekuatan-kekuatan geologi yang membentuk sejarah Bumi di masa lalu, yang mengarah pada gagasan bahwa kita sekarang memasuki era baru,

Anthroposen (Ruddiman, 1977; Crutzen, 2002; Crutzen & Steffen, 2003).

Catatan paleoklimat yang telah ada sebelumnya, yang mencakup setidaknya periode akhir Kuartar, merupakan dasar penting untuk memahami iklim modern dan penyebab variasi dan perubahannya (Huybers & Curry, 2006). Penelitian paleoklimat memberikan pemahaman penting tentang variabilitas sistem iklim, hubungannya dengan mekanisme yang bekerja. Hasil dari penelitian dapat memperkuat atau mengurangi dampak langsung dari perubahan tersebut. Kondisi tersebut sangat jelas dari catatan paleoklimat bahwa perubahan mendadak telah terjadi dalam sistem iklim global pada waktu-waktu tertentu di masa lalu (Alley *et al.*, 2002).

SUMBER INFORMASI PALEOKLIMAT

Bukti kondisi iklim masa lalu biasanya tersimpan dalam jejak di alam, diantaranya: sedimen laut dan danau, endapan angin, *silt*, dan debu yang tidak terkonsolidasi, es, endapan gua (*speleothems*), bahan biologis subfosil, dan ciri geomorfologi (endapan glasial, ciri erosi). Jejak-jejak tersebut menyediakan *proxy* kondisi iklim masa lalu yang dapat kita manfaatkan. Catatan *proxy* iklim itu mengandung tanda “iklim”, namun tanda tersebut mungkin relatif lemah, tergabung dalam banyak “noise” yang timbul dari efek pengaruh lain (nonklimatik) (Bradley, 2015).

Untuk mengetahui tanda iklim dari data *proxy* tersebut, tanda tersebut

harus ditafsirkan terlebih dahulu. Penafsirannya melibatkan penggunaan catatan iklim modern saat ini. Database modern yang memadai dan pemahaman tentang proses alami dalam sistem iklim dan dalam *proxy-proxy* iklim itu sendiri merupakan prasyarat penting untuk rekonstruksi paleoklimat (Evans *et al.*, 2013). Namun, tidak semua kondisi lingkungan di masa lalu terwakili dalam catatan periode modern saat ini. Oleh karena itu, harus disadari kemungkinan bahwa rekonstruksi paleoklimat yang salah dapat dihasilkan dari penggunaan

hubungan data *proxy* iklim modern ketika kondisi masa lalu tidak memiliki data di dunia modern (Williams & Jackson, 2007).

Jenis utama dari data *proxy* iklim yang tersedia tercantum dalam Tabel 1. Tabel 2 menunjukkan karakteristik utama dari data *proxy* yang digunakan untuk rekonstruksi paleoklimat. Keakuratan dan resolusi data *proxy* dalam merekonstruksi paleoklimat sangat bergantung pada interval sampling, semakin kecil interval sampling maka akan semakin memiliki resolusi waktu yang pendek.

Tabel 1. Sumber utama data *proxy* untuk rekonstruksi paleoklimat (Bradley & Eddy, 1991).

Geologi	Laut (<i>Core</i> sedimen laut)	Sedimen biogenik	Komposisi isotop oksigen
			Kelimpahan fauna dan flora
			Unsur jejak (contoh: Mg/Ca)
			Biomarker organik (contoh: Alkenon dan Tex ₈₆)
		Sedimen anorganik	Debu aeolian, puing es, ukuran butir
	Rasio unsur (contoh: Pa/Th)		
	Darat	Speleothems (komposisi isotop stabil dan unsur jejak)	
		Endapan glasial dan karakteristik erosi glasial	
		Endapan danau dan karakteristik erosinya	
		Endapan aeolian (loess dan gumpuk pasir)	
		Karakteristik periglasial	
		Garis pantai (ciri eustatik dan glasioeustatik)	
Karakteristik pedologi			
Glasiologi (<i>core es</i>)	Geokimia (isotop oksigen dan hidrogen)		
	Komposisi gas dan tekanan udara pada gelembung udara		
	Konsentrasi mikropartikel dan komposisi unsur		
	Sifat fisik (contoh: struktur es, temperatur lubang bor)		
Biologi	Lingkaran pohon (lebar, berat jenis, komposisi isotop stabil)		
	Serbuk sari (jenis, kelimpahan relatif, dan/atau konsentrasi absolut)		
	Diatom, ostrakoda, dan biota lain di sedimen danau (kumpulan, kelimpahan, dan geokimia, termasuk biomarker organik)		
	Serangga (karakteristik kumpulan)		
	Koral (geokimia, fluoresensi, kecepatan pertumbuhan)		
	Makrofosil tumbuhan (umur dan distribusi)		
	Distribusi populasi modern		
Sejarah	Catatan tertulis mengenai indikator lingkungan (fenomena parameteorologi)		
	Catatan fenologi		

Tabel 2. Karakteristik catatan alam (Bradley & Eddy, 1991).

Catatan	Informasi potensial
Catatan sejarah	T, P, B, V, L, S
Lingkaran pohon	T, P, B, V, S
Sedimen danau	T, B, M, P, V, C _w
Koral	C _w , L, T, P
Core es	T, P, C _w , B, V, M, S
Serbuk sari	T, P, B
Speleothems	C _w , T, P, V, B
Paleosol	T, P, B
Loess	P, B, M
Ciri geomorfologi	T, P, V, L, P
Sedimen laut	T, C _w , B, M, L, P, S

Keterangan : T, temperatur; P, presipitasi, kelembaban; C, komposisi kimia udara (C_a) atau air (C_w); B, informasi biomassa atau pola vegetasi; V, erupsi vulkanik; M, variasi daerah geomagnetik; L, permukaan laut; S, aktivitas matahari.

Tidak semua catatan paleoklimat adalah indikator yang sensitif terhadap perubahan iklim yang tiba-tiba. Catatan yang berbeda memiliki tingkat kekurangannya masing-masing (Bradley, 2015). Misalnya, serbuk sari telah digunakan sebagai indikator perubahan iklim masa lalu. Namun tidak semua spesies tanaman merespon perubahan iklim secara mendadak pada tingkat yang sama, sehingga terkadang sulit untuk menilai kecepatan perubahan iklim dari indikator serbuk sari. Beberapa spesies mungkin memerlukan waktu hingga beberapa ratus tahun untuk menyesuaikan diri dengan perubahan iklim yang tiba-tiba, sementara perubahan vegetasi di wilayah lain merespon dengan cepat perubahan iklim yang tiba-tiba (Birks &

Birks, 2008).

Fosil serangga (di sedimen danau dan endapan gambut) dapat memberikan bukti pendukung yang berharga karena populasi serangga seringkali sangat *mobile* dan sensitif terhadap fluktuasi suhu. Studi tentang catatan paleoklimat yang menerus dapat membantu mengetahui secara akurat kejadian iklim, di masa lalu, dan untuk alasan ini, catatan sedimen yang terus-menerus biasanya digunakan sebagai kerangka acuan paleoklimat untuk fluktuasi iklim jangka panjang yang tercatat di darat (Kukla, 1977).

SEDIMEN LAUT

Lautan merupakan sumber informasi paleoklimat yang sangat penting yang menempati lebih dari 70% permukaan bumi. Sekitar 6 hingga 11 miliar metrik ton sedimen terakumulasi di cekungan laut setiap tahunnya, dan ini memberikan catatan mengenai kondisi iklim di dekat permukaan laut atau benua disekitarnya (Bradley, 2015). Komponen biogenik mencakup sisa-sisa organisme plankton dan bentos, yang memberikan catatan sirkulasi iklim dan samudra pada masa lalu. Dalam hal suhu dan salinitas air permukaan, oksigen terlarut di perairan laut dalam, nutrisi atau konsentrasi unsur (Gooday, 2003; Jorissen *et al.*, 2007; Kucera, 2007; Rosenthal, 2007). Sebaliknya, kelimpahan material darat terutama memberikan catatan variasi *humidity-aridity* di benua, atau intensitas dan arah angin yang bertiup dari daratan ke lautan, dan model transportasi sedimen lainnya ke, dan di dalam lautan (erosi fluvial,

ice rafting, arus, turbidit. Sedimen laut juga mengandung biomarker (molekul organik yang berasal dari organisme darat atau laut), yang dapat menjadi *proxy* yang berguna untuk kondisi paleoseanografi atau kondisi *paleoenvironmental* (Gaines *et al.*, 2009).

Endapan sedimen laut yang digunakan untuk *proxy* kuantitatif biasanya berupa mikrofosil (karena jumlahnya yang melimpah, dan umumnya terawetkan dengan baik), seperti foraminifera (*calcareous zooplankton*, dan *zoobenthos*), *coccolithopores* (*calcareous algae*), diatom (*siliceous algae*), dan juga radiolaria dan *sillicoflagellates* (*siliceous zooplankton*). Sebagai contoh, perubahan kelimpahan temporal foraminifera, dan diatom; rasio Mg/Ca yang dihitung dari cangkang foraminifera; indeks *alkenone* jenuh yang dihitung dari fosil *coccolithopore* juga dapat dijadikan *proxy* untuk menghitung paleotemperatur permukaan laut (Tabel 3).

Tabel 3. Hubungan *proxy* dan variabilitas (Herho, 2017).

<i>Proxy</i>	Variabilitas parameter iklim
Dinamika populasi diatom (teknik transfer fungsi)	Temperatur permukaan laut, ekstensi es di laut, perubahan pada sirkulasi permukaan laut
Dinamika populasi radiolaria	Karakteristik massa air laut bawah permukaan, perubahan sirkulasi
$\delta^{18}\text{O}$ dari spesies diatom tertentu	Temperatur permukaan laut, salinitas, volume es, pelepasan air tawar
$\delta^{18}\text{O}$ dari spesies foraminifera bentonik – planktonik tertentu	Temperatur permukaan laut dan salinitas yang berkaitan dengan kedalaman habitat spesies spesifik tersebut, pelapisan laut bagian atas, volume es global, pelepasan air tawar
$\delta^{30}\text{Si}$ dari diatom silika, dan $\delta^{15}\text{N}$ dan $\delta^{13}\text{C}$ dari materi organik diatom frustula	Mencari perubahan dalam penggunaan nutrisi (khususnya di samudera belahan bumi selatan), dan perbandingan penggunaan Si/N
Mg/Ca dari spesies foraminifera planktonik tertentu	Temperatur laut bagian atas, berkaitan dengan kedalaman habitat spesies tertentu
Indeks alkenone jenuh	Temperatur permukaan laut
Komposisi kumpulan foraminifera bentonik	Produktivitas primer, <i>continental shelf</i> , <i>slope</i> dan indikator kedalaman laut, indikator arus di bagian pangkal
$\delta^{13}\text{C}$ dari spesies foraminifera bentonik– planktonik tertentu	Konsentrasi nutrisi di laut yang berkaitan dengan kedalaman habitat masing–masing spesies, perubahan sirkulasi laut dalam, fluks karbon organik ke rantai samudera
$\delta^{13}\text{C}$ dari material organik yang melimpah, dan biomarkers	Sumber karbon organik
Kandungan karbonat, persentase serpih dari pecahan karbonat, Indeks kelarutan foraminifera	Produktivitas, pelarutan karbonat, kedalaman <i>lysocline</i> , alkalinitas
Komposisi biomarker	Mengidentifikasi sumber karbon organik (<i>marine vs. terrigenous</i>), produktivitas permukaan laut, pelepasan dari sungai
<i>Biogenic opal</i> dan laju akumulasi– kandungan karbon organik	Produktivitas permukaan laut
δD dari biomarker tertentu	Salinitas permukaan laut
Perbandingan C/N, parameter Rock - Eval	Menilai sedimen marin vs material sedimen organik darat
Distribusi butir sedimen <i>terrigenous</i> silisiklastik	Pelepasan dari sungai, transportasi eolian (kecepatan dan arah angin), kecepatan arus laut
Kerentanan magnetik (<i>magnetic susceptibility</i>)	Masukan sedimen <i>terrigenous</i>
Konsentrasi elemen dari sedimen (<i>XRF–Scanner</i>)	Rute transportasi awal sedimen <i>terrigenous</i> , proses pelapukan dan erosi, ventilasi dasar air
Kelimpahan mineral lempung	Mengidentifikasi sumber awal dan rute yang ditempuh oleh sedimen <i>terrigenous</i> , proses pelapukan dan erosi, sistem arus laut
Kandungan dan petrografi dari <i>ice rafted debris</i>	Variasi volume es global, asal usul gunung es, aliran gunung es

INFORMASI PALEOKLIMAT DARI MATERIAL BIOLOGI PADA *CORE* LAUT

Data paleoklimat dari bahan biogenik pada endapan laut berasal dari kumpulan organisme mati (*thanatokenosis*). Namun, *thanatokenosis* pada umumnya tidak langsung mewakili biokenosis (kumpulan organisme hidup). Kontaminasi yang jarang oleh spesies tertentu yang terbawa jauh oleh arus laut berskala besar, semuanya menyumbang unsur ketidakpastian dalam

penentuan kondisi iklim di masa lalu (Bradley, 2015). Oleh karena masalah ini, sedimen di sebagian besar dasar laut tidak sesuai untuk rekonstruksi paleoklimat. Hal ini diilustrasikan pada Gambar 1 untuk penelitian foraminifera (Ruddiman, 1977) meskipun perlu dicatat bahwa di banyak daerah yang tidak sesuai untuk perkembangan foraminifera, sisa-sisa organisme lainnya, seperti diatom atau radiolaria, dapat memberikan catatan yang berguna (Crosta & Koc, 2007).

Gambar 1. Kawasan yang dianggap optimal, sedikit sesuai, dan tidak sesuai untuk studi paleoklimatologi Kuartar yang akurat dan terperinci berdasarkan kelimpahan foraminifera (Ruddiman, 1977).

Hasil paleoklimat dari sisa-sisa organisme karbonat dan silika telah dihasilkan dari empat jenis analisis yaitu: (a) komposisi isotop oksigen, terutama kalsium karbonat dalam uji foram (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007); (b) interpretasi kuantitatif kumpulan spesies dan variasi spasialnya melalui waktu (Imbrie & Kipp, 1971; Molino *et al.*,

1982; Guiot & de Vernal, 2007); (c) rasio Mg/Ca pada tes foram, yang berkaitan dengan suhu (Rosenthal, 2007), dan (d) variasi morfologi pada spesies tertentu yang dihasilkan dari faktor lingkungan (Kucera, 2007). Sebagian besar penelitian paleoklimat berkonsentrasi pada foraminifera. Studi paleoklimat yang menggunakan *coccolith*, radiolaria,

diatom, dan silikaflagellata sebagai *proxy*, perubahannya akan terlihat pada jumlah kelimpahan relatif dari kumpulan (Pichon *et al.*, 1992; Guiot & de Vernal, 2007). Variasi isotop oksigen dalam isotop pada diatom dan *coccolith* telah dilakukan (Shemesh *et al.*, 1992; Crosta dan Koc, 2007). Penelitian isotop oksigen pada *coccolith* memberikan perkiraan paleotemperatur yang bermanfaat dan dapat memberikan data suhu permukaan laut yang lebih dapat diandalkan daripada yang didasarkan pada foram saja karena *coccolith* hidup secara eksklusif di zona fotik.). Namun, ada beberapa masalah dalam memperoleh cukup banyak sampel mikrofosil yang berukuran sangat kecil seperti *coccolith* (atau diatom).

Foraminifera bentos sangat beragam dengan ribuan spesies yang dilaporkan dari berbagai belahan dunia, namun hanya ada ~40 spesies foraminifera plankton yang ditemukan di lautan dunia modern (Saraswat, 2015). Cangkang foraminifera, khususnya foraminifera bentos, dilakukan untuk menunjukkan variasi ukuran, ornamen dan bentuk yang luas, dari kamar tunggal (unilocular) hingga kamar yang disusun dalam satu, dua atau banyak barisan linier (uniserial, biserial dan multiserial) serta kamar yang berbentuk melingkar (bentuk spiral). Cangkang foraminifera plankton pada umumnya memiliki ruang bulat dan sangat berlubang dan juga bukaan yang relatif besar. Beberapa contoh foraminifera plankton dan bentos disajikan pada Gambar 2 dan 3.

Gambar 2. Contoh foraminifera plankton dan bentos dalam penelitian paleoceanografi Atas/foraminifera plankton *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia menardii*, *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina incompta* (juga dikenal sebagai *Neogloboquadrina pachyderma*, dextral atau *right coiling*). Bawah/ Foraminifera bentos *Planulina wuellerstorfi*, *Cibicidoides cicatricosus*, *Uvigerina peregrine*, *Oridorsalis umbonatus*. (Bradley, 2015).

Gambar 3. Cangkang foraminifera plankton (Sijinkumar & Nath, 2012).

Menurut Saraswat (2015) variasi kelimpahan dan morfologi cangkang foraminifera adalah respon adaptif foraminifera terhadap perubahan lingkungan yang didiami foraminifera. Dengan demikian, perubahan bentuk cangkang foraminifera sebagai respon terhadap perubahan iklim, dapat diterapkan untuk menyimpulkan kondisi lingkungan masa lalu.

Karakter dasar dari foraminifera adalah adanya cangkang/test yang membentuk kamar-kamar yang dihubungkan oleh pori-pori halus (foramen). Cangkang foraminifera dapat terbentuk dari zat-zat yang gampingan, silikaan, kitin ataupun aglutin yang

sangat resisten, sehingga golongan ini banyak yang terawetkan sebagai fosil. Berbagai karakteristik dari cangkang foraminifera yang telah digunakan untuk menyimpulkan variasi iklim masa lalu meliputi:

1. Jumlah foraminifera total
2. Ratio bentuk : plankton
3. Indeks fragmentasi foraminifera
4. Fraksi ukuran foraminifera
5. Kumpulan spesies
6. Kelimpahan spesies
7. Ukuran/diameter test
8. Arah putaran
9. Rata-rata jumlah kamar
10. Ukuran *proloculus*

KUMPULAN SPESIES FORAMINIFERA

Spesies foraminifera tertentu lebih menyukai kondisi lingkungan yang terbatas atau dengan kondisi tertentu, sementara lainnya tinggal dalam berbagai kondisi air laut. Kelompok spesies yang menghuni lingkungan yang terbatas disebut sebagai kumpulan spesies (Saraswat, 2015). Kumpulan spesies sering diidentifikasi dengan analisis klaster dan karakteristik kumpulan spesies mewakili parameter lingkungan tertentu seperti bahan organik, oksigen terlarut, ukuran butiran, kedalaman air, dapat bervariasi dari satu wilayah ke wilayah lainnya sehingga kumpulan spesies tersebut mewakili kondisi lingkungan tertentu di suatu wilayah (Murray, 1973; Lutze & Coulbourn, 1984). Oleh karena itu, variasi temporal pada kumpulan spesies tersebut diterapkan untuk menyimpulkan variasi kondisi lingkungan dan merupakan salah satu *proxy* foraminifera yang paling banyak digunakan untuk menyimpulkan variasi iklim bumi (Gupta, *et al.*, 2001). Penerapan kumpulan spesies lebih disukai daripada kelimpahan relatif spesies individu karena jumlah individu yang biasanya signifikan secara statistik mewakili kelompok spesies daripada spesies individu (Saraswat, 2015).

KELIMPAHAN SPESIES FORAMINIFERA

Kelimpahan relatif dari setiap spesies dapat dihitung dengan memilih minimal 300 spesimen foraminifera dari

sampel yang representatif dan kemudian dengan membagi jumlah spesimen spesies dengan jumlah total tes foraminifera yang diambil dari keseluruhan perwakilan (Saraswat, 2015). Kelimpahan relatif spesies foraminifera bentos dihitung dalam fraksi $>63\ \mu\text{m}$, sedangkan spesies foraminifera plankton berada pada fraksi $>125\ \mu\text{m}$ atau $>150\ \mu\text{m}$. Fraksi yang relatif kasar diambil untuk menghitung kelimpahan relatif foraminifera plankton karena identifikasi spesies dimungkinkan hanya pada fraksi kasar ini. Foraminifera plankton memiliki ukuran rata-rata biasanya $>125\ \mu\text{m}$. Studi foraminifera dari sedimen permukaan dan cekungan sedimen menunjukkan perubahan yang signifikan dalam kelimpahan spesies foraminifera dengan perubahan kondisi lingkungan sekitar (Rao *et al.*, 2013). Oleh karena itu, kelimpahan perubahan spesies foraminifera plankton maupun bentos telah diterapkan untuk menyimpulkan perubahan paleoklimatik. Beberapa penelitian telah menggunakan kelimpahan spesies untuk merekonstruksi perubahan kondisi lingkungan. Sebagai contoh, foraminifera bentos *Asterorotalia trispinosa*, berlimpah di daerah berbutir halus salinitas rendah dari Teluk Benggala (Rao *et al.*, 2013). Selain itu, kelimpahan relatif juga telah digunakan untuk merekonstruksi perubahan monsoon Holosen akhir (Panchang & Nigam, 2012). Selanjutnya, variasi dalam kelimpahan spesies foraminifera bentos *Epistominella exigua* telah diterapkan untuk menyimpulkan perubahan terakhir dalam produktivitas bahan organik (Saraswat *et*

al., 2005). Variasi temporal dalam kelimpahan *Globigerina bulloides* telah sangat sering digunakan untuk menyimpulkan produktivitas masa lalu dari Samudera Hindia. Kelimpahan dan diameter spesies foraminifera plankton *Orbulina universa* dipengaruhi oleh suhu air laut dan salinitas dan dengan demikian, telah digunakan untuk menyimpulkan suhu dan salinitas masa lalu dari Samudera Hindia (Nigam, 1990). Hilangnya berbagai *Globigerinoides ruber* pink dari India dan Samudera Pasifik pada 120.000 tahun yang lalu telah digunakan sebagai datum biostratigrafi (Thompson *et al.*, 1979).

PENUTUP

Sejarah iklim dapat memainkan peran penting tidak hanya dalam menentukan pola perubahan iklim, tetapi juga dalam mengidentifikasi proses yang terlibat serta atribusi dari faktor penyebab penjelasan proses tersebut. Inti sedimen dasar laut sangatlah berharga dalam upaya para paleoklimatolog untuk merekonstruksi perubahan iklim. Di dalam inti sedimen, banyak terkandung fosil-fosil yang dapat menceritakan sejarah iklim masa lampau. Fosil-fosil yang paling berharga berasal dari hewan kecil yang bercangkang kalsium karbonat, dikenal sebagai foraminifera. Melalui penemuan fosil-fosil dari spesies foraminifera yang sama di berbagai perairan di seluruh bumi berumur sama, paleoklimatolog kemudian mampu merekonstruksikan periode dingin yang dulu pernah terjadi di bumi.

DAFTAR PUSTAKA

- Alley, R.B., J. Marotzke, W.D. Nordhaus, J.T. Overpeck, D.M. Peteet, R.A. Pielke Jr., R.T. Pierrehumbert, R.B. Rhines, T.F. Stocker, L.D. Talley, and Wallace, J.M. 2002. Abrupt climate change. *Science* 299: 2005–2009.
- Birks, H.J.B. and H.H. Birks. 2008. Biological responses to rapid climate change at the Younger Dryas-Holocene transition at Krakenes, western Norway. *The Holocene* 18: 19–30.
- Bradley, R.S. and J.A. Eddy. 1991. Records of past global changes. *In*: Bradley, R.S. (ed.). *Global Changes of the Past*. University Corporation for Atmospheric Research, Colorado: 5–9.
- Bradley, R. S. 2015. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary (Third edition)*. Elsevier, Inggris. 696 pp.
- Crosta, X. and N. Koc. 2007. Diatoms: from micropaleontology to isotope geochemistry. *In*: Hillaire-Marcel, C., A. de Vernal (eds.). *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, Amsterdam: 327–370.
- Crutzen, P.J. 2002. Geology of Mankind. *Nature* 415: 23. doi : 10. 1038 / 415023a
- Crutzen, P.J. and W. Steffen. 2003. How long have we been in the

- Anthropocene Era? *Climate Change Journal* 61: 251–257.
- DeConto, R.M., D. Pollard, P.A. Wilson, H. Palike, C.H. Leare, and M. Pagani. 2008. Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature Journal*. 455: 652–657.
- de Vernal, A., F. Eynaud, M. Henry, C. Hillaire-Marcel, L. Londeix, S. Mangin, J. Matthiessen, F. Marret, T. Radi, A. Rochon, S. Solignac, and J. Turon. 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high-latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24: 897–924.
- de Vernal, A. and F. Marret. 2007. Organic-walled dinoflagellate cysts: tracers of sea-surface conditions. In: Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. (eds.). *Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography*. Elsevier, Amsterdam: 371–408.
- Duplessy, J.C., P.L. Blanc, and A.W.H. Be. 1981. Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenic calcification below the euphotic zone. *Science Journal* 213: 1247–1250.
- Evans, M.N., S.E. Tolwinski-Ward, D.M. Thompson, and K.J. Anchukaitis. 2013. Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. *Quaternary Science Reviews* 76: 16–28.
- Gaines, S.M., G. Eglinton, and J. Rullkotter. 2009. *Echoes of Life: What Fossil Molecules Reveal About Earth History*. Oxford University Press, England. 355 pp.
- Gooday, A. 2003. Benthic foraminifera (Protists) as tools in paleoceanography: environmental influences on faunal characteristics. *Advance Marine Biology* 46: 1–90.
- Guiot, J., and A. de Vernal, A. 2007. Chapter thirteen transfer functions: methods for quantitative paleoceanography based on microfossils. *Developments in marine geology* 1: 523–563.
- Gupta, A. K., S. Joseph, and E. Thomas, E. 2001. Species diversity of Miocene deep-sea benthic foraminifera and watermass stratification in the northeastern Indian Ocean. *Micropaleontology* 47: 111–124.
- Haq, B.U. and A. Boersma. 1978. *Introduction to marine micropaleontology*. Elsevier, North Holland, New York. 376 pp.
- Hay, W.W. 1974. *Studies in Paleooceanography*. Special

- Publication No. 20. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa: 1–5.
- Herho, S.H.S. 2017. *Paleoklimatologi untuk pemula*. Angkasa Putra, Bandung. 113 hal.
- Huybers, P. and W. Curry. 2006. Links between annual, Milankovitch and continuum temperature variability. *Nature Journal* 441: 329–332.
- Imbrie, J., and N.G. Kipp. 1971. *A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean core*, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, K. Turekian (ed). Yale Univ. Press, New Haven, Conn.: 71-181.
- Jorissen, F.J., C. Fontanier, and E. Thomas, E. 2007. Paleoceanographic proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. *In: Hillaire-Marcel, C., A. de Vernal, A. (eds.), Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, Amsterdam: 263–325.
- Kukla, G.J. 1977. Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. *Earth Science Reviews* 13: 307–374.
- Kucera, M. 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic conditions. *In: Hillaire-Marcel, C., A. de Vernal (eds.), Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, Amsterdam: 213–262.
- Lutze, G. and W. Coulbourn. 1984. Recent benthic Foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleontology* 8: 361-401.
- Molfinio, B., N. Kipp, and J. Morley. 1982. Comparison of Foraminiferal, Coccolithophorid, and Radiolarian Paleotemperature Equations: Assemblage Coherency and Estimate Concordancy. *Quaternary Research* 17(3): 279-313. doi: 10.1016/0033-5894(82)90025-4
- Murray, J.W., 1973. Distribution and ecology of benthic foraminiferids. Heinemann Educational Books, London. 274 p.
- Nigam, R. 1990. Palaeoclimatic implications of size variation in *Orbulina universa* in a core from the North Indian Ocean. *Current Science* 59: 46-47.
- Pagani, M., J.C. Zachos, K.H. Freeman, B. Tipple, and S. Bohaty, 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science* 309(5734): 600-603.
- Panchang, R. and R. Nigam. 2012. High resolution climatic records

- of the past ~489 years from Central Asia as derived from benthic foraminiferal species, *Asterorotalia trispinosa*. *Marine Geology* 307: 88-104.
- Pichon, J. J., L.D. Labeyrie, G. Bareille, M. Labracherie, J. Duprat, and J. Jouzel. 1992. Surface water temperature changes in the high latitudes of the Southern Hemisphere over the last glacial interglacial cycle. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 7(3): 289-318.
- Rao, N.R., M. Jayaprakash, and P.M. Velmurugan. 2013. The ecology of *Asterorotalia trispinosa* - New insights from Muthupet Lagoon, southeast coast of India. *Journal Foraminiferal Res.* 43: 14-20.
- Ravelo, A. C., and C. Hillaire-Marcel. 2007. Chapter eighteen the use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in Paleooceanography. Development in Marine Geology 1: 735-764. doi : 10.1016/s 1572-5480 (07) 01023-8
- Rosenthal, Y., 2007. Elemental proxies for reconstructing Cenozoic seawater paleotemperatures from calcareous fossils. In: Hillaire-Marcel, C., A. de Vernal (eds.), Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography. Elsevier, Amsterdam: 765–797.
- Ruddiman, W.F., 1977. Investigations of Quaternary climate based on planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, New York, pp. 101–161.
- Saraswat, R., 2015. Nondestructive foraminiferal paleoclimatic proxies: A brief insight. *Proceedings Indian National Science Academy*. 81(2), 381-395
- Saraswat, R., R. Nigam, S. Weldeab, A. Mackensen, and P.D. Naidu. 2005. A first look at past sea surface temperatures in the equatorial Indian Ocean from Mg/Ca in foraminifera. *Geophysical Research Letters* 32(24): L24605, doi:10.1029/2005GL024093.
- Shemesh, A., C. Charles, and R.G. Fairbanks. 1992. Oxygen isotopes in biogenic silica: global changes in ocean temperature and isotopic composition. *Science Journal* 256: 1434–1436.
- Sijininkumar, A. V. and B.N. Nath, B. N. 2012. Planktic foraminifera: A potential proxy for paleoclimatic/paleoceanography Studies. *GCK Science Letters* 1 (1): 22-30.

- Thompson, P., R., A.W.H. Bé, J.C. Duplessy, and N.J. Shackleton. 1979. Disappearance of pink pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature Journal* 280: 554- 557.
- Williams, J.W. and S.T. Jackson, S.T. 2007. Novel climates, no-analog communities, and ecological surprises. *Ecology Environment* 5: 475–482.
- Zachos, J.C., G.R. Dickens, R.E. and Zeebe. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon cycle dynamics. *Nature Journal* 451: 279–283.