

VARIASI SUHU MUKA LAUT REGIONAL BERDASARKAN KANDUNGAN $\delta^{18}\text{O}$ KORAL DARI WILAYAH INDONESIA

Sri Yudawati Cahyarini *

Sri Yudawati Cahyarini, Variasi suhu muka laut regional berdasarkan kandungan $\delta^{18}\text{O}$ koral dari wilayah Indonesia, *RISSET – Geologi dan Pertambangan Jilid 16 No.1 Tahun 2006*, hal. 44 -50, 5 gambar.

Sari: Pada studi ini dilakukan analisis statistik kandungan $\delta^{18}\text{O}$ dalam koral dari contoh koral di wilayah Indonesia (yaitu Bunaken, Bali dan Sumba). Data pengukuran $\delta^{18}\text{O}$ diperoleh dari Charles et al. (2003) dan Cahyarini et al. (2003). Pada hasil penelitian terdahulu disebutkan rendahnya korelasi bulanan antara $\delta^{18}\text{O}$ dalam koral dengan suhu lokal. Untuk itu dalam studi ini dilakukan analisis statistik korelasi spasial antara $\delta^{18}\text{O}$ - suhu untuk skala regional dalam resolusi tahunan. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa korelasi tinggi antara $\delta^{18}\text{O}$ dan suhu dijumpai di beberapa wilayah Indonesia. $\delta^{18}\text{O}$ koral dari wilayah Bunaken mewakili variasi suhu muka laut di wilayah Indonesia timur (utara propinsi Papua), sedangkan $\delta^{18}\text{O}$ koral dari wilayah Bali menunjukkan korelasi tinggi dengan suhu muka laut di wilayah Indonesia tengah-timur (laut Banda dan sebagian laut Jawa).

PENDAHULUAN

Suhu muka laut merupakan salah satu parameter yang penting untuk mempelajari fenomena iklim seperti El Nino. Alat pengukur suhu muka laut hanya mampu menyediakan informasi iklim sampai puluhan tahun lampau. *Scleractinian coral* yang dapat dijumpai hampir diseluruh wilayah perairan dangkal diketahui mampu menyediakan informasi iklim sampai ratusan tahun lampau, sehingga merupakan „alat“ yang sangat menjanjikan untuk studi iklim purba. Penelitian terhadap koral dari wilayah selatan Jawa menunjukkan adanya korelasi yang tinggi antara isotop oksigen ($\delta^{18}\text{O}$) dengan suhu muka laut (Gagan et al., 2000). Sedangkan rekaman $\delta^{18}\text{O}$ dari koral di wilayah Pasifik timur (Galapagos dan Panama) menunjukkan adanya penurunan drastis kandungan $\delta^{18}\text{O}$ pada tahun-tahun El Nino akibat adanya peningkatan suhu muka laut yang ekstrim di wilayah perairan ini selama El Nino (Dunbar et al., 1994). Walaupun begitu beberapa studi terdahulu menunjukkan korelasi yang rendah antara

$\delta^{18}\text{O}$ dengan suhu muka laut (Charles et al., 2003; Cahyarini et al., 2003; Pfeiffer et al., 2004). Studi koral untuk paleoklimatologi pada dekade terakhir ini mempercayai bahwa $\delta^{18}\text{O}$ dalam koral tidak hanya dipengaruhi oleh suhu muka laut saja namun juga variasi $\delta^{18}\text{O}$ dalam air laut, terutama untuk wilayah-wilayah dengan variasi curah hujan yang tinggi.

Tulisan ini membahas rekaman $\delta^{18}\text{O}$ dan korelasi spasial antara $\delta^{18}\text{O}$ dengan suhu muka laut dari wilayah Indonesia. Contoh koral yang digunakan adalah dari Bali, Bunaken (Charles et al., 2003) dan Maudulung (Cahyarini et al., 2003) (Gambar 1).

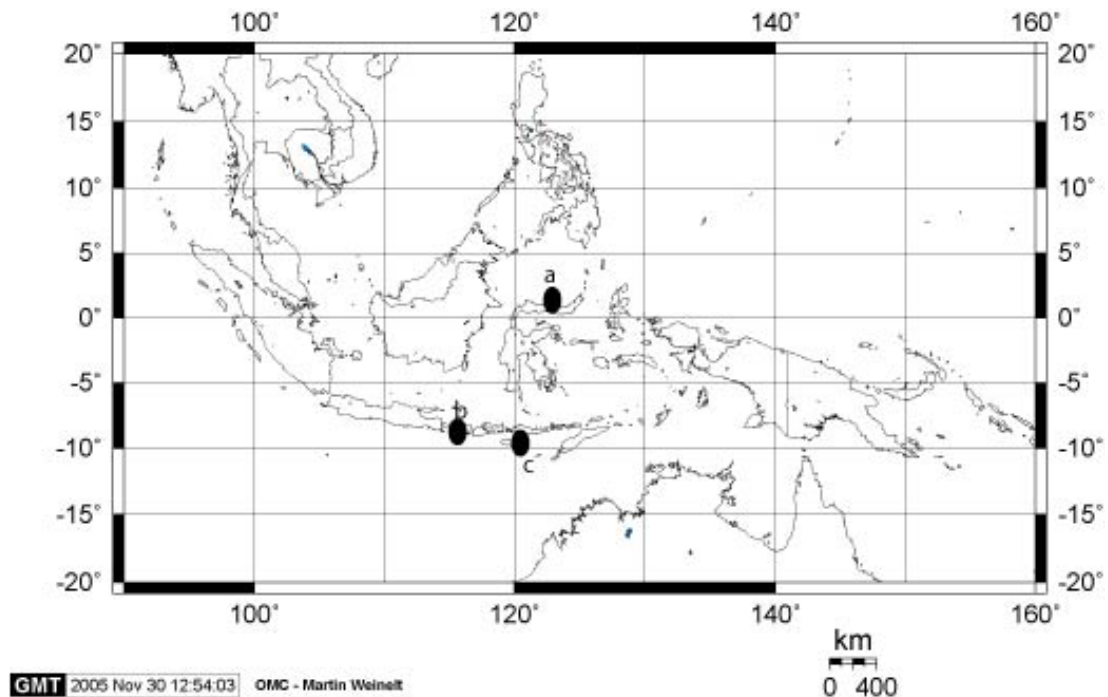
Jejak-jejak iklim dalam koral

Perlapisan tahunan (Annual density band) dan kronologi

Pada saat tumbuh, koral membentuk lapisan pertumbuhan (*growth band*). Lapisan pertumbuhan koral ini menunjukkan urutan-

pasang per lapisan *high (low) density band* yang memberi kenampakan warna terang (gelap) pada gambar hasil *x-ray* koral. Koral dapat tumbuh dengan kecepatan dari beberapa mm sampai beberapa cm pertahun. Koral *Porites* memiliki kecepatan pertumbuhan pertahun rata-rata $\pm 1-2$ cm (Linsley., 1999; Gagan et al., 2000). Koral ini banyak digunakan dalam penelitian paleoklimatologi

dan paleoseanologi. Jika koral *Porites* tersebut tumbuh sampai 3-4 meter maka dengan kecepatan pertumbuhan 1 cm/tahun akan dapat diperoleh urutan waktu dari masa kini sampai kira-kira 300-400 tahun lalu. Penentuan kronologi biasanya dilakukan dengan menghitung per lapisan tahunan pada hasil *x-radiograph*.



Gambar 1. Peta lokasi rekaman oxygen isotop kora dari (a) Bunaken, (b) Bali, dan (c) Maudulung.



Perbandingan unsur $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ dalam koral dikenal sebagai $\delta^{18}\text{O}$. Variasi $\delta^{18}\text{O}$ dalam koral ini (selanjutnya disebut $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$) dipengaruhi oleh suhu muka laut (SST) dan juga $\delta^{18}\text{O}$ air laut (selanjutnya disebut $\delta^{18}\text{O}_{\text{air laut}}$). Pada lokasi-lokasi dimana salah satu faktor baik SST atau curah hujan mendominasi satu terhadap lainnya, $\delta^{18}\text{O}$ dalam koral akan dapat menyediakan informasi mengenai $\delta^{18}\text{O}$ air laut, yang

selanjutnya dapat digunakan untuk merekonstruksi kesetimbangan hidrologi (seperti curah hujan, salinitas).

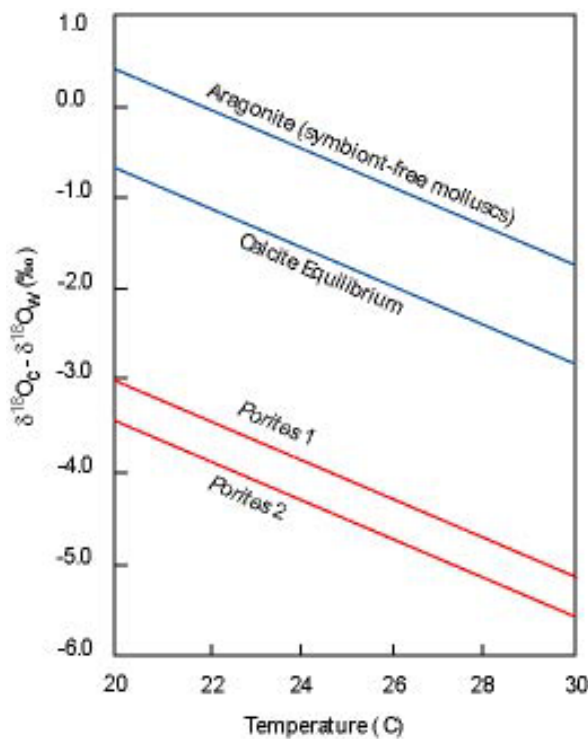
Kalibrasi skala mingguan-bulanan dari $\delta^{18}\text{O}$ terkandung dalam koral *Porites* dengan suhu muka laut lokal menunjukkan perubahan $\delta^{18}\text{O}$ sebesar 0.18‰ pada setiap perubahan suhu 1°C (Gagan et al., 2000). Hasil penelitian ini didukung oleh penelitian-penelitian kandungan $\delta^{18}\text{O}$ koral lainnya di wilayah *Indo-Pacific*, yang menunjukkan perubahan 0.19‰/°C (lihat Evan et al., 2000; Cahyarini

et al., 2006 subm.). Penelitian terdahulu mengenai kandungan $\delta^{18}\text{O}$ dalam cangkang aragonit menunjukkan perubahan $\delta^{18}\text{O}$ 0.2-0.22‰/°C (e.g. Wellington et al.,1996; Weber & Woodhead, 1972).

Variasi $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ merupakan hasil dari evaporasi (pengkayaan ^{18}O), presipitasi (pengkayaan ^{16}O), runoff (pengkayaan ^{16}O) yang merefleksikan kesetimbangan hidrologi. Transportasi massa air juga berperan dalam variasi $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dimana tingginya evaporasi menghasilkan kenaikan $\delta^{18}\text{O}_{\text{air laut}}$ dan kenaikan kadar kegaraman air laut (salinitas). Hal sebaliknya terjadi jika presipitasi naik.

Berubahnya kandungan ^{18}O dalam

cangkang koral mengikuti kesetimbangan isotop (*isotopic equilibrium*) dengan air laut di sekitarnya. Ketidaksetimbangan isotop atau *vital effect* ini diasumsikan konstan sepanjang waktu pada sumbu pertumbuhan koral, dimana kalsifikasi dan pertumbuhan koral maksimum (McConaughey, 1989; Linsley et al., 1999; Marshal and McCulloch, 2002). *Offset* antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dengan *isotop equilibrium* aragonit berbeda-beda pada setiap spesies individu koral (Gambar 2). Oleh karena itu hal ini perlu diperhatikan jika akan merekonstruksi suhu masa lampau berdasarkan koral modern dan fosil walaupun pada lokasi yang sama sekalipun.

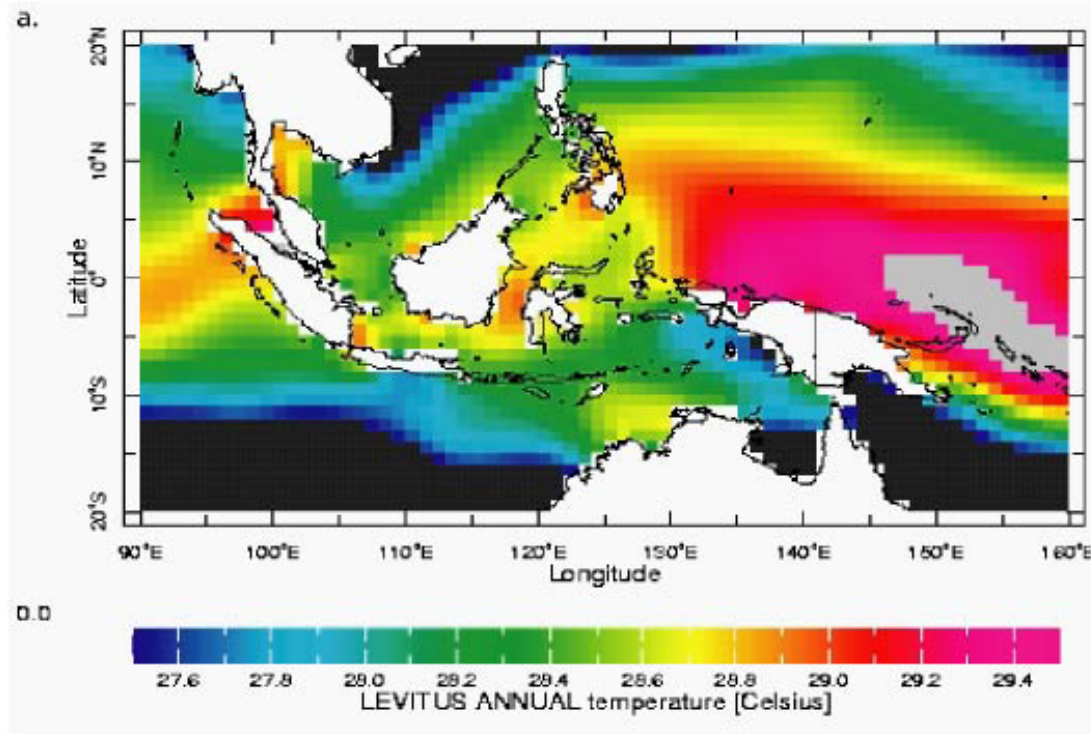


Gambar 2. Suhu dan fraksinasi isotop oksigen pada kisaran suhu 20-30°C untuk kesetimbangan kimia kalsit dan aragonit. Terdapat *offset* kandungan $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dalam koral dengan genus yang sama.

Klimatologi wilayah Indonesia

Indonesia termasuk dalam wilayah yang dikenal sebagai *West Pacific Warm Pool* (WPWP). Wilayah WPWP ini dicirikan oleh

suhu muka laut yang hangat dimuka bumi (Levitus et al., 1994). Suhu muka laut rata-rata tahunan berkisar dari 28.2°C hingga 29.2°C (Levitus et al., 1994) (Gambar 3).



Gambar 3. Variasi tahunan suhu muka laut di wilayah Indonesia. Data diperoleh dari Levitus (1994)

Fenomena iklim global seperti El Nino memberi dampak pada perubahan iklim regional di wilayah Indonesia terutama berpengaruh pada perubahan curah hujan (Aldrian & Susanto, 2003) yaitu rendahnya curah hujan di wilayah Indonesia, sehingga mengakibatkan kekeringan. Selain itu fenomena monsun (perubahan musiman arah angin) juga mempengaruhi variasi iklim di Indonesia. Selama musim barat dimana angin bertiup menuju barat daya membawa hujan di wilayah Indonesia, sebaliknya selama musim timur angin bertiup dari Australia membawa musim kering di wilayah Indonesia. Siklus musiman ini mendominasi perubahan suhu

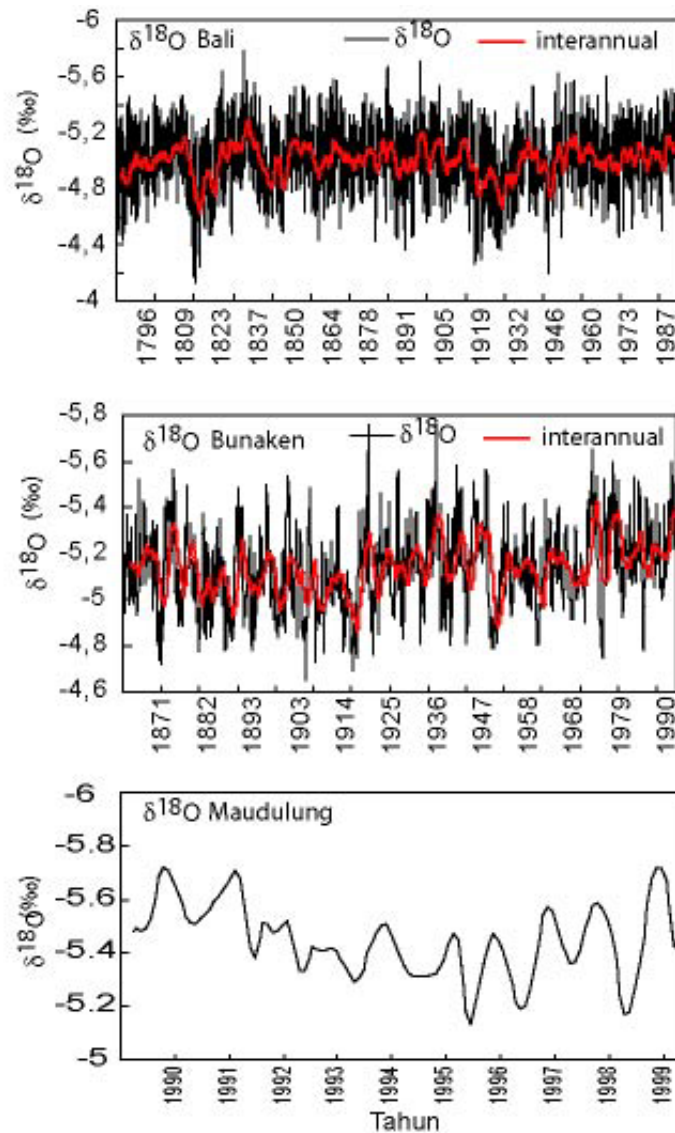
muka laut dan salinitas di wilayah perairan Sumba (laut Sawu) (Sprintall et al., 2003)

Rekaman-rekaman $\delta^{18}\text{O}$ koral dari perairan Indonesia

Rekaman-rekaman $\delta^{18}\text{O}$ dalam koral dari wilayah Indonesia yang digunakan dalam studi ini berasal dari perairan selat Lombok (selanjutnya disebut sebagai $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-bali}}$) dan Bunaken (Charles et al., 2003) (selanjutnya disebut $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-bunaken}}$) (Gambar 4). Selain itu juga rekaman $\delta^{18}\text{O}$ yang diperoleh dari contoh koral dari Maudulung-Sumba (selanjutnya disebut $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-sumba}}$) (Cahyarini et al., 2003).

Kisaran waktu yang didapat dari rekaman $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ di selat Lombok adalah dari 1782 sampai 1990, sedangkan rekaman $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ di

Bunaken berkisar dari 1860 sampai 1990 dan untuk Maudulung dari 1989 sampai 1999 (Gambar 4).

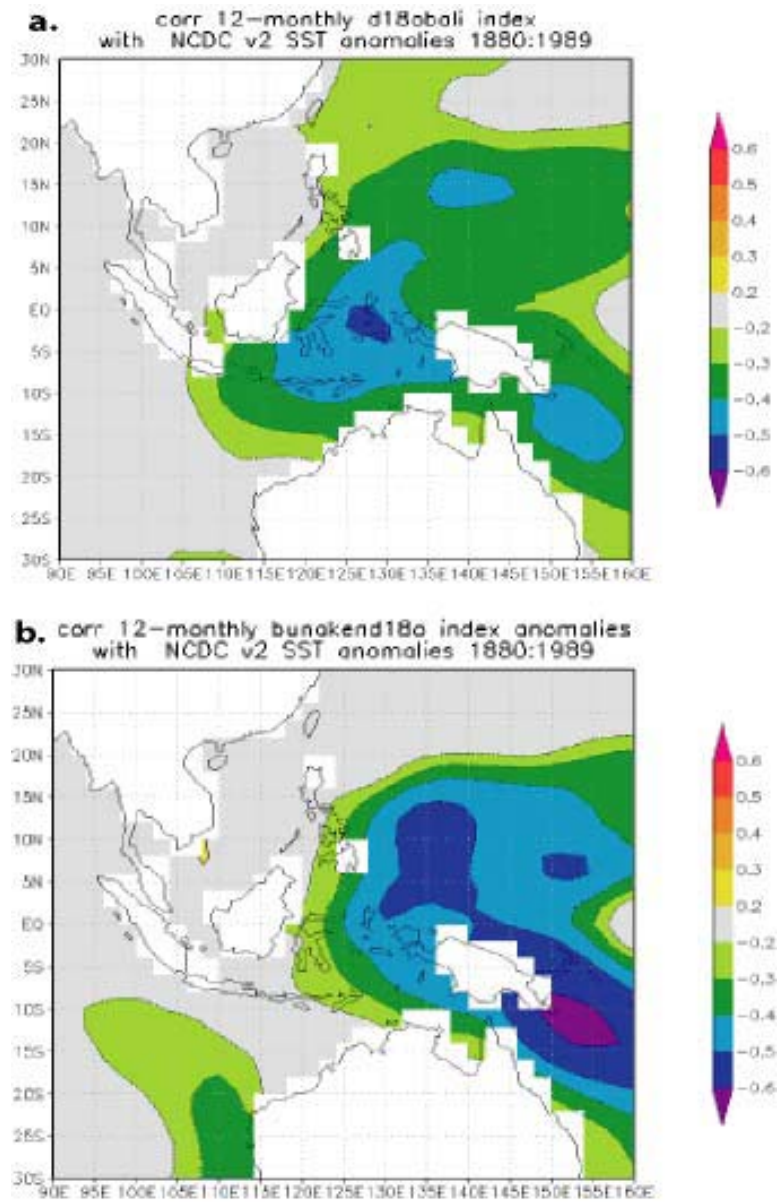


Gambar 4. Variasi bulanan rekaman $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dari contoh koral wilayah (a) Bali, (b) Bunaken dan (c) Maudulung. Garis merah menunjukkan variasi tahunan (dihitung dari rata-rata per dua tahun) $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$. Untuk koral Maudulung kisaran waktunya terlampau pendek untuk mengetahui variasi tahunannya.

Korelasi antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dan suhu dilakukan dengan menggunakan metode regresi linear (lihat Gagan et al., 2000; Pfeiffer et al., 2004). Variasi bulanan $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ berkorelasi negatif dengan variasi suhu bulanan. Korelasi antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dan suhu lokal di wilayah Indonesia ini rendah pada skala lokal dan bulanan. Suhu lokal adalah data ERSST yang diambil pada satu koordinat grid lokasi pengambilan contoh koral.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dari wilayah ini (yaitu Bunaken, Bali dan Maudulung) (Cahyarini et al., 2003; Charles et al., 2003) menunjukkan perubahan $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ terhadap suhu muka laut lokal ERSST $-0.06-0.10 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$, yang lebih rendah daripada perubahan $\delta^{18}\text{O}$ dalam aragonit terhadap suhu ($-0.18 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C} - -0.22 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$) (e.g. Gagan et al., 1998; Wellington, 1996; Weber & Woodhead, 1972). Disebutkan bahwa ini dikarenakan adanya pengaruh $\delta^{18}\text{O}$ air laut yang juga berperan penting dalam perubahan $\delta^{18}\text{O}$. Hal ini menunjukkan selain perubahan suhu, perubahan presipitasi (yaitu curah hujan) juga dominan dalam perubahan iklim regional di wilayah Indonesia (Charles et al., 2003). Untuk melihat apakah terjadi korelasi antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dan suhu pada skala regional dan tahunan (*interannual* - yaitu rata-rata tahunan atau nilai rata-rata per 12 sampel pengukuran), dilakukan korelasi spasial (*field correlation*) antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dan suhu regional (*field*). Metode yang digunakan adalah dengan metode analisis statistik yang dikembangkan oleh Oldenborgh (2005). Data suhu muka laut yang digunakan adalah hasil re-analisis dari dataset *The Extended Reconstructed global Sea Surface Temperature* (ERSST) (Smith & Reynolds, 2004). Data ERSST ini dapat diperoleh di <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/>. Hasil korelasi spasial antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dengan data suhu muka laut menunjukkan korelasi yang tinggi di beberapa wilayah (Gambar 5). Korelasi spasial yang tinggi ($R=0.5-0.6$) antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-bali}}$ dan suhu dijumpai di wilayah Indonesia bagian tengah-timur (Gambar 5a). Korelasi cenderung menjadi lebih rendah ke arah wilayah Indonesia bagian

barat. Sedangkan korelasi spasial antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-bunaken}}$ dan suhu menunjukkan korelasi tinggi ($R= 0.5 -0.6$) di wilayah Indonesia bagian timur-Papua New Guinea (Gambar 5b). Hal ini menunjukkan bahwa rekaman $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ mewakili variasi suhu pada skala regional dan tahunan. Sedangkan rendahnya korelasi antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ –suhu lokal pada skala bulanan maupun tahunan ($R = 0.24-0.32$) dimungkinkan karena tingkat *uncertainty* (*error*) dari dataset suhu (ERSST). Resolusi data suhu ERSST adalah untuk grid $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, sehingga data ini dimungkinkan tidak mampu mewakili variasi suhu dalam skala yang lebih detail. Selain itu dapat dimungkinkan juga karena adanya pengaruh $\delta^{18}\text{O}_{\text{airlaut}}$ dalam koral, yang bisa jadi lebih terekam oleh proksi koral pada skala lokal (seperti curah hujan, *river discharge*). Walau begitu tidak dipungkiri juga bahwa data proksi koral pun tidak bebas dari *error* (Cahyarini et al., *subm*; Schmidt, 1999). Untuk rekaman $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-sumba}}$, data yang tersedia terlalu pendek untuk melihat variasi tahunan dan korelasi spasial antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-sumba}}$ dan suhu pada skala tahunan (*interannual*). Untuk kisaran waktu sampai 10 tahun kebelakang $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral-sumba}}$ menunjukkan korelasi yang tinggi dengan suhu muka laut lokal pada skala bulanan ($R=0.72$). Walaupun begitu tingginya korelasi antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dan suhu bukanlah selalu berarti bahwa variasi $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ hanya dipengaruhi oleh variasi suhu muka laut tanpa adanya pengaruh $\delta^{18}\text{O}_{\text{airlaut}}$ (Juillet-Leclerc, 2001). Perlu juga dipertimbangkan besarnya koefisien regresi (*slope*) dalam regresi linear antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dan suhu. Dimana untuk contoh aragonit perubahan suhu 1°C selaras dengan perubahan $-0.18 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$ hingga $-0.22 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$ (e.g. Gagan et al., 1998; Wellington, 1996; Weber & Woodhead, 1972). Untuk itu dalam merekonstruksi suhu berdasarkan kandungan proksi $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ masih diperlukan juga pengukuran dari proksi lainnya yang hanya dipengaruhi oleh suhu (seperti Sr/Ca, 49 Mg/Ca).



Gambar 5. Korelasi spasial antara $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ - suhu dari conto koral (a) Bali, (b) Bunaken.

KESIMPULAN

Kandungan $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ dari wilayah Indonesia yaitu Bunaken, Bali dan Sumba menunjukkan

korelasi yang rendah dengan suhu lokal pada skala bulanan. Korelasi spasial menunjukkan korelasi yang tinggi pada beberapa wilayah. Walau begitu perubahan $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$ tiap 1°C masih lebih rendah daripada nilai standar untuk perubahan $\delta^{18}\text{O}$ tiap 1°C dalam aragonit ($-0.18 \text{‰}^\circ\text{C} - -0.22 \text{‰}^\circ\text{C}$). Hal ini selain karena faktor *error* dari kedua data *timeseries* ini (yaitu proksi dan suhu), juga dimungkinkan karena pengaruh yang besar dari $\delta^{18}\text{O}_{\text{airlaut}}$ terhadap perubahan $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$. Untuk itu pada contoh koral Bunaken, Bali dan Sumba ini diperlukan juga pengukuran dari proksi lain yang hanya dipengaruhi oleh suhu (*e.g.* Sr/Ca, Mg/Ca) untuk lebih mengetahui variasi $\delta^{18}\text{O}_{\text{airlaut}}$ terhadap variasi $\delta^{18}\text{O}_{\text{koral}}$

DAFTAR PUSTAKA

- Aharon, P., 1991, *Recorders of reef environment histories: stable isotopes in corals, giant clams, and calcareous algae*, Coral Reefs, 10, 71-90
- Aldrian, E., and R. D Susanto, 2003, *Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature*, International Journal of Climatology, 23,1435-1452.
- Cahyarini, S.Y., W.S. Hantoro, B. Widoyoko, D. Prayudi, 2003, *Oxygen Isotope variability in Coral from Maudulung, Sumba Indonesia*; Buletin Marine Geology
- Cahyarini, S.Y., M.Pfeiffer, O. Timm, W.C.Dullo, D.G. Schoenberg, *Reconstructing seawater $\delta^{18}\text{O}$ from paired coral $\delta^{18}\text{O}$ and Sr/Ca ratios: Methods, Error Analysis and Problems, with examples from Tahiti (French Polynesia) and Timor (Indonesia)*, Journal Geophysical Research-Ocean (submitted)
- Charles C.D., K. Cobb, M. D. Moore, and R. G. Fairbanks, 2003, *Monsoon-tropical ocean interaction in a network of coral records spanning the 20th century*, Marine Geology, 201, 207-222.