

KARAKTERISTIK PENURUNAN DASAR LAUT PERAIRAN TELUK JAKARTA

THE CHARACTERISTIC OF SEA BED SUBSIDENCE OF THE JAKARTA BAY

Yudi Darlan^{*}, Ildrem Syafri, Vijaya Isnaniawardhani, Adjat Sudradjat

Fakultas Teknik Geologi, Universitas Padjadjaran
Jl. Raya Bandung Sumedang KM 21, Jatinangor 45363 Telepon: (022) 7796545 Faksimile: (022) 7796545
^{*}email: darlanyudi@gmail.com

Diterima : 26-12-2019, Disetujui : 06-05-2020

ABSTRAK

Penurunan permukaan tanah wilayah pesisir Teluk Jakarta diyakini sebagai dampak dari pembangunan. Dari tahun 1974 sampai dengan 2010 telah terjadi penurunan permukaan tanah di sejumlah daerah DKI Jakarta antara -0.25 m dan -4.1 m. Kawasan perairan Teluk Jakarta sebagian besar masih dalam kondisi alamiah, belum mengalami beban pengembangan yang dapat menimbulkan penurunan. Tujuan penelitian ini adalah untuk menghitung penurunan dasar laut Teluk Jakarta melalui pendekatan tektonik, lingkungan, dan konsolidasi sedimennya sebagai penyebab penurunan. Metode yang digunakan adalah analisis besar butir, mikrofauna, pentarihan umur radiokarbon C_{14} dan analisis stratigrafi seismik. Hasilnya penurunan sedimen dasar laut perairan Teluk Jakarta telah terjadi sejak masa ribuan tahun yang lalu (*Late Glacial Maximum, LGM*). Penurunan tersebut terjadi akibat adanya gerakan vertikal lapisan sedimen (tektonik) dan konsolidasi sedimen. Penurunan lapisan sedimen di wilayah barat antara 0.1 cm dan 0.3 cm per tahun, dan 0.4 cm dan 0.5 cm per tahun di wilayah timur Teluk Jakarta. Kecepatan pengendapan sedimennya berkisar antara 0.57cm dan 1,84 cm pertahun lebih tinggi dari penurunan. Lapisan sedimen pasir di wilayah barat lebih banyak dibanding dengan wilayah timur Teluk Jakarta. Gangguan pada lapisan sedimen pasir akibat berkurangnya tekanan pori pada pasir dapat memicu penurunan dasar laut menjadi lebih dinamis dan mengakibatkan perairan Teluk Jakarta akan bertambah dalam. Pengembangan perairan Teluk Jakarta untuk pembangunan infrastruktur sebaiknya mengikutsertakan data dan informasi geologi kelautan untuk memperkecil resiko dampak penurunan.

Kata kunci: karakteristik, penurunan, dasar laut, perairan, Teluk Jakarta

ABSTRACT

*Land subsidence of the Jakarta Bay coastal area has been supposed as impact of coastal development. From 1974 to 2010 land subsidence occurred in a number of DKI Jakarta areas between -0.25 m and -4.1 m. The Jakarta Bay waters is in most natural condition which has no records of subsidence as an impact of the development. This research aims to estimate seabed subsidence rate of the Jakarta Bay waters through approaches such as tectonics, sedimentary environments, and consolidation of sediment as the causes of the subsidence. The method used in this research are particle size analyses of sediment, microfossil analyses, radiometric dating C_{14} , and seismic stratigraphy analyses. Results, seabed subsidence of the Jakarta Bay waters has been occurred since last thousands years (*Late Glacial Maximum*). The subsidence occurred due to vertical movement of sediment layers and consolidation. The subsidence of sediment layer for west area between 0.1 cm and 0.3 cm per a year and between 0.4 cm and 0.5 cm per year for east area of the Jakarta Bay waters. Depositional rates of its sediment between 0.57 cm and 1.84 cm per a year that are higher than subsidence. Sand sediment layer in the western is more dominant than in the eastern area of the Jakarta Bay. The disruption in the sand sedimentary layer which reduces pore pressures on the sand initiate subsidence becomes progressively increase and the depth of the Jakarta Bay becomes gradually deeper. The development of the Jakarta Bay waters for coastal infrastructures marine geological data and information should be included in order to minimize risks of subsidence impact.*

Keywords: *Characteristic, subsidence, seabed, waters, the Jakarta Bay.*

PENDAHULUAN

Daerah Khusus Ibukota Jakarta (DKI Jakarta) mempunyai pertumbuhan ekonomi yang paling tinggi yang diiringi dengan pertumbuhan penduduknya dibandingkan dengan daerah lain di Indonesia. Kondisi ini berdampak pada kebutuhan lahan yang tidak cukup tersedia. Kawasan pantai dan laut Teluk Jakarta merupakan salah satu alternatif untuk dijadikan daerah pengembangan wilayah DKI Jakarta, seperti untuk kawasan hunian modern, industri, dermaga dan pelabuhan, serta kawasan wisata pantai dan laut. Dampak pengembangan wilayah pesisir Teluk Jakarta telah mengakibatkan perubahan kawasan pesisir secara dinamis (Verstappen, 1973). Dampak lainnya dari pengembangan adalah penurunan permukaan tanah. Indikasi penurunan permukaan tanah tersebut diperlihatkan oleh adanya retakan pada bangunan, jembatan dan struktur bangunan lainnya.

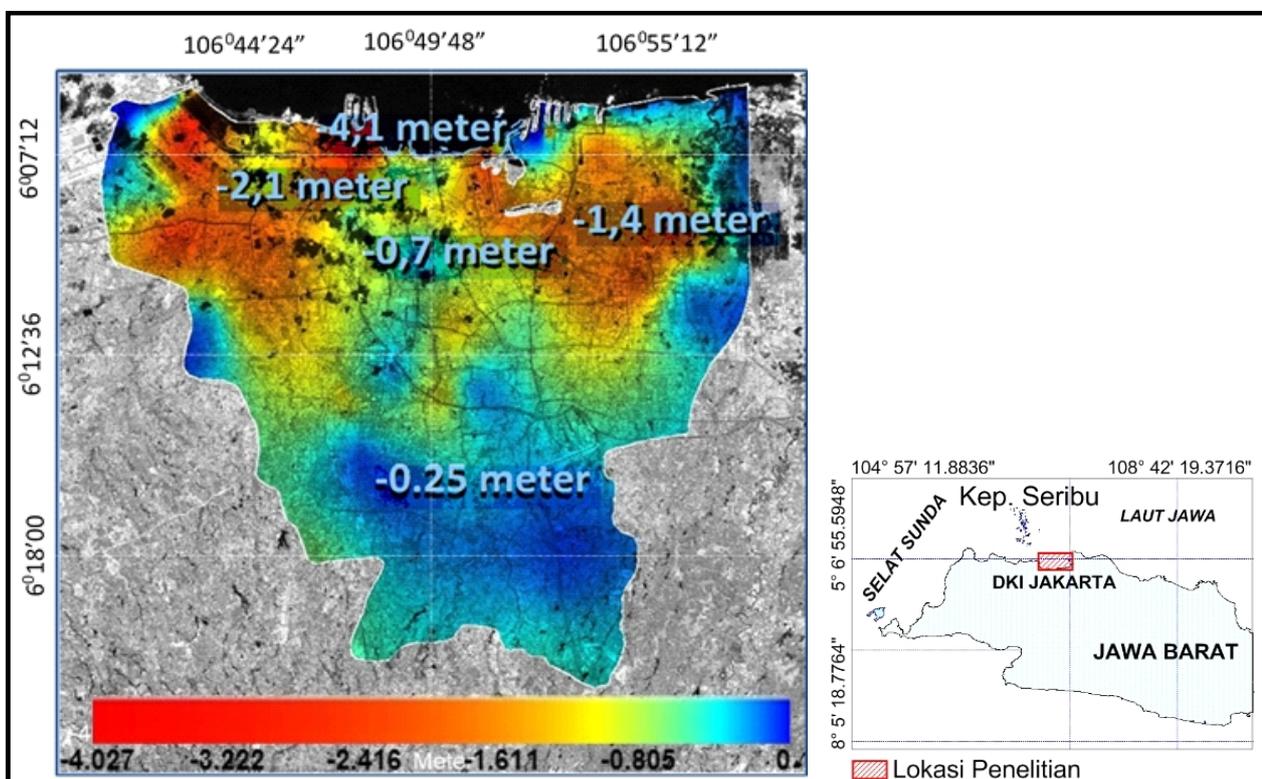
Dari tahun 1974 sampai dengan 2010 telah terjadi penurunan permukaan tanah di sejumlah daerah DKI Jakarta antara -0.25 m dan -4.1 m (Gambar 1) (Abidin, dkk., 2009; Setyawana, dkk., 2014). Penurunan permukaan tanah tersebut diduga akibat eksploitasi potensi air tanah melebihi ambang batas. Penurunan permukaan tanah dapat dideteksi melalui sistem monitoring pada satu

lokasi dengan menggunakan berbagai jenis peralatan seperti ekstensometer, real time GPS Geodetic, dan jenis peralatan lainnya.

Penurunan permukaan tanah dapat juga terjadi akibat aktifitas vulkanik dan tektonik, sedimentasi daerah cekungan (*sedimentary basin*), rongga di bawah permukaan tanah (*sink hole*), beban lapisan sedimen yang berlebih (Shen, dkk., 2016). Kawasan perairan Teluk Jakarta sebagian besar masih dalam kondisi alamiah, hanya beberapa kawasan di sekitar pesisir yang telah direklamasi untuk pembangunan infrastruktur. Oleh sebab itu kawasan perairan Teluk Jakarta kemungkinan belum mengalami beban pengembangan yang dapat menimbulkan penurunan dasar laut. Jika kawasan perairan Teluk Jakarta kedepan akan dikembangkan untuk pembangunan infrastruktur (*Giant Sea Wall*) maka harus diperhatikan berapa besar penurunan dasar laut dan apa yang menjadi indikator kendali penurunan.

Geologi Regional

Cekungan Jawa Barat Utara terletak di antara Paparan Sunda di Utara, Jalur Perlipatan Bogor di Selatan, daerah pengangkatan Karimun Jawa di Timur dan Pedataran Kepulauan Seribu di Barat. Cekungan Jawa Barat Utara dipengaruhi oleh

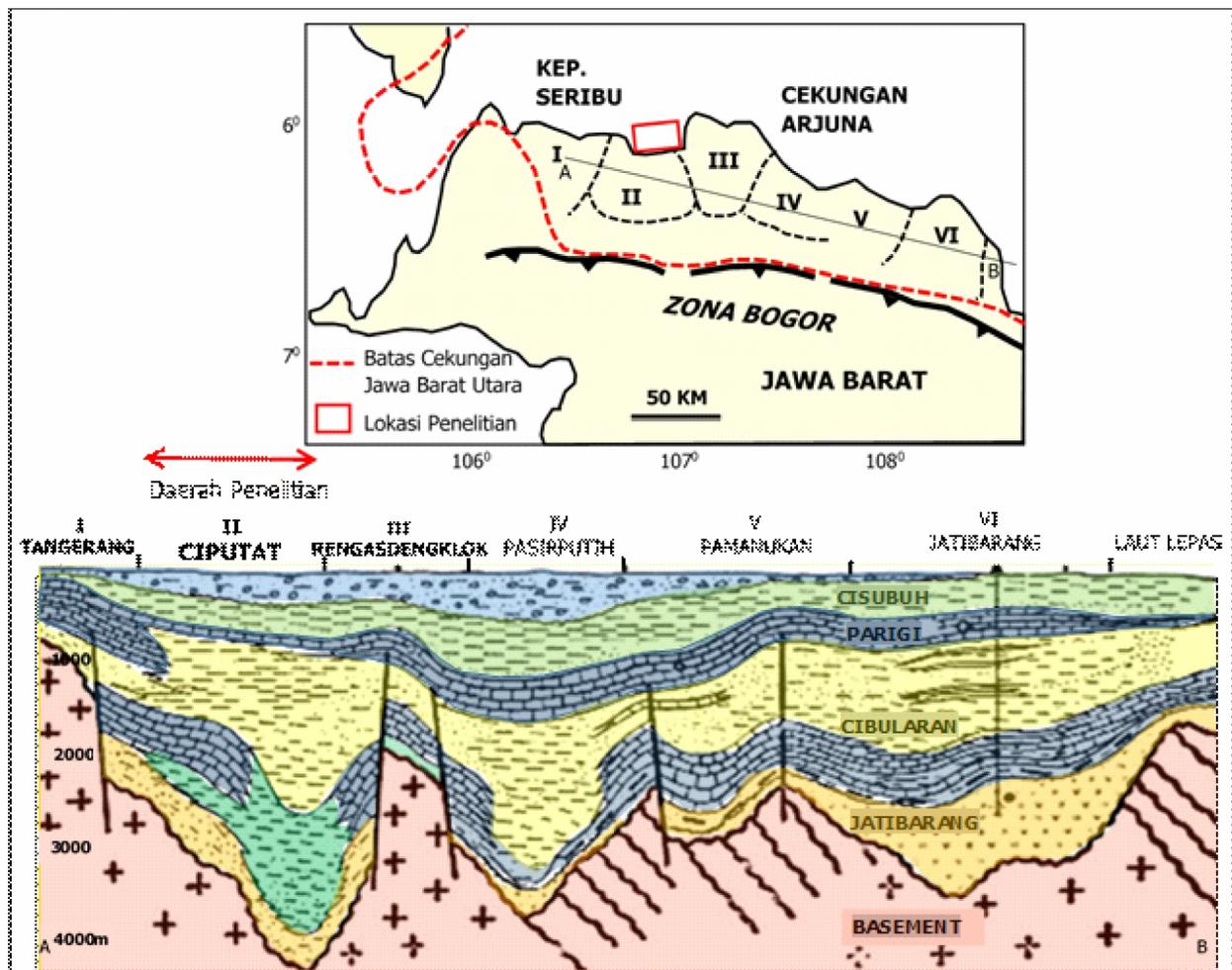


Gambar 1. Lokasi penelitian dan peta penurunan tanah di wilayah DKI Jakarta dari tahun 1974 sd 2010 (Abidin dkk., 2009).

sistem sesar bongkah (*block faulting system*) yang berarah utara-selatan yang membagi cekungan menjadi graben atau beberapa sub-basin dan tinggian. Sub cekungan tersebut terdiri atas Cekungan Jatibarang, Cekungan Pasir Putih, Cekungan Ciputat, dan Cekungan Rangkas Bitung. Tinggiannya terdiri atas Tinggian Arjawinangun, Cilamaya, Pamanukan, Kandanghaur-Waled, Rengasdengklok, dan Tinggian Tangerang. Cekungan Jawa Barat Utara telah mengalami beberapa kali fase sedimentasi dan tektonik sejak Eosen sampai dengan sekarang (Reminton dan Pranyoto, 1985; Bishop, 2000) (Gambar 2).

Secara fisiografi perairan Teluk Jakarta bagian dari Cekungan Ciputat. Cekungan ini sebagai wadah dari Teluk Jakarta yang dibatasi oleh Tinggian Tangerang di bagian barat, Tinggian Rengasdengklok di bagian timur, Pedataran Kepulauan Seribu (*Seribu Platform*) di bagian utara. Sehingga batas Cekungan Ciputat tersebut diperkirakan berupa batas tektonik. Fase tektonik Pliosen-Pleistosen yang membentuk sesar-sesar

naik di jalur selatan dan sesar-sesar turun di utara Cekungan Jawa Barat Utara serta diikuti oleh aktivitas vulkanisme ikut berperan terhadap proses sedimentasi endapan kuarter Cekungan Ciputat (Rimbaman, 1990; Gafoer dan Samodra, 1993). Sehingga karakteristik sedimen Kuarter wilayah Teluk Jakarta akan memperlihatkan berbagai proses yang terjadi sejak awal Pleistosen hingga saat ini. Kedudukan lapisan dan karakteristik sedimen kuarter Teluk Jakarta dipengaruhi oleh perubahan muka air global Paparan Sunda. Pada Kala Plistosen Akhir Sumatera, Kalimantan dan Jawa masih bersatu, dan aliran sungai purba (*paleo channel*) merupakan bagian dari Paparan Sunda. Pada Masa Glasial Maksimum Terakhir (*LGM*) terjadi deglasiasi (penggenangan) yang menyebabkan perubahan garis pantai dan siklus sedimentasi, transgresi-regresi di Paparan Sunda (Hanebuth dkk., 2000). Pembentukan aliran sungai purba pada Pleistosen Akhir masih dalam perdebatan para peneliti hingga



Gambar 2. Struktur dan stratigrafi Cekungan Jawa Barat Utara (Patmosukismo dan Yahya, 1974; Reminton dan Pranyoto, 1985; Bishop, 2000.)

sekarang. Beberapa penulis berpendapat aliran sungai purba terbentuk akibat pengangkatan (*tilting*) di bagian hulu yang selanjutnya terjadi sedimentasi di hilir, tengah cekungan sedimenter (*mid basin*) berasosiasi dengan tektonik aktif, perubahan muka air laut memicu pembentukan aliran sungai purba (Sathiamurthy dan Rahman, 2017). Tektonik Paparan Sunda selama Kuartar relatif stabil sehingga diperkirakan tektonik bukan merupakan faktor utama dalam pembentukan sistem aliran sungai purba. Gerakan vertikal (*subsidence*) Paparan Sunda berlangsung dalam kurun waktu 150.000-250.000 tahun yang lalu sekitar 1.5 m per 1000 tahun (Tjia, 1995). Meskipun demikian beberapa peneliti mengungkapkan bahwa keheterogenan aktivitas tektonik merupakan salah satu faktor kendali pembentukan sistem aliran sungai purba (Hall, 2014).

Tujuan penelitian ini adalah untuk menghitung penurunan dasar laut Teluk Jakarta dengan pendekatan tektonik, lingkungan, dan konsolidasi sedimennya sebagai penyebab penurunan.. Pendekatan analisis data tersebut telah digunakan oleh para peneliti yang berhubungan dengan penelitian ini (Friedman dan Sanders, 1978; Dewi, dkk., 2017; Fauzielly, 2013; Anonim, 2014; Jurnaliah dkk., 2017).

METODE PENELITIAN

Data yang digunakan dalam penelitian ini diperoleh dari Dinas Perindustrian dan Energi Provinsi DKI Jakarta (Anonim, 2014). Data tersebut berupa sampel sedimen inti bor BTJ-01, BTJ-02, dan BTJ-03, dan rekaman seismik pantul resolusi tinggi. Sedimen inti bor diambil menggunakan peralatan bor inti dan dilakukan di atas sebuah bagan (*platform*). Data sampel sedimen inti selanjutnya dikembangkan dan dianalisis besar butir, mikrofauna, dan pentarihan umur radiokarbon C_{14} . Subsampel mulai dari kedalaman 0.0 m sampai dengan 150 m dengan interval 1.5 m diambil dari masing-masing sedimen inti bor sesuai dengan tujuan analisis. Analisis besar butir menggunakan metode ayakan dan pipet (Folk, 1968). Analisis mikrofauna menggunakan subsampel analisis besar butir, dilakukan penjentikan, determinasi hingga tingkat genus atau spesies dan penghitungan individu di bawah mikroskop binokuler. Analisis pentarihan radiokarbon C_{14} dilakukan pada subsampel inti bor BTJ-01 dan BTJ-03 pada kedalaman 50 m, 100 m dan 150 m.

Rekaman seismik diperoleh dari survei seismik pantul dangkal saluran tunggal dengan sumber energi suara Sparker sebesar 250 Joule. Perekaman data seismik dilakukan menggunakan perekaman digital. Rekaman seismik digital kemudian diproses menggunakan perangkat lunak REFLEX. Proses penapisan (*filtering*) yang tersedia pada perangkat lunak tersebut dilakukan terhadap data seismik digital untuk mendapatkan data penampang seismik yang sesuai dengan yang diperlukan. Analisis kuantitatif dilakukan pada semua data penelitian ini adalah untuk mendapatkan gambaran ada tidaknya indikasi penurunan lapisan sedimen di daerah penelitian lebih jelas.

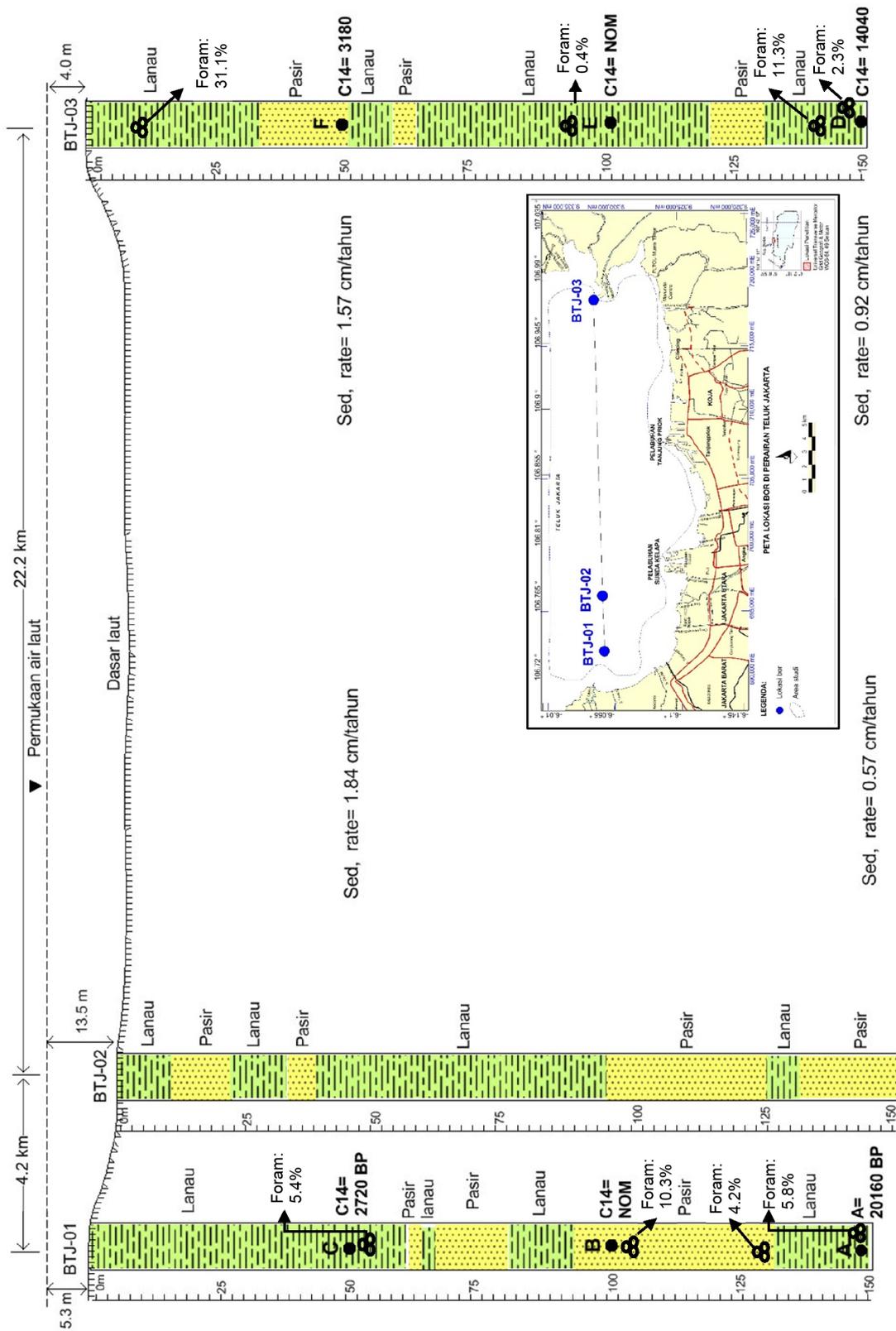
HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN

Sedimen Inti Bor

Sebanyak 75 subsampel sedimen inti dari masing-masing bor BTJ-01, BTJ-02, dan BTJ-03 telah dianalisis besar butir, mikrofauna, dan pentarihan umur. Data hasil analisis butir menunjukkan terstruktur sedimen yang berbeda dari setiap inti bor (Gambar 3). Tekstur-tekstur sedimen tersebut memperlihatkan siklus sedimentasi dengan lingkungan pengendapan yang berbeda. Siklus sedimentasi diawali pada sedimen inti bor paling bawah berupa lanau yang diendapkan pada lingkungan perairan tenang (pantai-laut) kemudian berubah dari lingkungan perairan tenang hingga dinamis (pantai-fluviatil) berupa endapan pasir. Siklus sedimentasi berakhir pada sedimen inti bor paling atas berupa lanau dengan lingkungan pengendapan perairan tenang (pantai-laut).

Hasil analisis mikrofauna pada 15 subsampel sedimen inti bor BTJ-01, BTJ-03 dijumpai adanya 35 spesies bentonik, 6 spesies foram planktonik, dan 5 klas non foraminifera. Mikrofauna tersebut tidak semua dijumpai pada subsampel inti bor (Gambar 3). Foraminifera bentonik yang dijumpai adalah dari genera *Heterolepa*, *Planulina*, *Asterorotalia*, dan *Ammonia* yang mencirikan perairan dangkal (neritik) luar, tengah dan perairan dangkal dalam. Keterdapatan foraminifera bentonik yang ada pada sedimen inti bor BTJ-01 lebih banyak daripada yang ada di BTJ-03. Hal ini menunjukkan bahwa sedimen lempung yang sebagian besar terdapat di BTJ-03 merupakan lingkungan yang kurang baik untuk lingkungan perkembangan kehidupan foraminifera bentonik.

Analisis pentarihan umur C_{14} pada sampel inti bor BTJ-01 dan BTJ-03 memperlihatkan beda



Gambar 3. Pemerian sedimen inti bor perairan Teluk Jakarta

umur yang cukup mencolok terutama pada sedimen sampel A dan D yang berasal dari kedalaman 150 m. Umur sedimen A (BTJ-01) lebih tua (20160 ± 1340 BP) dari umur D (BTJ-03) yang berumur 14040 ± 820 tahun BP. Sampel sedimen B (BTJ-01) dan E (BTJ-03) yang diambil masing-masing pada kedalaman 100 m tidak cukup mengandung material organik untuk menghasilkan data umur C14. Sampel sedimen C (BTJ-01) dan F (BTJ-03) memperlihatkan umur yang tidak terlalu jauh berbeda masing-masing berumur 2720 ± 220 tahun BP dan 3180 ± 300 tahun BP (Gambar 3).

Stratigrafi seismik

Survei seismik terdiri atas 57 lintasan tegak lurus garis pantai (inline) berarah utara-selatan dan 9 (sembilan) lintasan sejajar garis pantai (crossline) berarah barat-timur. Penafsiran data seismik untuk memisahkan runtunan (sequence) mengikuti kaidah stratigrafi seismik yaitu dengan memperhatikan batas dan konfigurasi pantulan (Sangree dan Widmier, 1977; Badley, 1980) Berdasarkan data seismik maka dapat diidentifikasi adanya runtunan seismik yang berbeda. Runtunan seismik tersebut dapat dibagi menjadi 6 (enam) runtunan yaitu runtunan A, B, C, D, E dan F yang diurut dari runtunan paling bawah hingga paling atas mengikuti kaidah stratigrafi (Martodjojo dan Djuhaeni, 1996). Berdasarkan rekaman seismik pada lintasan-lintasan crossline dan inline, maka dipilih rekaman seismik dari lintasan crossline CL-01, dan inline L-26.

Penafsiran rekaman seismik lintasan crossline CL-01 (Gambar 4) dikorelasi dengan data bor BTJ-01 dan BTJ-03. Sedimen diawali dari paling bawah berupa runtunan A atau sebagai dasar akustik tersebar di sekitar barat lintasan seismik. Runtunan A ini berumur Pleistosen Akhir berdasarkan kesebandingan data bor. Runtunan A ini menyebar dan miring ke arah timur hingga bagian tengah lintasan pada kedalaman 150 m. Runtunan A sebagian besar terdiri atas bidang reflektor internal transparan yang menunjukkan endapan lempung yang telah mengalami konsolidasi kuat berdasarkan data bor BTJ-01. Sedimen ini diperkirakan diendapkan dalam lingkungan pantai-laut.

Pada masa LGM diperkirakan terjadi erosi pada runtunan A, selanjutnya diendapkan runtunan B yang berumur Holosen Awal yang menindih runtunan A dengan kontak ketidakselarasan. Sedimen runtunan B ini menyebar dan menebal ke arah timur lintasan dengan tebal sekitar 60 m. Sedimen runtunan B

diperkirakan diendapkan pada lingkungan pantai dan fluviatil. Erosi terjadi pada runtunan B, kemudian diendapkan sedimen runtunan C yang berumur Holosen Tengah dengan kontak *erosional truncation*. Kontak runtunan B dan C memperlihatkan bentuk menyerupai cekungan yang dijumpai di tengah, dan bentuk kanal terdapat di timur lintasan.

Runtunan C mempunyai ketebalan sekitar 40 m, menebal ke arah timur lintasan. Pada dasar sedimen runtunan C dijumpai berupa endapan kanal, kemudian di atas endapan kanal diendapkan lapisan sedimen yang terdiri atas konfigurasi reflektor sub-paralel, subparalel bergelombang yang diperkirakan diendapkan pada lingkungan pantai dan laut.

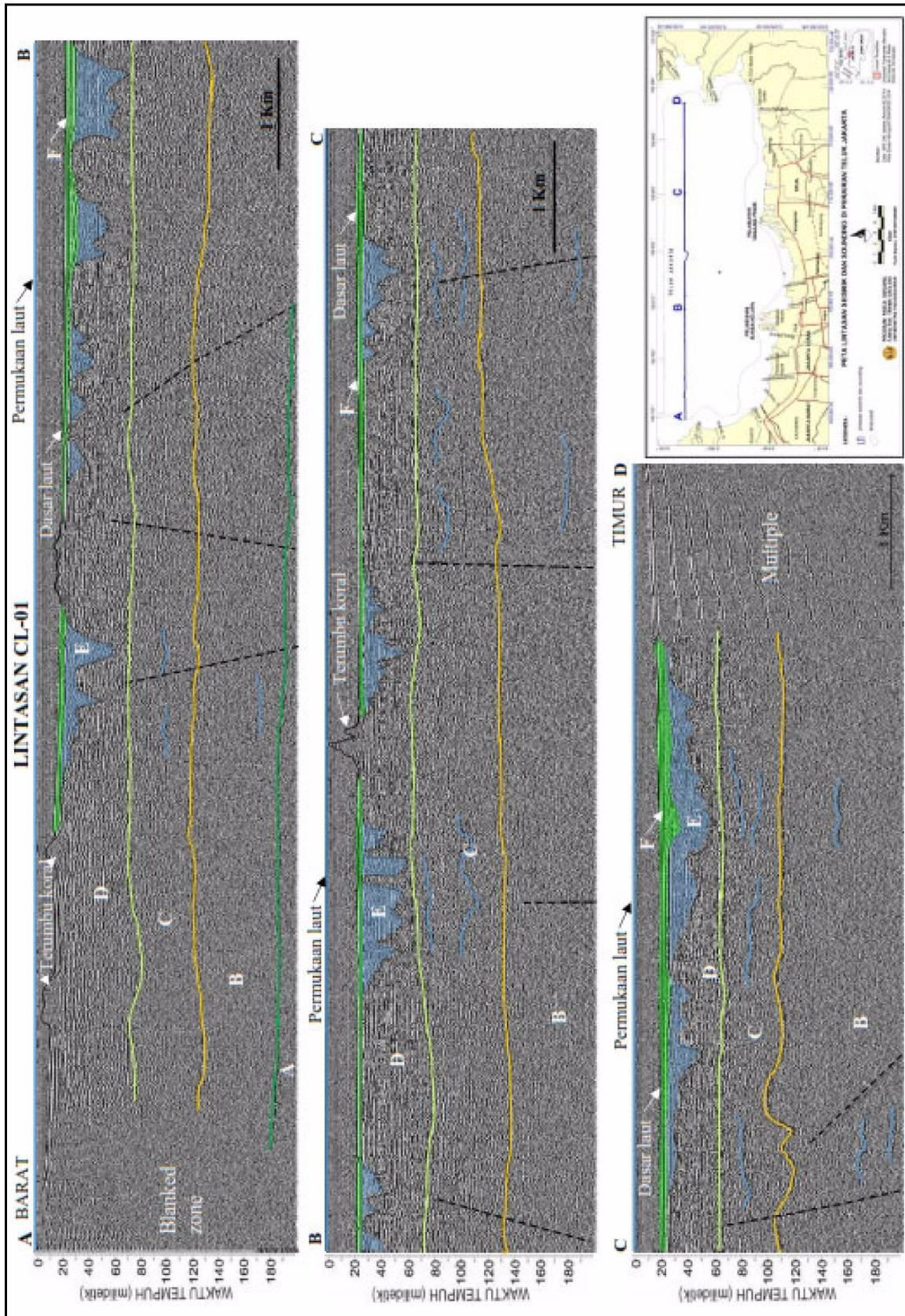
Di atas sedimen runtunan C diendapkan sedimen runtunan D yang berumur Holosen Atas dengan kontak *erosional truncation*. Tebal sedimen runtunan D sekitar 50 m. Sedimentasi runtunan D terdiri atas konfigurasi reflektor internal paralel, sub-paralel, oblique. Pada runtunan D terjadi pertumbuhan terumbu koral di barat lintasan. Diperkirakan runtunan D ini yang mengalasi terumbu koral Kepulauan Seribu dengan lingkungan pengendapan pantai-fluviatil.

Pada Era berikutnya terjadi erosi pada sedimen runtunan D dan pembentukan kanal (Delta Citarum) yang diperkirakan terbentuk akibat penurunan permukaan lapisan sedimen atau akibat pengaruh adanya sesar permukaan. Kanal-kanal dengan bentuk yang tidak beraturan tersebar di tengah lintasan. Bentuk kanal dengan dimensi lebih besar dijumpai di timur lintasan seismik.

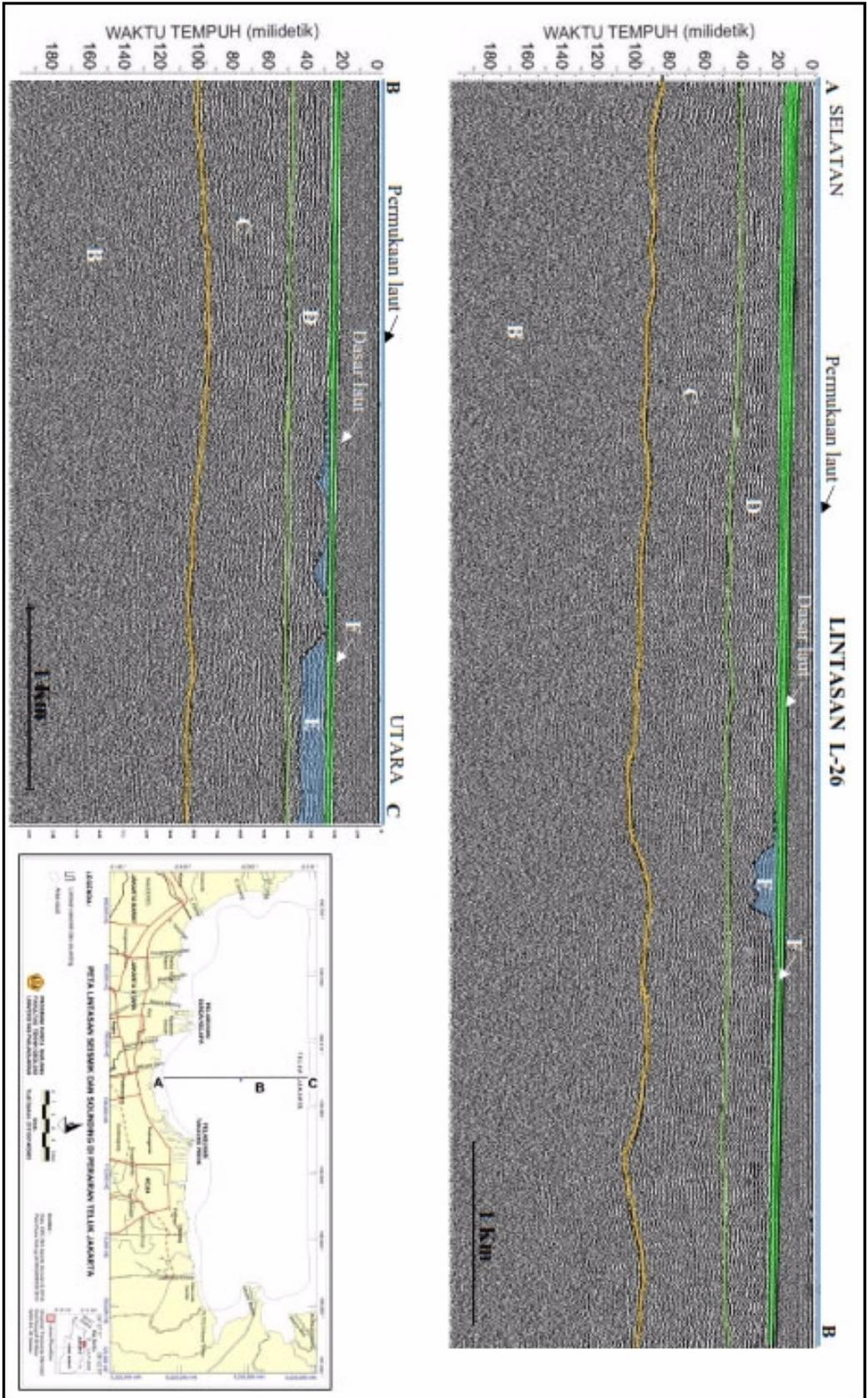
Proses sedimentasi terjadi dengan diendapkannya sedimen runtunan E yang mengisi kanal-kanal tersebut yang terdiri atas konfigurasi reflektor internal transparan dan paralel. Proses pembentukan kanal juga terjadi pada sedimen runtunan E yang terdapat di timur lintasan. Selanjutnya terjadi proses sedimentasi dan diendapkan sedimen runtunan F berumur Pra Resen hingga Resen yang terdiri atas konfigurasi reflektor internal transparan dan paralel menerus. Sedimen tersebut berupa lanau, dan lempung yang diendapkan pada lingkungan laut dangkal.

Rekaman seismik lintasan inline L-26 (Gambar 5) memperlihatkan sedimen paling bawah berupa runtunan B. Runtunan A sebagai dasar akustik seperti yang ada di lintasan CL-01 tidak dijumpai pada rekaman seismik lintasan inline L-26.

Runtunan B pada lintasan L-26 merupakan runtunan paling bawah, menyebar miring dan



Gambar 4. Penafsiran rekaman seismik pada lintasan crossline CL-01



Gambar 5. Penafsiran rekaman seismic pada lintasan inline L-26

menipis ke arah utara lintasan. Runtunan B di lintasan L-26 hampir sama dengan runtunan B yang ada di lintasan CL-01 yang diperkirakan diendapkan pada lingkungan pantai dan fluviatil. Begitu juga dengan runtunan C yang ada di lintasan CL-01, runtunan C yang ada di lintasan L-26 menindih runtunan B dengan kontak *erosional truncation*, sebagian mencirikan bentuk kontak bergelombang dan kanal.

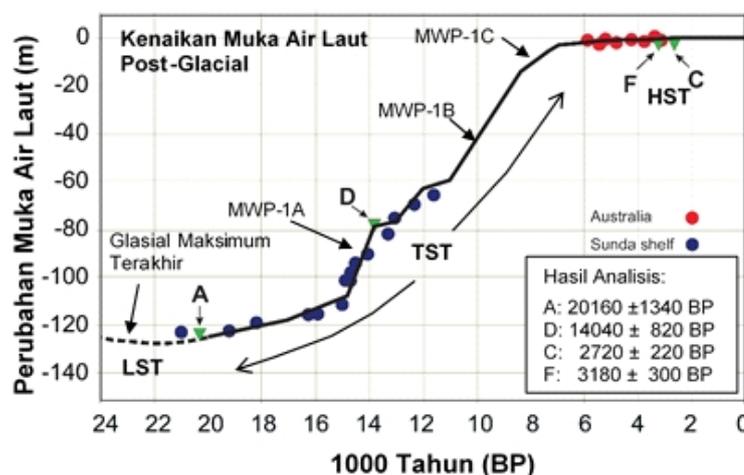
Runtunan C di lintasan L-26 dijumpai pada kedalaman yang lebih dangkal dari pada runtunan C yang ada di lintasan CL-01 yaitu pada kedalaman 60 m dan 20 m, menyebar miring dan menipis ke arah utara lintasan. Seperti halnya runtunan C pada lintasan L-26, runtunan D pada lintasan L-26 dijumpai lebih dangkal dibandingkan dengan runtunan D yang ada di lintasan CL-01 yaitu pada kedalaman sekitar 20 m. Tidak seperti runtunan D yang ada di lintasan L-26 tidak dijumpai adanya terumbu koral. Begitu juga bentuk kanal yang termasuk dalam runtunan E pada lintasan L-26 hanya dijumpai di utara lintasan seismik. Bagian kanal ini juga dijumpai pada rekaman sesimik lintasan CL-01 yaitu perpotongan antara lintasan CL-01 dan L-26.

Penurunan Dasar Laut

Penurunan permukaan tanah wilayah DKI Jakarta disebabkan oleh adanya penurunan tekanan pori lapisan sedimen pada kedalaman 140 m dan 40 m (Abidin, dkk., 2009). Kawasan perairan Teluk Jakarta dialasi oleh lapisan-lapisan sedimen yang mempunyai jenis dan konfigurasi lapisan yang beragam. Penurunan dasar laut perairan Teluk Jakarta diidentifikasi disebabkan oleh adanya proses geologi berkelanjutan pada lapisan sedimen dalam dan permukaan akibat pergerakan vertikal lapisan sedimen (tektonik) dan proses konsolidasi alamiah sedimennya. Karakteristik sedimen di bagian barat dan timur perairan Teluk Jakarta dapat dibedakan berdasarkan data sedimen inti bor dan data seismik. Oleh sebab itu penurunan dasar laut bagian barat dan timur perairan Teluk Jakarta dapat dibuatkan model penurunannya.

Kedudukan muka air laut pada sedimen kuarter versus perubahan muka laut pada masa LGM akan memberikan gambaran kedudukan muka laut dan kondisi lingkungan sedimen tersebut pada masa itu (Sathiamurthy dan Voris,

2006; Rohde, 2016). Jika sampel sedimen A inti bor BTJ-01 yang terletak pada kedalaman 150 m dan berumur 20160 tahun sebelum sekarang (*Before Present*, BP) diplot terhadap kurva perubahan muka laut maka akan diperoleh kedudukan muka laut pada masa LGM yaitu sekitar -127m (Gambar 6). Begitu juga untuk sampel D inti bor BTJ-03 yang terletak pada kedalaman 150 m dan berumur 14040 BP maka didapat kedudukan muka laut masa LGM sekitar -78 m. Selanjutnya untuk sampel C inti bor BTJ-01 dan sampel F inti bor BTJ-03 masing-masing terletak pada kedalaman 50 m maka didapat kedudukan muka air lautnya sekitar -1 m lebih dalam dari muka laut sekarang.



Gambar 6. Kedudukan muka laut sampel sedimen A, D, C, dan F perairan Teluk Jakarta pada masa LGM. Kurva (Rohde, 2016 November)

Muka air laut pada masa LGM terhadap sampel sedimen A berada pada posisi -127 m, maka kedudukan sampel sedimen A berada sekitar -28 m lebih rendah dari muka air laut -127 m masa LGM.

Artinya posisi sampel sedimen A berada di daerah rendahan pada bagian dari tepian lereng atau cekungan sedimenter. Data analisis mikrofauna pada sedimen A menunjukkan adanya kesesuaian kedalaman dengan lingkungan keberadaan foraminifera yaitu neritik dalam (25-35m).

Keberadaan sedimen A pada posisi sekitar -28 m disebabkan oleh adanya penurunan selama 20160 tahun BP. Sehingga kecepatan penurunan lapisan sedimen A dapat dihitung sebesar 0.1 cm per tahun. Kecepatan penurunan sedimen A tersebut lebih rendah jika dibandingkan dengan kecepatan rata-rata penurunan sedimen di daerah lain yang termasuk bagian dari Paparan Sunda (Wong, dkk., 2003). Penurunan sedimen A ini

disebabkan oleh adanya gerakan vertical akibat tektonik (Tjia, 1995) juga akibat kompaksi sedimen (Khani dan Back, 2015). Cara yang sama untuk sampel sedimen D inti bor BTJ-03. Kecepatan penurunan sedimen D diperoleh sekitar 0.5 cm/tahun lebih cepat dari kecepatan penurunan sedimen A yaitu sekitar 0.1 cm/tahun. Penurunan lapisan sedimen juga terjadi pada sampel sedimen C dan F berada pada posisi sekitar -54 m masa LGM. Keberadaan sampel sedimen C dan F pada posisi tersebut ada kesesuaian juga dengan data analisis mikrofaunanya yang menunjukkan lingkungan perairan neritik luar. Berdasarkan hasil perhitungan seperti cara sebelumnya, maka penurunan sedimen C dan F masing-masing diperoleh sekitar 0.3 cm/tahun dan 0.4 cm/tahun. Kecepatan penurunan lapisan sedimen A, D, C dan F jauh lebih rendah dibandingkan dengan kecepatan pengendapan sedimennya yang masing-masing 0.57 cm, 1.84 cm, 1.06 cm dan 0.92 cm/tahun (Tabel 1). Hal ini menunjukkan bahwa lingkungan pengendapan sedimen tersebut pada masa LGM berangsur ke arah lingkungan perairan lebih dangkal meskipun dibarengi dengan penurunan cekungan sedimenter (Yulianto dkk., 2016 Oktober 19).

Penurunan lapisan sedimen yang diakibatkan oleh konsolidasi sedimen perairan Teluk Jakarta telah diuji pada sedimen BTJ-01 dan BTJ-03 (Anonim, 2014). Uji konsolidasi dilakukan berdasarkan data *Standard Penetration Test* (SPT) menggunakan persamaan perhitungan geoteknik. Dengan mengasumsikan tiang digunakan berukuran diameter 20 cm untuk konsolidasi sedimen, maka

besarnya angka penurunan hingga kedalaman 25 m dapat dihitung sebesar 2, 218-2, 412 cm/tahun untuk sedimen inti bor BTJ-01 dan sebesar 13,074-18,761 cm/tahun untuk sedimen inti bor BTJ-03. Konsolidasi lapisan sedimen BTJ-01 lebih rendah dibanding dengan konsolidasi sedimen inti bor BTJ-03. Hal ini sesuai dengan jenis sedimen yang terdapat pada inti bor BTJ-01 yang sebagian besar disusun oleh pasir, sebaliknya sedimen inti bor BTJ-03 sebagian besar disusun oleh lanau.

Ringkasnya, pola penurunan lapisan sedimen diperlihatkan oleh rekaman seismik berupa bentuk kanal purba, bentuk lengkungan lapisan sedimen, dan bentuk lapisan sedimen yang tidak menerus (*offset*) akibat adanya gerakan vertical. Pola penurunan tersebut sebagian besar berkembang di wilayah timur Teluk Jakarta. Sehingga di wilayah timur proses penurunan lapisan sedimen cenderung lebih tinggi dibandingkan dengan di

wilayah barat Teluk Jakarta. Tetapi jika terjadi gangguan pada lapisan pasir yang berdampak berkurangnya tekan pori pasir yang sebagian besar terdapat pada lapisan sedimen di wilayah barat Teluk Jakarta, maka penurunan lapisan sedimen di wilayah barat akan menjadi lebih tinggi dibandingkan dengan di wilayah timur Teluk Jakarta.

KESIMPULAN

Penurunan lapisan sedimen perairan Teluk Jakarta secara alami telah terjadi sejak masa ribuan tahun yang lalu LGM. Penurunan tersebut terjadi akibat adanya gerakan vertikal lapisan sedimen (tektonik) dan konsolidasi sedimen. Penurunan lapisan sedimen relative lebih rendah dibandingkan dengan kecepatan sedimentasi di wilayah barat dan timur perairan Teluk Jakarta. Lapisan sedimen pasir di wilayah barat lebih banyak dibanding dengan wilayah timur. Gangguan pada lapisan sedimen pasir akibat berkurangnya tekanan pori pada pasir dapat memicu penurunan dasar laut menjadi lebih dinamis dan mengakibatkan perairan Teluk Jakarta akan bertambah dalam.

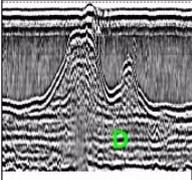
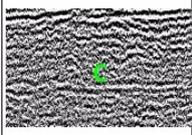
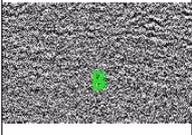
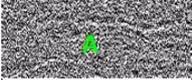
UCAPAN TERIMA KASIH

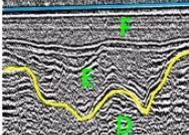
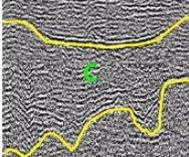
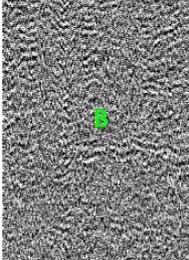
Ucapan terima kasih kami sampaikan kepada Promotor Studi Pascasarjana FTG UNPAD yang telah membimbing dalam penelitian, Dinas Perindustrian dan Energi Provinsi DKI Jakarta, yang telah berkontribusi dalam penyediaan data penelitian. Kepala Puslitbang Geologi Kelautan yang telah membantu dalam penerbitan tulisan. Ucapan terima kasih kepada semua pihak yang memberikan masukan hingga terselesainya penelitian ini.

DAFTAR ACUAN

- Abidin, H.Z., H. Andreas, I. Gumilar, M. Gamal, Indonesia, Y. Fukuda dan T. Deguchi, 2009. Land Subsidence and Urban Development in Jakarta (Indonesia). *7th FIG Regional Conference Spatial Data Serving People: Land Governance and the Environment – Building the Capacity Hanoi, Vietnam*, 19-22 October.
- Anonim, 2014 *Penelitian Lingkungan dan Bahaya Geologi Kelautan (Amblesan Lapisan Sedimen) untuk mendukung Infrastruktur di Teluk Jakarta*. Dinas Perindustrian dan Energi Provinsi DKI Jakarta.

Tabel 1. Ringkasan data karakteristik dasar laut perairan Teluk Jakarta

ZONASI BARAT								
SEISMIK		SEDIMEN						
Contoh Rekaman	Sampel		Umur (BP)	Muka Air Laut BP	Posisi Sampel (BP)	Kecepatan Sedimentasi	Kecepatan Konsolidasi	Kecepatan Penurunan
	C ₁₄	Mikrofauna						
 Runtunan D: paralel-subparalel, menerus, terumbu koral	BTJ-01: C 50m	35-190m	2720 ± 220	± (-1m)	±(-54m)	1.84 cm/tahun	2, 218 – 2, 412 cm/tahun	0.3 cm/tahun
 Runtunan C: subparalel, chaotic								
 Runtunan B: sub-paralel, transparan	BTJ-01: B 100m	35-80m	—	—	—	—	2, 218 – 2, 412 cm/tahun	—
 Runtunan A: transparan, dasar akustik	BTJ-01: A 150m	10-35m 25-35m	20160 ± 1340	± (-127m)	± (-28m)	0.57 cm/tahun	2, 218 – 2, 412 cm/tahun	0.1 cm/tahun

ZONASI TIMUR								
SEISMIK		SEDIMEN						
Contoh Rekaman	Sampel		Umur (BP)	Muka Air Laut BP	Posisi Sampel (BP)	Kecepatan Sedimentasi	Kecepatan Konsolidasi	Kecepatan Penurunan
	C ₁₄	Mikrofauna						
 Runtunan F: paralel-subparalel, menerus, transparan. Runtunan E: endapan kanal. Runtunan D: sub-paralel, transparan	BTJ-03: F 50m	35-190m	3180 ± 300	± (-1m)	±(-54m)	1.02 cm/tahun	13,074 - 18,761 cm/tahun	0.4 cm/tahun
 Runtunan C: subparalel, chaotic, endapan kanal purba								
 Runtunan B: sub-paralel, chaotic	BTJ-03: E 100m	50-190m	—	—	—	—	13,074 - 18,761 cm/tahun	—
	BTJ-03: D 150m	50-190m	14040 ± 820	± (-78m)	±(-77m)	1.06 cm/tahun	13,074 - 18,761 cm/tahun	0.5 cm/tahun

- Badley M.E., 1980. *Practical Seismic Stratigraphy: International Human Resources Development Corporation*, Boston, 266p.
- Bishop, M.G., 2000. *Petroleum systems of the Northwest Java Province, Java and offshore Southeast Sumatra, Indonesia*: Open file report, U. S. Geological Survey, 34pp.
- Dewi K.T., Darlan Y., Muller A., Kapid R., 2007. Micropaleontological and Sedimentological Reconstruction of Late Holocene Coastal Environments in Indramayu, West Java, Indonesia *Advances in Geosciences: Volume 12: Ocean Science (OS)*, 179-195
- Fauzielly, L., 2013. *Recent Marine Bottom Environment And Ostracod Fauna in Jakarta Bay, Indonesia*, Thesis Doctor, Shimane University, Japan.
- Folk R.L., 1968, *Petrology of sedimentary rocks*: Hemphill, Austin Texas, 170p.
- Friedman, G.M., 1967, Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sed. Petrology*, v.37:327-354
- Gafoer S, dan Samodra, 1993; *Peta Geologi Lembar Jakarta Sekala 1: 1 000 000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi. Bandung
- Hall, R., 2014. The origin of Sundaland. *Proceedings of Sundaland Resources 2014. MGEI Annual Convention*, 17-18 November 2014, Palembang, South Sumatra, Indonesia.
- Hanebuth T.J.J., Statterger K., dan Saito Y., 2002. The stratigraphic architecture of the central Sunda Shelf (SE Asia) recorded by shallow-seismic surveying. *Geo-Mar Lett* (2002) 22: 86–94, DOI 10.1007/s00367-002-0102-1
- Jurnaliah L., Winantris, dan Fauzielly L., 2017. Metode Kuantitatif Foraminifera Kecil Dalam Penentuan Lingkungan. *Bulletin of Scientific Contribution*, Volume 15, Nomor 3,: 211 – 216
- Khani H.F dan Back S., 2015. The Influence of Differential Sediment Loading and Compaction on The Development of A Deltaic Rollover. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 136-149.
- Martodjojo S. dan Djuhaeni, 1996. *Sandi Stratigrafi Indonesia Edisi 1996*, Ikatan Ahli Geologi Indonesia
- Patmosukismo S. dan Yahya I., 1974. The basement configuration of the Northwest Java area. *Proceeding of the 3th Annual Convention, Indonesian Petroleum Association*, pp 129-152
- Reminton, C. H., and Pranyoto, U., 1985, A hydrocarbon generation analysis in Northwest Java Basin using Lopatin's method: *Proceedings of the Fourteenth Annual Convention Indonesian Petroleum Association*, v. 2, p. 122-141.
- Rimbaman, R. 1990, *The Role of Sea - Level Changes On The Coastal Environment of Northern West – Java*, Case Study of Eretan, Losarang and Indramayu,
- Rohde R.A., (2016, November). Post-Glacial Sea Level Rise. *Reference*. Diakses dari <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:HoloceneSeaLevel.png>. Selasa 16/10/2018/17.30
- Sangree, J.B. and J.M. Wiedmier, 1979, Interpretation Facies From Seismic Data: *Geophysics* 44, No.2, 131p.GRDC.
- Sathiamurthy E dan Rahman M.M., 2017. Late Quaternary paleo fluvial system research of Sunda Shelf: A review. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, Volume 64, December 2017, pp. 81 – 92
- Sathiamurthy E dan Voris H.K., 2006. Maps of Holocene Sea Level Transgression and Submerged Lakes on the Sunda Shelf. *The Natural History Journal of Chulalongkorn University, Supplement 2*: 1–43.
- Setyawana, A., Y. Fukudab, J. Nishijimac, and T. Kazamab, 2014. Detecting Land Subsidence Using Gravity Method in Jakarta and Bandung Area, Indonesia. *International Conference on Tropical and Coastal Region Eco-Development 2014 (ICTCRED 2014)*. *Procedia Environmental Sciences* 23 (2015) 17 – 26.
- Shen, Z., N.H. Dawers, T.E. Tornqvist, N.M. Gasparini, M.P. Hijma, and B. Mauz., 2016. Mechanisms of late Quaternary fault throw-rate variability along the north central Gulf of Mexico coast: implications for coastal subsidence. *Basin Research* 1–14, doi: 10.1111/bre.12184
- Tjia H.D., 1995. Quaternary paleogeography of Indonesia with special reference to East Indonesia. Paper presented in “The Mesozoic in the Eastern Part of Indonesia”

- Symposium and Workshop*. Jakarta. March 21–22.
- Verstappen. H.Th., 1973; *A geomorphological reconnaissance of Sumatera and adjacent islands (Indonesia)*. Wolters-Noordhoff Publishing Groningen.
- Wong H.K, Ludamann T., Haft C., dan Paulsen A.M., 2003. Quaternary Sedimentation in the Molengraff Paleo-Delta, Northern Sunda Shelf (Southern South China Sea). *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, ISBN 1-56576-086-7, p. 201–216.
- Yulianto E., Hutasoit L.M., Pindratno H., W. S. Sukapti W.S., dan Hirakawa K., (2016 Oktober 19). *Plio-Pleistocene Boundary in Jakarta : Micropaleontological analysis*. Diakses dari [http:// www.geocities.ws/ ekoy001 /foram-rev-2-web.htm](http://www.geocities.ws/ekoy001/foram-rev-2-web.htm). Jumat:/20/12/19/17.42 WIB.

