

## RESPON SISTEM *FLUVIAL* TERHADAP PERUBAHAN IKLIM PLISTOSEN AKHIR-HOLOSEN TERKAIT SIKLUS MILANKOVITCH

(Studi kasus geologi Kuartar berdasarkan aspek sedimentologi dan stratigrafi di dataran rendah pantai Pekalongan, Jawa Tengah)

H. Moechtar dan H. Mulyana

Pusat Survei Geologi, Badan Geologi (KESDM),  
 Jl. Diponegoro 57, Bandung 40122. E-mail: hmoechtart@yahoo.com.

### Sari

Studi yang dilakukan mencakup analisis sedimentologi dan stratigrafi terhadap lima belas hasil pemboran di sepanjang lintasan berarah barat-laut-tenggara dan utara - selatan, mulai dari wilayah dekat garis pantai hingga ke selatannya. Kedalaman pemboran berkisar antara 9,25 hingga 14,80 m. Endapan Plistosen Akhir-Holosen di daerah penelitian telah dikorelasikan dengan menggunakan penampang bersekala 1:100. Fasies sedimen ini terdiri dari endapan-endapan laut lepas pantai, laut dekat pantai, pantai, rawa, alur sungai, dan limpah banjir. Endapan alur sungai merupakan fokus selama penelitian. Perubahan alur sungai secara vertikal dan lateral memperlihatkan efek dari perubahan iklim dan tektonik, dapat direkam dan didiskusikan. Selama proses pengendapan sistem *fluvial* (IP II dan IP III) menunjukkan adanya perubahan iklim terekam yang sesuai siklus Milankovitch, mulai dari fase kejadian pertengahan setengah lembab (D2/ akhir pemanasan) hingga akhir setengah lembab (B1/ awal pendinginan). Bergesernya alur sungai yang merupakan hasil dari perubahan *base-level* secara lateral, dipengaruhi oleh tektonik.

Kata kunci: Alur sungai, iklim, Plistosen Akhir-Holosen

### Abstract

*The study consist of sedimentology and stratigraphy analyses of fifteen boreholes along the NW-SE and N-S, starting from near shorelines to the southern area. The depth of bore hole varies from 9.25 to 14.80 m. The Late Pliocene-Holocene sediments in the studied area have been correlated, using ceoss section in 1:100 scales. The sediments consist of offshore, nearshore, beach, swamp, river channel, and floodplain deposits. The study is focused in the river channels. The changing vertically and laterally of river channel show the effects of climate and tectonic. During fluvial systems (IP II and IP III) depositional process, show climatic changes on Milankovitch cycles involving a stage episode from the middle of sub-humid (D2/ late warming) to the late sub-humid (B1/ early cooling). River channel shifting due to laterally base level change is influenced by tectonic.*

*Keywords: River channel, climate, Late Pleistocene-Holocene*

### Pendahuluan

Proses pembentukan endapan yang berhubungan dengan aktifitas alur sungai (sistem *fluvial*) memberikan implikasi terhadap aspek sedimentologi dan stratigrafi sepanjang sejarah geologi, termasuk geologi Kuartar. Harvey dan Wells (1987), menjelaskan bahwa respon sistem *fluvial* Kuartar terhadap pengangkatan diikuti oleh tanggapan terhadap perubahan iklim akhir Holosen (Blum dan Valastro, 1989), sedangkan perubahan iklim purba selama Plistosen Akhir hingga Holosen telah dipelajari diantaranya oleh Ramirez dr. (1998) dan terakhir Thomas dr. (2007). Keduanya

merekonstruksi perubahan iklim yang berdasarkan respon fasies *fluvial* selama Kuartar Akhir di timurlaut Queensland, Australia. Studi sistem *fluvial* terhadap aktifitas tektonik selama Kuartar Akhir telah diteliti oleh Cohen, dr. (2002), Chamyal dr. (2003), dan Raj dan Yadava (2009). Mereka mengatakan bahwa cekungan *fluvial* sensitif terhadap efek tektonik aktif, yang berupa naik dan turunnya dasar cekungan (*base-level*), sehingga alur-alur sungai akan mengalami pergeseran (*shifting*) atau saling berpotongan (*stacking*) (Miall, 1978; Blakey dan Gubitosa, 1984; Flores, 1985; dan Puigdefábregas dan Souquet, 1986). Oleh karena itu, evolusi sistem *fluvial* dalam cekungan khususnya pada endapan Plistosen Akhir hingga Holosen menjadi menarik untuk dipelajari, seperti yang dilakukan oleh Starkel

(1997), Thomas (2003), Fitch, dr. (2005), Sinha dan Friend (2007), Fontana, dr. (2008), dan Passmore dan Waddington (2009). Setelah terjadinya gempa bumi Yogyakarta pada 27 Mei 2006, Moechtar dan Mulyana (2007) mempelajari tektonik dan implikasinya terhadap evolusi alur purba K. Opak. Hasilnya menyimpulkan bahwa K. Opak purba saling berpotongan yang diakibatkan oleh terjadinya pergeseran dari waktu ke waktu. Lebih jauh disebutkan bahwa hubungan siklus perubahan iklim dengan perioda tektonik dapat ditelusuri, dimana telah terjadi setidaknya 6 (enam) periode tektonik selama akhir Plistosen-Holosen.

Moechtar dr. (2010) menyimpulkan bahwa lingkungan dataran rendah pantai Pekalongan dan sekitarnya secara vertikal telah mengalami perubahan lingkungan pengendapan yang diakibatkan oleh akibat efek dari proses turun-naiknya muka laut dan perubahan iklim, sedangkan tektonik diindikasikan oleh bergesernya lingkungan pengendapan yang dicerminkan oleh berubahnya elevasi batuan alas. Disebutkan pula bahwa dalam kurun waktu Holosen Atas, daerah Pekalongan sekitarnya merupakan cekungan dataran rendah aluvial hingga pantai, yang dipengaruhi oleh tektonik lokal. Metode yang dilakukan adalah didasari aspek sedimentologi dan stratigrafi yang berdasarkan penampang barat-timur sejajar pantai, oleh karena itu perkembangan fasies pengendapan secara lateral yang terkait dengan sistem *fluvial* tidak terekam dengan baik.

Maksud dari penelitian ini diantaranya mempelajari perkembangan sistem *fluvial* secara vertikal, sehingga karakter dan keterkaitannya terhadap perkembangan cekungan dapat ditelusur dan dapat dijadikan sebagai indikator evolusi cekungan. Tujuan penelitian, diantaranya adalah: (a) mendeskripsi litologi dan menginterpretasikan lingkungan pengendapannya, (b) mengkorelasikan perubahan fasies baik secara lateral ataupun vertikal, dan c) mengkaji sistem *fluvial* terkait terhadap indikator evolusi cekungan Plistosen Akhir-Holosen yang dikendalikan sirkulasi iklim.

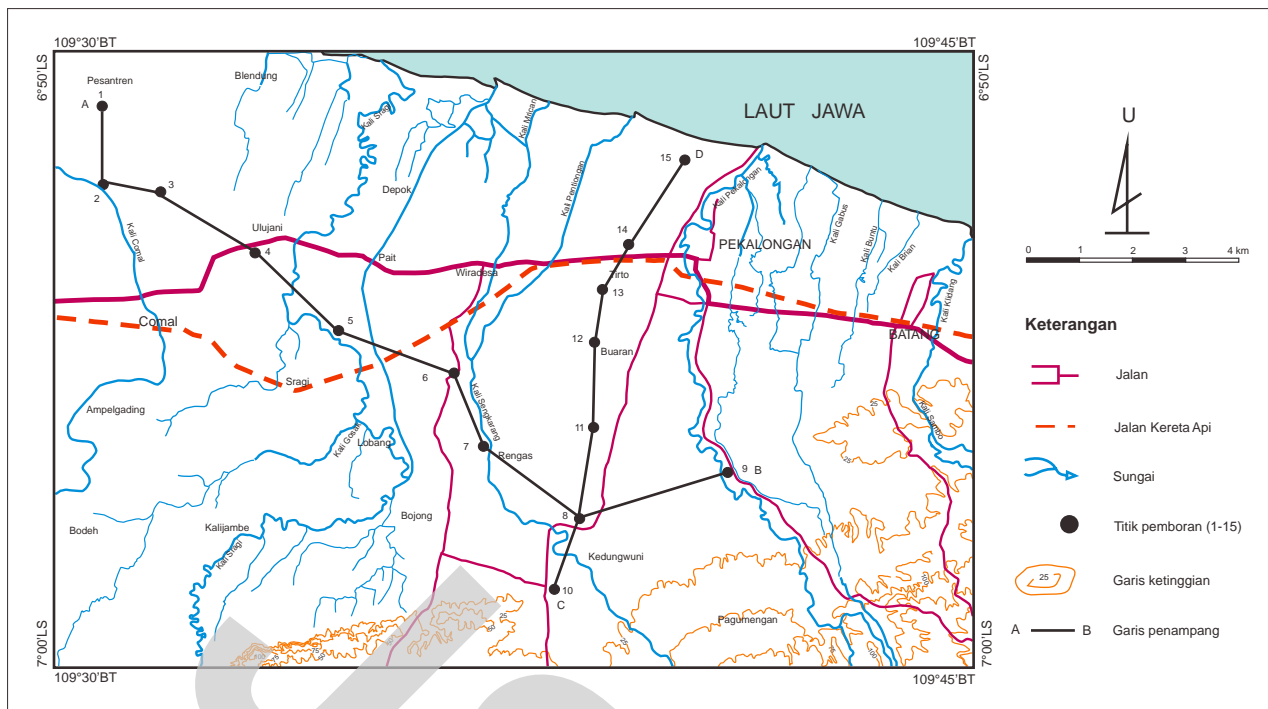
Daerah penelitian secara kecamatan termasuk dalam wilayah Kabupaten Pekalongan, Kotamadya Pekalongan dan Kabupaten Batang, Provinsi Jawa Tengah yang dibatasi oleh koordinat 6°50' dan 7°00' Lintang Selatan, dan 109°30' dan 109°45' Bujur Timur (Gambar 1).

Pengumpulan data dikerjakan dengan melakukan pemboran dangkal sebanyak 15 titik pada kedalaman antara 9,25 – 14,80 m (Gambar 1). Arah pemboran (C – D) dilakukan memotong alur-alur sungai dan hampir tegak lurus garis pantai, sedangkan penampang A - B berarah barat-laut-tenggara. Pengukuran koordinat lokasi titik bor dilakukan secara teliti dengan menggunakan GPS.

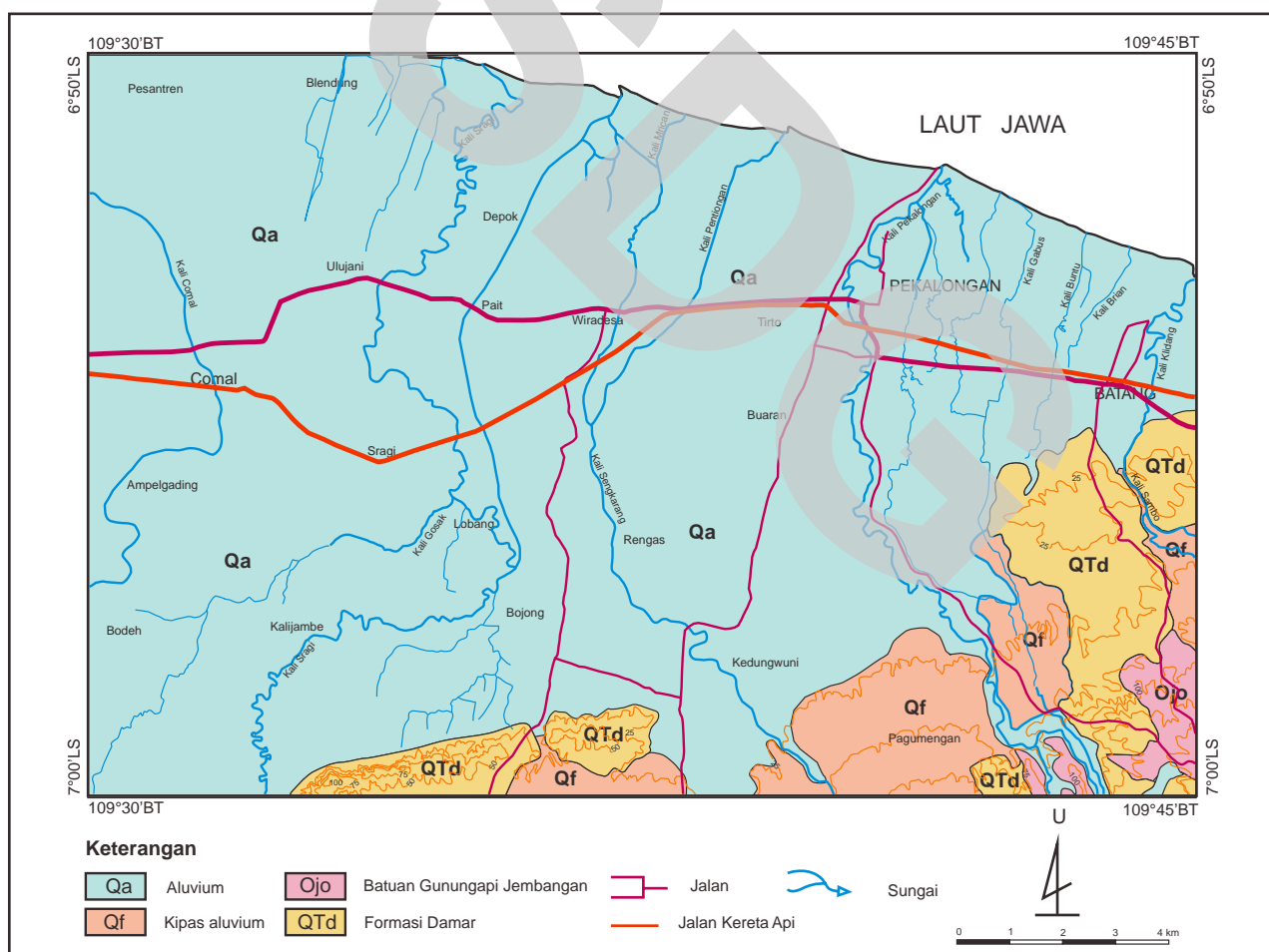
Fokus pengamatan tertuju pada deskripsi sedimen klastik secara visual, detil dan seksama dan kemudian dipelajari aspek sedimentologi diantaranya perkembangan fasies pengendapannya. Perubahan fasies secara vertikal baik tegas ataupun berangsur yang meliputi warna, karakter buiran, komposisi dan sebagainya direkam dan diplot kedalam penampang tegak (*bor logs*) berskala 1:100. Selanjutnya, data pemboran tersebut dikorelasi dan dirangkaikan menjadi susunan interval yang dapat dibedakan satu sama lainnya. Pada akhirnya, aspek stratigrafi terkait rangkaian tubuh sedimen khususnya sistem *fluvial* yang merespon perkembangan cekungan khususnya terkait berubahnya iklim dapat ditelusuri.

#### Sedimentologi Dan Stratigrafi

Bentangalam daerah penelitian dapat dibedakan menjadi morfologi perbukitan dan morfologi dataran rendah pantai. Satuan morfologi dataran rendah pantai ditutupi aluvium yang terletak pada ketinggian kurang dari 1 meter hingga mencapai 8 m di atas permukaan laut (dpl). Kisaran kemiringan lereng antara 0° hingga 5°, dan dijumpai beberapa sungai seperti Kali Pekalongan, Kali Sragi, Kali Comal dan sebagainya, dimana sungai-sungai tersebut berasal dari wilayah perbukitan di selatan. Morfologi perbukitan terdapat di selatan dengan kisaran ketinggian antara 8 hingga mencapai 112 m (dpl) yang ditutupi oleh Formasi Damar (Qtd) berumur Plistosen Bawah dan Kipas aluvium (Qt) berumur permulaan awal Holosen (Condon dr., 1996) (Gambar 2). Formasi Damar terdiri atas batulempung tufan, breksi gunungapi, batupasir, tuf, dan konglomerat; setempat mencakup endapan lahar, sedangkan kipas aluvium, tersusun oleh bahan rombakan material gunungapi. Morfologi ini umumnya bergelombang dengan kisaran kemiringan lereng antara agak landai hingga agak terjal (5° - 25°).



Gambar 1. Peta lintasan pemoran daerah Pekalongan dan sekitarnya, Jawa Tengah.



Gambar 2. Peta Geologi daerah Pekalongan dan sekitarnya, Jawa Tengah (Condon, drra., 1996).

*Sedimentologi*

Endapan setiap lokasi pemboran dikorelasikan, sehingga membentuk suatu penampang (Gambar 3 dan 4). Aluvium tersebut terdiri atas pasir, lanau, dan lempung. Lempung pada posisi tertentu secara vertikal ditempati oleh lempung berhumus/bergambut, lempung tufan, dan tuf. Moechtar dr. (2010) membedakan susunan fasies tersebut menjadi endapan yang merupakan hasil rombakan dari Formasi Damar, klastika linier (*linier clastic deposits*) yaitu laut lepas pantai (*offshore deposits*); laut dekat pantai (*nearshore deposits*); dan pantai (*beach deposits*), endapan rawa (*swamp deposits*) dan endapan sistem fluvial yaitu alur sungai (*river channel deposits*) dan limpah banjir (*floodplain deposits*).

Uraian masing-masing fasies pengendapan dijelaskan sebagai berikut:

Formasi Damar tersebar di bagian selatan (Gambar 4) dan di bagian barat (Gambar 3) terdapat pada kedalaman antara 3,50 m hingga di atas 6,80 m, terdiri atas lempung tufan dan tuf, berwarna kelabu kekuningan hingga abu-abu kecoklatan, liat atau kenyal dan lengket. Umumnya memperlihatkan bercak-bercak kuning dan merah, dan kadang-kadang mengandung fragmen atau pecahan batuan beku andesitis yang ke arah bawah semakin dominan.

Endapan laut atau klastika linier lepas pantai terdiri atas lempung berwarna abu-abu tua hingga hijau, lunak dengan plastisitas tinggi, mengandung foraminifera dan pecahan cangkang moluska serta bersisipan tipis pasir halus. Ketebalan fasies endapan laut mencapai lebih dari 2,10 m pada kedalaman  $\pm$  5,50 m (dpl) di barat laut (Gambar 3).

Endapan laut dekat pantai dicirikan oleh lanau hingga lempung pasir, mengandung moluska dan sedikit foraminifera, lunak, berwarna abu-abu kecoklatan hingga kelabu tua kehijauan terkadang berhumus. Endapan ini dijumpai pada kedalaman 1,20 m hingga 1,80 m yang diselingi oleh fasies lainnya (Gambar 3 dan 5).

Endapan pantai terdiri atas pasir halus hingga sedang relatif seragam, putih kecoklatan hingga abu-

abu muda, terpilah baik, mengandung moluska yang berlimpah dan sisa tumbuhan, tebal antara 2,10 m hingga 3,90 m di kedalaman (+) 1,70 hingga + 2,10 m (Gambar 5 dan 6). Selain itu dijumpai juga lempung berhumus/bergambut yang banyak mengandung sisa dan akar tanaman, berhumus dan terkadang dijumpai lapisan tipis gambut ditafsirkan sebagai endapan rawa. Endapan ini dijumpai pada kedalaman 1,5 m setebal 1,20 m (Gambar 5).

Endapan alur sungai dicirikan oleh pasir kasar hingga halus dengan batas bawah umumnya ditempati fraksi kerakal-kerikil yang tersebar dalam pasir sangat kasar. Endapan alur sungai ini memiliki warna coklat tua hingga abu-abu kehitaman, membulat tanggung-menyesudut tanggung, terpilah sedang, tak berlapis dan memperlihatkan butiran menghalus ke arah atas (*finning upwards/FU*). Kadang-kadang mengandung unsur organik, sisa-sisa tumbuhan, dan lapisan tipis humus setebal 2-5 cm, yang terdiri atas kuarsa; pecahan batuan andesitis, felspar dan batuanapung yang tersebar tak merata. Berdasarkan posisinya, sistem endapan alur sungai dapat dibedakan menjadi bagian bawah, tengah, dan atas. Alur sungai bagian bawah (Gambar 6) yang terdapat pada kedalaman 4 m umumnya didominasi oleh pasir sangat kasar dengan masa dasar pasir halus dan kerikil yang tersebar tidak merata, dan masif. Alur sungai bagian tengah (Gambar 6), memiliki karakteristik perubahan butir menghalus ke arah atas mulai dari pasir sangat kasar hingga pasir halus dengan bidang erosional relatif tinggi, tebal mencapai 8 m, dan berwarna gelap. Alur sungai bagian atas terdiri atas pasir halus sampai sedang dan mengkasar ke arah atas (*coarsening upwards/CU*), berwarna lebih terang antara coklat kekuningan hingga coklat abu-abu, menyudut hingga membulat tanggung, terpilah sedang, masif, dan langka kandungan humusnya.

Endapan limpah banjir dicirikan oleh lempung yang kadang-kadang berpasir, berlaminasi tipis (*even lamination*), sering dijumpai lapisan tipis pasir halus setebal 2-3 cm, berwarna coklat hingga abu-abu yang dipengaruhi oleh tingkat kandungan humusnya, dan kongresi besi serta berbecak kuning kemerahan. Ketebalan endapan ini mencapai lebih dari 8 m

### Stratigrafi

Ciri stratigrafi dari korelasi rangkaian fasies pengendapan, dan terurai dari penampang barat laut-tenggara (Penampang A-B), dan utara-selatan (Penampang C-D), lebih lanjut dapat dijelaskan sebagai berikut (Gambar 5 dan 6):

Awal proses pengendapan (Gambar 5) ditandai diendapkannya fasies laut lepas pantai yang menutupi Formasi Damar. Waktu proses pengendapan tersebut mengandung arti bahwa kecepatan naiknya muka laut relatif cepat dan tiba-tiba, karena tidak diiringi oleh terbentuknya fasies lainnya yang mencirikan muka laut naik secara perlahan. Fase ini disebut sebagai Interval Pengendapan I (IP I). Fase selanjutnya, berkembang sistem alur sungai akan tetapi muka laut semakin menyusut dengan diendapkannya fasies laut dekat pantai. Di kala situasi laut semakin menyusut, terbentuklah endapan pantai di bagian tengah dengan interval fasies laut dekat pantai, dan diselingi terbentuknya rawa pada waktu tertentu ke arah atas. Selain itu, ke arah tenggara sistem *fluvial* meluas dan berkembang secara baik dan dominan. Rangkaian proses sedimentasi demikian, dikelompokkan menjadi Interval Pengendapan II. Dalam kondisi muka laut turun, wilayah ini sebagian besar ditutupi sistem *fluvial*, yang terbukti meluasnya fasies pelimpahan alur sungai di luar adanya pergeseran alur sungai yang terbentuk sebelumnya. Fase proses pengendapan ini termasuk Interval Pengendapan III (IP III).

Fase proses sedimentasi pada Gambar 6, diawali oleh munculnya fasies endapan laut dekat pantai di bagian utara, dan berkembangnya alur sungai di bagian selatan yang selanjutnya diikuti proses sistem *fluvial* dan secara menonjol sebagai sistem alur sungai tengah, serta terbentuknya endapan pantai. Fase proses pengendapan tersebut cenderung termasuk IP II. Pada akhirnya, alur sungai berpindah dan menyusut membentuk IP III.

Berdasarkan perubahan rangkaian stratigrafi di atas secara lateral dan vertikal, maka perkembangan pengisian cekungan secara umum adalah (Gambar 5 dan 6):

1. Fasies klastika linier di barat laut (Gambar 5) dan di utara (Gambar 6) adalah cenderung sebagai pusat cekungan, sedangkan ke arah tenggara berindikasikan sebagai paparan cekungan (Gambar 5).
2. Dominannya pengisian cekungan oleh sistem *fluvial* di bagian paparan cekungan, menandakan bahwa aktifitas alur sungai dan pasokan material relatif tinggi. Hal ini kemungkinan disebabkan oleh bentuk bentangalamnya, sehingga proses transportasi dan pengendapan dapat berlangsung di tempat itu. Moechtar drr. (2010), berasumsi bahwa interval demikian terbentuk pada dataran rendah pantai, sehingga alur-alur sungai menjadi bercabang dan berkembang. Dalam kondisi muka laut semakin turun yang ditandai oleh semakin mengecilnya dimensi sistem *fluvial* dan bergesernya alur sungai yang terbentuk sebelumnya.
3. Ciri sebaran aluvium dan formasi di permukaan (Gambar 2) adalah tidak identik dengan pola dan sebaran fasies bawah permukaan. Gejala dipengaruhi oleh pola pengendapannya, dan berubahnya dasar cekungan selama proses pengendapan. Moechtar drr. (2010) menyimpulkan bahwa, daerah penelitian dipengaruhi oleh tektonik regional Holosen, dan tektonik lokal di kala Holosen Atas.

### Distribusi Sistem Fluvial Secara Lateral Dan Vertikal

Sistem *fluvial* dikenal sensitif terhadap tektonik, karena efek tektonik mengakibatkan batuan alas cekungan dapat naik-turun (Miall, 1978; Blakey dan Gubitosa, 1984; Flores, 1985; dan Puigdefábregas dan Souquet, 1986). Sistem alur sungai yang dasar cekungannya mengalami turun-naik, akan mengalami pergeseran atau berpindah. Di wilayah stabil, sistem ini dipengaruhi oleh jumlah volume air, karena terkait dengan sistem energi aliran yang berhubungan dengan tingkat kelembaban. Kelembaban pada hakekatnya mengikuti sirkulasi iklim, dan memberi dampak komposisi fasies mengalami perubahan seperti ukuran dan derajat kebulatan butir, kandungan mineral stabil, kandungan organik, warna, dan sebagainya (Perlmutter dan Matthews, 1989).

Perkembangan sistem *fluvial* secara lateral terbentuk pada IP II (Gambar 5 dan 6). Pada awalnya dijumpai beberapa alur sungai bawah yang berhubungan dengan naiknya muka laut. Kemudian, seiring turunnya muka laut alur, sungai bagian bawah mengalami perpindahan lateral ke arah tenggara (Gambar 5) dan ke arah barat (Gambar 6), akan tetapi secara vertikal memiliki ukuran butir yang semakin halus, berwarna gelap dengan kandungan organik semakin tinggi. Pada kondisi ini alur-alur sungai berkembang secara optimal (Gambar 5). Kenampakan sistem alur sungai ini diperkirakan alur sungai berkelok (*meandering*) yang tersebar membentuk alur menganyam (*dendritic*). Moechtar dr. (2010) menyebut bagian tengah dari sistem alur sungai ini berumur antara  $5270 \pm 280$  hingga  $5750 \pm 120$ , sehingga alur sungai bagian bawah terbentuk jauh sebelumnya. Fich dr. (2005) mempelajari paleogeografi akhir Plistosen-Holosen di Laut Utara berdasarkan 3D data seismik, menyimpulkan bahwa pada waktu tersebut proses sedimentasinya didominasi oleh alur sungai berkelok di wilayah sistem fluvial dan danau yang terkait dengan periode pengesan (*glacial-interglacial*), dan pada 7500 tahun lalu berkembang alur sungai menganyam (*dendritic channels*). Korelasi sistem alur sungai dan waktu tersebut identik dengan sistem *fluvial* di daerah telitian, setidaknya menunjukkan bahwa Plistosen Akhir dan Holosen adalah sebagai puncak berkembangnya sistem.

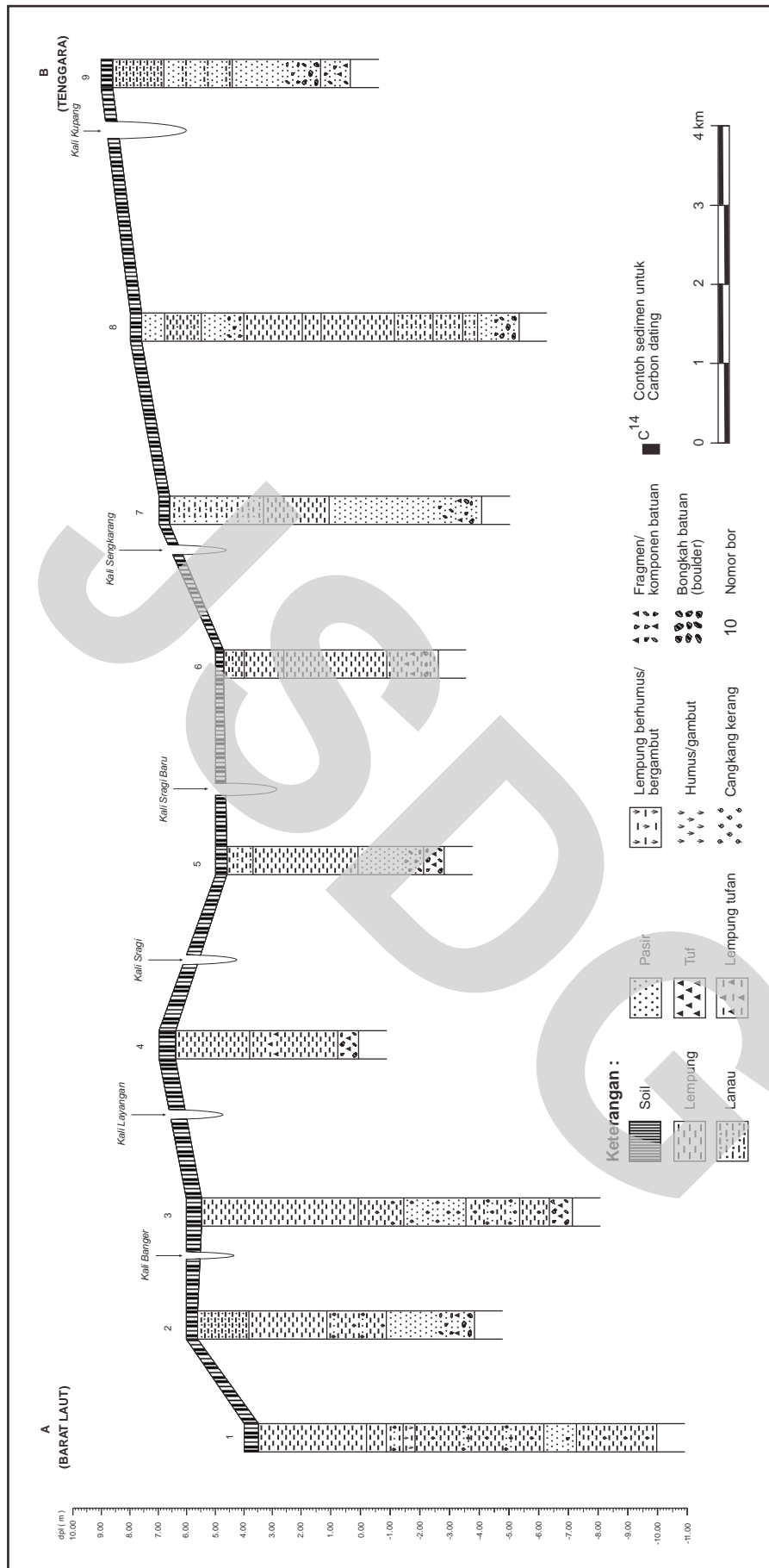
Thomas dr. (2007) dalam studinya tentang tanggapan *fluvial* terhadap perubahan iklim Kuartar Akhir di timurlaut Queensland, Australia menyatakan bahwa setelah  $\pm 14.000$  yang lalu kipas aluvium yang terbentuk dan tertutupi oleh sedimen Holosen. Pada 12.000 tahun lalu wilayah tersebut mempunyai kemiringan besar dan tidak stabil dan terkait dengan berubahnya iklim. Mereka berasumsi bahwa proses tersebut berhubungan dengan iklim Austral-Asian yang berakibat berubahnya aktifitas sistem *fluvial*, Fontana dr. (2008) telah mempelajari evolusi sistem fluvial Kuartar Akhir di dataran Venetian-Friulian, Italia dan menyatakan bahwa evolusi sistem mega kipas aluvial Kuartar Akhir berhubungan dengan periode pengesan, dan setelah pencairan es menghasilkan proses perulangan endapan laut dangkal hingga darat, dan

kemudian diikuti oleh fase agradasi pada 8000 hingga 7000 tahun yang lalu dari sistem fluvial yaitu fasies genangan (*overbank*) dan tanggul (*natural-levee*). Fase tersebut diikuti oleh terjadinya torehan (*incision*) yang membawa material kerakal. Sejak 7000 tahun yang lalu hingga sekarang berlangsung pengurangan garis pantai. Dari uraian di atas pada dasarnya membuktikan bahwa perubahan sistem *fluvial* pada IP II tidaklah berbeda dengan proses yang terjadi di belahan bumi lainnya hanya saja memiliki beberapa variasi. Secara umum, puncak berkembangnya sistem *fluvial* dimulai sejak awal Holosen dan menyusut pada pertengahan Holosen, sedangkan di Plistosen Akhir sistem tersebut baru mulai berkembang. Pada masa tersebut sistem *fluvial* di daerah telitian kembali mengalami perpindahan atau pergeseran yang dicirikan oleh mengkasarnya butiran, warna semakin terang, dan menyusutnya dimensi alur sebagai IP III.

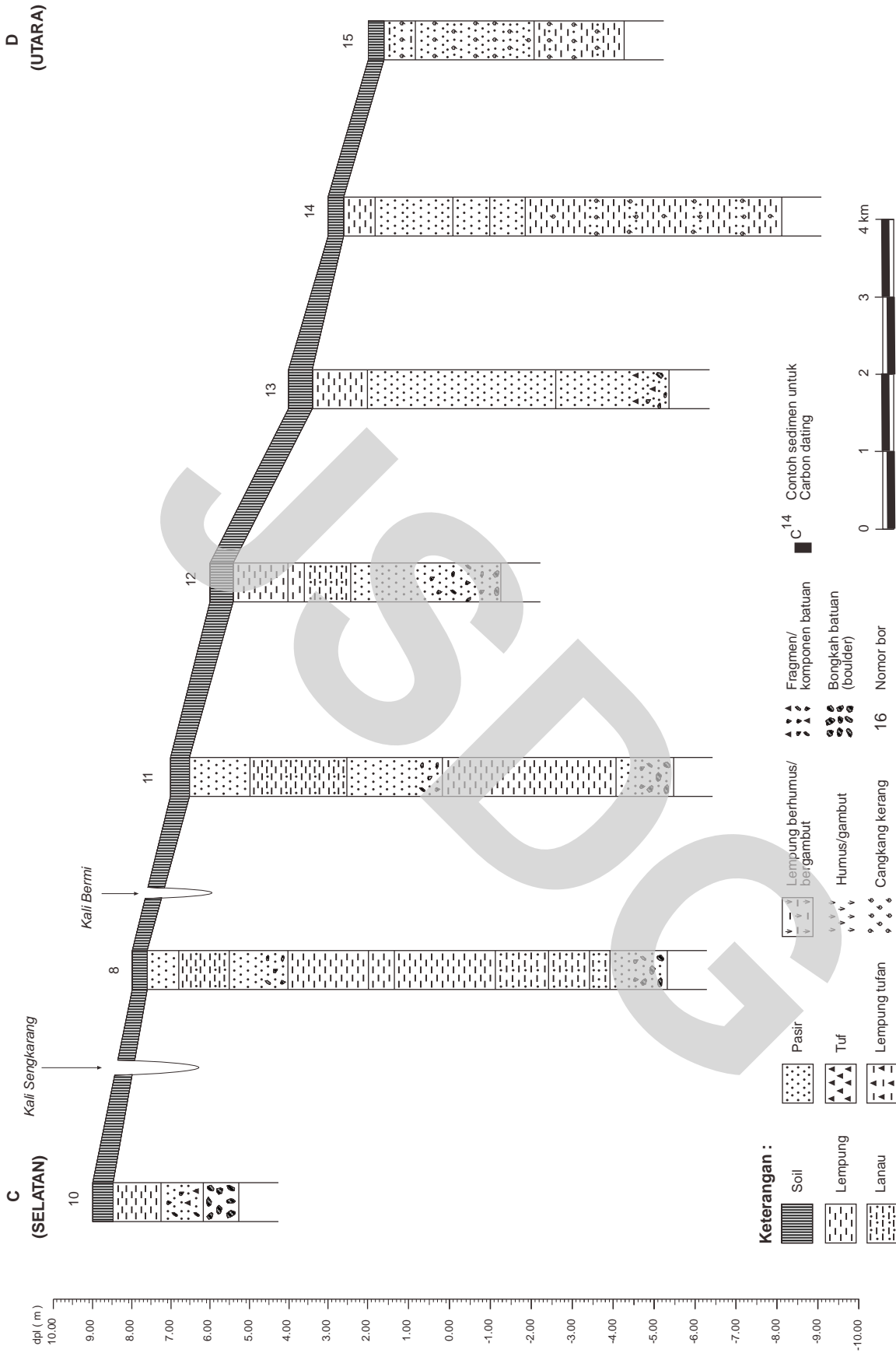
Berdasarkan perubahan karakter sistem alur sungai di daerah penelitian dapat dijelaskan bahwa perubahan fasies secara vertikal diakibatkan oleh berubahnya iklim yang terkait dengan aspek dinamika perubahan global, sedangkan secara lateral perubahan karena naik-turunnya batuan alas akibat efek tektonik, sehingga alur sungai mengalami pergeseran. Meskipun secara vertikal efek berubahnya iklim tidak terekam secara sempurna akibat pergeseran alur sungai, akan tetapi ciri rangkaian fasiesnya secara vertikal dapat direkonstruksi (*composite sections*)

#### Perubahan Iklim Terkait Rezim Aliran Dan Tektonik *Iklim*

Perlmutter dan Matthews (1989), menyebut bahwa sirkulasi iklim mengikuti siklus Milankovitch dapat dipantau dari rangkaian fasies proses sedimentasi dan meluas atau menyusutnya lingkungan pengendapan khususnya dalam sistem *fluvial*. Ada beberapa indikator dalam fasies yang dapat didiskusikan, sebagai berikut:

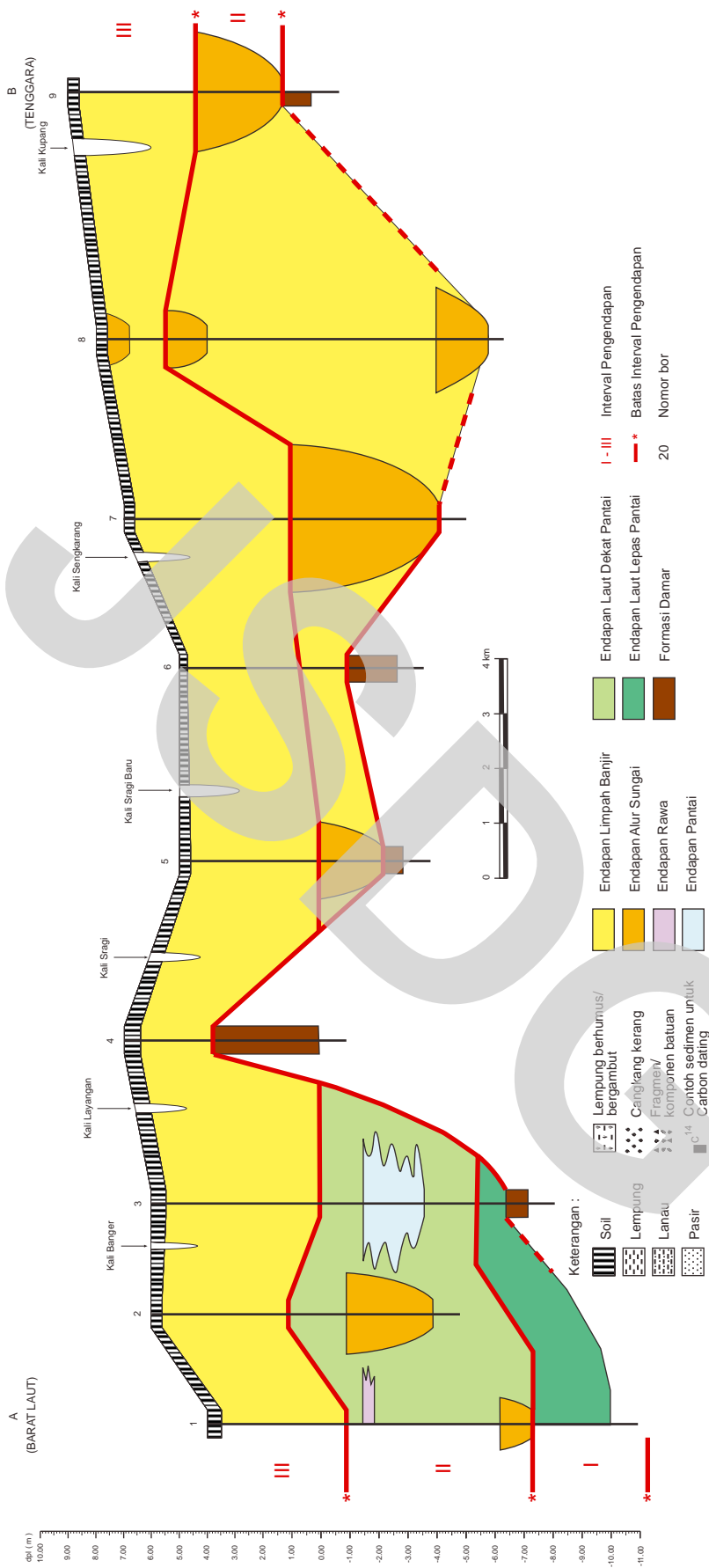


Gambar 3. Penampang bor dangkal A - B berarah Barat Laut - Tenggara di daerah Pekalongan, Jateng.

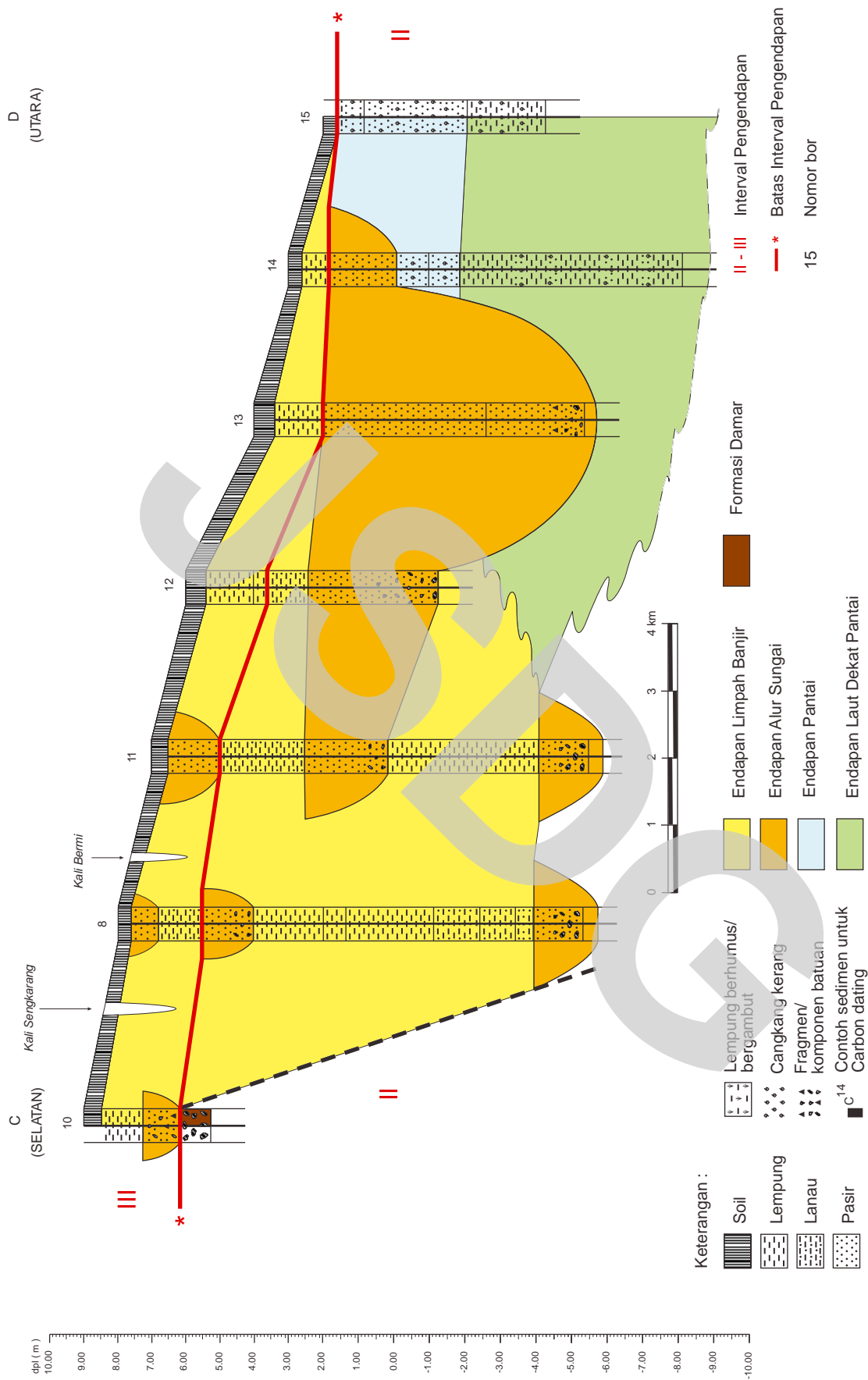


Gambar 4. Penampang bor dangkal C - D berarah Selatan - Utara di daerah Pekalongan, Jateng.





Gambar 5. Korelasi sedimen Kuartar berarah Barat Laut - Tenggara di daerah penelitian.



Gambar 6. Korelasi sedimen Kuartar berarah Selatan - Utara di daerah penelitian

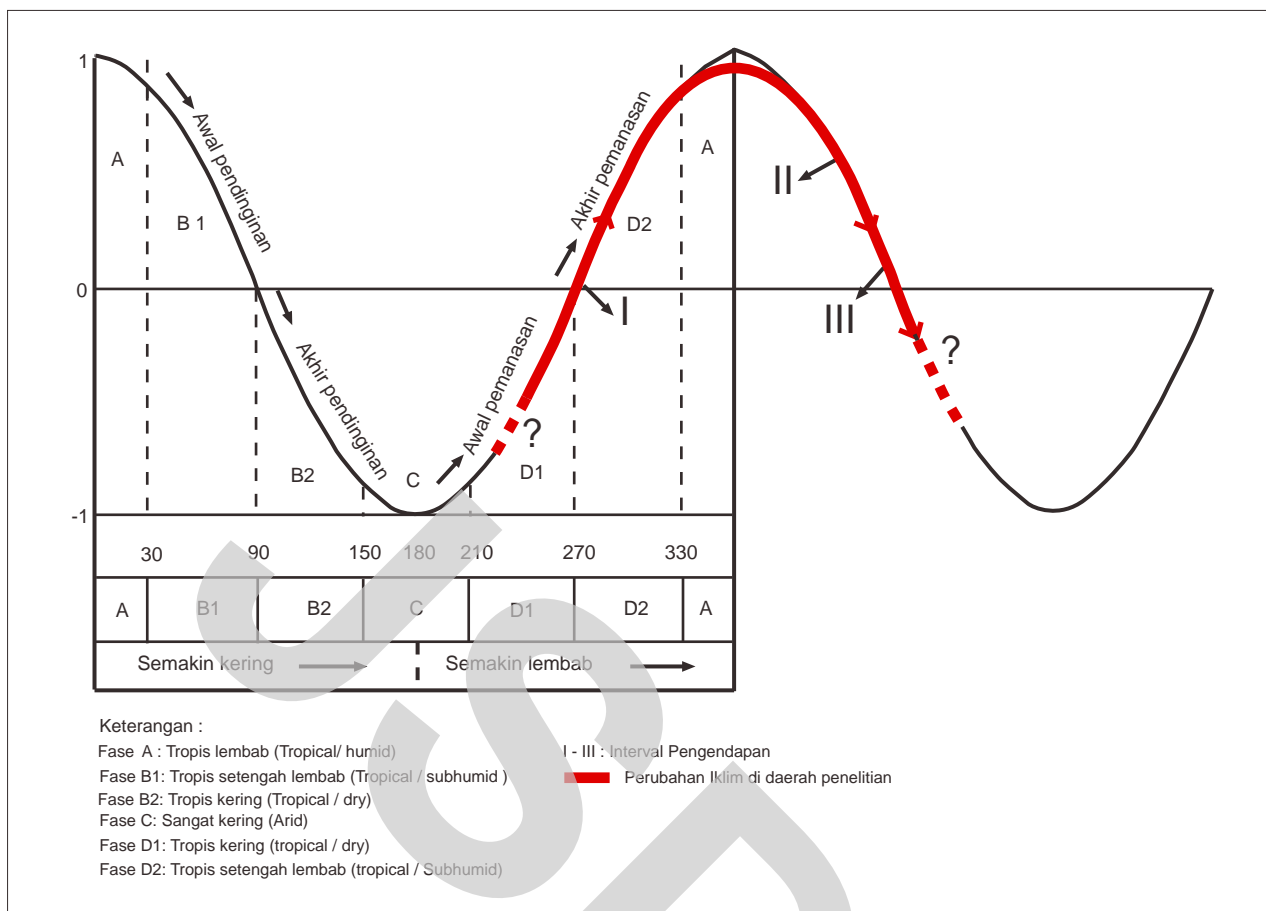
Selama proses pembentukan IP II, alur sungai bagian bawah ditandai oleh dominannya ukuran butir kasar, berwarna terang, langka kandungan humus yang kemudian mengalami pergeseran dan membentuk alur sungai bagian tengah. Sistem alur sungai ini berbutir lebih halus dengan pemisahan butir lebih sempurna mulai pasir kasar hingga pasir halus, semakin berwarna gelap dan berhumus. Indikasi perubahan fasies secara vertikal tersebut cenderung diakibatkan oleh dimensi alur sungai yang meluas, walaupun mengalami perpindahan. Dimensi alur sungai yang meluas tersebut dicirikan oleh komposisi fasiesnya mulai dari warna hingga butirannya, sehingga ditafsirkan sebagai peralihan dari sistem kelokan alur sungai (*sinuosity*) dari tubuh alur sungai *low-high sinuosity ribbon* ke *low-high sinuosity tabular* (menurut terminologi Friend dr., 1979). Sistem tubuh alur sungai *tabular* adalah merupakan alur sungai bagian tengah, sedangkan *ribbon* termasuk sistem alur sungai bagian bawah. *Sinuosity* yang dimaksud adalah terkait dengan rezim aliran sistem *fluvial* berhubungan dengan tingkat tingkat kelembaban yang diakibatkan oleh berubahnya iklim (Perlutter dan Matthews, 1989; Olsen, 1989; dan Olsen, 1993). Menyusutnya dimensi alur sungai ke *low-high sinuosity ribbon* selama IP III, ditafsirkan sebagai berikut:

1. Meluas dan menyusutnya dimensi alur sungai berhubungan dengan perubahan iklim. Proses ini terjadi pada Plistosen Akhir -Holosen hingga sekarang yang cenderung termasuk dalam periode siklus *precession* (21.000 tahun) dari Milankovitch, yaitu diawali oleh iklim minimum menuju maksimum dan kembali ke minimum (Gambar 7).
2. Dengan tidak dijumpai tubuh alur sungai berbentuk lurus (*sheet*) yang umumnya dominan lapisan kerakal masif dan lazim terbentuk ketika kondisi iklim sangat kering hingga kering. Maka ditafsirkan bahwa proses IP I dipengaruhi oleh kondisi iklim akhir tropis kering (akhir D1) hingga pertengahan tropis setengah lembab (D2) (Gambar 7). Proses ini berlanjut menuju fase iklim tropis lembab. Karena bagian atas dari tubuh alur sungai tidak diketemukan puncak dari pengaruh maksimum kelembaban atau puncak fase A, yang umumnya dicirikan oleh lapisan perselingan lempung dan pasir sangat halus sebagai pertumbuhan lapisan (*lateral accretions*) akibat

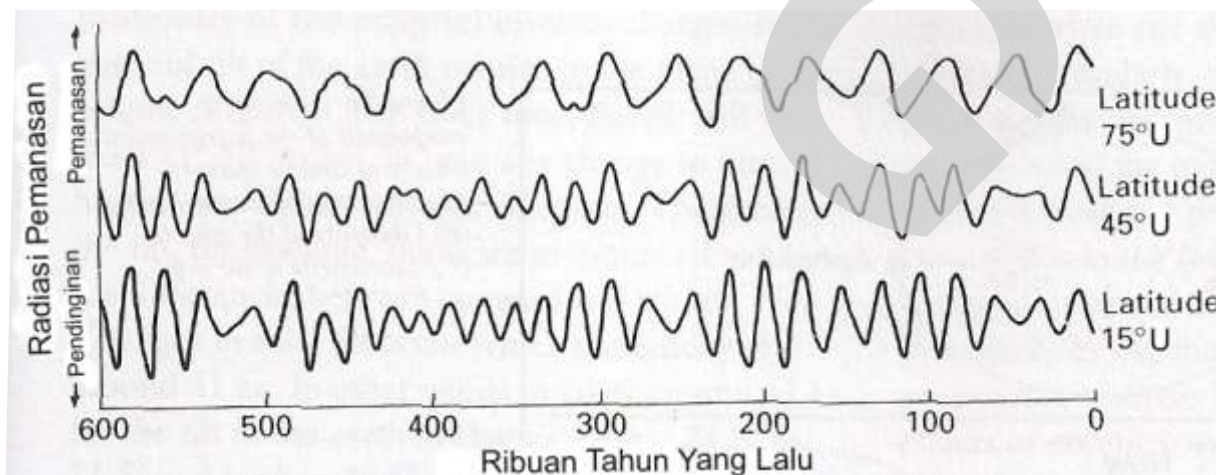
tingginya energi aliran. Maka IP II ditafsirkan dipengaruhi oleh kondisi iklim akhir tropis setengah lembab (D2) hingga mendekati tropis lembab (A) kembali tropis setengah lembab. Proses ini berkelanjutan membentuk IP III, dalam kondisi iklim tropis setengah lembab (B1) yang selanjutnya mengarah kering (B2) di masa mendatang (Gambar 7).

3. Terbentuknya alur sungai bagian bawah hingga bagian tengah IP II menandakan bahwa ketika itu merupakan bagian akhir dari siklus Milankovitch di bawah kondisi akhir pemanasan, sedangkan bagian atas IP II dan IP III adalah merupakan awal pembentukan siklus Milankovitch baru di bawah kendali awal pendinginan (Gambar 7).

Imbrie dan Imbrie (1979) dalam Bell dan Walker (1998) memberi pandangan bahwa awal siklus 21.000 tahunan (Gambar 8), sebagai fase kondisi kering dan berkembang lebih ke arah sub-tropis di utara Filipina pada lintang 15°Utara. Sedangkan mulai dari utara Sapporo (Jepang) di 45° Lintang Utara ke arah utara iklim *temperate*. Kondisi kering semakin berkurang hingga ke arah kutub utara yang mulai dari utara Skandinavia di 75° Lintang Utara. Oleh karena itu, rangkaian pengendapan di daerah penelitian dapat dijadikan model tentang kondisi iklim Indonesia yang berada di daerah tropis di bawah kendali temperatur akhir pendinginan dengan kondisi menuju kering. Kondisi ini dibuktikan adanya kandungan *saprolite* pembawa bijih nikel atau *soil* batuan ultrabasa yang mengalami pelapukan selama Kuartar, yang memungkinkan kaya mineral lempung di daerah tropis (Thomas, 2003). Ia juga menyebutkan bahwa sedimen Holosen secara lateral dan vertikal sistem *fluvial* berkembang dan meluasnya dataran banjir, yang identik dengan sistem *fluvial* di daerah penelitian. Menurut Ramirez dr. (1998) dalam studi perubahan iklim purba Plistosen Akhir -Holosen di Meksiko, yaitu pada permulaan Holosen ( $10.976 \pm 201$ ) merupakan anomali temperatur agak kering, yang terdapat korelasi dengan IP I, yang kemudian diikuti secara perlahan menuju kering di sekitar 6.000 tahun lalu hingga Holosen Tengah, dan ditandai oleh meluasnya sistem *fluvial* dengan proses erosi tinggi dan peluapan alur sungai sebagai ciri berubahnya iklim sekala pendek. Di Inggris alur sungai pada awal Holosen meluas (Passmore dan Waddington, 2009), sebagai pertanda iklim pada posisi maksimum, yang diduga setara dengan IP II, sebagai ciri perubahan iklim *precession* Milankovitch.



Gambar 7. Siklus Milankovitch dan hubungannya dengan Interval Pengendapan di daerah penelitian (Modifikasi dari Perlmutter & Matthews, 1989).



Gambar 8. Kurva radiasi Milankovitch untuk garis lintang berbeda di utara Hemisphere (menurut Imbrie dan Imbrie, 1979 dalam Bell dan Walker, 1998).

Starkel (1997) dalam penelitiannya tentang evolusi sistem *fluvial* Plistosen Akhir-Holosen di daerah iklim *temperate*, menyimpulkan bahwa berubahnya iklim berhubungan dengan periode *glacia*. Perubahan tersebut tercatat dalam system erosi dan interval pengendapannya yang terekam pada lembah alur sungai di tinggian pada level banjir dan kecenderungan perbedaan tektonik, lebih lanjut dikatakan di wilayah dataran tinggi dan dataran rendah kenampakan fase perubahan iklim dataran secara sangat jelas. Di daerah tropis seperti kondisi di daerah penelitian, pengaruh *glacial* tidak secara terlihat meskipun keterkaitan secara global ada. Di Texas endapan yang serupa dan seumur dipelajari oleh Blum dan Valasto (1989), hasilnya menunjukkan bahwa morfologi sistem *fluvial* berhubungan dengan evolusi aliran alur sungai, dan keseimbangan morfologi di Holosen Akhir dicirikan oleh hubungan antara faktor tidak tetap yaitu terhentinya pengendapan dan pasokan material yang prosesnya mengikuti siklus iklim. Proses ini identik dengan proses pengendapan *fluvial* di daerah penelitian yang dikontrol oleh siklus iklim.

#### Tektonik

IP II ditafsirkan sebagai fasies endapan Holosen. Menurut Moechtar dr. (2010) awal pembentukan sedimennya dipengaruhi oleh tektonik regional, sedangkan Holosen Akhir yaitu peralihan IP II ke IP III ditandai oleh tektonik lokal. Periode tektonik pertama ditandai oleh bergesernya alur sungai bagian bawah (Gambar 6), sedangkan periode tektonik kedua dicirikan oleh pergeseran alur sungai bagian tengah (Gambar 5 dan 6). Gejala tektonik regional tidak mempengaruhi bergesernya alur sungai secara signifikan akan tetapi lebih dicirikan oleh perubahan alur sungai yang membesar dan meluas, maka pergeseran ini diduga diakibatkan oleh gerak-gerak sesar naik (*uplift*) berarah barat-timur yang mengakibatkan cekungan turun (*subsidence basin*). Apabila dugaan tersebut benar, maka tektonik tersebut diduga berasal dari gerak mendatar yang arahnya hampir utara-selatan. Tektonik ini perlu dicermati, karena statusnya aktif yang merupakan peristiwa neotektonik.

#### Kesimpulan

1. Sistem *fluvial* endapan Plistosen Akhir-Holosen di daerah penelitian dicirikan oleh alur-alur sungai meluas, menyusut dan mengalami pergeseran. Meluas dan menyusutnya alur sungai tersebut berhubungan dengan energi aliran yang diakibatkan oleh berubahnya iklim, sedangkan pergeseran alur sungai, cenderung diakibatkan oleh tektonik.
2. Meskipun perkembangan alur sungai secara vertikal terganggu oleh tektonik, namun sirkulasi iklim dapat ditafsirkan. Oleh karena itu, analisis sistem *fluvial* dapat dijadikan sebagai indikator evolusi cekungan Plistosen Akhir-Holosen di tempat lainnya.
3. Sistem *fluvial* berumur Plistosen Akhir-Holosen di daerah penelitian yang merespon siklus Milankovitch, dapat dijadikan sebagai model perubahan iklim untuk periode siklus *precession* (21.000 tahun) di daerah tropis setidaknya untuk P. Jawa.
4. Penelitian ini dapat dijadikan sebagai studi awal untuk pengkajian perubahan iklim dalam skala lebih pendek, yaitu analisis sistem *fluvial* alur-lur sungai besar. Dengan dasar pemahaman bahwa, metode penelitian ini belum dilakukan di tempat lain, sehingga informasi ini bermanfaat.

#### Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terimakasih kepada Suyatman Hidayat M.Sc atas saran dan diskusinya sehingga tulisan ini dapat diwujudkan, juga atas bantuan dan koreksi penggambaran Robby Setianegara, A.Md, penulis ucapkan banyak terima kasih.

## Acuan

- Bell, M. dan Walker, M.J.C., 1998. *Late Quaternary Environmental Change*. Addison Wesley Longman Limited, Edinburgh Gate, Harlow, Essex CM20 2JE, England and Associated Companies throughout the world: 273 pp.
- Blakey, R.C. dan Gubitosa, R., 1984. Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, v. 38: 51-88.
- Blum, M.D. dan Valastro, S., Jr., 1989. Response of the Pedernales River of Central Texas to Late Holocene Climatic Change. *Association of American Geographer*, <http://www.jstor.org/pss/2563727>
- Chamyal, L.S., Maurya, D.M., Ray, R., 2003. Fluvial systems of the drylands of western India: a syntehsis of Late Quaternary environmental and tectonic changes. *Quaternary International*, Vol. 104, Issue 1: 69-86.
- Cohen, K.M., Stouthamer, E., Beresdsen, H.J.A., 2002. Fluvial deposits as a record for Late Quaternary neotectonic activity in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences/ Geologie en Mijnbouw*, 81: 389-405.
- Condon, W.H., Pardyanto, L., Ketner, K.B., Amin, T.C., Gafoer, S., dan Samodra, H., 1996. *Peta Geologi Lembar Banjarnegara dan Pekalongan, Jawa, skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Fitch, S., Thomson, K., Caffney, V., 2005. Late Pleistocene and Holocene depositional systems and the palaeogeography of the Dogger Bank, North Sea. *Quaternary Research*, Vol. 64, Issue 2: 185-196.
- Flores, R.M., 1985. Introduction. In recognition of Fluvial Depositional Systems and Their Resource Potential. *SEPM*, Short course No. 19: 101-126.
- Fontana, A., Mozzi, P., Bondesan, A., 2008. Late Quaternary evolution of the Venetian-Friulian plain. *Rendiconti online Soc. Geol. It.*, Vol. 2: 1-3.
- Friend, P.F., Slater, M.J., Williams, R.C., 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebbro basin, Spain. *Journal Geol. Soc. London*, Vol. 136: 39-49.
- Harvey, A.M. dan Wells, S.G., 1987. Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift: Aguas and Feos river systems, southeast Spain. *Geology*, Vol. 15, No. 8: 689-693.
- Miall, A.D., 1978. Tectonic setting and syndepositional setting of mollasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. *Can. Journal Earth Sci.* 15: 1-47.
- Moechtar, H. dan Mulyana, H., 2007. Tektonik dan Implikasinya Terhadap Evolusi Alur Sungai Purba (Studi Kasus Geologi Kuartar Pada Alur Kali Opak Purba Di Kec. Berbah, Kab. Sleman, D.I. Yogyakarta. *Journal JTM*, Vol. XIV No. 1/2007: 33-50.
- Moechtar, H., Mulyana, H., Hidayat, S., 2010. Perubahan Lingkungan dan karakter sistem pengendapan Plistosen akhir-Holosen di dataran rendah pantai Pekalongan, Jawa Tengah. *Jurnal Sumber Daya Geologi*, dalam proses penerbitan.
- Olsen, H., 1989. Sandstone-body structures and ephemeral streams processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lowwer Jurassic), Utah, USA. *Sedimentary Geology*, Vol. 61: 201-221.
- Olsen, O., 1993. Orbital forcing on continental depositional systems lacustrine and fluvial cuclivity in the Devonian of East Greenland. In: P.L. de Boer and D.G. Smith (eds), *Orbital forcing and cyclic sequences*, Int. Assoc. Sediment. *Spec. Publ.*, Vol. 9: 429-438.

- Passmore, D.G. dan Waddington, C., 2009. Paraglacial adjustment of the fluvial system to Late Pleistocene deglaciation: the Milfield Basin, northern England. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. 329: 145-164.
- Perlmutter, M.A. dan Matthews, M.A., 1989. Global Cyclostratigraphy. In: T.A. Cross (ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. Prentice Englewood, New Jersey, 233-260.
- Puigdefabregas, C. dan Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, v. 129: 173-203.
- Raj., R. and Yadava, M.G., 2009. Late Holocene uplift in the lower Narmada basin, western India. *Current Science*, Vol. 96, No. 7: 985-988.
- Ramírez, J.R.O., Banuet, A.V., Fucugauchi, J.U., Gutiérrez, C.A.M., Valdes, G.A., 1998. Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene – Holocene in Laguna Babicora, near the Chihuahuan Desert, Mexico. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 35, No. 10: 1168-1179.
- Sinha, R. dan Friend, P.F., 2007. Quaternary fluvial systems of India. *Quaternary International*, Vol. 159: 1-5.
- Starkel, L., 1997. The evolution of fluvial systems in the Upper Vistulian and Holocene in the territory of Poland. *Landform Analysis*, Vol. 1: 7-18.
- Thomas, M.F., 2003. Late Quaternary sediment fluxes from tropical watersheds. *Sedimentary Geology*, Vol. 162: 63-81.
- Thomas, M.F., Nott, J., Murray, A.S., Price, D.M., 2007. Fluvial response to late Quaternary climate change in NE Queensland, Australia. *Paleography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 251: 119-136.