

BAB III

STRATIGRAFI SEISMIK

III.1. Pengertian Umum

Stratigrafi seismik adalah bidang studi stratigrafi dan fasies pengendapan berdasar data seismik, atau sering disebut sebagai stratigrafi data seismik. (Mitchum. RM dan Vail. PR., 1980). Dengan meneliti kenampakan pada penampang seismik dapat diinterpretasikan pola-pola perlapisannya, yang selanjutnya dapat digunakan untuk memperkirakan urutan pengendapan, pendugaan litologi, bahkan secara global dapat untuk menentukan perubahan muka air laut saat sedimen terendapkan.

Dalam kenyataannya metoda stratigrafi seismik ini sudah berkembang sejak 15 tahun terakhir ini, khususnya dalam eksplorasi minyak dan gas bumi daerah lepas pantai dimana data sumur sangat terbatas. Ada beberapa alasan yang menyebabkan berkembang pesatnya metode ini, yaitu :

- Berkembang pesatnya teknologi komputer guna pengolahan data seismik, sehingga dapat dihasilkan penampang seismik yang bisa menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan seperti keadaan yang sebenarnya.

- Semakin majunya pemahaman mengenai proses pengendapan, lingkungan pengendapan dan interpretasi fasies pengendapan purba melalui studi model pengendapan holosen.

III.2. Prinsip Dasar

Gelombang seismik akan terpantulkan bila ada kontak permukaan fisik yang mempunyai kontras impedansi akustik yang cukup besar. (Vail et al., 1980). Dalam batuan sedimen hanya ada 2 macam jenis kontak fisik yaitu sebagai bidang batas perlapisan biasa dan sebagai bidang ketidakselarasan. Sehingga pantulan seismik yang timbul akan sejajar dengan batas kontak tersebut.

Dalam pengertian stratigrafi, urutan kejadian batas perlapisan biasa tersebut di atas mewakili periode non deposisi atau karena adanya perubahan sekuen pengendapan. Selang waktu yang terekam tidak lama, hanya dalam beberapa bulan atau tahun bervariasi sepanjang bidang batasnya. Sebagai contoh adalah struktur sedimen 'Scour and Fill', 'Crossbed'. Dalam penampang seismik nampak sebagai 'On Lap', 'Down Lap', atau 'Scour and Fill' dalam skala kecil.

Dalam pengertian waktu geologi selang tersebut kurang berarti (unsignificant) sehingga secara 'time-cronostratigrafis' bersifat 'synchronous' terhadap kejadian daerah sekitarnya.

Sedangkan ketidakselarasan adalah suatu permukaan bidang non deposisi atau erosi yang memisahkan antar batuan yang muda dan batuan yang tua, dan mewakili selang waktu geologi yang cukup berarti (Gary et al, 1974 vide Mitchum. RM., 1980). Ada perubahan besarnya selang waktu

dari sekedar non deposisi ke erosi atau sebaliknya. Dalam penampang seismik akan nampak sebagai 'On Lap', 'Down Lap' (dalam skala besar) atau sebagai 'Erosional Truncation', Sehingga dapat dikatakan bahwa ketidakselarasan ini punya 'time-stratigrafis' yang cukup berarti sebab semua batuan yang berada di bawahnya berumur lebih tua dari semua batuan yang di atasnya.

Karena pantulan gelombang seismik akan sejajar dengan batas 'time-chronostratigrafis' maka penyebarannya akan memotong batas satuan litostratigrafi, karena dasar penyatuan berdasar dominasi litologi penyusunnya.

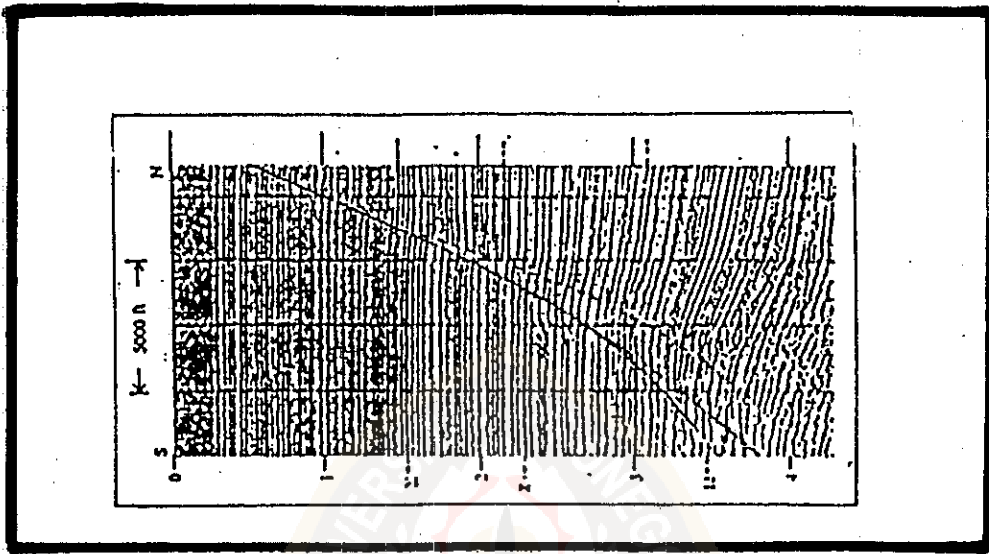
III.3. Analisis Struktur

Dalam menganalisa struktur daerah penelitian diperlukan pemahaman kerangka struktur regional yang ada, yang meliputi pola tektoniknya, kecenderungan strukturnya, dan jenis struktur yang ada.

Beberapa kriteria untuk menentukan struktur sesar dari penampangseismik adalah :

1. Tidak menerusnya pantulan seismik.
2. Difraksi di sekitar zona sesar.
3. Perubahan dip yang menyolok pada satu batas sekuen.
4. Perubahan ketebalan yang menyolok (blok yang turun umumnya lebih tebal).
5. Tidak jelasnya pantulan di sekitar zona patahan.
6. Terlihatnya bidang patahan.

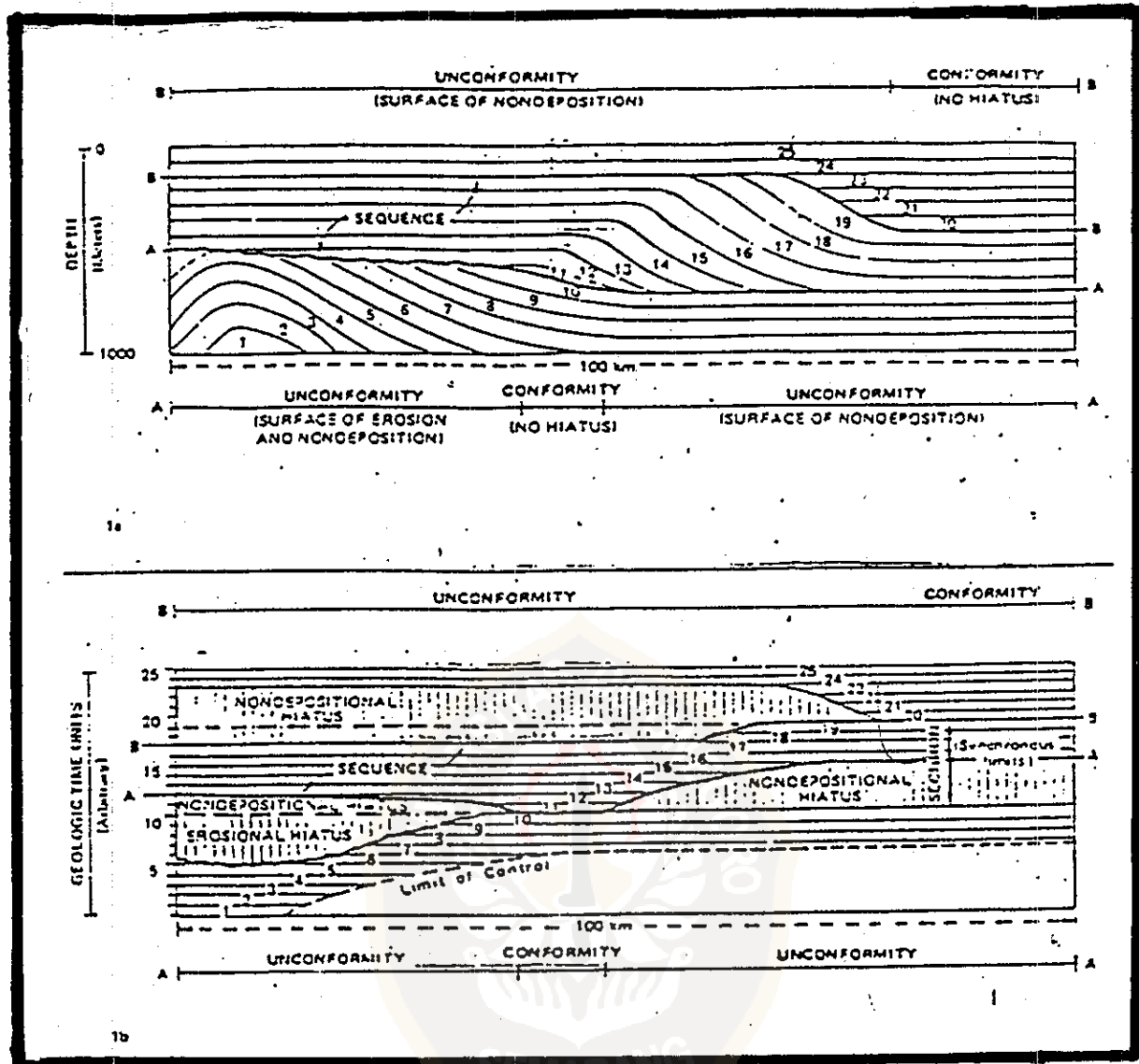
Analisa struktur ini dikerjakan bersamaan dengan penarikan batas sekuen pengendapan pada analisa seismik sekuen. Pemahaman struktur regional diharapkan dapat membantu dalam melakukan interpretasi.



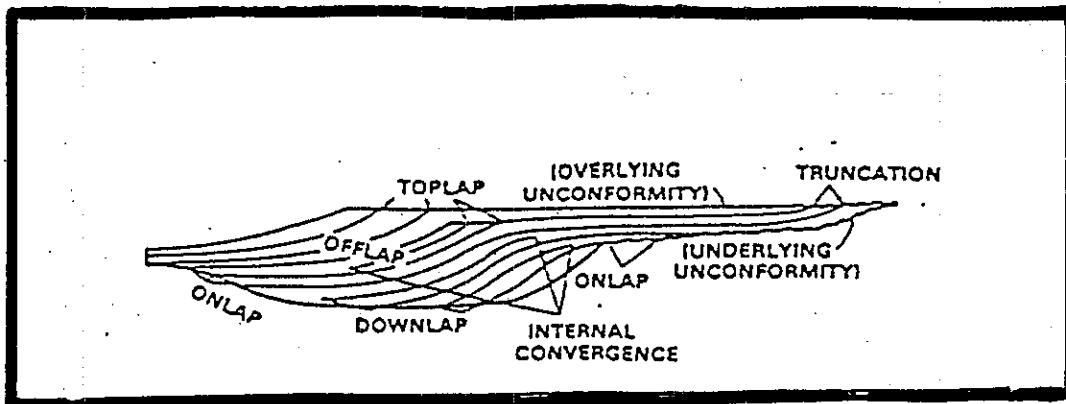
Gambar 10. Kenampakan struktur patahan pada penampang seismik (Sheriff 1980).

III.4. Analisis Sekuen Pengendapan

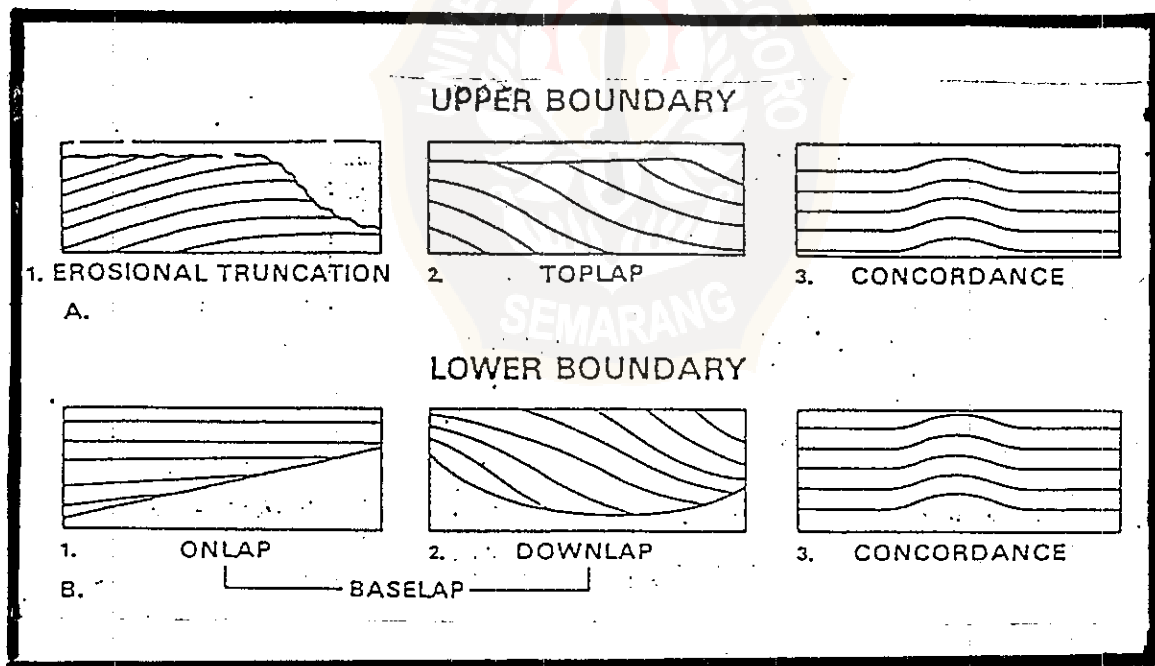
Seismik sekuen adalah sekuen pengendapan yang dikenali dari penampang seismik. Sekuen pengendapan adalah satuan-satuan stratigrafis yang tersusun oleh lapisan-lapisan yang berturutan dan berhubungan secara genetis dan dibatasi oleh ketidakselarasan atau keselarasan (Mitchum. RM., 1980). Analisa ini bertujuan untuk pengenalan dan interpretasi sekuen pengendapan dari



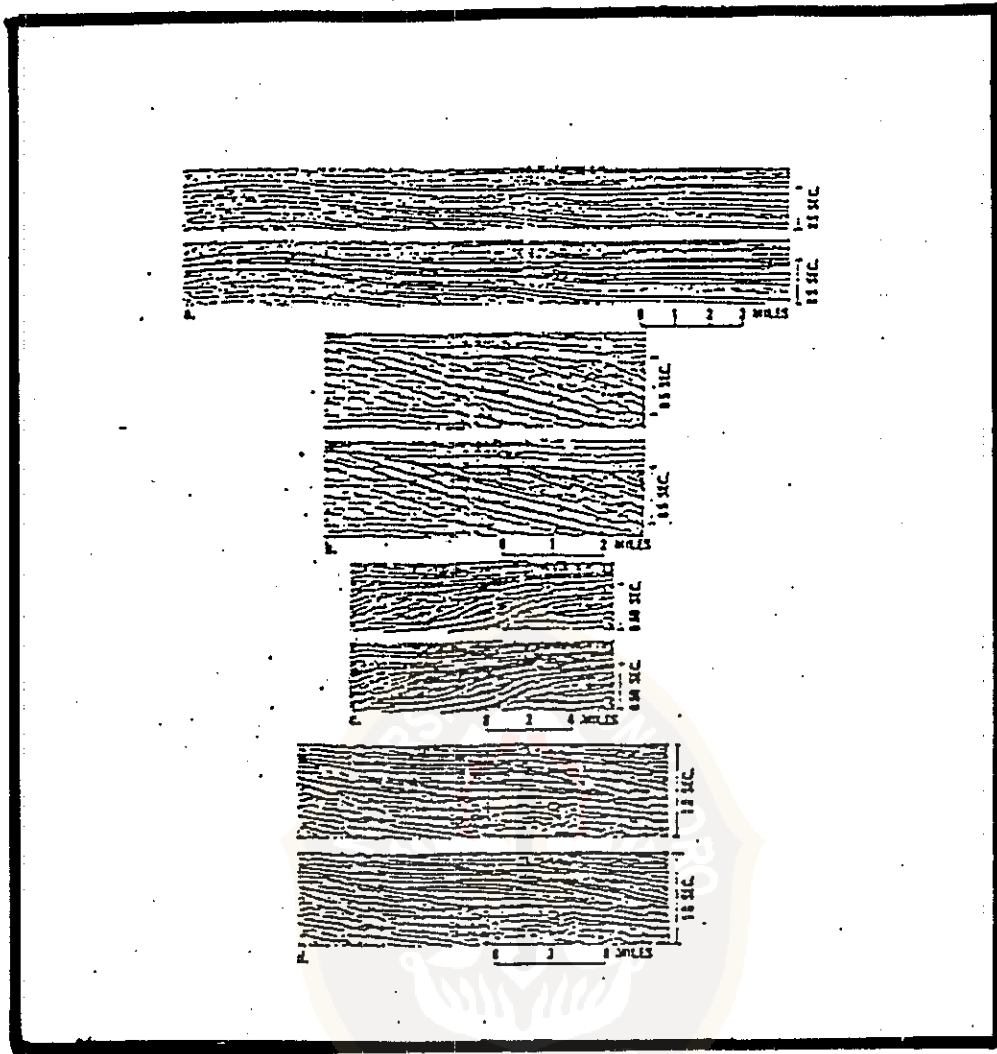
Gambar 11. Konsep dasar pengendapan. Sekuen pengendapan adalah satuan Stratigrafi yang tersusun oleh lapisan yang berturutan dan berhubungan secara genetis dan dibatasi oleh keselarasan atau ketidakeselarasan. 1a. adalah penampang stratigrafi sequen, batas antara A dan B berubah dari tidakeselarasan menjadi selaras. 1b. penampang kronostratigrafi selang waktu bervariasi. (Mitchum. RM., 1980)



Gambar 12. Skema pantulan seismik akhir pada satu sekuen seismik ideal (Mitchum. RM., 1980)



Gambar 13. Memperlihatkan hubungan strata dengan batas sekuen. (Mitchum et al., 1977)

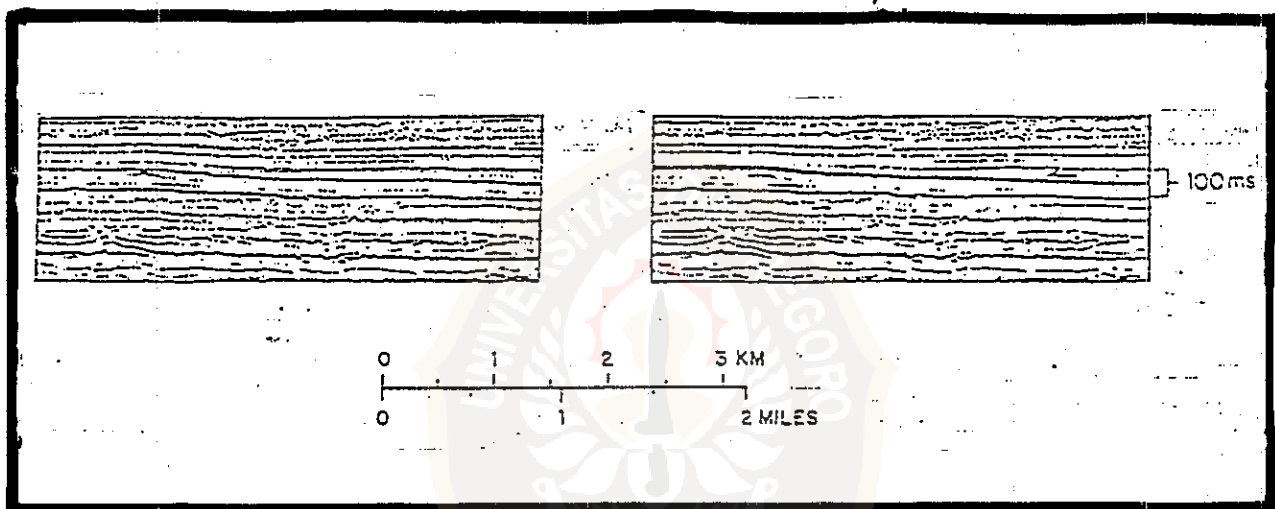


Gambar 14. Contoh kenampakan 'Top discordant' pantulan seismik akhir. a dan b adalah 'erosional truncation', c dan d adalah 'Top lap' (Mitchum. RM.,1980)

data seismik.

Pada dasarnya pekerjaan ini adalah penentuan batas-batas sekuen pengendapan, dasar yang dipakai adalah

karakteristik kenampakan seismik yaitu kenampakan pantulan seismik akhir (Seismik reflection termination) pada batas atas dan batas bawah. Tipe pantulan seismik akhir pada batas bawah ('base-discordant') bisa berupa 'On Lap' atau 'Down Lap', sedangkan batas atas atau 'Top discordant' bisa berupa 'Erosional Truncation' atau 'Top Lap'. Kesemua tipe pantulan seismik akhir tersebut mempunyai arti stratigrafis yang berbeda-beda.



Gambar 15. Contoh 'Truncation' dengan sudut yang kecil
(Badley, 1985)

Penarikan batas sekuen ('sequence boundary') dilakukan pada masing-masing penampang seismik, sehingga semua lintasan yang berpotongan saling mengikat. Dengan demikian kita bisa membayangkan secara tiga dimensional keseluruhan sekuen pengendapan daerah telitian.

Pada analisa sekuen seismik ini sudah dapat

ditentukan kecenderungan penebalan dan penipisan, serta pola struktur yang berkembang. Bila digabungkan dengan data sumur serta informasi geologi regional dapat untuk menduga lingkungan pengendapan, litologi penyusun serta pola tektoniknya.

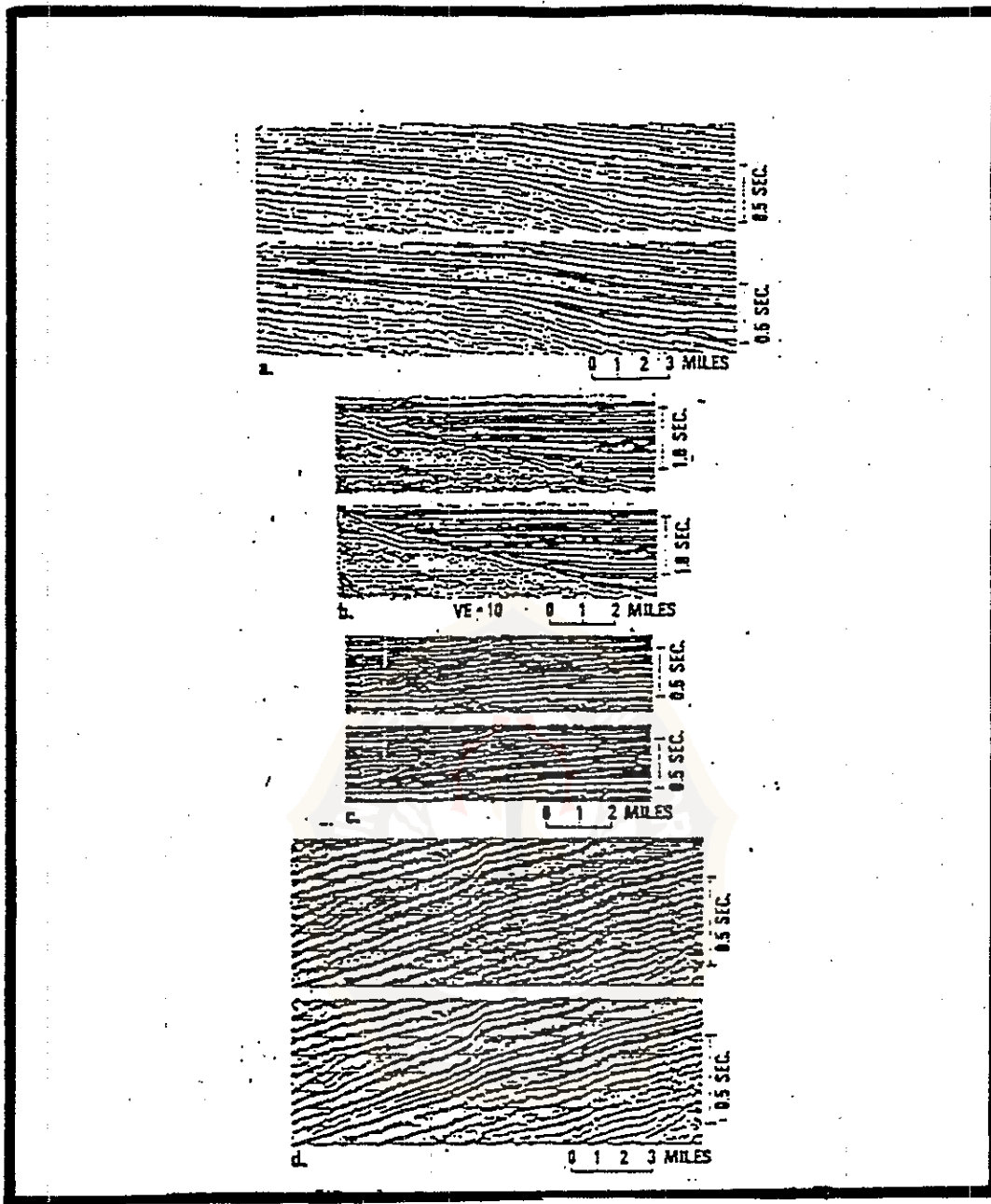
III.5. Analisis Fasies Seismik

Menurut Mitchum. RM., dan Vail. PR., (1980) analisis fasies seismik adalah diskripsi dan interpretasi geologi berdasar parameter pantulan seismik yang terdapat dalam satu sekuen pengendapan. Parameter tersebut adalah konfigurasi pantulan seismik, kontinuitas, amplitudo, frekuensi, serta bentuk luar. Masing-masing parameter mempunyai arti geologi tertentu. (lihat tabel 1)

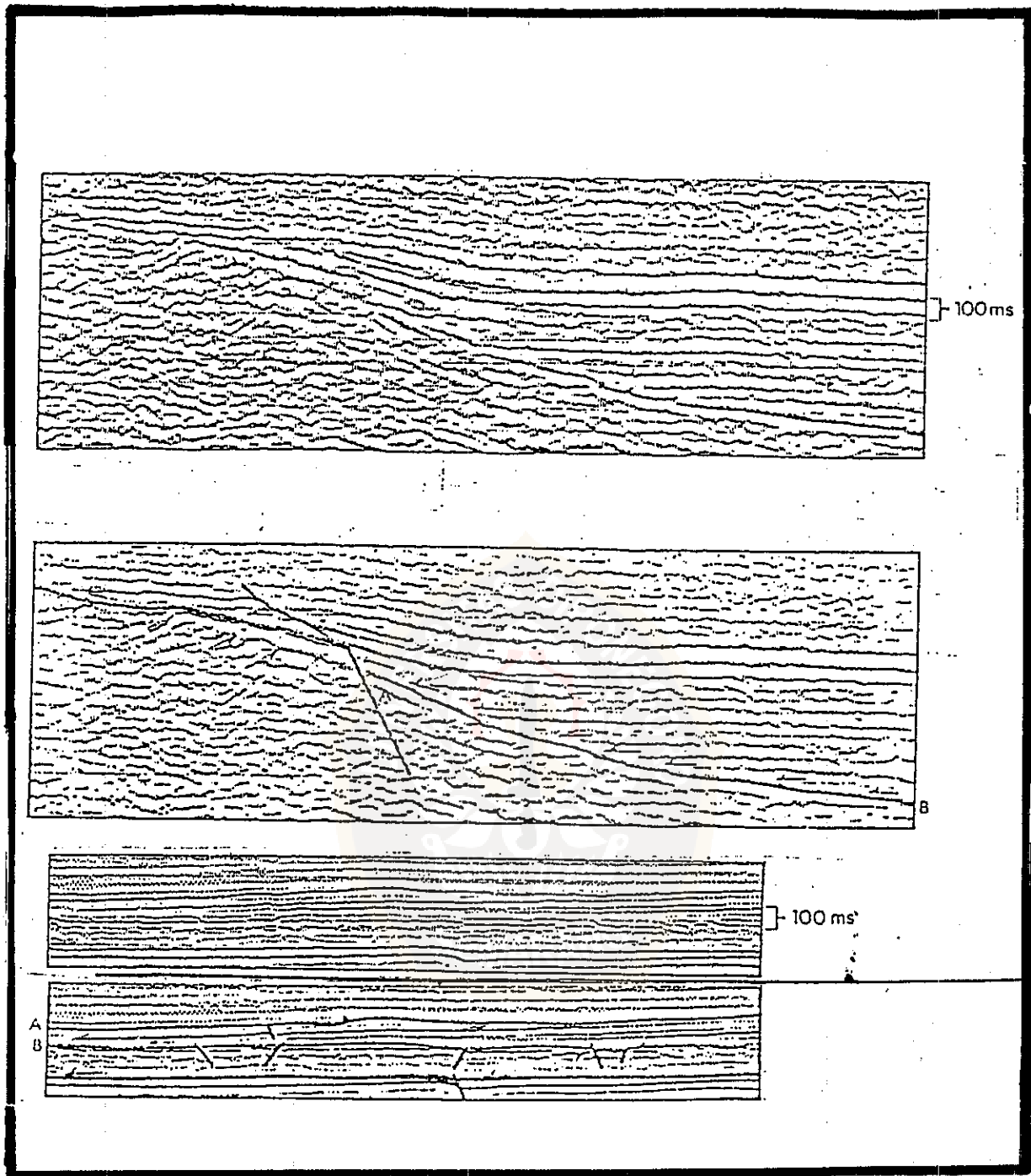
Parameter tersebut dipetakan sebagai satu satuan fasies yang merupakan kelompok-kelompok tiga dimensionil yang berbeda-beda dengan daerah sekitarnya, yang kemudian dikenal sebagai satuan fasies seismik. (Mitchum. RM dan Vail. PR., 1980). Satuan ini dapat dipakai untuk interpretasi lingkungan pengendapan dan pendugaan litologinya.

III.5.1. Konfigurasi Pantulan Seismik

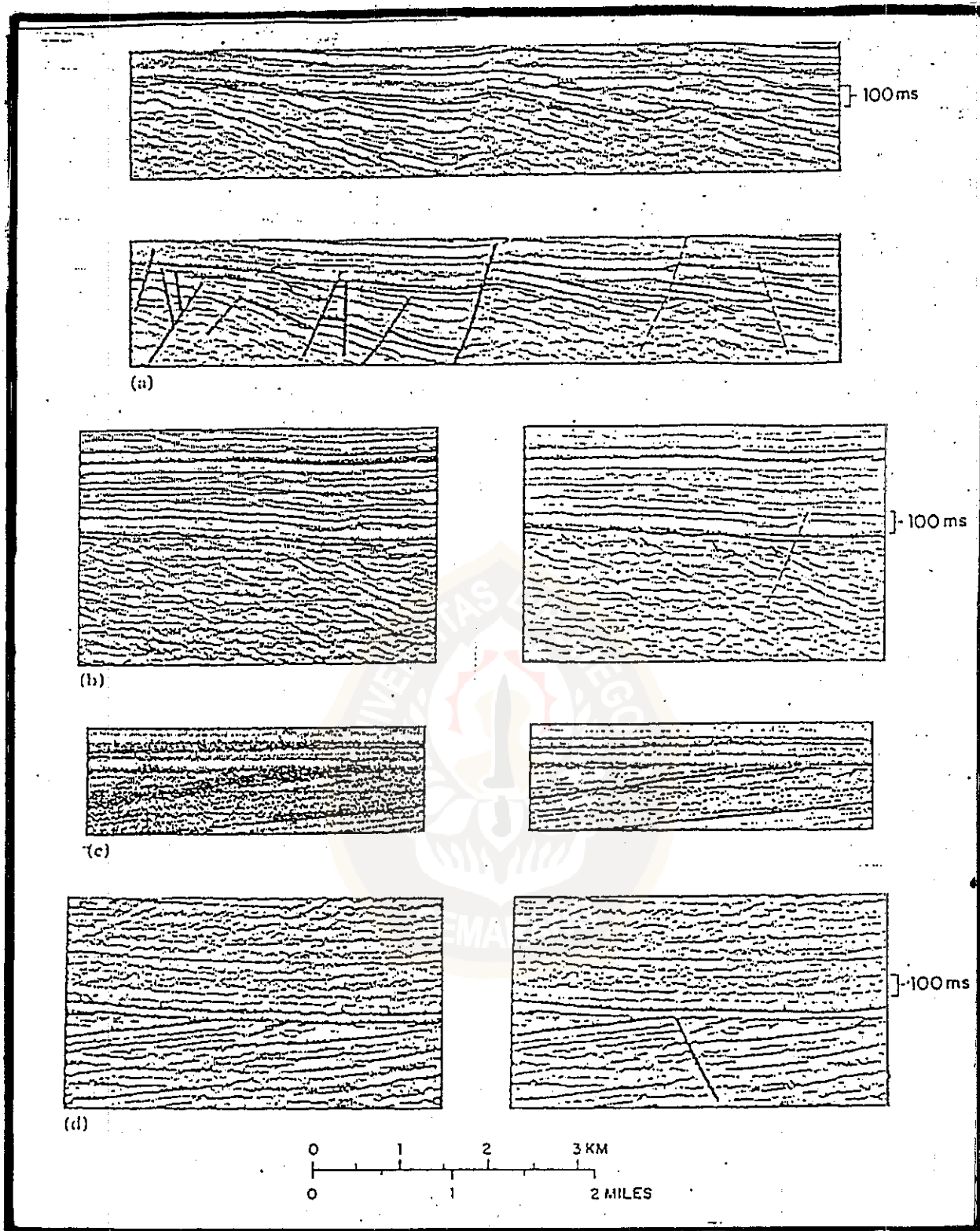
Menurut Mitchum, 1977, konfigurasi pantulan seismik didefinisikan sebagai pola-pola geometri dan hubungan pantulan seismik yang diinterpretasikan sebagai gambaran dari konfigurasi suatu perlapisan.



Gambar 16. Contoh kenampakan 'Base discordant' pantulan seismik akhir, a dan b adalah 'on lap', sedangkan c dan d adalah 'down lap', bagian yang kedua adalah interpretasi (Mitchum. RM., 1980)



Gambar 17. Contoh penampang (a) 'On lap' (b) 'Down lap'
(Badley, 1985)



Gambar 18. Contoh hubungan Erosional Truncation
(Badley, 1985)

<u>SEISMIC FACIES PARAMETERS</u>	<u>GEOLOGIC INTERPRETATION</u>
REFLECTION CONFIGURATION	<ul style="list-style-type: none"> • BEDDING PATTERNS • DEPOSITIONAL PROCESSES • EROSION AND PALEOTOPOGRAPHY • FLUID CONTACTS
REFLECTION CONTINUITY	<ul style="list-style-type: none"> • BEDDING CONTINUITY • DEPOSITIONAL PROCESSES
REFLECTION AMPLITUDE	<ul style="list-style-type: none"> • VELOCITY-DENSITY CONTRAST • BED SPACING • FLUID CONTENT
REFLECTION FREQUENCY	<ul style="list-style-type: none"> • BED THICKNESS • FLUID CONTENT
INTERVAL VELOCITY	<ul style="list-style-type: none"> • ESTIMATION OF LITHOLOGY • ESTIMATION OF POROSITY • FLUID CONTENT
EXTERNAL FORM & AREAL ASSOCIATION OF SEISMIC FACIES UNITS	<ul style="list-style-type: none"> • GROSS DEPOSITIONAL ENVIRONMENT • SEDIMENT SOURCE • GEOLOGIC SETTING

Tabel 1. Hubungan antara parameter fasies seismik dengan interpretasi geologi. (Mitchum. RM., 1980)

Diskripsi dan interpretasi konfigurasi refleksi biasanya dimulai dari pola-pola yang sederhana berlanjut ke pola-pola yang kompleks. Tabel di bawah memperlihatkan bermacam-macam pola dari konfigurasi refleksi.

III.5.1.a. Konfigurasi Paralel dan Sub Paralel

Bentuk konfigurasi refleksi ini dapat dilihat pada gambar di bawah. Variasi dari pola konfigurasi 'Paralel' adalah 'Even' dan 'Wavy'. Konfigurasi 'Paralel' ini

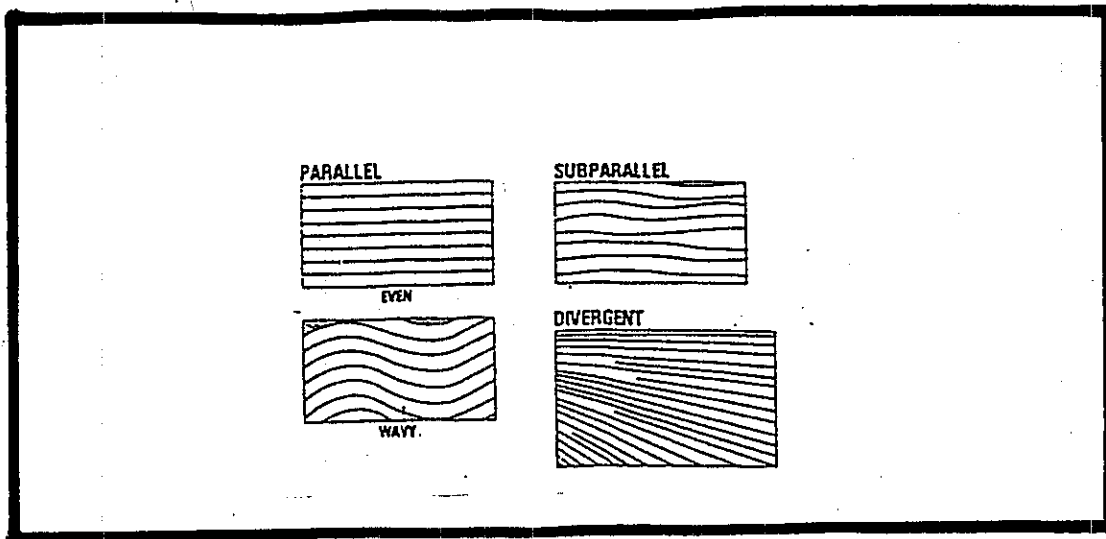
<u>REFLECTION TERMINATIONS (AT SEQUENCE BOUNDARIES)</u>	<u>REFLECTION CONFIGURATIONS (WITHIN SEQUENCES)</u>	<u>EXTERNAL FORMS (OF SEQUENCES AND SEISMIC FACIES UNITS)</u>
<u>LAYOUT</u>	<u>PRINCIPAL STRATAL CONFIGURATION</u>	
<u>BASELAP</u>	<u>PARALLEL</u>	<u>SHEET</u>
<u>ONLAP</u>	<u>SUBPARALLEL</u>	<u>SHEET DRAPE</u>
<u>DOWNLAP</u>	<u>DIVERGENT</u>	<u>WEDGE</u>
<u>TOPLAP</u>	<u>PROGRADING CLINOFORMS</u>	<u>BANK</u>
<u>TRUNCATION</u>	<u>SIGMOID</u>	<u>LENS</u>
<u>EROSIONAL</u>	<u>OBLIQUE</u>	<u>MOUND</u>
<u>STRUCTURAL</u>	<u>COMPLEX SIGMOID-OBLIQUE</u>	<u>FILL</u>
<u>CONCORDANCE</u>	<u>SHINGLED</u>	
<u>(NO TERMINATION)</u>	<u>HUMMOCKY CLINOFORM</u>	
	<u>CHAOTIC</u>	
	<u>REFLECTION-FREE</u>	
	<u>MODIFYING TERMS</u>	
	<u>EVEN</u> <u>HUMMOCKY</u>	
	<u>WAVY</u> <u>LENTICULAR</u>	
	<u>REGULAR</u> <u>DISRUPTED</u>	
	<u>IRREGULAR</u> <u>CONTORTED</u>	
	<u>UNIFORM</u> <u>VARIABLE</u>	

Tabel 2. Contoh macam-macam pola dari konfigurasi refleksi seismik (Mitchum et al., 1977)

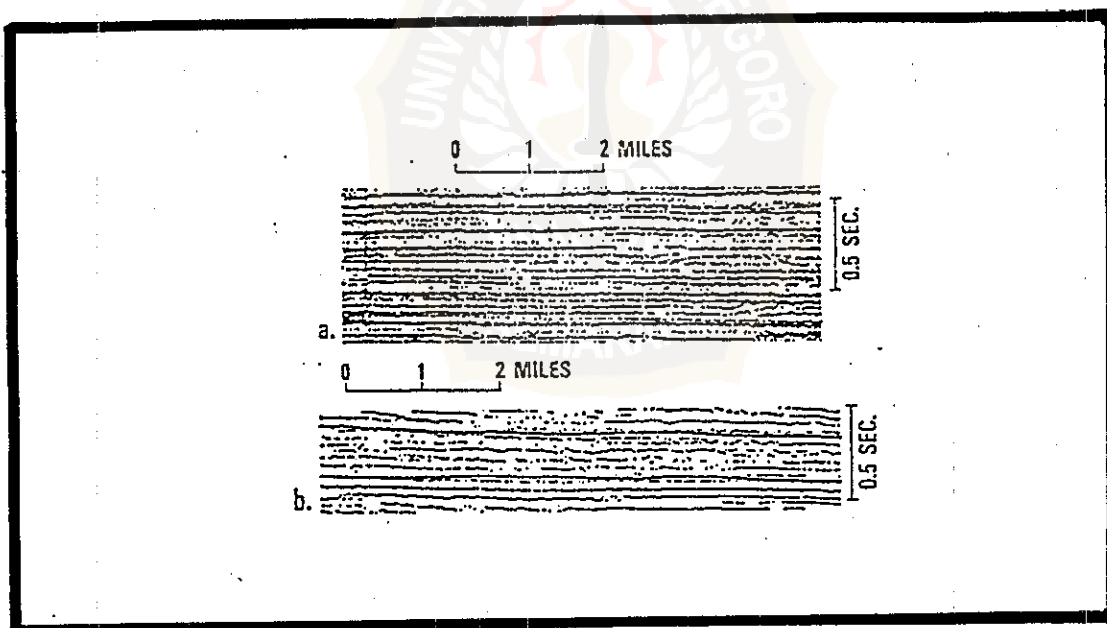
terdapat dalam bentuk eksternal yang kebanyakan dalam unit 'Sheet', 'Sheet drape' serta unit 'Fill'. Pola 'Paralel' dan 'Sub paralel' ini menunjukkan adanya keseragaman kecepatan pengendapan dan keseragaman penurunan paparan (Shelf) atau cekungan sedimentasi yang stabil.

III.5.1.b. Konfigurasi Divergen

Konfigurasi 'Divergen' merupakan karakteristik dari konfigurasi refleksi yang diakibatkan oleh adanya suatu

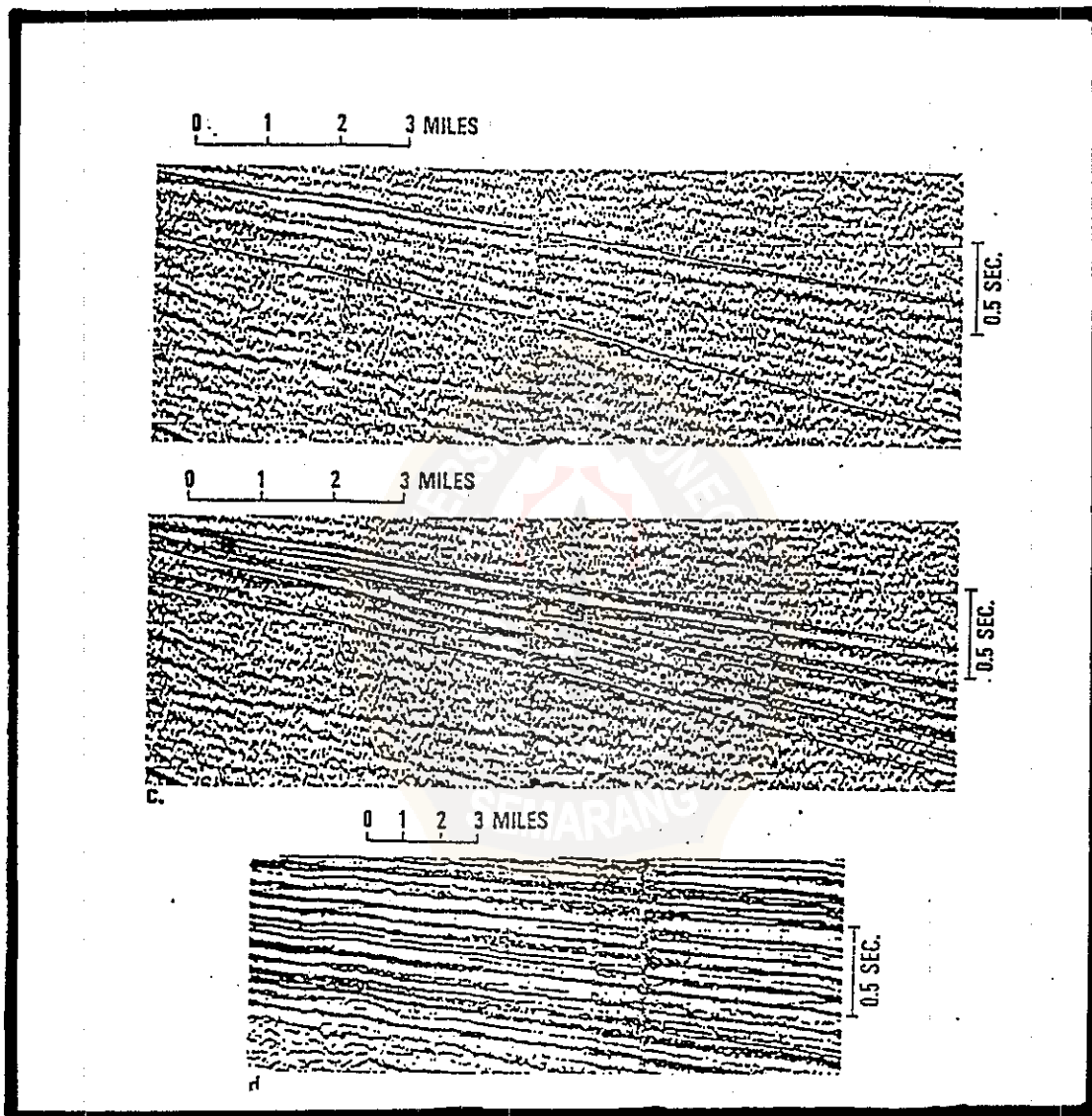


Gambar 19. Contoh konfigurasi 'Paralel', 'Sub Paralel', dan 'Divergen'. (Mitchum et al., 1977)



Gambar 20. Contoh konfigurasi : (a) 'Paralel' (b) 'Sub Paralel' (Mitchum et al., 1977)

bentuk unit pembajian dengan penebalan secara lateral. Dimana penebalan secara lateral ini disebabkan oleh penebalan siklus secara individu dalam suatu unit. Konfigurasi 'Divergen' ini menunjukkan adanya variasi

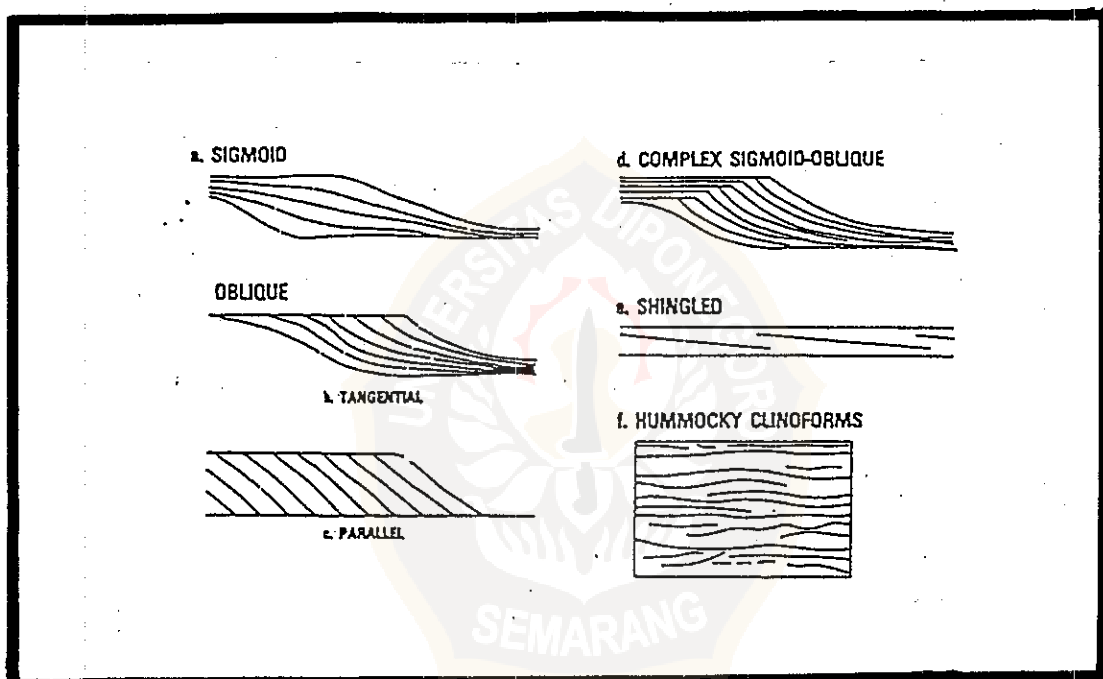


Gambar 21. Contoh konfigurasi 'Divergen'
(Mitchum et al., 1977)

kecepatan pengendapan secara lateral akibat pengangkatan permukaan bidang pengendapan secara progresif.

III.5.1.c. Konfigurasi Prograding

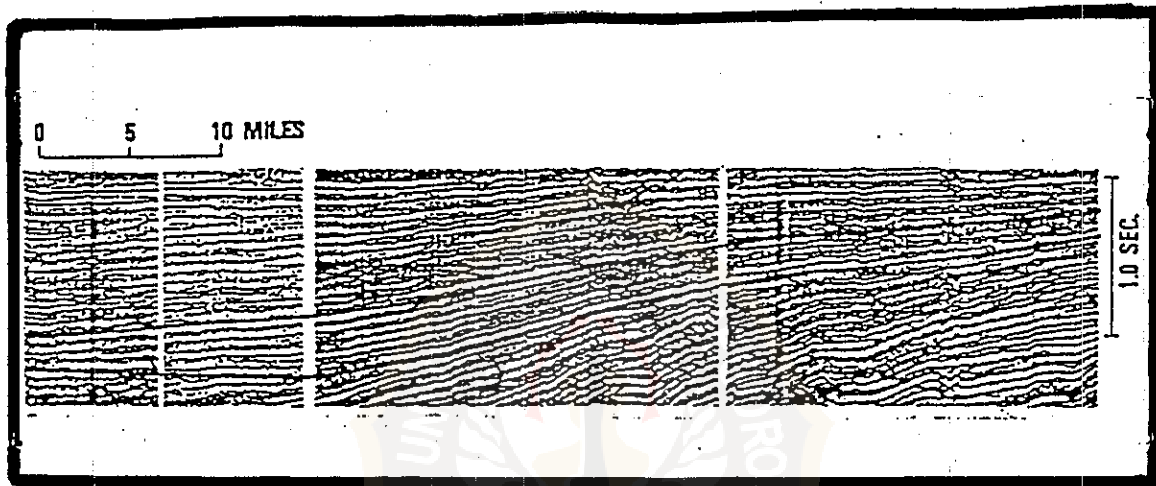
Konfigurasi 'Prograding' merupakan konfigurasi refleksi yang kompleks dan diinterpretasikan sebagai strata yang terjadi akibat adanya perkembangan sedimentasi



Gambar 22. Merupakan pola-pola seismik refleksi yang diinterpretasikan sebagai pola 'Prograding' 'Clinoform'. (Mitchum et al., 1977)

maju secara lateral atau prograding. Variasi dari bentuk pola konfigurasi prograding meliputi 'Sigmoid', 'Oblique', kompleks 'Sigmoid-Oblique', 'Shingled' serta 'Hummocky'

yang secara umum pola-pola tersebut disebut dengan 'Clinoforms'. Perbedaan pola-pola yang ada pada prograding 'Clinoforms' disebabkan oleh adanya variasi kecepatan pengendapan serta variasi kedalaman air. Bagian atas dari pola tersebut diendapkan pada air dangkal sedang bagian bawahnya diendapkan pada kedalaman air yang dalam.



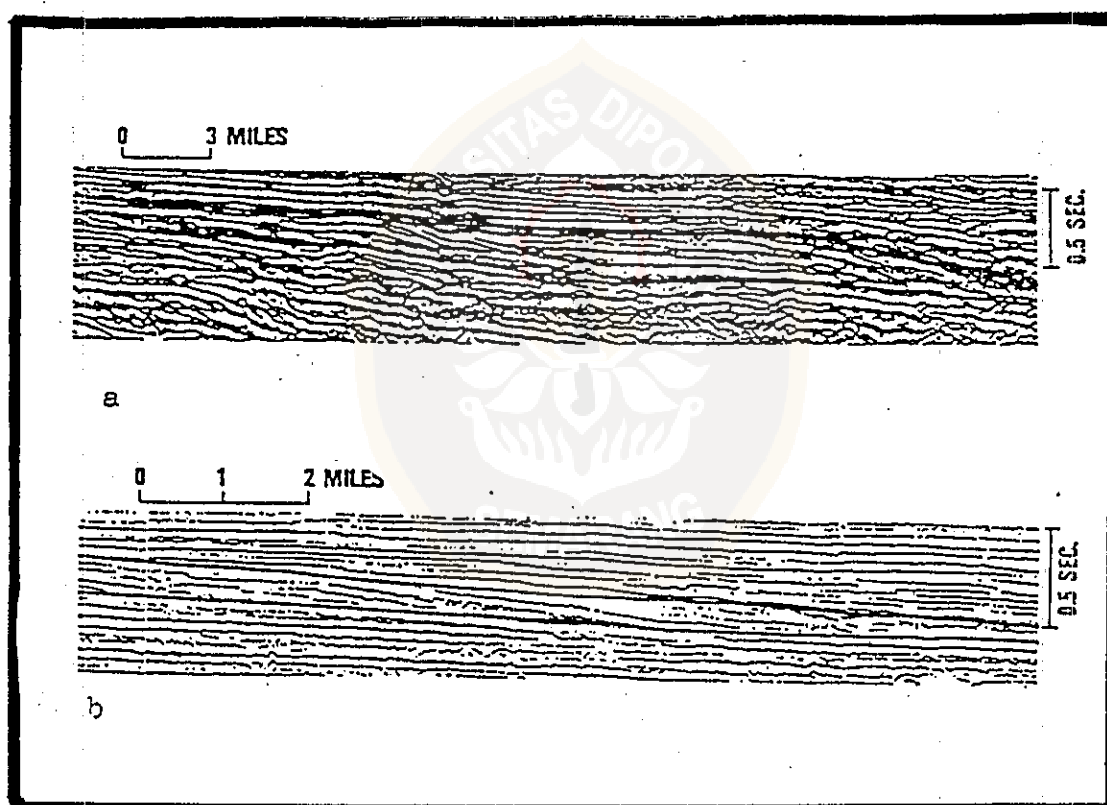
Gambar 23. Memperlihatkan pola 'Sigmoid'
(Mitchum et al., 1977)

a. Pola Sigmoid

Pola ini dapat dikenal dengan bentuknya yang menyerupai huruf "S" yang landai dengan bagian atasnya cenderung sejajar dengan batas sekuen sedangkan bagian bawahnya mendekati dasar dengan sudut kecil.

Ketebalan lapisan bagian atas tipis, kemudian menebal pada bagian tengah dan selanjutnya menipis kembali pada

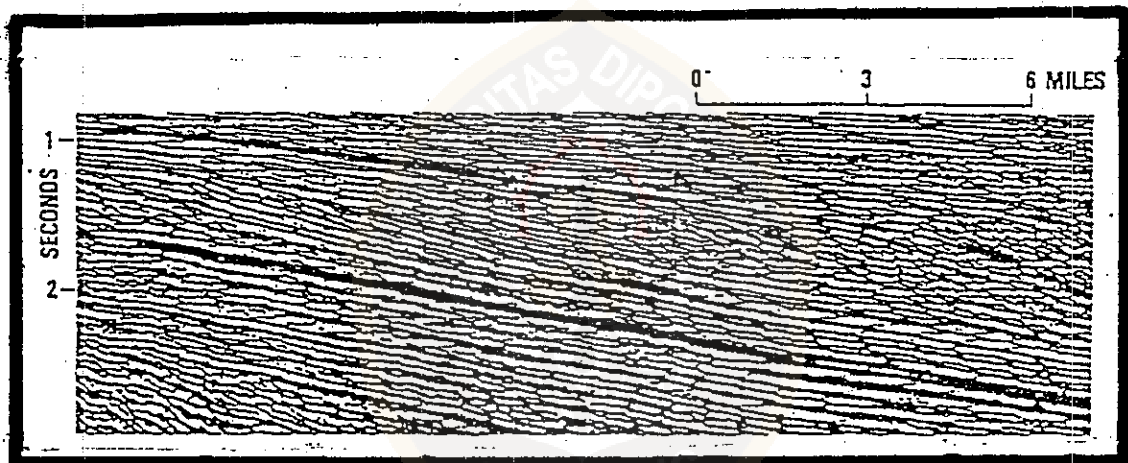
bagian bawah. Sudut pengendapan sangat landai biasanya kurang dari 1° . Pola 'Sigmoid' ini menunjukkan pengendapan pada air dengan kedalaman yang relatif dalam, dimana energi yang bekerja rendah sehingga akan menghasilkan bagian atas dari unit tidak tererosi selama terjadinya pengendapan. Di samping itu juga menunjukkan bahwa suplai sedimen rendah dengan subsidensi cekungan yang relatif cepat atau kenaikan muka air laut juga cepat.



Gambar 24. Contoh pola konfigurasi (a) 'Tangensial Obligue' (b) 'Paralel Obligue'. (Mitchum et al., 1977)

b. Konfigurasi Oblique

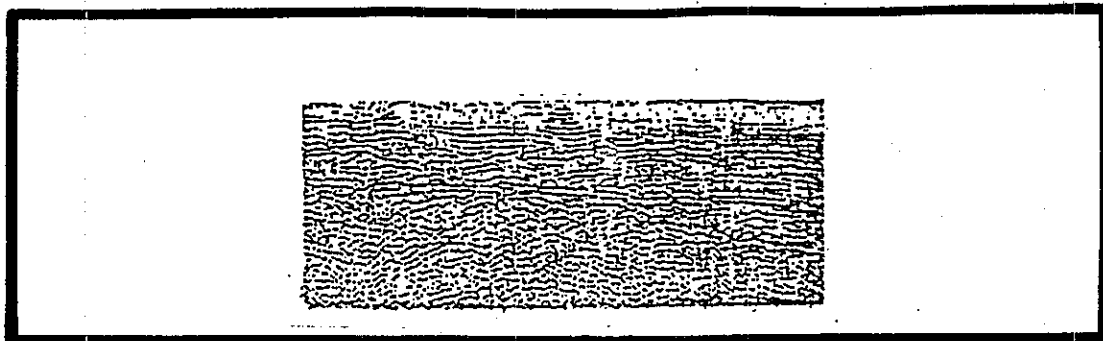
Pola ini hampir mirip dengan pola 'Sigmoid', yaitu menyerupai huruf "S" tetapi bagian atasnya terpenggal dan menyudut terhadap batas sekuen di atasnya dan sudut kemiringan pengendapannya lebih besar dari pola 'Sigmoid' sekitar 10° . Pola ini terbagi menjadi dua bentuk yaitu 'Tangensial Oblique' dengan bagian bawah 'fore-set' menurun secara gradual serta 'Paralel Oblique' dengan 'fore-set' yang miring curam.



Gambar 25. pola kompleks 'Sigmoid-oblique'
(Mitchum et al., 1977)

Pola 'Oblique' ini secara umum menunjukkan proses pengendapan yang terjadi berada di dekat dasar gelombang pada lingkungan energi tinggi dengan pemilahan ukuran butir terjadi pada bagian atas dari pola 'Oblique',

sehingga dari pola 'Oblique' ini akan menghasilkan 'Clean sand' dengan ukuran butir tergantung pada energi pengendapannya (Sheriff, 1980).



Gambar 26. Pola 'Chaotic' (Sheriff., 1978)

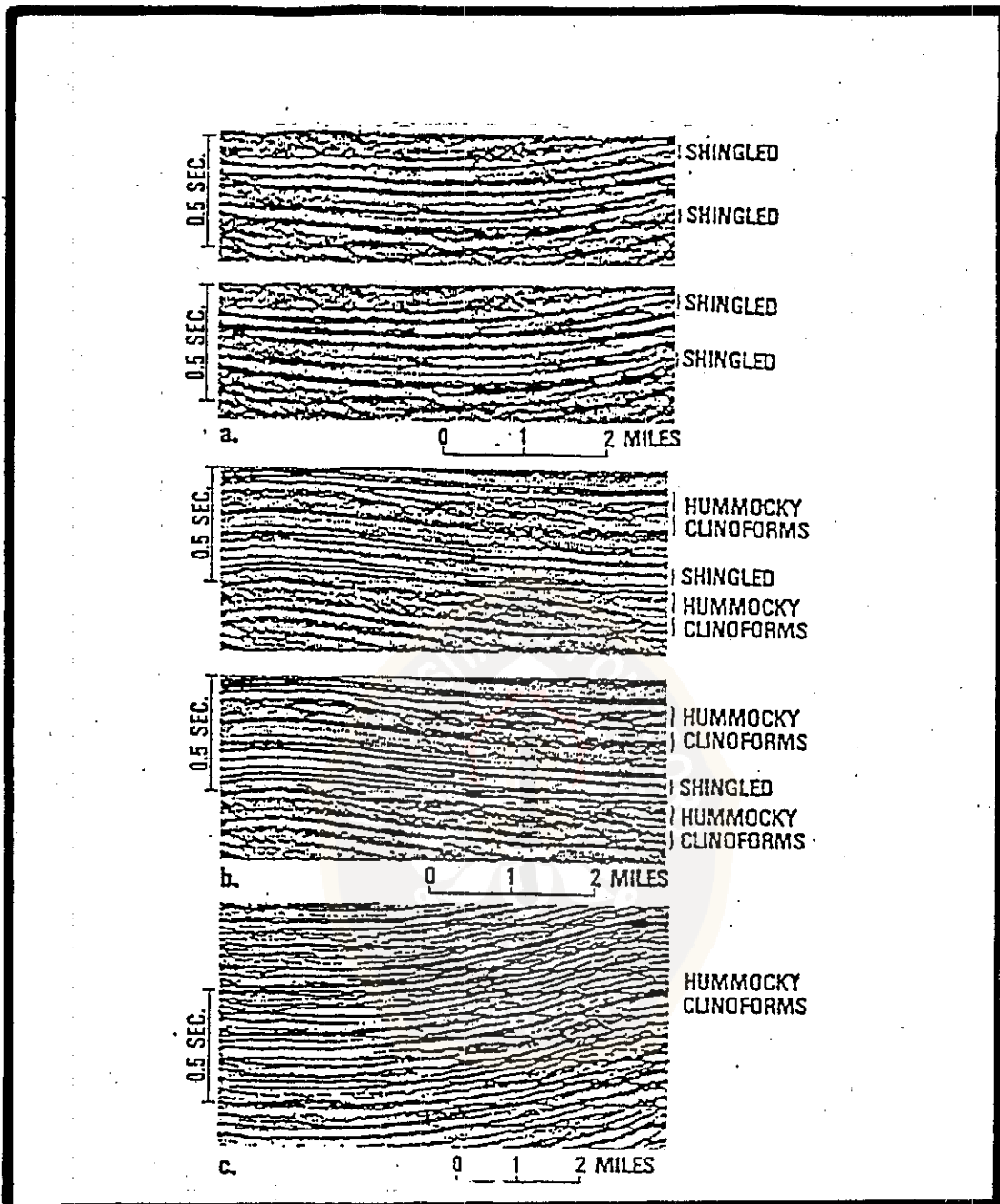
Konfigurasi kompleks merupakan pola konfigurasi yang terdiri dari kombinasi antara 'Sigmoid' dan 'Oblique' dalam satu unit fasies seismik.

c. Pola Shingled

Pola 'Shingled' adalah pola seismik prograding yang tipis umumnya sejajar dengan batas bagian atas dan bagian 'Top lap' dan 'Down lap'. Konfigurasi ini diinterpretasikan sebagai pengendapan yang berkembang dalam air dangkal.

d. Pola Hummocky Cliniform

Adalah pola konfigurasi refleksi yang tak menerus, tak teratur, 'Sub paralel' dengan akhir yang tak menerus. Pola ini diinterpretasikan sebagai lapisan yang membentuk 'Cliniform' yang menjadi berkembang ke dalam air dangkal



Gambar 27. Contoh pola konfigurasi 'Shingled' dan 'Hummocky Clinoform' dalam penampang seismik.
(Mitchum et al., 1977)

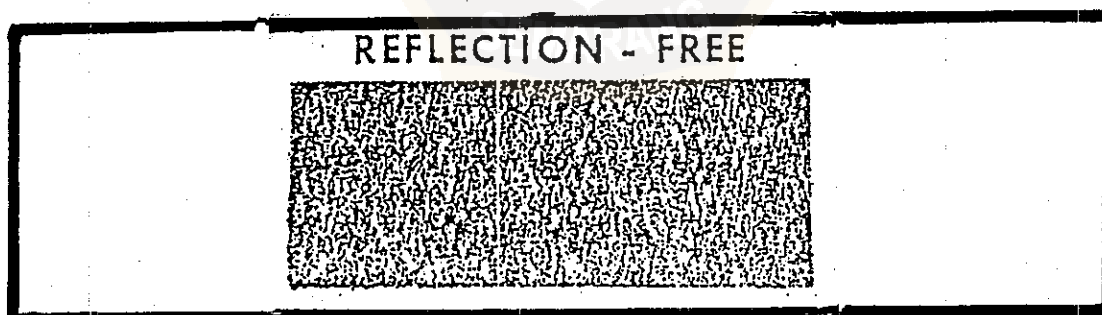
pada pro delta atau posisi antar delta.

e. Pola Chaotic

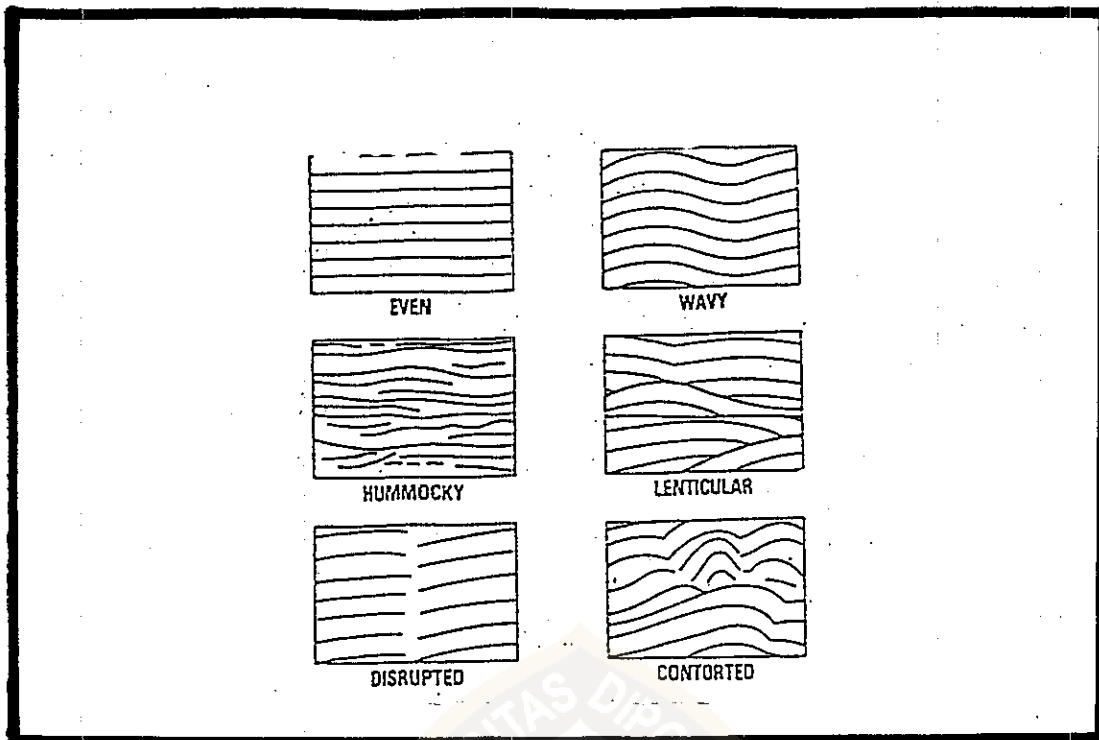
Pola 'Chaotic' adalah pola tak menerus, saling memotong dan menunjukkan susunan yang tak teratur. Pola ini diinterpretasikan sebagai lapisan yang diendapkan pada kondisi yang bermacam-macam, dengan energi pengendapan tinggi atau juga dapat diinterpretasikan bahwa mula-mula lapisan menerus tetapi kemudian mengalami deformasi sehingga merusak susunannya.

f. Pola Reflection - Free

Pola ini merupakan pola konfigurasi yang menunjukkan tidak adanya pantulan suatu area vertikal. Pola ini biasanya terjadi pada unit geologi yang homogen tanpa perlapisan atau pada perlapisan yang hampir vertikal. Contoh unit geologi yang homogen adalah : Massa batuan beku, jebakan garam, batu pasir atau serpih yang tebal.



Gambar 28. Contoh dari pola konfigurasi 'Reflection-free'
(Sheriff., 1978)



Gambar 29. Contoh bentuk-bentuk modifikasi
(Mitchum et al., 1977)

g. Bentuk-bentuk Modifikasi

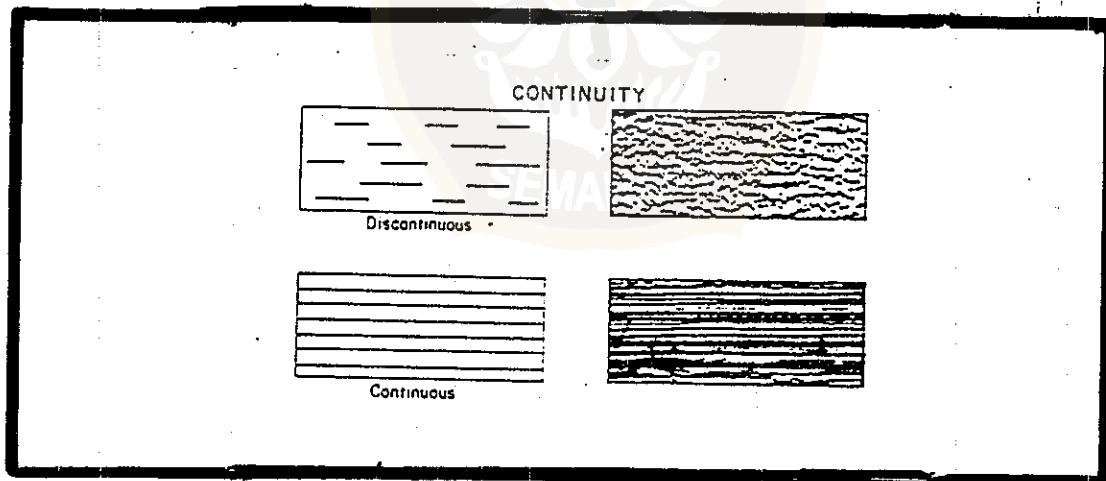
Bentuk-bentuk modifikasi ini terdiri dari : 'Wavy', 'Even', 'Hummocky', 'Lentikuler', 'Disrupted', 'Contorted', 'Reguler', 'Irreguler', 'Uniform', 'Variabel'. Bentuk modifikasi ini merupakan variasi minor dalam pola konfigurasi refleksi.

III.6. Kontinuitas

Kontinuitas adalah sifat yang dapat diamati pada penampang seismik berupa kemenerusan jejak-jejak seismik

yang ditarik melalui pulsa-pulsa dengan perubahan waktu tiba yang kecil (Fitch, 1976). Sifat ini mencerminkan kontinuitas bidang-bidang reflektor yang dapat juga dikatakan merupakan kontinuitas bidang-bidang perlapisan di dalam bumi. Sifat ini tidak hanya menggambarkan keseragaman lateral dari satu unit geologi saja, tetapi merupakan keseragaman sifat fisik dari dua unit geologi yang berbeda, dimana bidang kontakannya merupakan bidang pantul.

Menurut Badley, 1985 ada dua tingkatan kontinuitas, yaitu continuous sampai very discontinuous. Selanjutnya kontinuitas dapat pula untuk menginterpretasi keadaan geologi seperti perubahan lateral pada impedansi akustik serta litologi.



Gambar 30. Contoh tingkatan dari kontinuitas
(Badley., 1985)

Pantulan diskontinyu menunjukkan karakteristik dari lingkungan pengendapan dimana perubahan fasies secara lateral dengan cepat. Contoh untuk lingkungan pengendapannya adalah lingkungan fluvial, alluvial. Sedangkan pantulan kontinyu merupakan karakteristik dari lingkungan pengendapan dimana kondisi lingkungannya seragam dan luas, contohnya pada lingkungan laut dalam.

III.7. Amplitudo

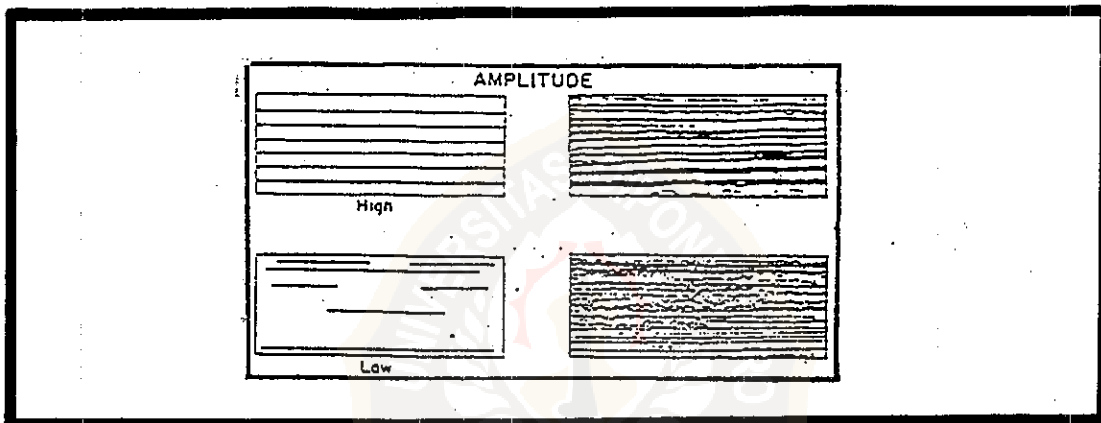
Amplitudo adalah ukuran bentuk gelombang yang merupakan manifestasi dari kekuatan pantul gelombang seismik oleh reflektor. Kekuatan pantul sangat bergantung pada koefisien pantul atau reflektifitas (R). Dalam hal ini koefisien pantul merupakan harga dari perbandingan amplitudo gelombang pantul dengan amplitudo gelombang datang atau juga merupakan harga perbandingan dari selisih harga impedansi akustik lapisan bawah dan lapisan atas dengan total jumlah harga impedansi akustik lapisan bawah dan atas, dimana harga impedansi akustik ini merupakan hasil perkalian antara kecepatan dengan densitas batuan.

Perubahan amplitudo secara vertikal dapat digunakan untuk membantu menentukan suatu bidang ketidakselarasan, sedang perubahan secara lateral digunakan untuk membedakan fasies seismik.

Badley, 1985 membagi amplitudo menjadi dua tingkatan yaitu : high amplitudo dan low amplitudo. Amplitudo rendah

menunjukkan lapisan yang terlalu tipis untuk dideteksi dengan metode seismik, atau merupakan zona yang terdiri dari satu tipe litologi, sedangkan amplitudo tinggi diinterpretasikan sebagai petunjuk adanya selang seling shale dengan batu pasir yang relatif tebal atau dengan batuan karbonat.

Fasies yang menunjukkan amplitudo rendah adalah 'Sand prone' (energi tinggi) dan 'Shale prone' (energi rendah).



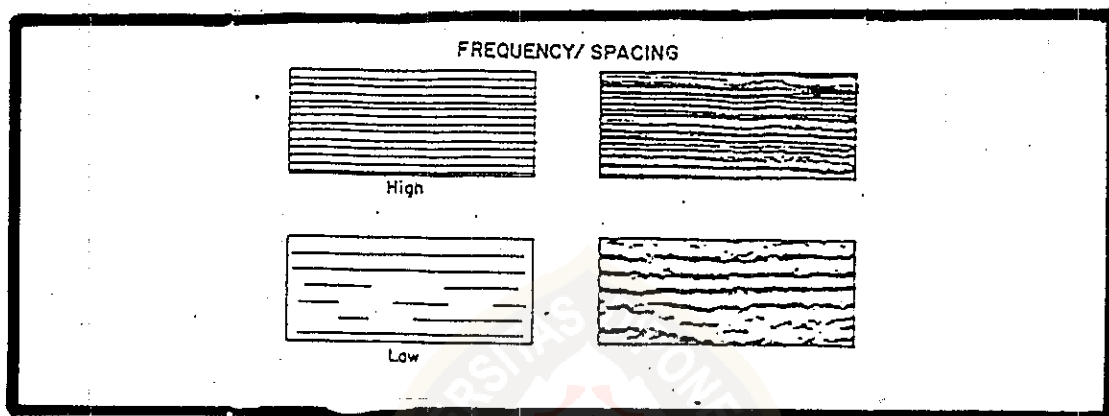
Gambar 31. Tingkatan dari amplitudo. (Badley., 1985)

III.8. Frekuensi (Reflection Spacing)

Adalah banyaknya getaran gelombang seismik yang diterima geofon dalam satuan waktu. Sifat ini dihubungkan dengan beberapa keadaan geologi, misalnya spasi reflektor yang menunjukkan spasi perlapisan, perubahan kecepatan interval secara lateral.

Selanjutnya menurut Badley, 1985 perubahan frekuensi secara lateral dapat digunakan untuk menentukan adanya

perubahan fasies, sedang perubahan frekuensi secara vertikal dapat digunakan sebagai petunjuk untuk menentukan letak batas dari sekuen pengendapan. Pembagian tingkatan dari frekuensi ada dua yaitu : high frequency dan low frequency.



Gambar 32. Contoh dari tingkatan frekuensi
(Badley, 1985)

III.9. Bentuk Eksternal dari Unit Fasies Seismik

Pengertian mengenai bentuk eksternal secara tiga dimensi dan asosiasi karya suatu unit fasies seismik sangat diperlukan dalam analisis fasies seismik.

Beberapa bentuk eksternal seperti 'Mound' dan 'Fill' masih dapat dibagi lagi dalam sub tipe-sub tipe tergantung dari asal, konfigurasi refleksi internal dan modifikasinya.

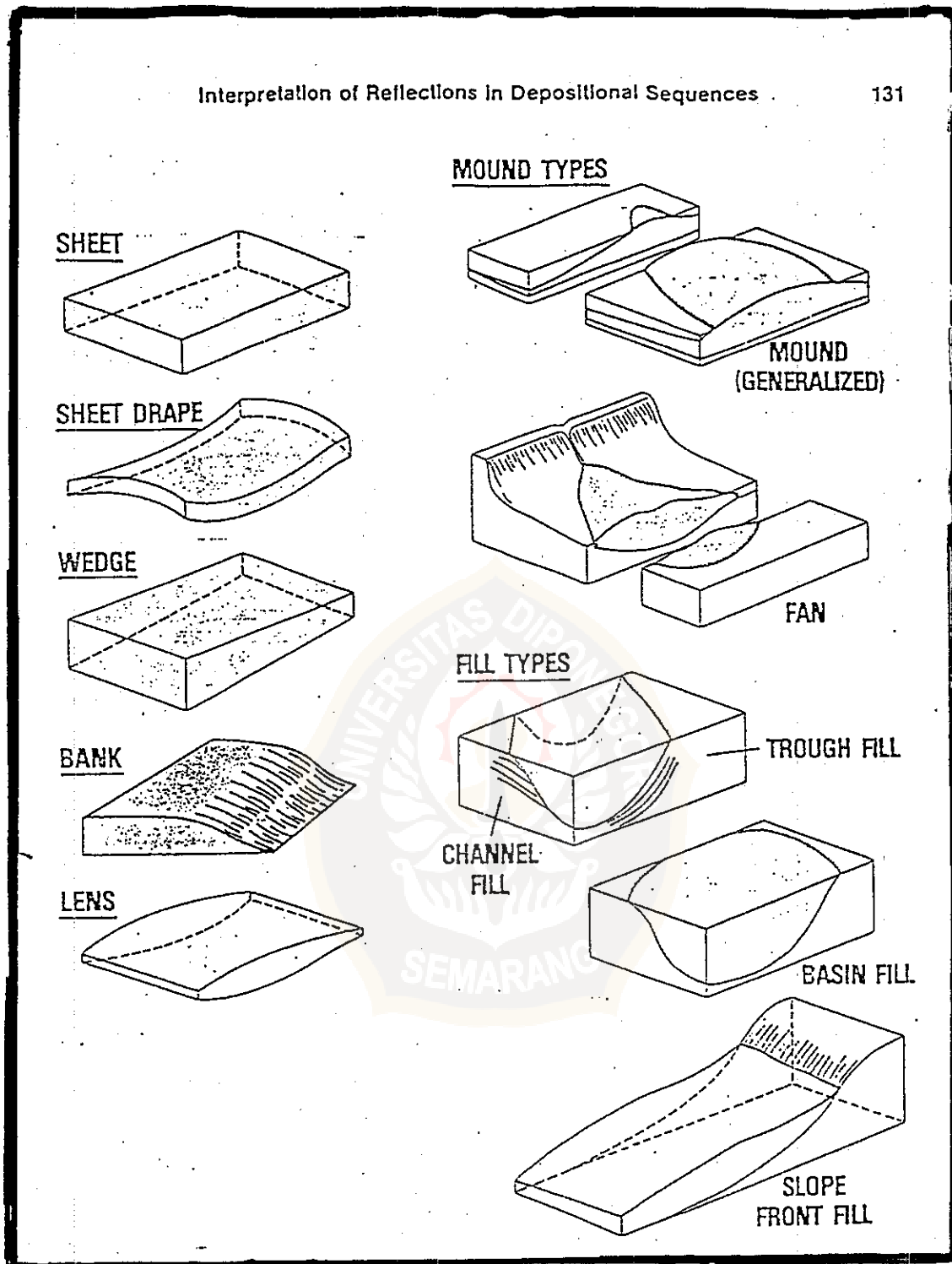
'Sheet', 'Wedge', 'Bank' merupakan unit fasies

seismik daerah paparan yang paling umum. Sedangkan jenis-jenis konfigurasi daerah tersebut adalah tipe 'Paralel', 'Divergen', 'Prograding'.

'Sheet drape' biasanya terdiri dari tipe 'Paralel' yang diinterpretasikan sebagai strata yang mendasari topografi yang seragam, energi rendah, lingkungan laut dalam yang tidak terpengaruh oleh relief bawah permukaan.

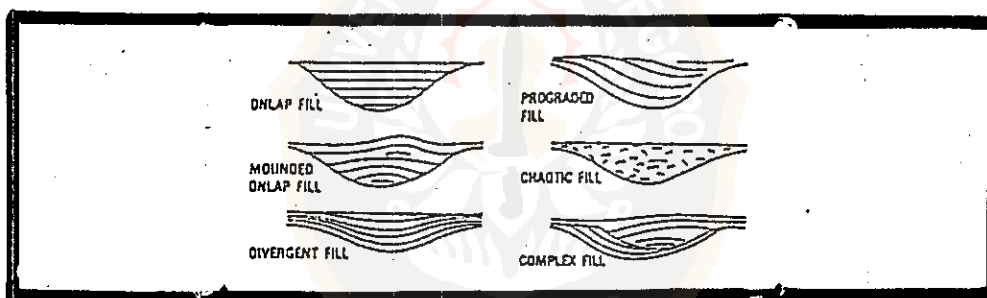
Bentuk lensa dapat terjadi pada beberapa asosiasi fasies seismik tetapi lebih banyak dijumpai sebagai bentuk eksternal dari unit fasies seismik tipe 'Prograding Clinoform'.

'Mound' dan 'Fill' merupakan kelompok bentuk eksternal yang kejadiannya berbeda. 'Mound' membentuk suatu tonjolan sedangkan 'Fill' sifatnya mengisi suatu depresi pada bidang pengendapan. 'Mound' adalah konfigurasi refleksi yang diinterpretasikan sebagai strata membentuk elevasi atau tonjolan, tumbuh ke atas dari strata-strata di sekitarnya. Kebanyakan 'Mound' merupakan pertumbuhan topografi yang diakibatkan baik karena proses klastik atau vulkanik atau pertumbuhan organik. Bentuk tersebut kadang-kadang berukuran kecil sehingga hanya dapat diketahui pada grid penampang seismik dan dicirikan oleh 'On lap' atau 'Down lap' dari strata-strata di sekitar 'Mound' tersebut. Karena terbentuk dari kejadian yang dapat berbeda-beda maka 'Mound' dapat memiliki bentuk eksternal dan konfigurasi strata internal yang berbeda



Gambar 33. Contoh bentuk eksternal dari unit fasies seismik (Mitchum et al., 1977)

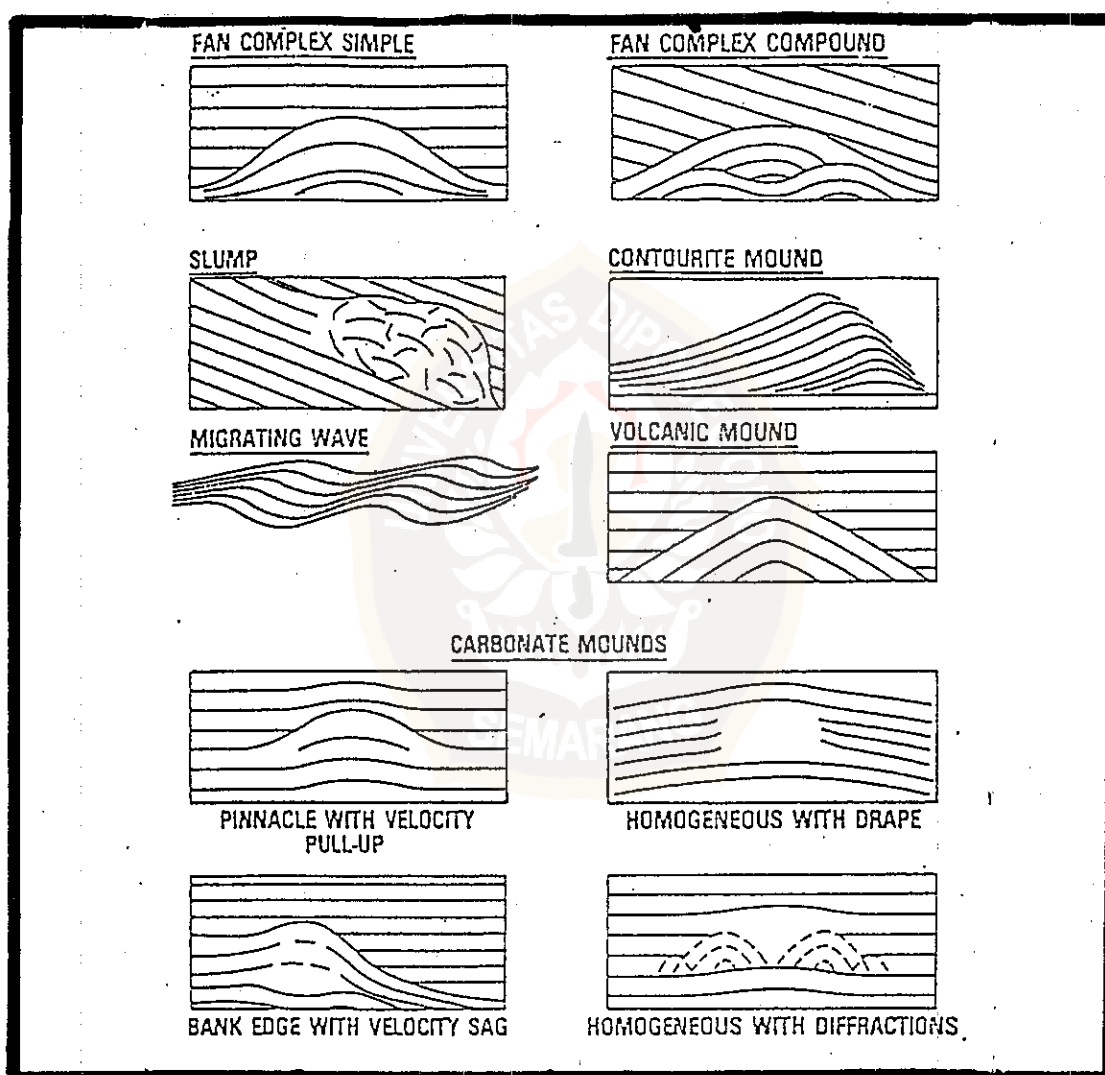
pula. Pembagian secara diskriptif yang didasarkan atas konfigurasi internal dan geometri eksternal, yang perlu dalam pembagian tersebut adalah langkah permulaan dalam interpretasi genetis dari 'Mound' apakah deposit laut dalam, pertumbuhan karbonat dan 'Reef' serta 'Volcanic piles', yang kesemuanya akan memberikan kenampakan 'Mound' secara dua dimensi. Dalam banyak hal 'Mound' dijumpai dalam skala yang kecil sehingga sulit sekali dijelaskan individunya atau dipetakan secara seismik. Kenampakan ini sering dijumpai pada pola refleksi tipe 'Hummocky' atau 'Mounded'.



Gambar 34. Contoh dari tipe-tipe Fill
(Mitchum et al, 1977)

Pola refleksi 'Fill' diinterpretasikan sebagai strata yang mengisi suatu relief. Dengan memperhatikan pola refleksi strata di bawahnya maka dapat dibedakan apakah kontak tersebut merupakan 'Erosional Truncation' atau

'Concordant'. Unit 'Fill' dapat dikelompokkan lagi atas dasar bentuk eksternalnya yaitu sebagai 'Channel Fill', 'Trough Fill', 'Basin Fill' atau 'Slope-front Fill'. Pola 'Fill' menggambarkan struktur-struktur yang memiliki sifat keoriginannya dari tiap struktur tersebut seperti



Gambar 35. Contoh tipe-tipe Mound (Mitchum et al, 1977)

'Erosional Channel', 'Canyon Fill', 'Structural-trough Fills', 'Fan', 'Slump' atau yang lainnya.

Sheriff (1980) membuat suatu metoda analisa yang berupa urutan pekerjaan yang pada dasarnya kumpulan analisa sekuen seismik dan analisa fasies seismik, yaitu :

1. Pengenalan ketidakselarasan berdasarkan pada kenampakan 'angularity' dan kenampakan lain sebagai batas sekuen seismik.
2. Ekstrapolasi batas sekuen bila pantulan berturutan sehingga dapat diketahui satuan sekuen secara keseluruhan.
3. Menandai bagian-bagian satuan dengan kejadian bagian atas dan bawah batas sekuennya dengan ciri khas parameter seismik di dalamnya.
4. Memetakan satuan fasies sehingga terlihat bentuk serta orientasinya.
5. Melihat bagaimana satuan itu berhubungan dengan satuan di sekitarnya, informasi kecepatan serta informasi geologi lainnya, misalnya data sumur.
6. Mensintesa kejadian-kejadian di atas ke dalam interpretasi berdasarkan pada konsep stratigrafi.

III.10. Analisis Muka Air Laut

Pada dasarnya analisa ini adalah menentukan perubahan muka air laut pada saat terjadi sedimentasi pada cekungan. Perubahan muka air laut relatif didefinisikan sebagai naik

atau turunnya muka air laut relatif terhadap bidang dasar pengendapannya, perubahan ini disebabkan oleh berubahnya muka air laut relatif terhadap bidang dasar pengendapannya, perubahan ini disebabkan oleh berubahnya muka air laut, bidang dasar pengendapan yang berubah atau kombinasi di antara keduanya (Mitchum. RM dan Thompson, 1980).

Pada penampang seismik perubahan muka air laut relatif dapat diamati dari adanya 'On-lap' pantai, 'Top-lap' pantai, dan 'Erosional Truncation', sehingga mutlak diperlukan data yang berkualitas baik dan tidak adanya gangguan struktur untuk analisa ini. Penentuan fasies pantai didukung oleh data sumur. Perubahan muka air laut secara regional berhubungan dengan perubahan muka air laut secara global.

Ada tiga macam perubahan muka air laut relatif yaitu muka air laut relatif naik, muka air laut tetap, muka air laut relatif turun.

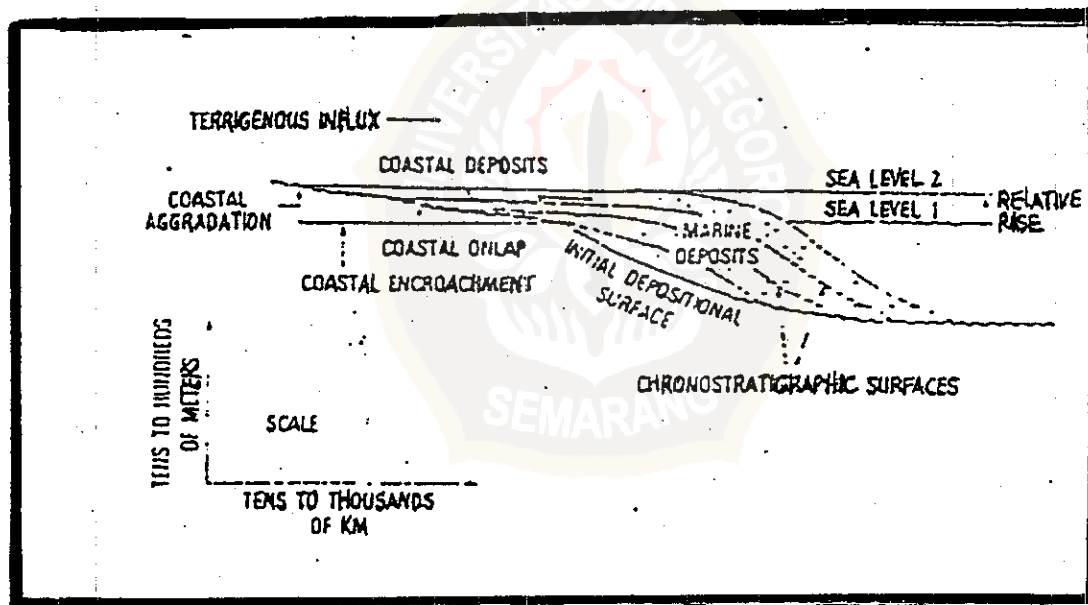
III.10.a. Muka Air Laut Relatif Naik

Pada dasarnya adalah naiknya muka air laut relatif terhadap bidang dasar pengendapannya disebabkan oleh :

- Permukaan air laut benar-benar naik dimana bidang dasar pengendapan turun, tetap, atau naik dengan kecepatan lebih kecil.
- Permukaan air laut turun dimana bidang dasar

pengendapan turun dengan kecepatan lebih besar.

Muka air laut relatif naik ditunjukkan oleh bergesernya 'On-lap' pantai ke arah darat. Besarnya pergeseran baik vertikal maupun horisontal dapat diukur berdasarkan kedudukan 'On-lap' yang paling dalam terhadap 'On-lap' terdangkal. Pada pengukuran besarnya pergeseran ini banyak faktor yang harus dipertimbangkan antara lain adanya penebalan akibat subsiden, adanya kompaksi, variasi kelerengan, tidak adanya gangguan struktur sehingga pengukuran ini sulit dilaksanakan.



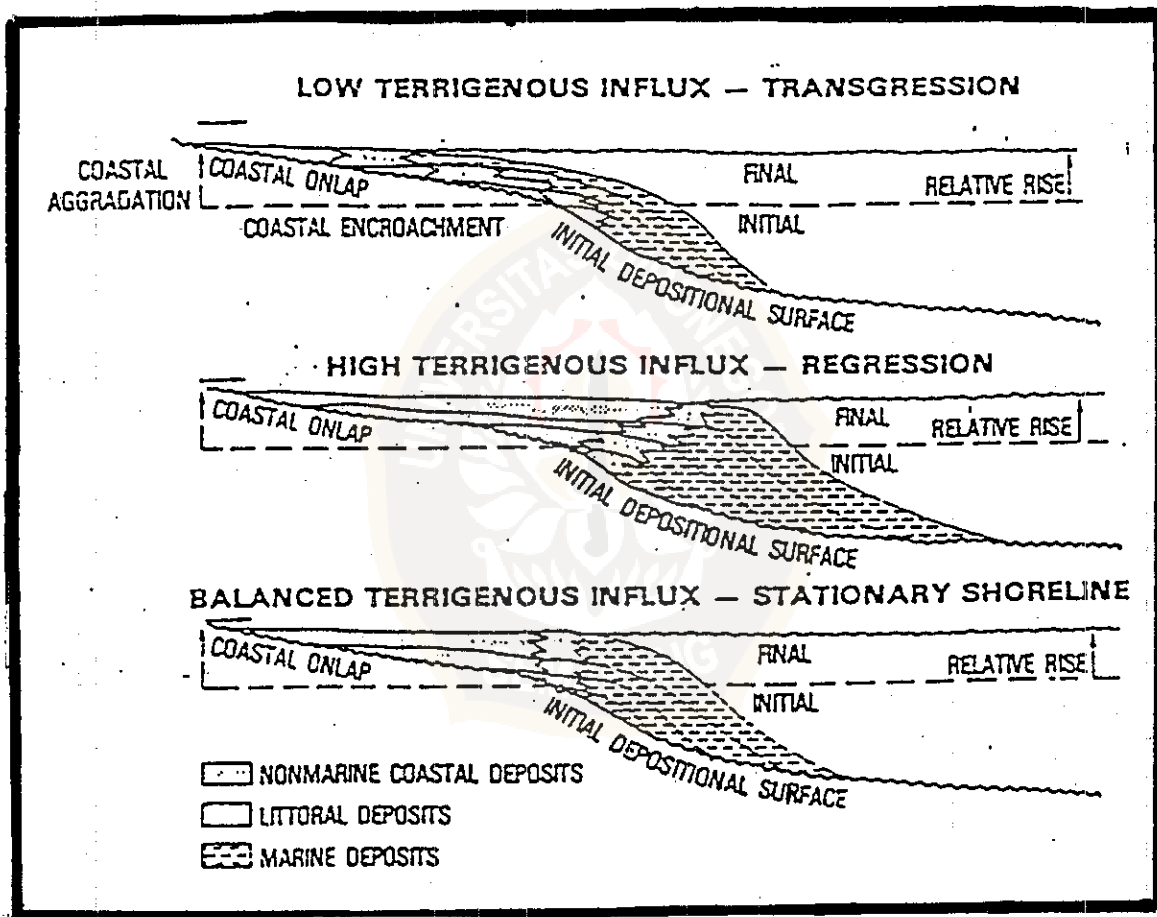
Gambar 36. Menunjukkan bergesernya 'On lap' pantai ke arah daratan, beserta komponen vertikal ('Coastal Agradation') komponen horisontal ('Coastal Encroachment')

(Mitchum. RM., 1977)

III.10.b. Muka Air Laut Relatif Tetap

Pada dasarnya adalah keadaan dimana muka air laut konstan terhadap bidang dasar pengendapan. Kejadian ini bisa disebabkan oleh :

- Muka air laut dan bidang dasar pengendapan tidak berubah.



Gambar 37. Menunjukkan beberapa kemungkinan yang bisa terjadi pada saat muka air laut relatif naik.

(Mitchum. RM., 1977)

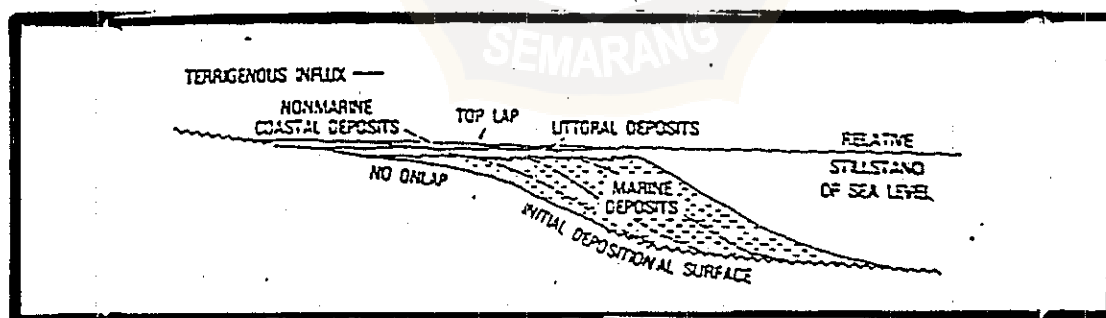
- Muka air laut dan bidang dasar pengendapan bersamaan naik atau turun dengan kecepatan yang sama.

Pada penampang seismik muka air laut relatif konstan ditunjukkan adanya 'Top-lap' pantai. Kenyataan ini bisa terjadi karena selama muka air laut tetap dan suplai sedimen cukup, maka pengendapan pada lingkungan pantai akan mampu mencapai 'Base level' sehingga terbentuk 'Top-lap' di bagian atas dan tidak akan terjadi peristiwa 'On laping' pada bagian dasar pengendapannya.

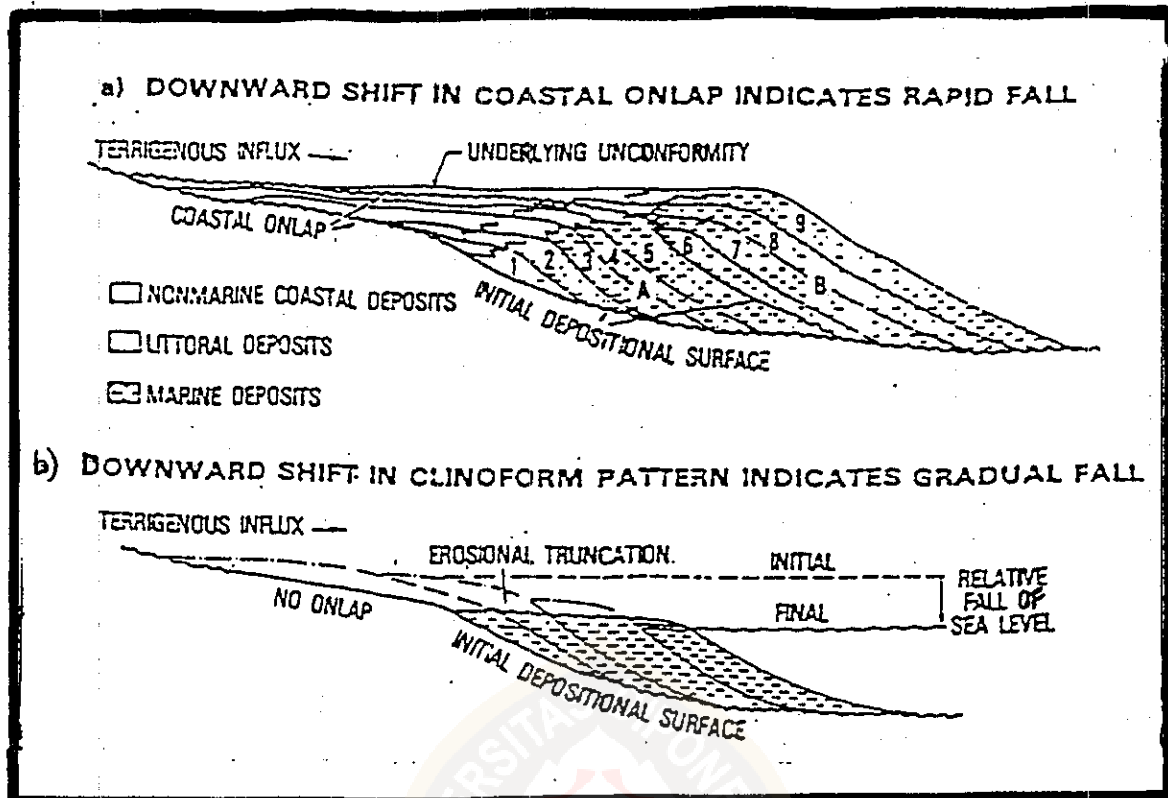
III. 10. c. Muka Air Laut Relatif Turun

Pada dasarnya adalah muka air laut yang relatif turun terhadap bidang dasar pengendapannya. Kejadian ini bisa disebabkan oleh :

- Muka air laut benar-benar turun dimana bidang dasar



Gambar 38. Adanya 'Top lap' pantai menunjukkan muka air laut relatif konstan. (Mitchum. RM., 1977)



Gambar 39. Bergesernya 'On lap' pantai menunjukkan muka air laut relatif turun selama terjadi pengendapan, a) bergesernya 'On lap' menunjukkan penurunan yang cepat, b) bergesernya pola 'Clinoform' menunjukkan penurunan perlahan.

(Mitchum. RM., 1977)

pengendapan naik, diam atau turun dengan kecepatan lebih rendah.

- Jika muka air laut konstan dimana bidang dasar pengendapan naik.
- Jika muka air laut naik tetapi bidang dasar pengendapan naik dengan kecepatan lebih cepat.

Pada penampang seismik muka air laut relatif turun ini ditunjukkan oleh adanya 'On-lap' pantai bergeser turun ke arah laut dalam. Secara teoritis pengukuran besarnya penurunan muka air laut bisa ditentukan dari kedudukan on-lap pantai yang bergeser, tetapi menurut kenyataan sulit dilakukan karena adanya gangguan struktur lokal, hilangnya 'On-lap' pantai akibat erosi.

